

Fluidentwicklung und Diagenese im Nordostdeutschen Becken - Petrographie, Mikrothermometrie und Geochemie stabiler Isotope

Dissertation

**zur Erlangung des akademischen Grades
doctor rerum naturalium (Dr. rer. nat.)**

vorgelegt der

Mathematisch-Naturwissenschaftlich-Technischen Fakultät
(mathematisch-naturwissenschaftlicher Bereich)
der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg

von Herrn Markus Wolfgramm
geb. am: 26.07.1969 in: Köthen

Gutachter

1. Prof. G.H. Bachmann
2. Prof. R. Gaupp
3. Dr. habil. A. Schmidt Mumm

Verteidigung im Institut für Geologische Wissenschaften und Geiseltalmuseum am
13.05.2002

urn:nbn:de:gbv:3-000003738

[<http://nbn-resolving.de/urn/resolver.pl?urn=nbn%3Ade%3Agbv%3A3-000003738>]

Lebenslauf

Persönliche Daten

Name:	Markus Wolfgramm
Geburtsdatum:	26.07.1969
Geburtsort:	Köthen (Sachsen-Anhalt)
Wohnort:	Hegelstr.66; 06114 Halle (Saale)
Familienstand:	verheiratet, drei Kinder (5, 7, 11 Jahre alt)

Schulausbildung

September 1976 bis Juli 1979	zehnklassige POS Artur Becker in Rostock (Mecklenburg- Vorpommern)
September 1979 bis Juli 1980	Thomas-Schule und Internat in Leipzig (Sachsen) als Mitglied des Thomanerchores
September 1980 bis Juli 1986	zehnklassige POS Artur Becker in Rostock (Mecklenburg- Vorpommern)
September 1986 bis Juli 1988	Erweiterte Oberschule Ernst Thälmann in Rostock (Mecklenburg- Vorpommern)

Studium

September 1989 bis August 1991	Physikstudium an der MLU in Halle -Wittenberg (Sachsen-Anhalt)
Oktober 1991 bis September 1997	Studium der Geologie/Paläontologie an der MLU Halle-Wittenberg (Sachsen-Anhalt)
Seit Oktober 1997	Promotion am Geologischen Institut der Universität Halle / Wittenberg

Eidesstattliche Erklärung

Hiermit erkläre ich an Eides statt, dass ich die vorliegende Arbeit selbständig und nur mit den angegebenen Hilfsmitteln angefertigt habe. Alle Stellen, die dem Wortlaut oder dem Sinn nach anderen Werken entnommen sind, wurden durch Angabe der Quellen als Zitate kenntlich gemacht.

Halle/Saale, den 29.07.2002-07-29

Markus Wolfgramm

Vorwort

Von 1997 - 2000 wurde an der Martin-Luther-Universität Halle im „Institut für Geologische Wissenschaften und Geiseltalmuseum“ ein Projekt mit dem Thema: *„Rekonstruktion der thermischen und chemischen Entwicklung von Paläo-Fluidsystemen im Norddeutschen Becken durch die Analyse von Flüssigkeitseinschlüssen im Bereich der DEKORP-Trasse 9601“* bearbeitet. Die Finanzierung erfolgte dankenswerterweise durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG). Die vom Autor durchgeführten Untersuchungen erbrachten eine Reihe von Ergebnissen, welche in der vorliegenden Arbeit präsentiert werden.

Eine wesentliche Vorgabe seitens der DFG ist die Publikation der Daten und Ergebnisse in nationalen und internationalen Fachzeitschriften. Aus diesem Grund sind einige der verwendeten Abbildungen mit englischen Beschriftungen versehen, um eine Veröffentlichung in relevanten Fachzeitschriften zu ermöglichen.

Das Hauptziel des Projektes war, die thermische Entwicklung der progressiven Beckengenese des Nordostdeutschen Beckens (NEDB) nachzuvollziehen. Gleichmaßen sollte dieser thermischen Rekonstruktion die chemische Charakterisierung und Variation der während der Beckengenese mobilisierten Fluid-Phasen zugeordnet werden. Diese Informationen sind von großer Bedeutung für das Verständnis der Genese von Kohlenwasserstoff-Vorkommen (Erdöl/Erdgas) einerseits und die Entstehung sekundärer Mineralvorkommen andererseits.

Zur Erreichung dieses Zieles wurden verschiedene diagenetische Mineralparagenesen und die darin enthaltenen Generationen von Flüssigkeitseinschlüssen petrographisch (optisch und Kathodolumineszenz) sowie mikrothermometrisch analysiert. Repräsentative Proben wurden zudem mit Raman- spektroskopischen und REM-edx-analytischen Methoden untersucht.

Die gesteckten Ziele konnten in der vorliegenden Form nur durch die vielfältige Unterstützung von verschiedenen Institutionen, Kollegen und Freunden erreicht werden, denen nachfolgend gedankt wird.

Dank

Die vorliegende Arbeit entstand von 1997 – 2000 am Institut für Geologische Wissenschaften und Geiseltalmuseum der Martin-Luther-Universität Halle/Wittenberg. Finanzielle Unterstützung wurde im Rahmen eines Forschungsprojektes durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG-Geschäftszeichen: SCHM 1121/3-1, SCHM 1121/3-2, SCHM 1121/3-3 bzw. BA 487/13-3) gewährt.

Allen, die zum Gelingen meiner Doktorarbeit beigetragen haben, möchte ich hiermit meinen herzlichen Dank aussprechen.

An erster Stelle möchte ich Herrn Dr. A. Schmidt Mumm für die Initiierung und Betreuung dieser interdisziplinär ausgerichteten Arbeit, seine vielen guten Hinweise und meine Ausbildung zu einem „Fluidisten“ danken.

Meinen besonderen Dank möchte Herrn Prof. Dr. G. H. Bachmann aussprechen, der dankenswerterweise nach dem Weggang von Dr. Schmidt Mumm die fachliche Betreuung übernahm.

Besonders hervorheben möchte ich auch die Unterstützung durch Herrn Prof. Dr. G. Borg, der mich in die Arbeitsgruppe „Petrologie und Lagerstättenkunde“ aufnahm und somit für hervorragende Arbeitsbedingungen sorgte, sei es beispielsweise durch fachliche Hilfe oder die Ausstattung des Arbeitsplatzes mit einem modernen PC.

Dank gilt ebenfalls dem Koreferenten Herrn Prof. Dr. R. Gaupp (Universität Jena) für seine Bereitschaft zur Begutachtung meiner Arbeit und für seine hilfreichen Hinweise.

Das Bohrungsmaterial und zusätzliche Bohrungsinformationen wurden mir dankenswerterweise durch Herrn Dr. B. Ehling vom Geologischen Landesamt Sachsen-Anhalt, durch Herrn Dr. Wasternack und Herrn Dr. J. Kopp vom Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg und Herrn Dr. A. von Bülow des Geologischen Landesamtes Mecklenburg-Vorpommern mit der Erlaubnis der EEG Gommern, vertreten durch Herrn Dr. E. Schretzenmayr, zur Verfügung gestellt. Untersuchungen in den Tagebauen des Flechtinger Höhenzuges wurden mit freundlicher Unterstützung der Firma Haniel Baustoff-Industrie durchgeführt.

Die ramanspektroskopischen Untersuchung von Gaseinschlüssen wurden mir durch Herrn Prof. Dr. L. Diamond und Herrn Dr. R. Bakker ermöglicht. Letzterem möchte ich auch für die zur Verfügung gestellten Computerprogramme „Homogen“ und „Isochor“ sowie seiner fachlichen Unterstützung danken.

Zur Untersuchung der diagenetisch gebildeten Mineralphasen konnte das Kathodolumineszenzmikroskop der BGR aufgrund der Genehmigung durch Herrn Dr. T. Oberthür genutzt werden. Weiterführende Lumineszenz-Untersuchungen wurden mit Unterstützung von Herrn Dr. A. van den Kerkhof (Universität Göttingen) durchgeführt.

Herrn Dr. K. Simon (Universität Göttingen) sowie Herrn Dr. G. Strauch (UfZ Halle) danke ich für die Analysen stabiler Isotope und für ihre fachliche Diskussionsbereitschaft. Besonders hervorheben

möchte ich außerdem die Hilfe durch Frau Dr. M. Lodemann (Universität Göttingen) für die kritische Diskussion der Isotopendaten.

Mein Dank gilt auch Herrn Dr. P. Krull (BGR) und Herrn Dr. P. Hoth (BGR) für die zur Verfügung gestellten Vitrinit-Reflexionsdaten und die sehr anregenden Diskussionen via e-mail.

Für eine gute Zusammenarbeit und Unterstützung bei der Bearbeitung der Vulkanite möchte ich Herrn Prof. Dr. C. Breitzkreuz und Herrn Dr. G. Brecht danken. Diese Zusammenarbeit war besonders fruchtbar, weil an denselben Proben gearbeitet wurde und die Ergebnisse anschließend gemeinsam bewertet und publiziert wurden.

Für fachliche Gespräche und für zur Verfügung gestellte Daten und Karten danke ich an dieser Stelle Frau Dr. M. Scheck, Frau Dr. A. Förster, Herrn Dr. R. Ondrak und Herrn Dr. T. McCann vom GeoForschungszentrum Potsdam.

Für die Diskussion und Unterstützung in regionalgeologischen Fragestellungen gilt mein besonderer Dank Herrn Dr. G. Beutler, aber auch den Herren Dr. K. Stedingk, Dr. B. Ehling, Prof. M. Schwab und Dr. G. Jacob.

Meinen Doktoranden- und Diplomandenkollegen sei für die vielfältige Zusammenarbeit und Diskussion gedankt. Hierbei möchte ich die Herren L. Friberg, T. Westphal, R. v.d. Heyde, Th. Schneider, „Joe“ Grimmer, M. Exner und M. Härtel hervorheben. Ich danke auch Herrn Dr. C. Hecht und Herrn Dr. C. Gauert für ihre vielfältige Unterstützung.

Meiner Frau Grit gilt mein ganz besonderer Dank für ihre außerordentliche Unterstützung während der Niederschrift und Fertigstellung dieser Arbeit.

Zusammenfassung

Das Nordostdeutsche Becken (NEDB) ist ein etwa 300 km breites und 200 km langes Teilbecken des Mitteleuropäischen Beckens, in dem mehr als 8000 m mächtige Gesteine akkumuliert wurden. Seine Entwicklung erfolgte in fünf Stadien und begann im Perm mit der Ablagerung mächtiger Vulkanitserien. Neben diesem initialen Stadium können das permotriassische Hauptabsenkungsstadium, das Differenzierungsstadium (Rhät - Jura), das Inversionsstadium (Kreide) und Stabilisierungsstadium (Tertiär - Quartär) unterschieden werden.

Petrographische, mikrothermometrische und isotopengeochemische Untersuchungen ($\delta^{34}\text{S}$, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) von Bohrkernproben zeigen, dass sich in diagenetischen Mineralparagenesen und den darin enthaltenen Flüssigkeitseinschlüssen die Beckenentwicklung widerspiegelt. Die authigenen und hydrothermalen Minerale repräsentieren die chemische Zusammensetzung, die physiko-chemischen Parameter sowie die Herkunft und Migrationspfade von verschiedenen Paläo-Fluidsystemen. Basis der Untersuchungen bilden ca. 250 Proben von 29 Tiefbohrungen und mehreren Oberflächenaufschlüssen aus dem NEDB. Es standen jeweils 211 Proben für petrographische und mikrothermometrische Untersuchungen und 150 Mineralseparate für isotopengeochemische Analysen zur Verfügung. Schwerpunkt der Untersuchungen waren die fluid-führenden sekundären Karbonate, Quarze, Anhydrite, Baryte, Fluorite und Feldspäte. Unter Berücksichtigung der petrographischen und regionalgeologischen Bedingungen konnten sieben Fluidphasen unterschieden werden (Abb. 9-1):

1. Älteste Mineralbildungen sind Drusenfüllungen und intraformationelle Brekzien in den permokarbonen Vulkaniten. Diese sind wahrscheinlich das Resultat einer hydrothermalen „Nachphase“ des Rotliegend-Vulkanismus. Charakteristische Minerale sind vor allem Kalzit und Epidot, außerdem Albit, Chlorit und Quarz. Die entsprechenden Flüssigkeitseinschlüsse sind durch niedrige Salinitäten von ca. 2 - 15 Gew. % $\text{NaCl} + \text{CaCl}_2$ Äquiv. und Bildungstemperaturen (Tb) von 210 - 290 °C charakterisiert.
- 2.-3. Es folgen zwei Fluidphasen, welche durch früh- und spätdiagenetischen Mineralbildungen repräsentiert werden. Flüssigkeitseinschlüsse in frühdiaagenetischen Anhydrit- und Dolomitzementen lassen auf Tb < 50 °C schließen. Spätdiagenetischen Fluide, welche überwiegend in Kalzit- und Quarzzementen beobachtet wurden, zeigen bei niedrigen bis mittleren Tb von 50 - 175 °C sehr hohe Salinitäten von 20 - 35 Gew. % $\text{NaCl} + \text{CaCl}_2$ Äquiv.
4. Ein viertes Fluidereignis repräsentiert das Differenzierungsstadium am Ende der maximalen Beckenversenkung im Keuper. Neben den tektonisch bedingten Störungssystemen sorgten infolge starker Alteration von Feldspäten, Illitisierung, Chloritisierung und weiterer diagenetischer Prozesse entstandene Permeabilitäten und Porositäten für erhöhte Fluidzirkulationen. Die in Kluftmineralen enthaltenen Flüssigkeitseinschlüsse weisen tiefenabhängig hohe Salinitäten von etwa 20 - 30 Gew. % $\text{NaCl} + \text{CaCl}_2$ Äquiv. und Tb von 60 - 270 °C auf. Die Sauerstoff-Isotope zeigen Signaturen basinaler Tiefenwässer.
5. Während die oben genannten Fluidsysteme im gesamten Becken nachgewiesen werden konnten, beschränkt sich ein fünftes, hochthermales Fluid mit Tb bis 350°C auf das Beckenzentrum und Klüfte der permokarbonen Vulkanite sowie den Zeitraum Rhät bis Jura. Die Salinitäten änderten

sich zum vierten Fluidsystem nicht. Kogenetisch zu den wässrigen Einschlüssen gebildete N_2 - und CH_4 -Einschlüsse deuten auf erhöhte Gasmigration hin.

6. Ein sechstes Fluidsystem wurde nur in Kluftmineralen der Störungszone des nördlichen und südlichen Beckenrandes nachgewiesen. Es zeigt Fluideinschlüsse mit niedrigeren T_b von 60 - 180°C und Salinitäten von 20 - 28 Gew. % $NaCl+CaCl_2$ Äquiv. Während im Beckenzentrum Gradienten von 50 °C/km bestimmt wurden, waren im Bereich der Scholle von Calvörde 70 °C/km nachweisbar. Diese Gradienten können nicht auf die Tiefenlagen vor der Heraushebung zurückgeführt werden. Die Sauerstoff-Isotopendaten weisen auf eine Mischung basinaler Tiefenwässer mit meteorischen Wässern hin. Starke Hebungsvorgänge von Krustenschollen in der Kreide führten zur hydraulischen Mischung der Fluide. Charakteristische Minerale dieser Fluidphase sind Kalzit, Fluorit, Baryt und Anhydrit.
7. Die jüngsten Fluide konnten in sekundären Einschlüssen von Mineralzementen nachgewiesen werden. Die T_b von 60 - 250 °C repräsentieren das Stabilisierungsstadium des Sedimentbeckens. Charakteristisch sind Salinitäten von 0 - 10 Gew. % $NaCl+CaCl_2$ Äquiv. Offenbar waren zum Zeitpunkt der Fluidbildung die bestehenden Mineralparagenesen so stabil, dass keine Gesteins-Fluid-Wechselwirkungen stattfanden.

Neben dieser Differenzierung der Fluidphasen konnten weitere Ergebnisse erzielt werden. So zeigt die mikrothermometrisch ermittelte, vertikale Temperaturverteilung einen sehr steilen thermischen Gradienten im Bereich der permokarbonen Vulkanite. Dieser lässt sich nur unter Annahme konvektiver oder advektiver Fluidzirkulation in den stark alterierten und geklüfteten Vulkaniten erklären. Bedeutsam ist auch, dass nur in den Vulkaniten zonierte gewachsener Kluftquarz beobachtet wurde.

Ein weiteres Ergebnis zeigt sich im Vergleich der Fluiddaten des NEDB mit denen der Harzer Sulfid-Gänge (z.B. ZHENG & HOEFS 1993a, b, LÜDERS et al. 1993a). Mikrothermometrische, petrographische und isotopengeochemischen Signaturen deuten so auf z.T. gemeinsame Fluidquellen hin.

In Kooperation mit C. Breitzkreuz, G. Brecht und A. Schmidt Mumm konnte zudem ein hydrothermales liassisches Ereignis (206 - 156 Ma) in den permokarbonen Vulkaniten des NEDB nachgewiesen werden (BRECHT & WOLFGGRAMM 1998, WOLFGGRAMM et al. 1998), welches durch Temperaturen bis 350°C charakterisiert ist.

Die isotopengeochemischen Signaturen geben Hinweise auf verschiedene Quellen, Pfade und Mischung von Fluiden. So konnte eine Mischung von deszendierenden Zechsteinwässern mit Porenwässern der Rotliegend-Sandsteine und im Bereich tiefgreifender Störungszone sogar mit Wässern der permokarbonen Vulkanite ebenso nachgewiesen werden wie die Mischung meteorischer mit basinalen Tiefenwässern. Die Kohlenstoff-Isotope deuten auf aufsteigende Wässer der kohlenstoffreichen Karbon-Sedimente und teilweise auf juvenile Wässer hin. Das NEDB kann dem entsprechend nicht als geschlossenes System betrachtet werden, da es auch durch externe Fluidquellen beeinflusst wird.

Abstract

The Northeast German Basin (NEDB) is a c.300 km long and 200 km wide subbasin of the Mid-European Basin in which more than 8000m of volcanic and sedimentary rocks were accumulated. Evolution of the basin can be subdivided into five distinct phases. It begun with deposition of thick volcanic sequences in the Upper Carboniferous / Permian. This initial stage was followed by the Permo-Triassic main phase of subsidence, the Rhaetian- Jurassic phase of basin differentiation , the Cretaceous phase of inversion and the final cratonic stabilisation in the Tertiary - Quaternary.

Petrographic, microthermometric and stable isotope ($\delta^{34}\text{S}$, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) investigations of drill cores show that the burial history of the basin is documented in diagenetic mineral assemblages and fluid inclusion contained therein. Authigenic and hydrothermal minerals represent the chemical composition, chemical and physical parameters as well as origin and pathways of migration of several fluid systems. Investigations are based on 250 samples from deeps wells and 29 samples from surface outcrops in the NEDB . 211 samples were investigated by petrographic and microthermometric methods, 150 mineral separates were used for stable isotope analyses. Emphasis of the investigations was put on secondary carbonates, quartz, anhydrite, barite, fluorite and feldspars.

Considering the petrographic and regional geological investigations, seven phases of fluid mobilisation and migration can be distinguished:

1. The oldest secondary, diagenetic minerals can be identified in geodes and intraformational breccias of the Permo-Carboniferous volcanic rocks. These minerals are related to a late hydrothermal phase of the Rotliegend volcanism. Characteristic minerals are predominating carbonates and epidote, subordinate albite, chlorite and quartz. These contain fluid inclusions of low salinity (2 - 15 wt%NaCl+CaCl₂equiv.) and document temperatures of formation (Tb) of 210 - 290 °C.
- 2.-3. The next two phases of fluid activity are represented by early and late diagenetic cement minerals. fluid inclusions in anhydrite and dolomite ascribed to this phase document Tb <50 °C. At a later stage fluid inclusion Tb increased to 50 - 175 °C at high salinities of 20 - 35 wt%NaCl+CaCl₂equiv.
4. The fourth fluid event represents a stage of differentiation at the end of the basin subsidence during the Upper Triassic. Besides the structural controlled system of joints, processes of intense alteration of feldspars, illitisation and chloritisation resulted in increasing permeability and porosity allowing for a system of convecting fluid to develop. Fluid inclusion in hydrothermal minerals in the joints and open fractures demonstrate a depth dependent salinity of 20 - 30 wt%NaCl+CaCl₂equiv. and Tb of 60 - 270 °C. Oxygen isotopes suggest a basinal source for these fluids.
5. Fluid phases 1 to 4 can be identified throughout the basin, whereas the fifth, high temperature fluid phase with Tb of up to 350 °C is restricted to joints in volcanic rocks in the central basin and was

active during Rhaetian to Jurassic times. Salinity of these fluids is similar to that of phase 4. Gas (N_2 and CH_4) containing inclusions formed together with the ubiquitous aqueous inclusions during phase 5, demonstrating increasing mobility of gases.

6. The sixth fluid system was exclusively found in hydrothermal minerals precipitated in fractures and faults along the northern and southern margins of the basin. Fluid inclusions of this system are characterised by low T_b (c. 60 - 180 °C) and medium salinities (20 - 28 wt%NaCl+CaCl₂equiv). In contrast to the geothermal gradient of 50 °C/km inferred for the centre of the basin, a high gradient of up to 70 °C/km was interpreted for the Calvoerde block. This gradient does not reflect the depth before uplift of the Calfoerde High. Oxygen isotopic data suggest a mixture of basinal brines and meteoric fluids for the fault filling minerals. High rates of Cretaceous uplift of crustal blocks induced hydraulic mixture of the fluids. Characteristic minerals formed from this fluid phase are calcite, fluorite, barite and anhydrite.
7. The latest fluid phase was only found in secondary inclusions in pore space filling minerals. T_b of 60 - 250 °C represent the phase of crustal stabilisation of the sedimentary basin. Salinities of <10 wt%NaCl+CaCl₂equiv. are characteristic. This low salinity resulted in decreased fluid-rock interaction at stable mineral parageneses.

Besides the distinction of fluid phases, the fluid inclusion investigation revealed further characteristics of the basin fluid evolution. The microthermometrically determined depth dependent temperature distribution implies a partially steep geothermal gradient within the Permo-Carboniferous volcanic rocks. This can readily be explained by assuming convective or advective fluid circulation within the intensely altered volcanic rocks. It is further noteworthy that zoned euhedral quartz crystals are restricted to the volcanic rocks.

Another pattern of fluid migration is revealed by the comparison of fluid inclusion data from the NEDB with those of the sulphide vein deposits of the Harz mountains (e.g. Zheng and Hoefs 1993a,b, Lueders et al 1993a). Microthermometric, petrographic and stable isotope signatures suggest common fluid sources for both processes.

A hydrothermal event during the Jurassic (206 - 156 Ma), characterised by Temperatures up to 350 °C could be demonstrated for the Permo-Carboniferous volcanic rocks in cooperation with C. Breitzkreuz, G. Brecht and A. Schmidt Mumm

The isotopic signatures of cementing and hydrothermal minerals indicate various sources, migrational passages and fluid mixtures. A mixing of descending Zechstein related fluids with brines mobilised from Rotliegend Sandstones can be demonstrated as well as fluids related to Permo-Carboniferous volcanic rocks in the vicinity of deep seated faults and mixing of basinal brines with meteoric water. Carbon isotope ratios suggest ascending aqueous fluids derived from carbon-rich Carboniferous sediments and juvenile water.

The NEDB thus has to be seen as an open system as it is partly influenced by external fluids.

Inhaltsverzeichnis

Vorwort	I
Dank	II
Zusammenfassung	IV
Abstract	VI
Inhaltsverzeichnis	VIII
Abkürzungsverzeichnis	XI

1	EINLEITUNG	1
1.1	PROBLEMSTELLUNG UND ZIELSETZUNG	1
1.2	STAND DER FORSCHUNG	2
1.3	PROBENMATERIAL UND DATENBASIS	6
1.3.1	<i>Auswahl der Bohrungen und des Probenmaterials</i>	6
1.3.2	<i>Zustand des Probenmaterials</i>	8
2	GEOLOGISCHER ÜBERBLICK	9
2.1	LAGE DES UNTERSUCHUNGSGEBIETES	9
2.2	ENTWICKLUNG DES PRÄPERMISCHEN GRUNDGEBIRGES DES NEDB	11
2.3	BILDUNG DES MITTELEUROPÄISCHEN BECKENS (MEB)	12
2.4	ENTSTEHUNG UND STRUKTURIERUNG DES NEDB	13
2.4.1	<i>Frühstadium</i>	13
2.4.2	<i>Hauptabsenkungsstadium</i>	15
2.4.3	<i>Das Differenzierungsstadium</i>	17
2.4.4	<i>Das Inversionsstadium</i>	19
2.5	DIE ROLLE DES ZECHSTEINSSALZES FÜR DIE ENTWICKLUNG DES NEDB	20
3	METHODIK	22
4	PETROGRAPHIE UND DIAGENESE	25
4.1	PROBENMATERIAL	25
4.2	DIAGENETISCH UND HYDROTHERMAL GEBILDETE MINERALE UND IHRE PARAGENESEN	25
4.2.1	<i>Karbonate</i>	25
4.2.2	<i>Sulfate</i>	30
4.2.3	<i>Quarz</i>	31
4.2.4	<i>Fluorit</i>	32
4.2.5	<i>Feldspäte</i>	33
4.2.6	<i>Tonminerale (Illit, Chlorit, Kaolinit)</i>	34
4.2.7	<i>Erzminerale</i>	38
4.2.8	<i>Epidot, Orthit</i>	39
4.2.9	<i>Auflösungs- und Ersetzungserscheinungen</i>	40
4.3	SILIZIKLASTISCHE SEDIMENTE	41
4.3.1	<i>Konglomerate und Fanglomerate (Schuttfächerfazies)</i>	41
4.3.2	<i>Sandsteine (äolische und fluviatile Fazies)</i>	42
4.3.3	<i>Silt- und Tonsteine (Sabkha-Fazies)</i>	46
4.3.4	<i>Prä-Perm-Sedimente</i>	47

4.3.5	<i>Diagenese der siliziklastischen Gesteine</i>	48
4.4	KARBONAT- UND ANHYDRITGESTEINE	51
4.4.1	<i>Evaporite des NEDB</i>	51
4.4.2	<i>Klassifikation der Anhydritgesteine</i>	52
4.4.3	<i>Petrographie und Diagenese der Anhydritgesteine</i>	54
4.4.4	<i>Interpretation der petrographischen und diagenetischen Befunde</i>	56
4.5	PERMOKARBONE VULKANITE DES NEDB	57
4.5.1	<i>Nomenklatur, Petrographie und sekundäre Umwandlungen der Vulkanite</i>	59
4.6	DIAGENETISCHE UND HYDROTHERMALE MINERALPARAGENESEN UND RELATIVE ALTERSFOLGE	60
4.7	TEILZUSAMMENFASSUNG: DIAGENETISCHE MINERALBILDUNGEN	63
5	ALTER DER FLUIDE	65
5.1	EINLEITUNG	65
5.2	RADIOMETRISCHE ALTERSDATEN	65
5.2.1	<i>Diskussion der verschiedenen Verfahren</i>	65
5.2.2	<i>Radiometrische Altersdaten aus dem weiteren Bereich des NEDB</i>	66
5.3	RELATIVE ALTERSABFOLGE DIAGENETISCHER MINERALPARAGENESEN	67
5.3.1	<i>Alter diagenetischer Mineralbildungen</i>	67
5.3.2	<i>strukturkontrollierte Bildung hydrothermaler Kluftfüllungen</i>	68
6	CHEMISCHE ZUSAMMENSETZUNG DER FLUIDE	71
6.1	VORKOMMEN UND KLASSIFIZIERUNG VON FLUIDEINSCHLÜSSEN	71
6.2	ZUSAMMENSETZUNG WÄSSRIGER FLUIDEINSCHLÜSSE	72
6.2.1	<i>Mikrothermometrische Bestimmung der Zusammensetzung wässriger Fluide</i>	72
6.2.1.1	Allgemein	72
6.2.1.2	Chemische Zusammensetzung der untersuchten Flüssigkeitseinschlüsse	75
6.2.2	<i>Chemische Zusammensetzung der wässrigen Einschlüsse (Cryo-REM-EDX)</i>	79
6.2.2.1	Allgemeine Grundlagen der Methode: Cryo-REM-EDX	79
6.2.2.2	Chemische Zusammensetzung der Flüssigkeitseinschlüsse nach Cryo-REM-EDX	80
6.3	GAS- UND KOHLENWASSERSTOFFHALTIGE FLUIDEINSCHLÜSSE	82
6.3.1	<i>Mikrothermometrie der gashaltigen Fluideinschlüsse</i>	82
6.3.2	<i>Ramanspektroskopische Analyse gashaltiger Einschlüsse</i>	84
6.4	KOHLENWASSERSTOFFHALTIGE EINSCHLÜSSE	87
6.5	TEILZUSAMMENFASSUNG: CHEMISCHE ZUSAMMENSETZUNG DER FLUIDE	87
7	TEMPERATUR- UND DRUCKINFORMATIONEN	89
7.1	HOMOGENISIERUNGSTEMPERATUREN UND IHRE VERTEILUNG	89
7.2	SEKUNDÄRE VERÄNDERUNGEN DER FLÜSSIGKEITSEINSCHLÜSSE	94
7.3	FLUIDDRÜCKE, GEOBAROMETRIE	98
7.3.1	<i>Allgemeines zur Ermittlung von Fluiddrücken</i>	98
7.3.2	<i>Modell zur Abschätzung der Paläo-Fluiddrücke im Bereich des NEDB</i>	100
7.3.3	<i>Paläo-Fluiddrücke im NEDB</i>	101
7.4	AUTHIGENE MINERALBILDUNGEN UND IHRE BILDUNGSTEMPERATUREN	106
7.4.1	<i>Druckkorrektur zur Bestimmung der Mineralbildungstemperaturen</i>	106
7.4.2	<i>Mineralzemente und ihre Bildungstemperaturen</i>	107

7.4.3	<i>Kluftminerale und ihre Bildungstemperaturen</i>	110
7.4.4	<i>Quarz-Detritus, Quarz-Matrix und deren Temperaturinformationen</i>	110
7.5	TEMPERATURDATEN ANDERER GEOTHERMOMETER	110
7.5.1	<i>Thermometrie auf Basis der Fluidchemie</i>	111
7.5.2	<i>Temperaturinformationen aus Vitrinitreflexionsdaten</i>	114
7.5.3	<i>Chlorit-Illit-Thermometrie</i>	116
7.5.4	<i>weitere Geothermometer</i>	117
7.5.5	<i>Bohrlochttemperaturen</i>	117
7.6	TEILZUSAMMENFASSUNG: FLUID-DRÜCKE UND -TEMPERATUREN	119
8	HERKUNFT DER FLUIDE	122
8.1	GEOCHEMIE STABILER ISOTOPE ($\delta^{34}\text{S}$, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$)	122
8.2	ALLGEMEINER UND REGIONALER RAHMEN	123
8.3	SCHWEFEL-ISOTOPEN-UNTERSUCHUNGEN	127
8.3.1.	<i>Sulfide</i>	128
8.3.2	<i>Sulfate ($\delta^{34}\text{S}$, $\delta^{18}\text{O}$)</i>	129
8.4	KOHLENSTOFF- UND SAUERSTOFF-ISOTOPE DER KARBONATE	131
8.4.1	<i>Isotopenfraktionierung und Mineralbildungstemperaturen</i>	134
8.5	ZUSAMMENFASSENDE DISKUSSION DER ISOTOPENDATEN	136
9	DISKUSSION DER ERGEBNISSE UND RESULTIERENDE MODELLE	144
9.1	BECKENENTWICKLUNG UND DIAGENESE	144
9.2	FLUIDZUSAMMENSETZUNG ALS RESULTAT DIAGENETISCHER PROZESSE	145
9.3	PALÄOTEMPERATUREN UND WÄRMEFLUSS	147
9.4	PHASEN DER FLUIDENTWICKLUNG IM NEDB	149
	LITERATURVERZEICHNIS	154

FOTOTAFELN

ANHANG

Abkürzungsverzeichnis

<u>Abkürzung</u>	<u>Beschreibung</u>	<u>Abkürzung</u>	<u>Beschreibung</u>
Ab	Albit	p	Druck
ABS	vermutete Avalonia-Baltica-Sutur	PBD	Isotopenstandard (Bellemnitella americana aus der Peedee-Formation)
AF	Anklam-Störung	p _H	hydrostatischer Druck
anhy	Anhydrit	p _L	lithostatischer Druck
Anhy	Anhydrit	p _{L+H}	Modelldruck (lithostatischer + hydrostatischer Anteil)
Ar	Argon	prim.	primär
c	Karbon	PT	Polnischer Trog
cc	Kalzit	Q	Quarz-Typ
CDF	kaledonische Deformationsfront	qtz	Quarz
CDT	Isotopenstandard (Canyon Diablo Eisenmeteorit)	qz	Quarz
CF	kaledonische Vorsenke	R	Isotopenverhältnis
CL	Kathodolumineszenz	Rb	Rubidium
cps	Zählimpulse pro Sekunde	REM	Rasterelektronenmikroskop
Cr	Chrom	REM-EDS	Rasterelektronenmikroskop mit kombinierter Elementanalyse
cryo-REM-EDS	Gefrierapplikation am Rasterelektronenmikroskop mit kombinierter Elementanalyse	REM-EDX	Rasterelektronenmikroskop mit kombinierter Elementanalyse
D	Darcy	RL	Rheinsberger Lineament
DB	Dänisches Becken	Rn	mittlere Vitrit-Relfektivität
Delta	Konzentrationsverhältnis der Isotope zu einem Standard	ro	Ober-Rotliegend
DFG	Deutsche Forschungsgemeinschaft	ro	Ober-Rotliegend
dol	Dolomit	RTF	Rostock-Teterow-Störung
Dy	Dysprosium	ru	Unter-Rotliegend
EL	Elbe-Lineament	ru	Unter-Rotliegend
ET	Endteufe	SB	Sabkha-Typ
FI	Flüssigkeitseinschlüsse	SB-A	Anhydrit-Typ
FIA	Flüssigkeitseinschluss-Generation	SB-AD	Anhydrit-Dolomit-Typ
Fps	Feldspäte	SB-D	Dolomit-Typ
Gew. %	Gewichtsprozent	SEE	Selten-Erd-Elemente
GF	Gardelegener Abbruch	sek.	sekundär
h	Tiefe	SF	Stralsund-Störung
HäK	Hämatit-Kaolinit-Typ	Sm	Samarium
HF	Harznordrand-Störung	SMOW	Isotopenstandard (mittlere Ozeanwasserzusammensetzung)
Hm	Hämatit	Sr	Strontium
HRS-CL	Hochauflösende Spektroskopie der Kathodolumineszenzfarben	STZ	Sorgenfrei-Tornquist-Zone

Fortsetzung auf der nächsten Seite

<u>Abkürzung</u>	<u>Beschreibung</u>	<u>Abkürzung</u>	<u>Beschreibung</u>
IC	Illit-Hüllentyp	t	Zeit
Im	Maschen-Illit	Tb	Terbium
IM	Maschenillit-Typ	Tb	Bildungstemperatur
IQK	Illit-Quarz-Karonat-Typ	Te	Temperatur der ersten Schmelze
j	Jura	TEF	Transeuropäische Störung
JMF	Jütland-Moen-Störung	Th	Homogenisierungstemperatur
ju	Lias	TL	Tornquist-Lineament
K	Kalium	Tm	Temperatur der letzten Schmelze
kb	Karbonat, unbestimmt, fleckig, nicht auskristallisiert	Tm _{CL}	Schmelztemperatur von Clathrat
KL	Kathodolumineszenz	Tm _{HH}	Schmelztemperatur von Hydrohalit
L	flüssig	Tm _{ice}	Schmelztemperatur von Eis
log	dekadischer Logarithmus	TTZ	Tornquist-Teisseyre-Zone
LV	flüssig und gasförmig	VDF	variszische Deformationsfront
LVS	flüssig, gasförmig und fest	VL	Vesser-Lineament
Ma	Millionen Jahre	WF	Wiek-Störung
Ma. %	Massenprozent	wt%	Gewichtsprozent
Mg	Magnesium	XRD	Pulver-Röntgendiffraktometrie
Mn	Mangan	XRF	Röntgenfluoreszenzanalyse
MPa	Mega-Pascal	z	Zechstein
Ms	Muskovit		
n	Anzahl		
Na	Natrium		
NDB	Norddeutsches Becken		
NEB	Niederländisch-Englisches Becken		
NEDB	Nordostdeutsches Becken		
NL	Norddeutsches Lineament		
NWDB	Nordwestdeutsches Becken		

1. Einleitung

1.1 Problemstellung und Zielsetzung

Das Gebiet zwischen Elbe und Oder zeichnet sich durch zahlreiche Erdölbohrungen im Bereich des Nordostdeutschen Beckens (NEDB) aus. Aufgrund der Freigabe durch die Erdöl-Erdgas Gommern stand dieses Bohrkernmaterial erstmals zur Verfügung, was besonders deshalb von großer Wichtigkeit ist, da kaum obertägige Aufschlüsse vorhanden sind. Im Rahmen des DFG-Projektes: *„Rekonstruktion der thermischen und chemischen Entwicklung von Paläo-Fluidsystemen im Norddeutschen Becken durch Analyse von Flüssigkeitseinschlüssen im Bereich der DEKORP Trasse 9601, NE-Deutschland“* (DFG.-Nr. SCHM 3/ 1-1, SCHM 3 / 1-2 und BA 487 / 13-3) wurden diese guten Voraussetzungen genutzt, um eine Reihe von Bohrungen zu beproben, welche sich im Bereich der 1996 aufgenommenen seismischen DEKORP-Traversal „Basin 9601“, die das NEDB von Norden nach Süden quert, befinden. Ziel dieser Arbeit ist es, die thermische und chemische Entwicklung von Paläofluidsystemen eines sedimentären Beckens durch Analyse von Flüssigkeitseinschlüssen unter Berücksichtigung von Diagenese- und Beckenentwicklung zu rekonstruieren. Schwerpunkte dieser Arbeit sind folgende Fragestellungen:

1. Welche Fluidsysteme prägen die Beckenentwicklung und in welchen Mineralbildungen sind diese nachzuweisen?
2. Wie setzen sich die Beckenfluide chemisch zusammen?
3. Lassen sich Hinweise über die Herkunft, die Migration und das Alter der Fluidlösungen gewinnen?
4. Geben die mikrothermometrischen Daten Hinweise auf Paläo-Fluiddrücke im Bereich des Beckens; was ergibt sich somit für die Druckkorrektur der Flüssigkeitseinschlüsse?
5. Können Aussagen über Paläo-Wärmefluss und -Temperaturgradienten getroffen werden?
6. Welchen Einfluss haben die mächtigen salinen Folgen des Zechsteins auf die Fluidmigration und den Paläo-Wärmefluss?
7. Welchen Einfluss haben sekundäre Veränderungen von Flüssigkeitseinschlüssen (z.B. thermale Re-Equilibrierung) auf die ermittelten Parameter?
8. Wie erfolgte die tektonothermale Entwicklung des NEDB und wie spiegeln sich ermittelte Fluidsysteme in dieser Chronologie wider?

Erste Arbeiten, welche mikrothermometrische Untersuchungen an Flüssigkeitseinschlüssen für die Modellierung der thermischen Entwicklung von Sedimentbecken sowie zur Modellierung der Genese und Migration von Kohlenwasserstoffen nutzen, sind in den letzten Jahren publiziert worden (z.B. BILAL 1997; CATHELINEAU 1997; DUDOK 1997). Sie konnten aber die auftretenden Fragen nur teilweise beantworten (Kap. 1.2).

1.2 Stand der Forschung

Beckenentwicklung und Diagenese

Über die Entstehung und Entwicklung des Norddeutschen Beckens sind viele Arbeiten vorhanden. Prinzipiell können im NEDB vier bzw. fünf Entwicklungsstadien unterschieden werden (u.a. NÖLDEKE & SCHWAB 1977, ZIEGLER 1990, PLEIN 1993, BACHMANN & HOFFMANN 1997, SCHECK 1997). Die strukturelle Entwicklung des Beckens ist in erster Linie durch Extension und Subsidenz gekennzeichnet. Im weiteren Entwicklungsverlauf nehmen halokinetische Einflüsse an Bedeutung zu, besonders im Zusammenhang mit der kretazischen Inversion, die von WIENHOLZ (1965), MEINHOLD & REINHARDT (1967), REINHARDT (1993), BEUTLER (1995), BENOX et al. (1997) umfassend beschrieben wurden. Dabei wurde z.T. auch der Bezug der Beckenentwicklung zur Orogenese der Alpen hergestellt (z.B. STACKEBRAND 1997).

Die Diagenese verschiedener Gesteine im Bereich des NEDB wurde in der Literatur umfangreich beschrieben. Für die Rotliegend-Sedimente sind vor allem die Arbeiten von GAUPP et al. (1993) und GAUPP (1994) zu nennen. Hier wird dargestellt, dass diagenetisch gebildete Mineralparagenesen faziesabhängig sind und es werden Diagenesetypen vorgeschlagen (GAUPP 1994). MCCANN (1998) und GAST et al. (1998) beschreiben die laterale und vertikale Verteilung der Rotliegend-Sedimente in Bezug zu den enthaltenen diagenetischen Mineralbildungen.

Im den Rotliegend-Vulkaniten herrschen besonders im Zuge von Alterationen gebildete authigene Minerale vor, welche von BRECHT (1999) beschrieben und dokumentiert wurden. Weitere Bearbeiter (KOCH 1994, JACOB et al. 1995, EHLING et al. 1995) dokumentierten und beschrieben Alterationen und hydrothermale Mineralbildungen der Vulkanite im Bereich des Flechtinger Blocks.

Für die Präperm-Sedimente sind vor allem die Arbeiten von HOTH (1993, 1997) hervorzuheben. Er weist durch seine sehr umfangreichen Dokumentationen drei Diagenese- bzw. Metamorphosetrends nach. Im südlichen Beckenteil wird eine starke tektonothermale Überprägung der Gesteine nachgewiesen und als „hyperthermische Beckenregion“ bezeichnet. Der nördliche Beckenabschnitt weist hingegen nur geringe Inkohlung und versenkungsbedingte diagenetische Umwandlungsreaktionen auf. Diesen Beckenabschnitt ordnet HOTH (1993) den „Plattformbecken“ zu. Ein letzter diagenetischer Trend wird von HOTH (1993) auf lokale Bereiche beschränkt, welche seiner Meinung nach durch die Einwirkung basischer und saurer Effusiva oder Subeffusiva beeinflusst wurden.

Fluidzusammensetzung und Fluidherkunft

Bisher gibt es nur wenige Untersuchungen von Flüssigkeitseinschlüssen im Bereich des NEDB. Erste Arbeiten von REUTEL & LÜDERS (1998) sowie LÜDERS et al. (1999) beschränken sich auf den weiteren Bereich der Erdgaslagerstätte Salzwedel-Peckensen im Zentralbereich des NEDB. Der Schwerpunkt der bisherigen Bearbeitung lag vor allem in der zeitlichen

Einordnung der Migration von gashaltigen Fluiden. Dabei wurde postuliert, dass CH₄-reiche Einschlüsse vor der kreidezeitlichen Beckeninversion und N₂-reiche Einschlüsse im Zuge der Inversion migriert sind (LÜDERS et al. 1999). Ebenfalls publiziert wurden erste Arbeiten zur thermischen und chemischen Entwicklung von Paläo-Fluidsystemen des gesamten NEDB von WOLFGRAMM et al. (1998, 1999b, 2000b), WOLFGRAMM & SCHMIDT MUMM (1999a, 1999c, 2000a) und BRECHT & WOLFGRAMM (1998). Die dort dokumentierten Daten und Ergebnisse sind in die vorliegende Arbeit einbezogen worden.

Vom Nordwestdeutschen Becken (NWDB) existieren schon seit längerem detaillierte mikrothermometrische und isotopengeochemische Untersuchungen, vor allem von RIEKEN (1988), RIEKEN & GAUPP (1991), GAUPP et al. (1993) und PLATT (1994). Von ihnen werden verschiedene Fluidsysteme charakterisiert und die Herkunft der Fluide sowie der aus den Fluiden ausgefällten Minerale diskutiert. Dabei werden als Fluidquellen zum einen Wässer der Zechstein-Evaporite, intraformational remobilisierte Wässer der Rotliegend-Sedimente und saure Wässer aus dem Bereich der Karbon-Kohlen aufgeführt (GAUPP 1993).

Weitere mikrothermometrische und isotopengeochemische Daten wurden für den Harz ermittelt, welcher an das NEDB angrenzt. Hierbei sind vor allem die Arbeiten von LÜDERS et al. (1993a, 1993b), KRIEBEL et al. (1997) und ZHENG & HOEFS (1993a, 1993b) hervorzuheben. Wichtig erscheinen besonders die Unterschiede des Fluid-Inventars und der Isotopengeochemie für die einzelnen Gangbezirke des Harzes. Da die verschiedenen Mineralisationen unterschiedlichen Alters sind (vgl. FRANZKE 1973, FRANZKE & ZERJADTKE 1993), scheinen die hier ermittelten Signaturen Rückschlüsse über das Alter von Mineralbildungen des NEDB zu ermöglichen. Die für das NWDB und den Harz dokumentierten petrographischen, mikrothermometrischen und isotopengeochemischen Ergebnisse sollen vor allem zu Vergleichszwecken herangezogen werden.

Alter der Fluide

Ein wichtiger Punkt bei der Rekonstruktion der Paläo-Fluidsysteme ist die zeitliche Einordnung ihrer Aktivitätsphasen. Da die diagenetischen und hydrothermalen Bildungen selten direkt datiert werden können, sind Rückschlüsse bekannter Datierungen auf die bearbeiteten Minerale notwendig. Ein wichtiges Zeitdatum bildet vor allem das Alter der permokarbonen Vulkanite als höchstes Alter von Mineralbildungen im Rahmen der Beckenentwicklung. Dieses wird von BREITKREUZ & KENNEDY (1999) mit Hilfe von U/Pb-SHRIMP-Datierungen an Zirkonen aus SiO₂-reichen Vulkaniten des Beckens auf den Zeitraum von 297 - 302 Ma eingegrenzt. K/Ar-Datierungen authigen gebildeter Illite in den Vulkaniten ergeben ein Alter von 206 - 156 Ma (BRECHT 1999). Temperaturmessungen von kogenetisch mit dem Illit gebildetem Chlorit (Chlorit-Thermometrie), Kalzit und Quarz weisen auf ein hochthermales Ereignis hin, das letztlich zur Bildung dieser Mineralphasen geführt hat (WOLFGRAMM et al. 1998a). Dieses Ereignis ist zudem überregional in ganz Westeuropa wirksam gewesen (z.B. REUTER 1985; WEMMER 1991; CLAUER et al. 1996; BECHTEL et al. 1999).

Weitere Altersdaten (K/Ar-Methode und Rb/Sr-Methode) wurden für die Ganglagerstätten im Harz ermittelt (HAGEDORN & LIPPOLT 1993). Hier wurden Alter von 210 Ma, 135 Ma und 92 Ma für verschiedene hydrothermale Prozesse angegeben. Das jüngste Alter spiegelt sich in der beginnenden kreidezeitlichen Inversionstektonik wider. FRANZKE & ZERJADTKE (1993) und FRANZKE (1973) haben Klüfte und Störungen in Bezug zu ihren Mineralfüllungen und ihrer Lage im Raum analysiert. Die Altersbeziehungen dieser mit verschiedenen Mineralparagenesen gefüllten Hohlräume sind umfangreich dokumentiert worden. Ein Vergleich der in der vorliegenden Arbeit untersuchten Kluftfüllungen mit denen des Harzes könnte Indizien zum Alter der diagenetischen und hydrothermalen Mineralparagenesen des NEDB liefern.

Alternative Temperaturdaten

Um die mit Hilfe der Flüssigkeitseinschlüsse ermittelten Temperaturdaten zu bestätigen, sind Vergleiche zu anderen Temperaturbestimmungen, wie Mineral-Thermometern, notwendig. Aus einer Anzahl möglicher Temperaturindikatoren wurden die Methoden der Vitrinitreflexion (TEICHMÜLLER et al. 1979, 1984, TEICHMÜLLER 1979, KOCH et al. 1997, THOMASER 1992, HOTH 1997, FRIBERG 1999), der Chlorit- und Illit-Thermometrie (TEICHMÜLLER et al. 1979, BRECHT 1999) bereits von anderen Bearbeitern angewandt, um Aussagen zur Temperaturgeschichte des NDB und des NEDB zu gewinnen. Die Chlorit-Thermometrie fand teilweise an den gleichen Proben Anwendung, an denen auch Flüssigkeitseinschluss-Untersuchungen durchgeführt wurden (WOLFGGRAMM et al. 1998a). Beide Methoden lieferten vergleichbare Ergebnisse (WOLFGGRAMM et al. 1998a, BRECHT & WOLFGGRAMM 1998b). Das Illit-Thermometer hingegen lieferte keine sinnvollen Ergebnisse (BRECHT 1999). Die in der Literatur diskutierten Vitrinitreflexionen zeigen für den Kupferschiefer Werte zwischen 1 % und 3 % und für die Prä-Perm-Sedimente 2 - 4 % (KOCH et al. 1997). Die hohen Werte im Prä-Perm lassen sich nicht einfach durch Versenkungsdiagenese erklären (KOCH et al. 1997). Die Maxima der Reflexionswerte befinden sich im Bereich der Bohrung Parchim (vgl. THOMASER 1982). BRECHT (1999) führte diese lokal erhöhte Inkohlung auf einen von BACHMANN & HOFFMANN (1995) vermuteten Manteldiapir zurück, welcher sich durch eine Schwere- und Magnetikanomalie charakterisieren lässt. Eine weitere Möglichkeit der Temperaturabschätzung besteht durch Auswertung der temperaturabhängigen $\delta^{18}\text{O}$ -Werte (vgl. auch RIEKEN 1988).

Fluid-Druck

Paläo-Fluide im NEDB wurden bisher, wie auch schon die Paläo-Temperaturen, nur untergeordnet und lokal beschränkt bearbeitet.

Neben der Bestimmung der Paläo-Temperaturen und der Fluidchemie ist auch die Kenntnis über die Fluid-Drücke ein wichtiger zu ermittelnder Parameter. PISKE & RASCH (1998) zeigen, dass die Paläo-Drücke im Staßfurt-Karbonat (Zechstein) während der Kreide fast dem lithostatischen Druck (Überlagerungsdruck) entsprachen. Das Salz scheint aufgrund seiner

Eigenschaften, wie der extrem geringen Permeabilität (ca. 10^{-10} mD), seiner hohen Löslichkeit und Wärmeleitfähigkeit sowie der geringen Kompressibilität eine besondere Rolle für die Temperatur-Druckverteilung im NEDB zu spielen. JOWETT (1986) zeigt ein interessantes und vergleichbares Modell für das polnische Teilbecken auf. Er beschreibt modellhaft den Zechstein und die karbonen Sedimente als relativ impermeable Schichtenfolgen. In den dazwischen befindlichen klüftigen Vulkaniten zirkulieren die Wässer, ohne in die liegenden oder hangenden Schichten zu gelangen. Dieses „Konvektions“-Modell ist auch im Bereich des NEDB wirksam und während der Beckenentwicklung von großer Bedeutung gewesen (WOLFGGRAMM & SCHMIDT MUMM 1999a).

Die Untersuchung von Sedimentbecken ist vor allem durch die Aussicht, Kohlenwasserstoffe zu finden, motiviert. Diese migrieren zusammen mit anderen Fluiden und sind abhängig von der Beckensubsidenz sowie der Diagenese-, Temperatur- und Strukturentwicklung. Zusammenfassend wird bei BANDLOWA (1998) die Erdgasverteilung des Mitteleuropäischen Beckens (MEB), welches das NEDB als ein Teilbecken einschließt, diskutiert und mit Hilfe einer Reihe von Karten dokumentiert. MÜLLER (1990) und MÜLLER et al. (1993) beschreiben die im Norddeutschen Becken triassisch angelegten Paläo-Gaslagerstätten, die einem kreidezeitlichen Umbau unterlagen. Während dieses Umbaus kam es zur Zerstörung und Umlagerung der Lagerstätte sowie zur Zufuhr von Tiefenstickstoff (MÜLLER 1990). Die Herkunft des Stickstoffs wird allerdings kontrovers diskutiert. GERLING et al. (1997) postulierten zwei regional unterschiedliche „Gasküchen“ und wiesen nach, dass der Hauptteil an Stickstoff aus der Pyrolyse der Oberkarbon-Kohlen stammt. MERKEL et al. (1998) stellten den Beginn der Kohlenwasserstoffbildung ins Rät bzw. den Jura. WOLFGGRAMM et al. (1998a) beschrieben ein zeitgleich stattfindendes tektonothermales Ereignis. Der Hauptteil der Lagerstättenbildung erfolgte nach MERKEL et al. (1998) in der späten Unterkreide. Die karbonen Muttergesteine für diese Lagerstätte sind nach GAITZSCH et al. (1998), GAST et al. (1998) und HOFFMANN et al. (1998) auf den Nord- und Südrand des Beckens beschränkt.

Die hier vorliegende Arbeit hat das Ziel, die regionale Verbreitung, Entwicklung und Zusammensetzung von Fluiden im NEDB zu rekonstruieren und den Bezug zur Beckenentwicklung darzulegen.

Brandenburg und 7 Bohrungen in Sachsen-Anhalt.

Die Bohrungen orientieren sich an einem N - S-Profil durch das gesamte NEDB von Rügen bis zum Harz (Abb. 1-1). Des weiteren wurden einige der wenigen Aufschlüsse im Bereich zwischen der Calvörder Scholle und dem Harz beprobt (*Anhang O2*, Abb. 1-1).

Die Proben wurden verschiedenen tektonisch-lithologischen Bereichen entnommen (Abb. 1-2), wobei die Probenauswahl auf einschlussführende Mineralbildungen in Form diagenetisch gebildeter Zemente, Gänge und Drusen beschränkt war.

Insgesamt wurden aus 29 Bohrungen 234 Proben und aus 8 Aufschlüssen 17 Proben entnommen und davon 422 Präparate (211 zumeist polierte Dünnschliffe {25µm} und 211 beidseitig polierte Dickschliffe {100 - 200 µm}) angefertigt. Von 28 weiteren Proben wurden Tonmineralseparate abgetrennt, um mit Hilfe der Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA) und der Diffraktometrie (XRD) die authigen gebildeten Tonminerale zu untersuchen (Kap. 4.2.6). Für die Isotopenuntersuchungen wurden außerdem 150 Anhydrit-, Baryt-, Quarz-, Pyrit-, Galenit- und Kalzitproben separiert (Kap. 8).

In den Bohrkernlagern waren meist nur ausgewählte Abschnitte der einzelnen Bohrungen archiviert, wodurch sich die Bearbeitung zumeist auf Bohrkern des Rotliegend (vgl. Anhang

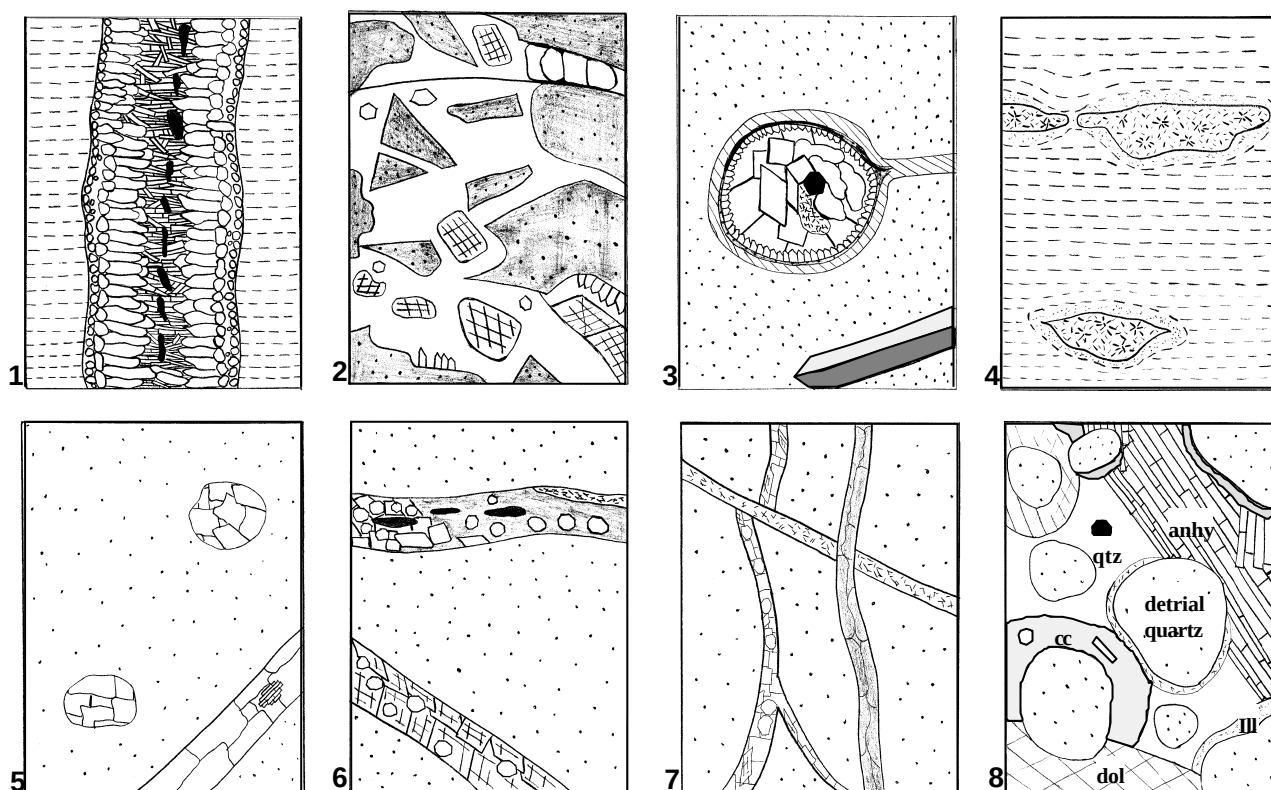


Abb. 1-2: Beprobte Gefügetypen

1 - Kluftfüllungen in Extensionsklüften, 2 - Gangbrekzien, 3 - Drusen, 4 - Anhydritkonkretionen in Ton- und Siltstein, 5 - Mineralneu- und Mineralumbildungen, 6 - Kluftfüllungen, ungegliedert, 7 - Kluftfüllungen gestörter Bereiche, 8 - Zemente (qtz= Quarz; cc= Kalzit, dol= Dolomit, anhy= Anhydrit) in grobklastischen Sedimenten

0-1) konzentrierte. Probleme ergaben sich vor allem bei der zeitlichen Eingliederung der einzelnen ermittelten Fluidsysteme. Es wurde versucht, über große Teufenbereiche vorhandene Kernabschnitte zu beproben, um so eine Veränderung in der Zusammensetzung der Flüssigkeitseinschlüsse räumlich und zeitlich zu korrelieren.

1.3.2 Zustand des Probenmaterials

Der Zustand des bearbeiteten Bohrkernmaterials war zumeist gut, da die Bohrkernkerne immer in Hallen gelagert waren. Die Bohrkernkerne waren nicht orientiert entnommen worden, so dass nie die Streichrichtung von Gängen ermittelt werden konnte. Somit war eine Verknüpfung von lithologischen und zeitlichen Parametern, wie sie von FRANZKE (1973) und FRANZKE & ZERJADTKE (1993) für die Gänge des Unterharzes dokumentiert wurde, nicht möglich.

2 Geologischer Überblick

2.1 Lage des Untersuchungsgebietes

Das Nordostdeutsche Becken (NEDB) ist Bestandteil der Westeuropäischen Plattform (KATZUNG & EHMKE 1993), welche sich zwischen der Osteuropäischen Plattform im Norden und Osten sowie dem Alpen-Karpatenbogen im Süden befindet (Abb. 2-1). Die im folgenden dargestellten Untersuchungen wurden im Bereich des Mitteleuropäischen Beckens (MEB; ZIEG-

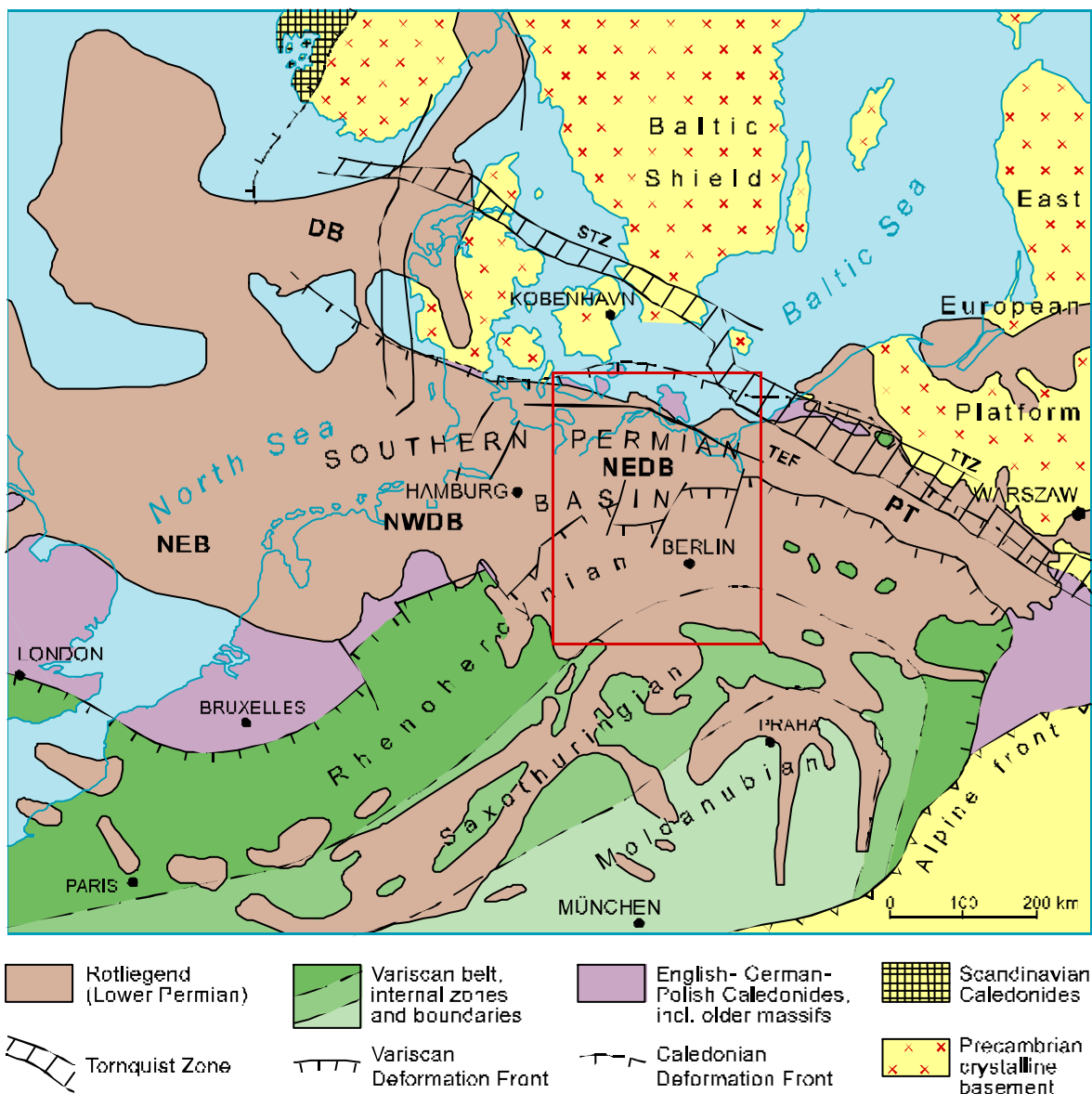


Abb.2-1: Verbreitung des Rotliegend und tektonische Hauptelemente des Zentraleuropäischen Grundgebirges (nach ZIEGLER 1990, BERTELSEN 1992a, PLEIN 1993, BENECK et al. 1996, BRECHT 1999). Die Lage des Arbeitsgebietes ist durch ein rotes Rechteck gekennzeichnet.

NWDB = Nordwestdeutsches Becken	NEDB = Nordostdeutsches Becken
DB = Dänisches Becken	PT = .Polnischer Trog
TTZ = Tornquist-Teisseyre-Zone	STZ = .Sorgenfrei-Tornquist-Zone
TEF = Transeuropäische Störung	NEB = Niederländisch-Englisches Becken

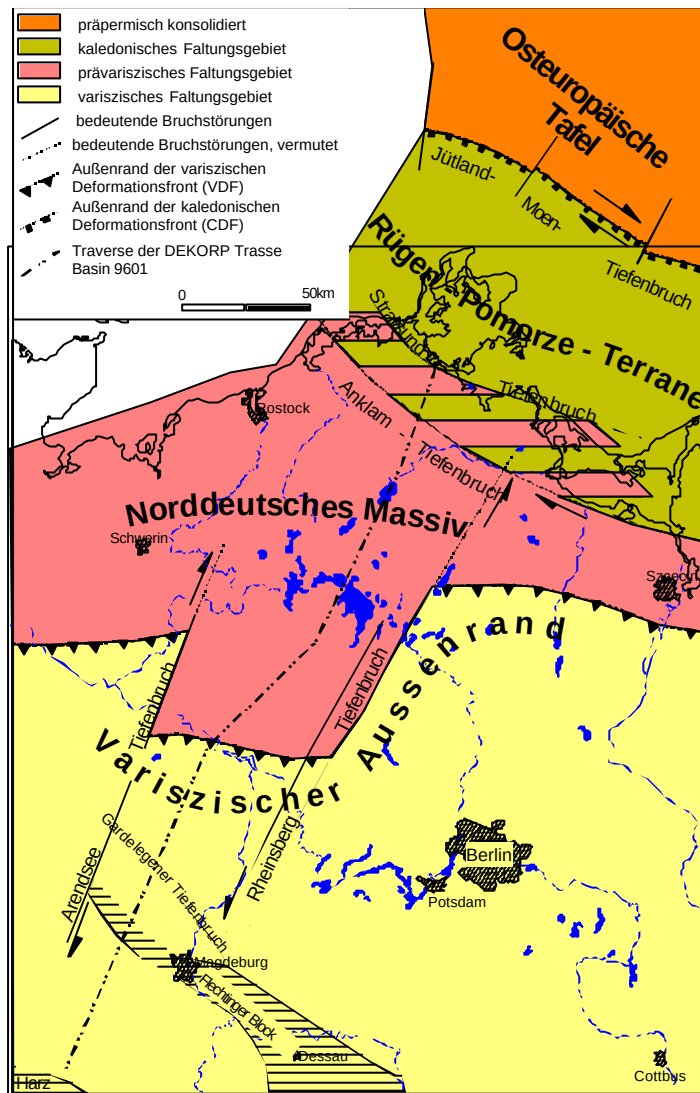


Abb. 2-2: Tektonische Felderung des Grundgebirges des NEDB nach HOFFMANN (1989), HOFFMANN et al. (1997) und WEIHE (1997)

durch die Altmarkschwelle und deren nördliche Verlängerung bis zur Ostholsteinischen Plattform gebildet wird (GAST et al. 1998). Die fazielle und strukturelle Ausbildung dieser beiden Becken unterscheidet sich in mehreren Punkten. So ist das NEDB in seiner Anlage deutlich älter als das NWDB.

Im rezenten Strukturbild fällt auf, dass im NWDB vor allem Salzsättel und Salzstöcke dominieren, während im NEDB vor allem Salzkissen vorherrschen. Das NWDB reicht bis in die südliche Nordsee und unterscheidet sich vom angrenzenden niederländisch-englischen Teilbecken durch sein deutlich höheres Alter und die erhöhten Sedimentmächtigkeiten. Das hier bearbeitete Probenmaterial stammt aus den jungpaläozoischen und mesozoischen Gesteinen des NEDB.

LER 1990) durchgeführt. Das MEB, welches von anderen Autoren auch als Mitteleuropäische Senke bezeichnet wird (u.a. KATZUNG 1975, 1993, 1995, WALTER 1992) und sich in seiner ESE - WNW Richtung von England bis nach Polen über eine Länge von etwa 1600 km und einer Breite von 200 - 500 km erstreckt (PLEIN 1993), kann nach GAST et al. (1998) in vier größere Teilbecken untergliedert werden (Abb. 2-1).

Der Polnische Trog ist hierbei von der Beckenentwicklung und Faziesverteilung am eigenständigsten ausgebildet (KARNOWSKI 1994, 1999). Die Abgrenzung des Polnischen Trog gegen das westlich anschließende NEDB erfolgt durch eine ausgeprägte Schwelle, von welcher ein großer Teil der in beiden Becken akkumulierten Sedimente stammt (GAST et al. 1998). Das NE- und NW-Deutsche Teilbecken werden durch eine weniger deutliche Schwelle getrennt, welche

2.2 Entwicklung des Präpermischen Grundgebirges des NEDB

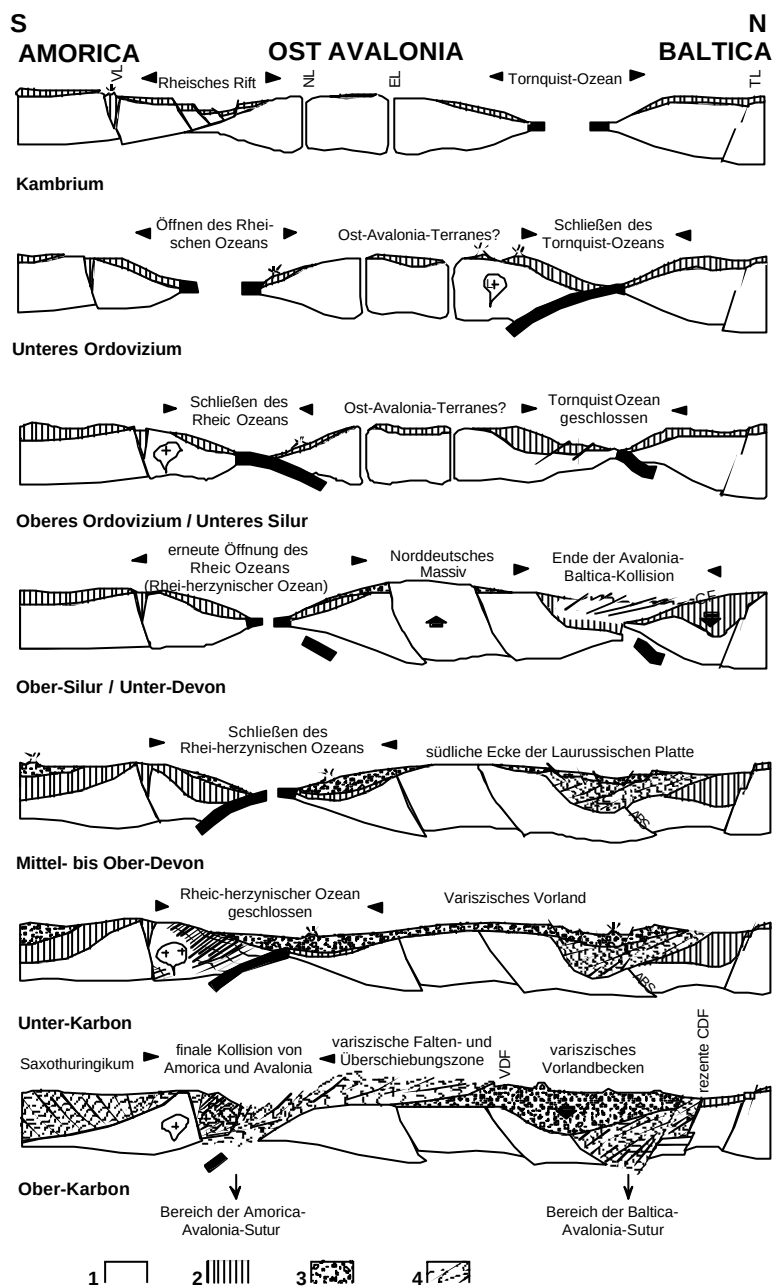


Abb. 2-3: Schematische Darstellung der paläozoischen Plattenentwicklung NE-Deutschlands (nach FRANKE et al. 1996) – unmaßstäblich

1= tiefere Kruste, 2= Kambrium bis Silur, 3= Devon bis Karbon, 4= Falten- und Überschiebungsgürtel der Varisziden bzw. Kaledoniden;

VL= Vesser Lineament, NL= norddeutsches Lineament, EL= Elbe-Lineament, TL= Tornquist-Lineament,

ABS= vermutete Avalonia-Baltica-Sutur, CF= kaledonische Vorsenke, CDF= kaledonische Deformationsfront, VDF= variszische Deformationsfront, JMF= Jütland-Moen-Störung

Die Entwicklung der Kenntnis über den tieferen Untergrund in Norddeutschland erfolgte in mehreren Etappen. Die Arbeiten von FRANKE (1967), SCHMIDT et al. (1977) belegten am Nordrand des NEDB die Existenz eines kaledonisch gefalteten Stockwerks in Bohrungen auf der Insel Rügen. Weiterhin weisen die Gesteine der Bohrungen am Südrand des NEDB auf ein variszisches Alter des Grundgebirges hin. Präkambrisches Grundgebirge wurde außer z.B. im Harz (Ecker-Gneis) nirgends nachgewiesen, aber im Zentrum des Beckens (Ostelbisches Massiv; vgl. KATZUNG & EHMKE 1993) vermutet. Außerdem wurde gezeigt, dass Tiefenbrüche die Übergänge der verschiedenen Grundgebirgseinheiten im Süden und Norden markieren. Neue Tiefbohraufschlüsse und erste Ergebnisse von langzeit-registrierten reflexionsseismischen Profilen sowie neue geophysikalische Interpretationsmethoden führten Ende der 80-er Jahre zu einer Präzisierung der Modellvorstellungen (FRANKE et al. 1989, FRANKE 1990, HOFFMANN 1990, u.a.). HOFFMANN et al. (1997, 1998) nehmen von Süd nach Nord für den tieferen Untergrund

eine Dreiteilung in Variszische Außenzone, prävariszisches Vorland und das vermutlich unterlagernde präkambrische Norddeutsche Massiv vor. Nördlich schließt sich die kaledonische Faltungszone (Rügen-Pommern-Terrane) an (Abb. 2-2).

Die variszische Außenzone ist durch einen nordvergenten Überschiebungsbau mit Ausbildung mehrerer Überschiebungsflächen gekennzeichnet. Horizontalbewegungen an den Tiefenbrüchen führten zu einem sägeblattartigen Versatz der E - W orientierten variszischen Deformationsfront (VDF).

Die Grenze zwischen der Osteuropäischen Plattform (OEP) und der jüngeren, überwiegend aus paläo- und mesozoischen Gesteinen gebildeten Westeuropäischen Plattform wurde erstmals von TORNQUIST (1908) beschrieben. Im Zuge der seismischen Vermessung des tieferen Untergrundes kam es mehrfach zur Neuinterpretation der kaledonischen Deformationsfront (vgl. HOFFMANN et al. 1997, 1998). HOFFMANN et al. (1997) gehen davon aus, dass die Kaledoniden bis an die Anklam-Störung heranreichen, welche den Südast der Stralsund-Anklam-Störungszone (SAS) bildet. Somit stellt dieses Störungssystem die östliche Fortsetzung der im EUGENO-S1 Profil postulierten Transeuropäischen Störung TEF (BERTHELSEN 1992 a, b) dar und repräsentiert zudem die rezente Position der Avalonia-Baltica-Sutur (ABS) (FRANKE et al. 1996, HOFFMANN & FRANKE 1997). Demzufolge entspricht das Rügen-Pomorne-Terrane (Abb. 2-2) dem kaledonischen Deformationsgürtel der OEP. Eine zusammenfassende Darstellung der paläogeographischen Entwicklung des tieferen Untergrundes NE-Deutschlands findet sich bei FRANKE et al. (1996) und ist in Abb. 2-3 dargestellt.

2.3 Bildung des Mitteleuropäischen Beckens (MEB)

Das MEB ist ein komplex ausgebildetes intrakontinentales bzw. kratonisches Becken (BACHMANN & GROSSE 1989), welches sich hauptsächlich auf dem variszischen Vorlandbecken (Abb. 2-1, 2-3) entwickelte. Weitere Beispiele für diesen Beckentyp sind das Pariser, Michigan oder Illinois Becken, wobei diese strukturell einfacher gebaut sind. Über die Entstehung solcher intrakontinentalen Becken wurden in den letzten Jahren zahlreiche Modellvorstellungen diskutiert (ZIEGLER 1990). Eine Möglichkeit ist die Dehnung und Ausdünnung der Kruste sowie der subkrustalen Lithosphäre. Eine weitere Möglichkeit ist die thermisch induzierte „Aufdomung“ der Moho (Mohorovicic-Diskontinuität).

Nach BACHMANN & HOFFMANN (1994, 1995, 1997) lässt sich die Genese intrakontinentaler Becken grundsätzlich auf drei Modelle zurückführen:

- Reine Scherung (pure shear) nach MCKENZIE (1978); die Ausdehnung der Kruste erfolgt durch gleichmäßige Dehnung.
- Einfache Scherung (simple shear) nach WERNICKE (1981); die Ausdünnung der Kruste erfolgt mit Hilfe einer flachen, durch die Kruste und den oberen Mantel laufenden Scherzone.
- Diapirismus und Unterplattung; durch die Intrusion von basischem Mantelmaterial in Form von Diapiren oder flächenhaften Intrusionen (underplating) erfolgt eine Ausdünnung der Kruste (BACHMANN & HOFFMANN 1997).

Die Ausbildung des Mitteleuropäischen Beckens (MEB) erfolgte initial bereits im Stefan nach der variszischen Gebirgsbildung (vgl. PLEIN 1993). Das in die variszische Deformation teilweise einbezogene Vorlandbecken (Abb. 2-3) reagierte zumindest teilweise nicht nur mit Faltung, sondern ebenfalls mit Zerböckung (FRANKE et al. 1989, HOTH 1997). Aufgrund der Kollision von Laurasia mit Gondwana (Kollision der Eurasischen mit der Afrikanischen Platte) wurden in einem E - W-gerichteten Stressfeld Transtensionsbecken und Grabenstrukturen gebildet (BACHMANN & HOFFMANN 1995, 1997). Als Ursache der initialen Beckenbildung im Bereich des NE-Deutschen Teilbeckens wird vom Autor hierbei das Modell des Manteldiapirismus nach BACHMANN & HOFFMANN (1997) bevorzugt. So wird im Bereich eines Depozentrums des MEB (Havel-Müritz-Senke) die Intrusion eines Manteldiapirs vermutet, welcher sich durch die magnetische, magnetotellurische und gravimetrische Pritzwalk-Anomalie manifestiert. Zudem konnte im Bereich dieser Anomalie keine klar ausgebildete Moho identifiziert werden (DEKORP 1999). Eine flächenhafte Intrusion wird des weiteren aufgrund einer generell erhöhten Schwere postuliert (BACHMANN & HOFFMANN 1997). Dieser Manteldiapirismus führte zur Ausdünnung der Kruste und zur thermalen Heraushebung der Kruste im Bereich des Beckens vom Stefan bis zum Ober-Rotliegend I (vgl. BACHMANN & HOFFMANN 1997). Es erfolgte die Ablagerung mächtiger Vulkanitfolgen. Ab dem Ober-Rotliegend II folgte eine thermische Subsidenz und die Akkumulation der mächtigen Rotliegendensedimente.

2.4 Entstehung und Strukturierung des NEDB

Die Entwicklung des NEDB wurde auf Grundlage der intensiven Bohrtätigkeit in den 60er Jahren auf dem Gebiet der ehemaligen DDR bereits von WIENHOLZ (1965) und MEINHOLD & REINHARDT (1967) umfassend beschrieben und diese Entwicklungskonzepte sind grundsätzlich bis heute gültig. REINHARDT (1993) modifizierte den geologischen und strukturellen Aufbau weiterhin auf Grundlage einer intensiv und flächendeckend durchgeführten seismischen Erkundung.

Ausgehend vom Karbon können im Norddeutschen Becken mehrere Entwicklungsphasen unterschieden werden, welche sich in entsprechenden thermischen Signaturen widerspiegeln. Eine Gliederung in die genannten Entwicklungsstadien wurde erstmals von NÖLDEKE & SCHWAB 1977; Abb. 2-4) veröffentlicht. Im Prinzip können vier bzw. fünf Hauptstadien unterschieden werden.

2.4.1 Frühstadium (Stefan – frühes Perm)

Die erste Entwicklungsphase, auch initiale Riftphase (SCHECK 1997) bzw. **Frühstadium** genannt, fand im Anschluss an die variszische Orogenese statt. Sie ist durch die permokarbonen Vulkanite und die Sedimente des Unter-Rotliegend sowie des unteren Ober-Rotliegend dokumentiert (BACHMANN & HOFFMANN 1997). Fast im gesamten Arbeitsgebiet sind permokarbonen Vulkanite erbohrt worden, wobei sich der Hauptteil entlang einer NE - SW-Achse mit zwei Maxima im Bereich des Rheinsberg-Lineaments im Osten und einem Maximum im Bereich der Elbe-Linie im Süden (Altmark) konzentriert (Abb. 2-5a).

Die Mächtigkeiten der Vulkanitfolgen erreichen über 2500 m südöstlich von Rügen. Nördlich der Wieker Störung (parallel dem Stralsund Tiefenbruch in Abb. 2-2) wurden keine permokarbenen Vulkanite erbohrt. Die Vulkanite setzen ebenfalls südlich des Zentralbereiches der heutigen Subherzynen Mulde aus (BRECHT 1999). BENEK et al. (1996) berechneten das Gesamtvolumen der Vulkanite auf 48.000 km³, von denen ca. 70 % SiO₂-reiche Ignimbrite und Rhyolite, 26 % Andesite und untergeordnet 4 % Basalte mit kogenetischen Doleriten sind. Nach HOTH et al. (1993b) und BENEK et al. (1996) lassen sich die Vulkanitserien fünf eruptiven Stadien zuordnen. Auf ein frühes Andesitstadium im Stefan folgten im frühen Rotliegend ein explosives Ignimbritstadium, ein postignimbritisches Eruptivstadium und ein Spätrhyolitstadium. Ein spätes Basaltstadium schloss die magmatischen Aktivitäten ab.

Die Sedimente des Unter-Rotliegend und des unteren Ober-Rotliegend (Parchim-Formation) lagern in zwei gestaffelt angeordneten Teilbecken (Abb. 2-5b), einer Westmecklenburgischen Senke im NW und der Havel-Müritz-Senke im SE (SCHECK 1997). Die östliche Begrenzung wird jeweils durch den NE - SW streichenden Rheinsberg-Tiefenbruch (Havel-Müritz-Senke) bzw. die Verlängerung des Arendsee-Tiefenbruchs markiert (vgl. Abb. 2-2). Getrennt werden beide Becken durch die Zentral-Mecklenburg-Schwelle (SCHECK 1997). Im Norden folgt die Stralsund-Senke, welche sich vom Bereich östlich der Insel Rügen in den polnischen Trog nach Osten fortsetzt. Es wurden vor allem fluviatile und äolische Bildungen über ca. 100 m mächtigen Fanglomeraten bzw. Konglomeraten (SCHNEIDER & GEBHARDT 1993) mit Gesamtmächtigkeiten bis zu 800 m akkumuliert (SCHECK 1997).

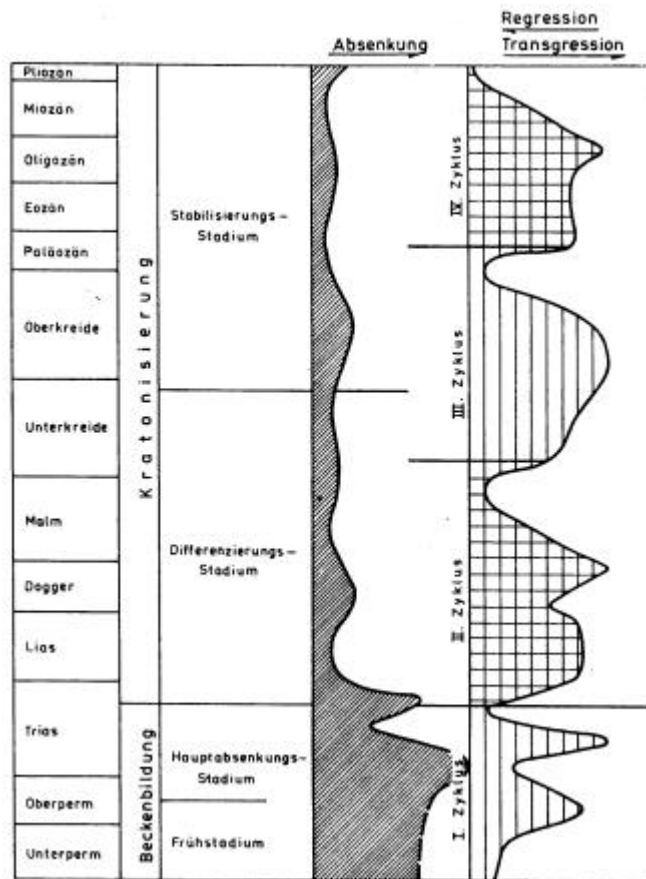


Abb. 2-4: Schema der Entwicklungsstadien der Norddeutsch - Polnischen Senke (NÖLDEKE & SCHWAB 1977)

2.4.2 Hauptabsenkungsstadium (frühes Perm - Keuper)

Diese Phase intensiver Beckensubsidenz, das **Hauptabsenkungsstadium** (NÖLDEKE & SCHWAB 1977, SCHECK 1997), ist durch zunächst bruchhafte, dann vorwiegend thermische Subsidenz gekennzeichnet (SCHECK 1997). Die Sedimente der Mirow-Formation lagern in

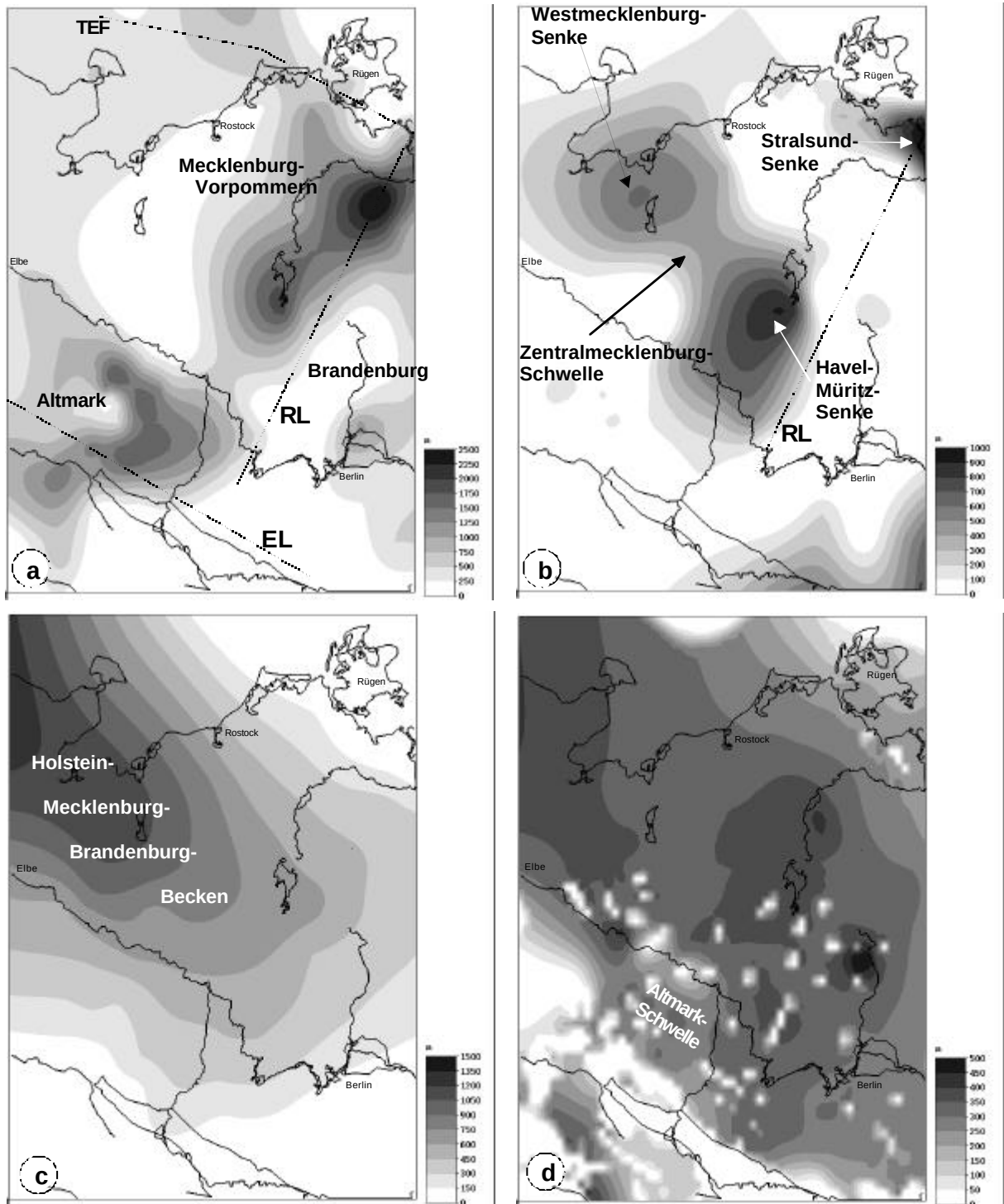


Abb. 2-5: Mächtigkeitsverteilung in m (aus SCHECK 1997) (a) permokarbone Vulkanite; (b) unteres Ober-Rotliegend; (c) oberes Ober-Rotliegend; (d) Muschelkalk; (e) Keuper; (f) Känozoikum; TEF= Transeuropäische Störung; EL= Elbe-Lineament; RL= Rheinsberger Lineament (Fortsetzung nächste Seite)

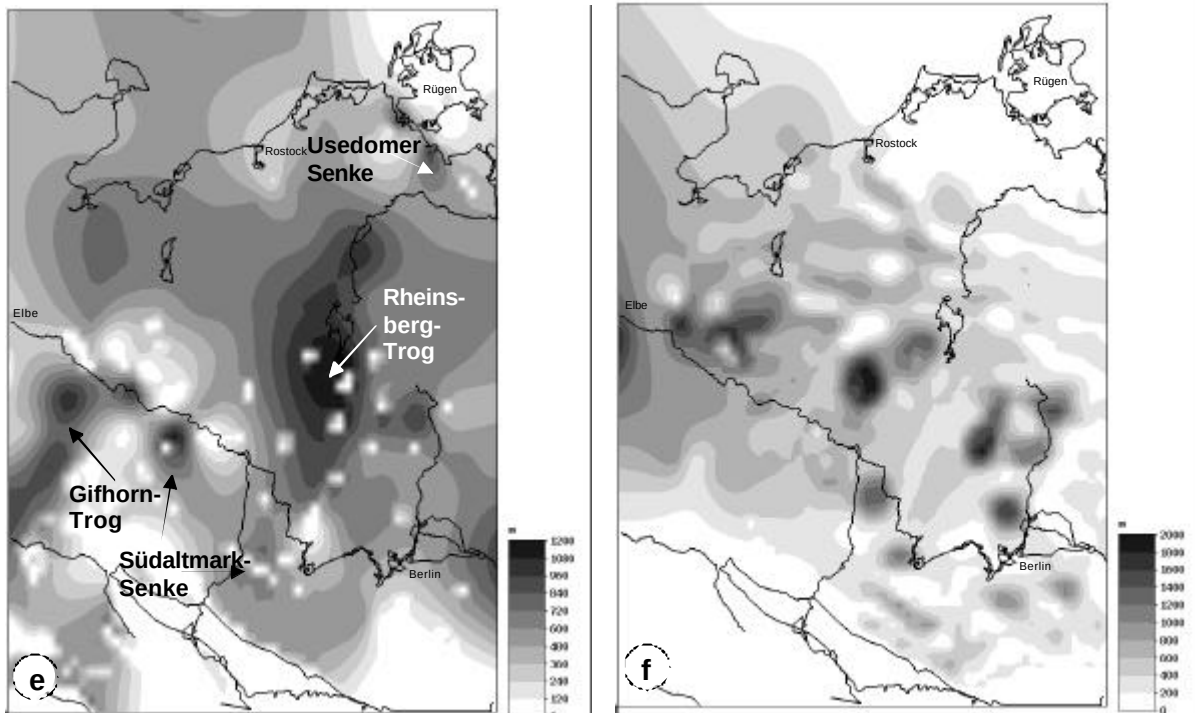


Abb. 2-5 (Fortsetzung von Seite 17): Mächtigkeitsverteilung in m (aus SCHECK 1997)
 (e) Keuper; (f) Känozoikum; TEF= Transeuropäische Störung; EL= Elbe-Lineament; RL= Rheinsberger Lineament

einer NW-SE orientierten Senke und haben ihr Depo-Zentrum direkt westlich der Westmecklenburg Senke (Abb. 2-5). Es kam im Verlaufe der Akkumulation der Mirow-Formation zur Vereinigung der zuvor existenten Teilbecken. Faziell folgten über fluviatilen Sandsteinen Playa-Sedimente im Hangenden. Im Bereich der Beckenränder gehen diese faziell in äolische und fluviatile Sedimente über (SCHNEIDER & GEBHARDT 1993). Die weitere Mächtigkeitsentwicklung im Bereich der Elbe-Folge (Abb. 2-5c) zeigt eine kontinuierliche Erweiterung des Sedimentationsraumes bei gleichbleibender Sedimentationsachse (SCHECK 1997). Faziell gehen die überwiegend fluviatilen Sedimente des südlichen Beckenrandes nordwärts in die Sedimente einer „evaporitoklastischen“ Tonebene über, welche sich meist aus roten Silt- und Tonsteinen sowie Evaporiten zusammensetzt.

Nach der Akkumulation des Rotliegend lagerten sich Sedimente von bis zu 7 evaporitischen marinen Hauptzyklen des Zechsteins ab. Aufgrund der späteren Salzabwanderung lassen sich für diese Schichten nur schwer Aussagen zur Beckenstruktur und Beckenentwicklung machen (SCHECK 1997).

In den „Red bed“-Ablagerungen des Buntsandsteins (BACHMANN 1998) herrscht noch das Strukturbild des späten Rotliegend vor (SCHECK 1997). Der Sedimentationsraum ist hauptsächlich nach N erweitert; akkumuliert werden bis zu 1200 m Sediment. Strukturell gewinnen NNE - SSW gerichtete Strukturen an Bedeutung, am Südrand des Beckens wird zudem erstmals die NNE - SSW-streichende Altmark-Schwelle erkennbar (SCHECK 1997). Während des Mittleren Buntsandsteins fanden auch die ersten kleineren halokinetischen Bewegungen im NDB statt (STRUNCK et al. 1998). Lithologisch wurden im Unteren Buntsandstein vor allem

feinklastische Ablagerungen eines Playa-Systems abgelagert, welche häufig trockenfiel und von fluviatilen Systemen umrandet war (SCHWAB 1988, AIGNER & BACHMANN 1992, BEUTLER 1995). Im Mittleren Buntsandstein herrschten Ablagerungen eines fluviatilen und lakustrinen Milieus vor, wohingegen der Obere Buntsandstein wiederum durch feinkörnige Ablagerungen eines Playa-Systems mit z.T. marinem Einfluss charakterisiert ist, dessen Beckenränder fluviatil dominiert sind. Im Beckenzentrum wurden Sedimente des Sabkha-Milieus abgelagert (SCHECK 1997).

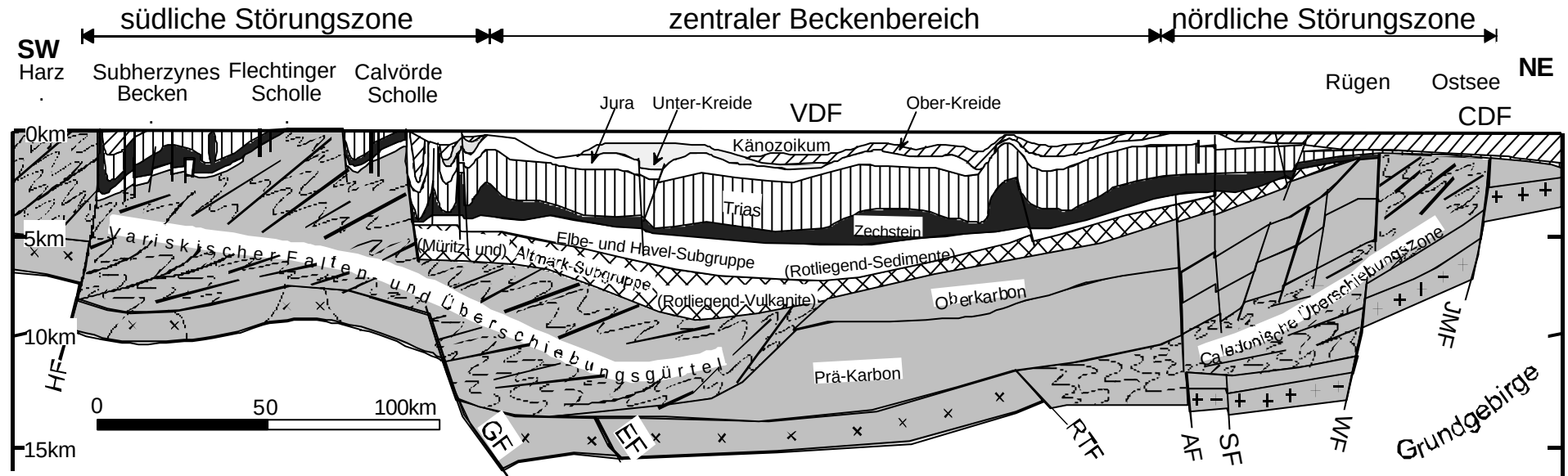
Die Mächtigkeiten des Muschelkalks schwanken zwischen 250 m an den Beckenrändern und 350 m im Beckenzentrum (SCHECK 1997). Im Gegensatz zum Buntsandstein sind zwei Depozentren zu erkennen (Abb. 2-5d). Ein Depozentrum weist eine NNE - SSW-Achse, ähnlich der Altmark-Schwelle auf.

Lokal erhöhte Mächtigkeiten weisen auf frühe Salzbewegungen hin (SCHECK 1997). Der Untere Muschelkalk im NEDB setzt sich aus flachmarinen Karbonaten und Tonen zusammen, während der Mittlere Muschelkalk sich aus Dolomiten, Anhydriten und Salzen aufbaut. Die Crinoiden- und Ceratiten führenden Kalke des Hauptmuschelkalks sind wieder vollmarin und stellen die maximale Transgression während der Trias dar (SCHWAB 1988, AIGNER & BACHMANN 1992). Diese zweite Entwicklungsphase (Hauptsubsidenzphase) endete etwa in der Oberen Trias (altkimmerisch).

2.4.3 Das Differenzierungsstadium (Keuper - Unterkreide)

Das **Differenzierungsstadium** wurde geprägt durch zunehmende Differenzierung des Sedimentationsraumes. Die Mächtigkeitskarte des Keupers (SCHECK 1997) zeigt geringe Akkumulationsraten im Beckenzentrum (<700 m). Erhöhte Mächtigkeiten bis zu 1200 m sind auf tektonisch bedingte Absenkungszentren, welche zumeist NNE - SSW streichen, beschränkt. Diese lokalen Mächtigkeitschwankungen werden häufig auf die Reaktivierung tiefer Bruchzonen und damit verbundenen Vertikalbewegungen zurückgeführt (NÖLDEKE & SCHWAB 1977). Als wichtigste Depozentren sind der Rheinsberg-Trog zwischen Rheinsberg- und Arendsee-Lineament sowie der Gifhorn-Trog zu nennen (Abb. 2-5e). Lokal erhöhte NW - SE streichende Mächtigkeiten im Bereich der Elbe (Altmark-Senke) werden auf die beginnende intensive Halokinese und die damit verbundenen Bewegungen des Post-Salinars zurückgeführt. Die Strukturentwicklung und Halokinese des NEDB ist bei WIENHOLZ (1965), MEINHOLD & REINHARDT (1967), BEUTLER (1995) und BENOX et al. (1997) umfassend dokumentiert und beschrieben.

Erste kleine Salzstöcke wie z.B. die von Dömnitz und Aulosen bildeten sich im Keuper und mit den altkimmerischen Bewegungen im Keuper kam das Salz fast überall in Bewegung (MEINHOLD & REINHARDT 1967). Faziell ist eine allgemeine Verflachung mit anschließender Dominanz von Sedimenten des Playa- Ablagerungsraums für den Keuper charakteristisch (AIGNER & BACHMANN 1992).



GF = Gardelegener Abbruch

AF = Anklam-Störung

JMF = Jütland-Mön-Störung

CDF = kaledonische Deformationsfront

HF = Harznordrand-Störung

SF = Stralsund-Störung

EF = Unterelbe-Störung

RTF = Rostock-Teterow-Störung

WF = Wiek-Störung

VDF = variszische Deformationsfront

Abb. 2-6: Geologischer NE-SW-Schnitt durch das NEDB (nach FRANKE et al. 1996, HOFFMANN et al. 1997, GAST et al. 1998)

Im Jura erfolgte eine weitere strukturelle Differenzierung des Beckens, wobei als Ablagerungsraum die Südaltnark-Senke immer mehr an Bedeutung gewann. Während der tonig ausgebildete Lias noch im gesamten Becken verbreitet war, beschränkte sich die Verbreitung des mehr sandig ausgebildeten Doggers und des zumeist kalkigen Malms nur auf den südlichen Abschnitt des Beckens (SCHWAB 1988, SCHECK 1997). Mächtigkeitsmaxima von 1200 m weisen lokal auf hohe Subsidenzraten hin (SCHECK 1997). Die Salzbewegung erhielt im Malm einen erneuten Impuls (MEINHOLD & REINHARDT 1967). Das Salz bildete zum Teil Salzrücken, wie z.B. im Bereich der NW - SE-streichenden Salzstruktur von Altmersleben (im Bereich der Altmark-Senke) oder im Bereich einer NNE - SSW streichenden Struktur, welche von den Salzstöcken Aulosen, Rambow und Werle gebildet wird (MEINHOLD & REINHARDT 1967).

In der Unterkreide lagen die Mächtigkeiten im Bereich des NEDB zumeist unterhalb von 100 m. Nur im schmalen WNW - ESE gerichteten Bereich der Prignitz-Altmark-Westbrandenburg-Senke sind erhöhte Mächtigkeiten bis 1000 m bekannt (SCHECK 1997). Abgelagert wurden brackisch-limnische Sedimente gefolgt von marinen Tonmergeln (SCHWAB 1988).

Besonders geprägt wurde dieses Stadium durch ein tektonothermales, mittelmärmisches Ereignis (CLAUER et al. 1996, WOLFGRAFF et al. 1998a). In dieser Zeit begann auch die Heraushebung des Harzes und der Schollen von Calvörde und Flechtingen. Im Bereich der nördlichen Nordsee kam es zu basaltischem Riftvulkanismus, der sich bis in den Süden des fennoskandischen Schildes nachweisen lässt (KOCKEL 1995).

2.4.4 Das Inversions- und Stabilisierungsstadium (Ober-Kreide - Känozoikum)

Durch die spätkretazische **Inversion** des NEDB im **Stabilisierungsstadium** erfolgte eine Umstrukturierung des Beckens und das aktuelle Strukturbild wurde deutlich (z.B. Abb. 2-6). In der Oberkreide wurden die meisten Salzstöcke reaktiviert (MEINHOLD & REINHARDT 1967). Das Fehlen der Oberkreide in Beckenrandbereichen belegt außerdem die Heraushebung der südlichen Schollen von Flechtingen und Calvörde (SCHECK 1997, SCHULZE 1964, SCHRETZENMAYER 1993) und die Heraushebung des südlichen Prignitz-Lausitzer Blocks sowie des nördlichen Grimmener Walls (KATZUNG & EHMKE 1993, SCHECK 1997). Die Mächtigkeiten in den Randsenken betragen bis zu 1900 m in den WNW-ESE streichenden Zonen der Südaltnark-Senke. Beispiele hierfür sind z.B. die Senken zwischen den Salzrücken von Kalbe-Mahlpfuhl und dem Gardelegener Abbruch oder zwischen den Salzrücken von Kalbe-Mahlpfuhl und Altmersleben-Berkau-Demker (BENOX et al. 1997). SCHECK (1997) untergliedert diese vierte Phase in eine Inversionsphase und eine Phase känozoischer Subsidenz. Die Phase der känozoischen Subsidenz ist geprägt durch zahlreiche Mächtigkeitsmaxima (Abb. 2-5f), welche sich auf mehrere Randsenken verteilen. Dabei sind die Mächtigkeiten in den Randsenken im südlichen Beckenbereich wesentlich höher als im Norden. Zudem nimmt die Mächtigkeit nach Westen zu, was eine Beeinflussung des Beckens durch das känozoische Nordseebecken widerspiegelt (SCHECK 1997, ZIEGLER 1990). Im Tertiär überwiegen brackige

bzw. marine Tone und Schluffe mit eingeschalteten Kohleflözen und im Quartär die glazialen Ablagerungen.

Die oben beschriebenen Entwicklungsstadien werden in weiteren Arbeiten ähnlich differenziert (BETZ et al. 1987, ZIEGLER 1989, BACHMANN & HOFFMANN 1993, 1997), die Hauptgliederung bleibt allerdings dabei erhalten. Hervorzuheben ist die Gliederung von STACKEBRAND (1997). Er bezeichnete das Differenzierungsstadium als „synalpidische Dehnungsetappe“ und gliedert das Stabilisierungsstadium in eine „synalpidische Einengungsetappe“ und „Remobilisierung“. Diese Gliederung erscheint vor allem deswegen als wichtig, weil sie den Reaktionsraum wirkender tektonothermalen Parameter über den Bereich des Beckens hinaus verlagert. Somit scheinen die im NEDB nachgewiesenen Fluidsysteme nicht ausschließlich beckeninduziert zu sein, sondern teilweise einem regional weitaus größeren prozeßbezogenen Bereich anzugehören, welcher im späteren Verlauf zudem durch die alpidische Orogenese beeinflusst wurde.

2.5 Die Rolle des Zechsteinsalzes für die Entwicklung des NEDB

Die mächtigen Salzschichten des Zechsteins spielen eine besondere Rolle bei der Entwicklung des NEDB. Salz ist im Vergleich zu anderen Gesteinen fast vollständig impermeabel (10^{-10} D), es reagiert auf Beanspruchung mit plastischer Verformung und ist sehr gut wasserlöslich. Vor allem die erstgenannten Eigenschaften machen das Salz zu einer hervorragenden Barriere für Fluidmigration. Des weiteren ist Salz nahezu inkompressibel, so dass sich die Dichte mit zunehmendem Druck nicht verändert. Mit zunehmender Teufe reagieren Sedimente sonst mit diagenetisch bedingter Abnahme der Porositäten und Entwässerung. Die Dichte nimmt beispielsweise bei Sanden von ca. $1,9 \text{ g / cm}^3$ bis auf etwa $2,5 \text{ g/cm}^3$ zu (MILITZER et al. 1985). Demgegenüber hat Salz eine Dichte von etwa $2,2 \text{ g / cm}^3$ (MILITZER et al. 1985), welche sich mit zunehmender Teufe nicht verändert. Im Verlaufe der Versenkungsgeschichte wird also die Dichte der überlagernden Sedimente höher als die der Salze, welche dann einen Dichtenausgleich anstreben. Als Impuls für die resultierenden halokinetischen Bewegungen dienen in der Regel tektonische Ereignisse. So wird von verschiedenen Autoren (MEINHOLD & REINHARDT 1967, BENOX et al. 1997, SCHECK & BAYER 1999 u.a.) postuliert, dass Phasen erhöhter Salztektunik mit tektonischen Phasen korrelieren. MEINHOLD & REINHARDT (1967) sprechen zudem davon, dass im Bereich des NEDB eine entsprechende Sediment-Auflast zusätzlich als Auslöser der Bewegungen anzusehen ist. Das Salinar (Zechstein) koppelt zudem das Supra-Salinar (Post-Zechsteinschichten) vom Sub-Salinar (Prä-Zechsteinschichten) strukturell ab (z.B. BENOX et al. 1997, SCHECK & BAYER 1999). Allerdings wird bei BENOX et al. (1997) dokumentiert, dass zwischen den Störungszonen des Mesozoikums und des Rotliegend weitgehende Übereinstimmung besteht. Eine Zuordnung einzelner Teilbrüche ist aber z.B. im Bereich des Gardelegener Abbruchs (Abb. 2-6) sehr schwierig oder nicht möglich, da hier Gleitbewegungen des Suprasalinars auf dem Salinar während der Oberkreide stattgefunden haben (BENOX et al. 1997). WIENHOLZ (1965), MEINHOLD & REINHARDT (1967), BENOX et al. (1997) und SCHECK & BAYER (1999) beschreiben die Anordnung der Salzdiapire entlang von

Achsen. Dabei können im MEB zwei Hauptrichtungen unterschieden werden: Eine NNE bis N-gerichtete Salzachse, welche mit spättriassisch-jurassischen Extensionsstrukturen korreliert und eine WNW bis NW-gerichtete Salzachse, welche mit kretazischen Kompressionsstrukturen zu korrelieren ist (SCHECK & BAYER 1999). Beide Strukturen werden durch ein WNW-streichendes Lineament getrennt, dessen südöstliche Verlängerung in die Südrandstörung des Beckens verlängert werden kann (SCHECK & BAYER 1999). Zu vermuten ist, dass es mindestens zwei Phasen starken Salzaufstiegs gegeben hat: eine extensive im Keuper-Jura und eine kompressive während der Oberkreide und des Alttertiärs. Daneben können lokal durch Analyse der Salzstrukturen weitere halokinetische Impulse belegt werden, die allerdings nicht die oben beschriebene Intensität erreichten (vgl. WIENHOLZ 1965, MEINHOLD & REINHARDT 1967, BENOX et al. 1997).

Für die Fluidentwicklung spielte das Salz wahrscheinlich eine wichtige Rolle. Neben den bereits genannten Fakten ist aber noch zu berücksichtigen, dass das Salz in Bereichen einiger Salzdiapir-Randsenken vollständig abgewandert ist. Dies könnte einen großen Einfluss auf Fluidmigration und Fluiddrücke oberhalb und unterhalb des Salinars gehabt haben.

3 Methodik

Zur Realisierung der vorliegenden Arbeit wurden eine Reihe von Untersuchungsmethoden und Analyseverfahren genutzt (Tab. 3-1). Diese sind im Anhang D näher erläutert und sollen hier nur kurz genannt werden.

Um die Paläofluide des NEDB in Bezug zur Herkunft, Zusammensetzung, den jeweiligen Bildungsbedingungen und in Fragen des Alters der diagenetischen und hydrothermalen Porenwässer zu charakterisieren, wurde nach dem in Abb. 3-1 dargestellten Schema vorgegangen. Zuerst erfolgte eine Recherche des vorhandenen Probenmaterials in den Bohrchiven der geologischen Landesämter von Sachsen-Anhalt, Brandenburg und Mecklenburg-Vorpommern sowie eine anschließende Probennahme in den jeweiligen Bohrkernlagern. Von den dort entnommenen Proben und einigen Oberflächenproben wurden Gesteinspräparate (Pulver, Mineralseparate, polierte Dünnschliffe, Dickschliffe) angefertigt.

Die Mineralseparate von Quarz, Karbonat, Sulfid und Sulfat dienten den Untersuchungen der stabilen Isotope, welche in Zusammenarbeit mit dem Geochemischen Institut in Göttingen und dem Umwelt-Forschungszentrum (UFZ) Leipzig/Halle durchgeführt wurden, um Aussagen zur Herkunft der diagenetischen und hydrothermalen Porenwässer zu treffen. Die Pulverproben der sedimentären und magmatischen Gesteine dienten der mineralogischen und geochemischen Charakterisierung durch die röntgenographischen Spektren von Röntgen-

		Paläofluide				Petrographie			Alter der Fluide
		Herkunft & Migrationspfade	chem. Zusammensetzung	Paläo-Temperatur	KW-Stoffe	diagenetische Entwicklung	Gesteinsklassifikation	Mineralidentifikation	
Mikroskopie	Durch-/Auflicht	0	0	-	-	+	++	+	0
	REM-EDX	-	-	-	-	+	+	++	0
	cryo-REM-EDX	-	++	+	-	-	-	-	-
	Kathodolumineszenz	-	-	-	-	++	0	0	0
	Fluoreszenz	-	(o)	(o)	(+)	(o)	-	-	-
	Mikrothermometrie	-	+	++	+	+	-	0	0
	Ramanspektroskopie	-	(+)	-	++	-	-	(+)	-
	XRF	-	-	-	-	-	++	+	-
	XRD	-	-	-	-	+++	+	+	-
	stabile Isotope	++	+	+++	-	0	-	-	0

Tab. 3-1: Anwendungsmöglichkeiten der in dieser Arbeit benutzten Methoden

++ hervorragend geeignet; + gut bzw. teilweise geeignet; **0** bedingt bzw. indirekt nutzbar; - nicht geeignet; (o) zwar geeignet, aber nicht im Rahmen dieser Arbeit; * nur mit großem Aufwand; ** Illitkristallinität; *** $d^{18}\text{O}$ als Thermometer nutzbar

diffraktometrie (XRD) und Röntgenfluoreszenzanalyse (XRF), außerdem wurden Pulverproben ausgewählter Minerale mittels röntgenographischer XRF und XRD analysiert.

Die Durch- und Auflichtmikroskopie wurde zur petrographischen Beschreibung der Gesteine und ihrer sekundären Mineralbildungen benutzt. Unterstützend wurde die Kathodolumineszenzmikroskopie (CL) und die Rasterelektronenmikroskopie mit kombinierter Elementanalyse (REM-EDS) zur qualitativen und quantitativen Charakterisierung verschiedener Mineral-

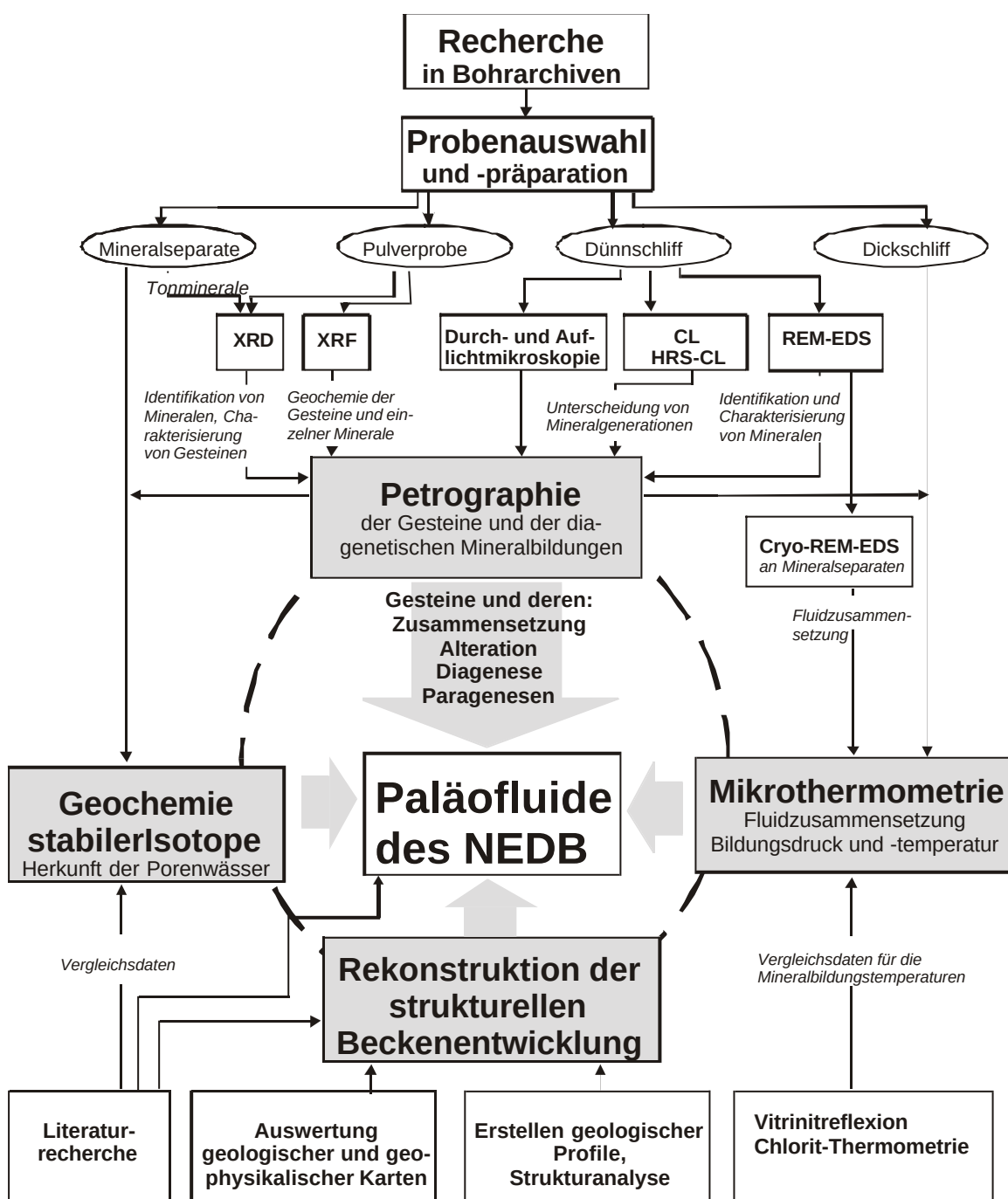


Abb. 3-1: Schema der methodischen Vorgehensweise zur Rekonstruktion der Paläofluide des NEDB. XRF= Röntgenfluoreszenzanalyse, XRD= Röntgendiffraktometrie, REM-EDS= Rasterelektronenmikroskopie mit kombinierter Elementanalyse, CL=Kathodolumineszenzmikroskopie, HRS-CL= hochauflösende Spektroskopie der Kathodolumineszenzfarben

phasen verwandt, wie z.B. der verschiedenen Karbonate. Die petrographische Bearbeitung der Gesteine bildete generell die Basis für alle weiteren Untersuchungen.

So wurden die Gesteine nach ihrer Zusammensetzung, den beobachteten Alterationen und den diagenetischen Mineralbildungen klassifiziert und charakteristische, authigen gebildete Mineralparagenesen zusammengefasst. Die räumliche Verteilung dieser Mineralparagenesen gibt die Rekonstruktion der Diageneseabfolge wieder.

Dickschliffe wurden für die mikrothermometrische Bearbeitung der Proben angefertigt. So konnten die enthaltenen Fluide charakterisiert und die Bildungsbedingungen der jeweiligen Minerale rekonstruiert werden. Zum Vergleich der ermittelten Bildungstemperaturen dienten Mineral-Thermometer (Vitrinitreflexion, Chlorit-Thermometer). Die chemische Zusammensetzung der Flüssigkeitseinschlüsse wurde mittels Mikrothermometrie und einer Gefrierapplikation am Rasterelektronenmikroskop mit kombinierter Elementanalyse (Cryo-REM-EDS) ermittelt. Eingeschlossene Gase konnten ebenfalls mikrothermometrisch und in Einzelfällen mit der Laser-Raman-Spektroskopie analysiert werden.

Um die so ermittelten Daten im Rahmen der Beckenentwicklung des NEDB zu betrachten, erfolgten intensive Literaturrecherchen, Auswertungen von geophysikalischen und geologischen Karten und darauf basierend die Erstellung eigener geologischer Profile. Alle diese Untersuchungen und Recherchen mündeten in ein Modell zur Charakterisierung der Paläo-Fluide im NEDB.

4 PETROGRAPHIE UND DIAGENESE

4.1 PROBENMATERIAL

Insgesamt wurden 251 Proben vom Karbon bis zur Kreide gewonnen (Anhang O 3). Dabei stammen die Gesteine hauptsächlich aus Erdöl-Tiefbohrungen, aber zum Teil auch aus den wenigen Oberflächenaufschlüssen. Die Beprobung erfolgte bei letzteren über einen Tiefenbereich von 283 m (Bohrung Roxförde 2/64) bis 7914 m (Bohrung Mirow 1/74).

Lithotyp	Proben	Gesteine	Authigene Mineralbildungen
Siliziklastika	147	Konglomerat, Sandstein, Silt- und Tonstein, Grauwacke	Zemente, Kluftbeläge, „Perlen“-Anhydrit
Evaporite, Karbonate	41	Anhydrit, Kalkstein, Stinkkalk, Dolomit	Mineralneubildungen, Kluftbeläge
Vulkanite	57	Rhyolitoid, Andesitoid, Basaltoid, Ignimbrit	Mobilisate, Kluft- und Drusenfüllungen
Plutonite	2	Granodiorit, Diabas	Kluftfüllungen
Hydrothermalite	4	Quarz-Karbonat-Gestein	Kluftfüllungen

Tab. 4-1: Beprobte Gesteine

Aus der in Tab. 4-1 zusammengefassten Zuordnung der Proben zu bestimmten Lithotypen ergibt sich auch das Spektrum der im folgenden beschriebenen Gesteinsgruppen. So werden die siliziklastischen Gesteine (Kap. 4.3), die Evaporite (Kap. 4.4) und magmatischen Gesteine (Kap. 4.5) beschrieben. Dies erfolgt immer unter Berücksichtigung der diagenetisch oder hydrothermal gebildeten Mineralparagenesen (Kap. 4.2).

4.2 Diagenetisch und hydrothermal gebildete Minerale und ihre Paragenesen

4.2.1 Karbonate

Karbonate sind die am häufigsten beobachteten authigenen Minerale im NEDB und konnten in Proben von fast allen Bohrungen nachgewiesen werden. Karbonate kommen in Form von hydrothermalen Kluft- und Drusenfüllungen und als Zemente vor und treten dabei in den verschiedenen lithologischen Einheiten auf. Dabei lassen sich oft verschiedene Karbonatphasen differenzieren (Abb. 4-1). Unterschieden werden konnten der am häufigsten vorkommende Kalzit sowie Dolomit, Ankerit, Siderit und diverse Übergangsformen.

In den postpermischen Sedimenten konnten in Kluft- und Zementfüllungen oft primärer skalenoidrisch-nadeliger Ankerit und Siderit sowie massiger, sekundär gebildeter Dolomit und Kalzit beobachtet werden (Tafel 1a).

Ähnliches gilt auch für die präpermischen Sedimente. Als primäre massige Zemente und Kluftfüllungen waren neben Dolomit auch Kalzit und Ankerit/Siderit enthalten. Die sekundären Karbonatphasen wurden durch frühdiagenetische, massige dolomitische Mineralphasen und spätdiagenetische kleine Dolomit-Rhomboeder (Tafel 1b) in sekundären Porenräumen repräsentiert. In Rotliegend-Vulkaniten wurde meist nur Kalzit als Karbonatphase beobachtet, wobei primäre Mineralbildungen entweder rein kalzitische Zusammensetzung besitzen oder bis zu 3 Gew. % Mangan ins Kalzitgitter eingebaut sind. Sekundäre Kalzitbildungen weisen im Gegensatz dazu Eisengehalte bis zu 7 Gew. % oder Spurenelemente (Dysprosium, Terbi-um, Samarium) in größeren Konzentrationen auf (Tafel 1 e, g). Die Kristallform der Kalzite ist oft rhomboedrisch und seltener sklenoedrisch, wobei der Habitus dick- bis dünntafelig ist. Die Karbonate in den Rotliegend-Sedimente treten meist als poikilitisch ausgebildete Karbonatzemente (Tafel 1h, 6c-d, 8g), als fleckige Schlieren und als Kluftfüllungen von Extensi- onsklüften (Tafel 7f) auf, wobei letztere paragenetisch mit Anhydrit vorkommen und strahlig vom Gangrand zur Gangmitte gewachsen sind. Die chemische Zusammensetzung ist wieder- um kalzitisch oder dolomitisch (Abb. 4-1).

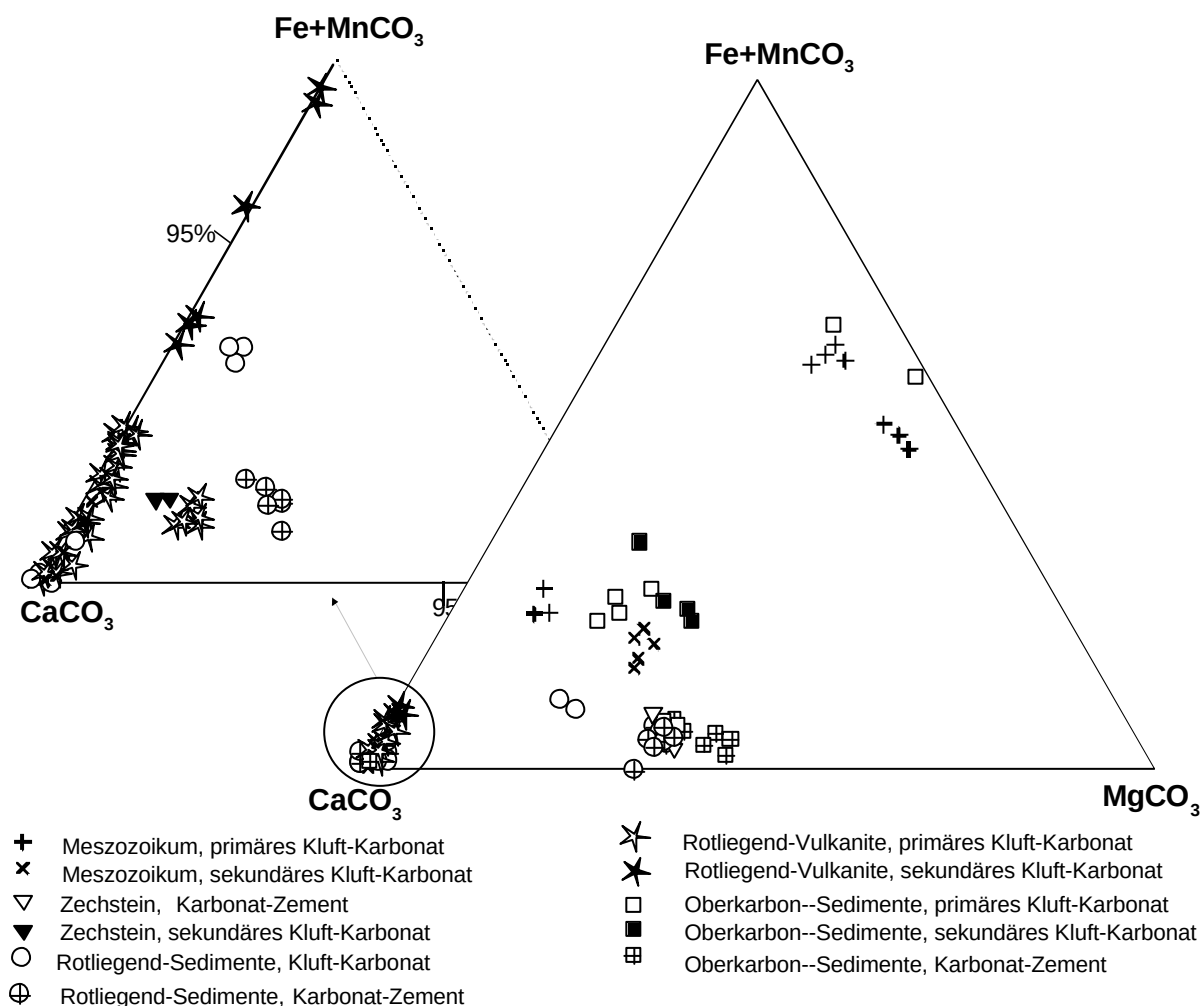


Abb. 4-1: Chemische Zusammensetzung der authigenen Karbonate im NEDB (95 Karbonate von 45 Proben analysiert mit der REM-EDS)

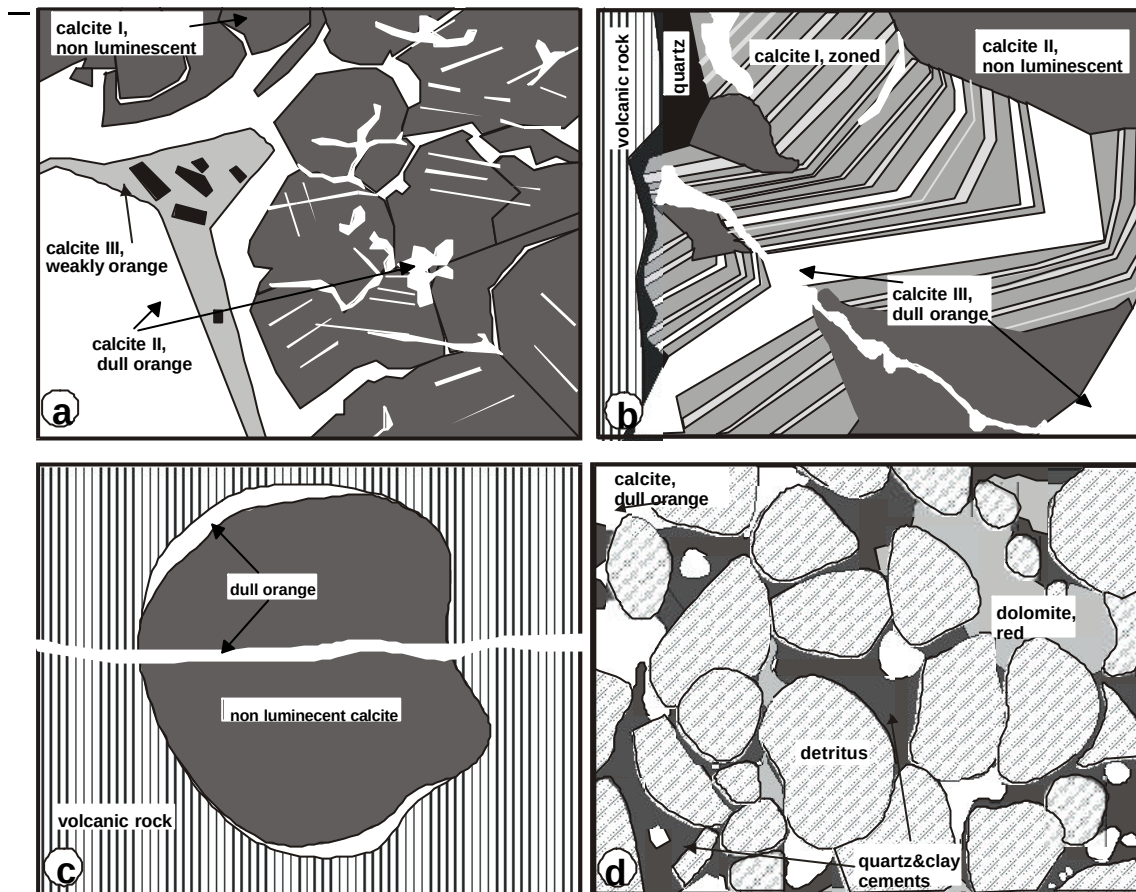


Abb. 4-2: Schematische Darstellung von typischen mit der KL-Mikroskopie zu unterscheidenden Karbonatgenerationen

a) Hydrothermalit	b) Kluffüllung in Vulkanit
c) Drusenfüllung in Vulkanit	d) Zemente im Sandstein

Die Unterscheidung der verschiedenen Karbonatphasen ist mit „durchlichtmikroskopischen“ Untersuchungen sehr schwierig. Mit Hilfe der Kathodolumineszenz konnten jedoch verschiedene Karbonatgenerationen (Abb. 4-2; Tafel 8) unterschieden werden.

So wurde in den Kalzitn der permokarbonen Vulkanite meist eine ältere Generation (1) von nicht oder schwach orange lumineszierenden Kalziten beobachtet, welche von einer jüngeren hellorange lumineszierenden Generation (2) umgeben und durchsetzt wird (Tafel 8a). Mit der REM-EDS konnten keine Unterschiede in der chemischen Zusammensetzung dieser beiden Generationen identifiziert werden. So ist zu vermuten, dass das unterschiedliche Lumineszenzverhalten auf unterschiedliche Spurenelementgehalte von < 0,5 Gew. % zurückzuführen ist. Es konnten zudem als ältere Karbonatphasen in weiteren Proben blau lumineszierender (Tafel 8e) und zonierte grün, blau, violett, braun etc. lumineszierender Kalzit (Tafel 8d) beobachtet werden (1), welcher wiederum von einer jüngeren Generation orange lumineszierender Kalzite (2) verdrängt wurde. Auch hier konnten keine Unterschiede in der chemischen Zusammensetzung festgestellt werden. Im Bereich der südlichen Störungszone (Abb. 2-6) wurden noch eine weitere nicht lumineszierende eisenhaltige Kalzitgeneration (3) (Tafel 1c-g), welche sekundär in der orange lumineszierenden Generation enthalten ist (Tafel 8c) sowie kleine, idiomorphe Sideritkristalle (4) auf den rhomboedrisch ausgebildeten Kalziten beo-

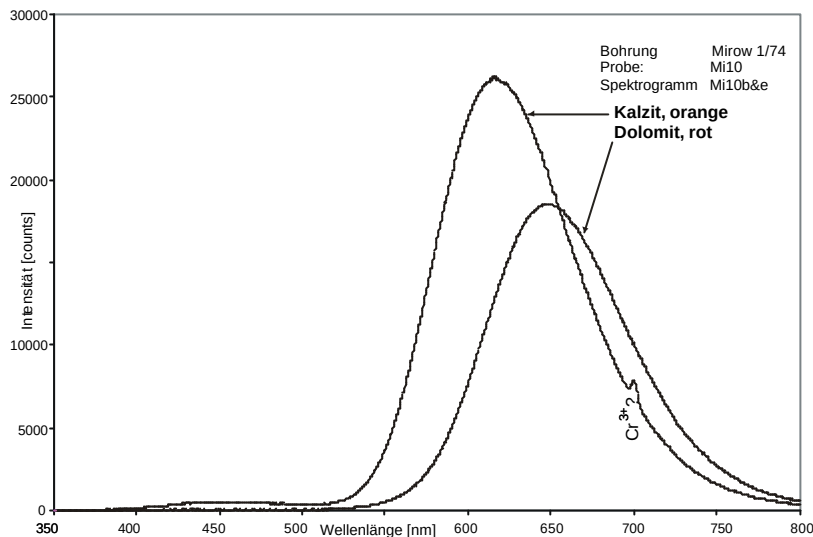


Abb. 4-3: Emissionsspektrum eines orange lumineszierenden Kalzits und eines rot lumineszierenden Dolomits mit Angabe der lumineszenzaktivierenden Elemente nach HABERMANN et al. (1996a, 1996b, 1999a, 1998)

den jüngeren, orange lumineszierenden Kalziten zu unterscheiden. Lokal treten nicht lumineszierende Kalzite mit erhöhten Eisen- und SEE-Gehalten auf.

Die verschiedenen Karbonatgenerationen in den post- und präpermischen Sedimenten wurden mit Hilfe der REM-EDS unterschieden. Dabei konnte beobachtet werden, dass in Siderit oder Ankerit sekundär Dolomit oder Kalzit eingedrungen war. Diese Karbonate lumineszierten meist nicht oder schwach orange. Die Karbonate der Rotliegend-Sedimente lumineszieren hingegen deutlich. Die Kalzite weisen eine hellorange und die Dolomite eine rote Lumineszenz auf. Untersuchungen mit einem Spektroskop (HRS-CL) ergaben, dass die orange lumineszierenden Kalzite der unterschiedlichen lithologischen Einheiten nicht einfach zu korrelieren sind. So unterscheidet sich die spektrale Zusammensetzung z.T. deutlich. Im Spektrum der Kalzit-Zemente treten Nebenpeaks auf, die auf das Vorhandensein von Spurenelementen hinweisen (Abb. 4-3). Als Lumineszenzaktivatoren der Kalzite in den Rotliegend-Vulkanite

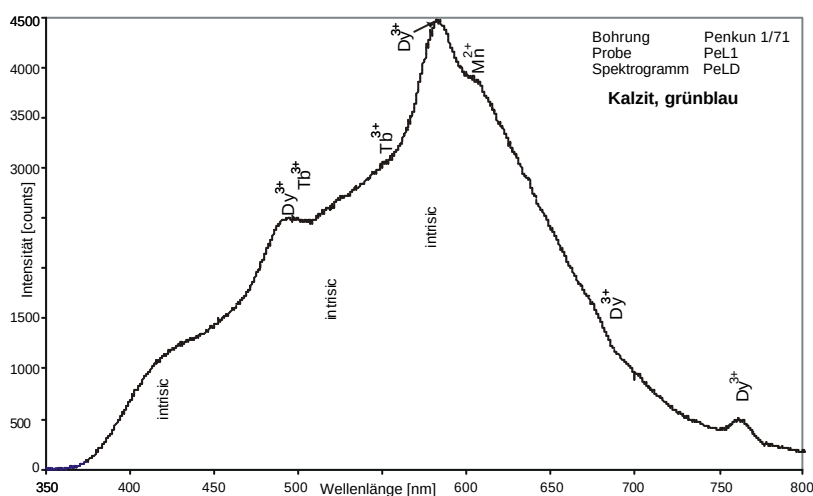


Abb. 4-4: Emissionsspektrum eines blaugrün lumineszierenden Kalzits mit Angabe der lumineszenzaktivierenden Elemente nach HABERMANN et al. (1996a, 1996b, 1999a)

bachtet. Diese Karbonate zeichnen sich durch die oben beschriebenen erhöhten Eisengehalte und Spurenelementgehalte aus. In den Rotliegend-Vulkaniten sind also mehrere Karbonatphasen zu unterscheiden. Als ältere Generationen sind die lokal auftretenden blau lumineszierenden und die zoniert gewachsenen sowie die sehr häufig vorkommenden schwach orange bis nicht lumineszierenden Kalzite von

sind neben Mangan (Mn^{2+}) die Selten-Erden-Elemente (SEE) zu nennen, wobei diese bei hohen Gehalten die Lumineszenzfarbe beeinflussen (HABERMANN et al. 1996b) (Abb. 4-4) und in anderen Fällen nur in Form spektraler Nebenpeaks in Erscheinung treten (Abb. 4-5).

So wird die Mn^{2+} -aktivierte

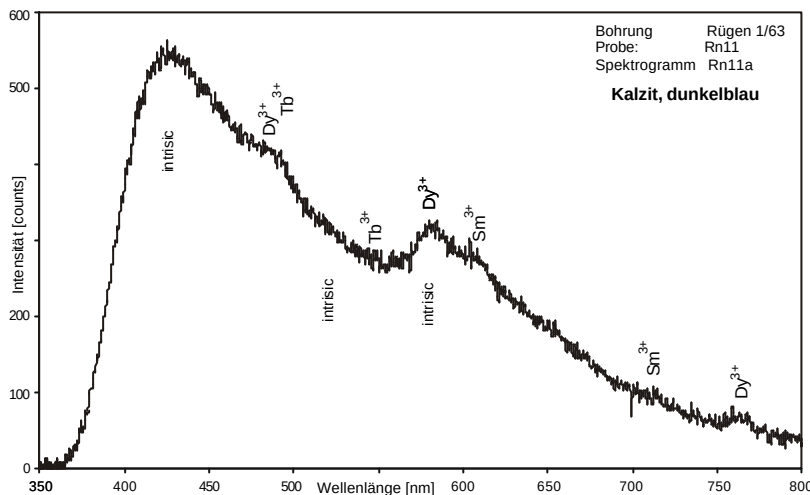


Abb. 4-5: Emissionsspektrum eines dunkelblau lumineszierenden Kalzits mit Angabe der lumineszenzaktivierenden Spurenelemente nach HABERMANN et al. (1996a, 1996b, 1999a)

orange Lumineszenz des Kalzits in Abb. 4-4 von den stärkeren Emissionsbanden des Dysprosium (Dy^{3+}) überstrahlt, was zu einer blaugrünen Lumineszenz des führt. In Abb. 4-5 hingegen sind zwar SEE durch mehrere spektrale Emissionsspitzen nachgewiesen, allerdings verändern diese die Lumineszenzfarbe nicht wesentlich. Die bisher durchgeführten

HRS-CL-Untersuchungen

ergaben, dass die älteren authigenen Kalzite in den Rotliegend-Vulkanite häufig eine SEE-aktivierte Lumineszenz aufweisen, während die jüngeren, orange lumineszierenden authigenen Kalzite meist Mn^{2+} -aktiviert sind. Die Lumineszenzaktivierung der Kalzit-Zemente hingegen ist hauptsächlich Mn^{2+} -aktiviert, wobei teilweise auch andere Kationen (z.B. Cr^{3+}) nachweisbar sind. Die rote Lumineszenz des Dolomits beruht auf einer durch Mg^{2+} hervorgerufenen Verschiebung des Mn^{2+} -Peaks zu höheren Wellenlängen.

Die Quellen für die ausgefällten Karbonate können sehr unterschiedlich gewesen sein. So ist besonders in den postpermischen Sedimenten eine Bildung von Kalzit durch Lösung von organischem Schalenmaterial möglich. Da hier aber neben Karbonat vor allem auch Pyrit beobachtet wurde, ist anzunehmen, dass frühdiagenetische, eisenreiche Lösungen vorhanden waren, welche unter reduzierenden Bedingungen durch bakterielle Sulfatreduktion zur Bildung von Pyrit und anschließend zur Ausscheidung von Siderit führten. Der sinkende Eisengehalt dokumentiert sich auch in den jüngeren, dolomitischen bis ankeritischen authigenen Mineralbildungen (Tafel 1a).

In den Karbon- und Rotliegend-Sedimenten stellt sich vor allem die Frage nach der Herkunft der CO_2 -Phase und des Mg^{2+} sowie Ca^{2+} . Bei der Dekarboxylierung von organischem Material aus kerogenreichen Lagen innerhalb der Klastite wird CO_2 freigesetzt und migriert anschließend (u.a. RIEKEN 1988). Mg^{2+} - und Ca^{2+} -reiche Porenwässer werden vor allem bei der Diagenese von tonreichen Lagen gebildet. Außerdem ist folgende Lösungsreaktion für feinkörnige Karbonatzemente charakteristisch (BJØRLYKKE 1983):



Eine weitere CO_2 -Quelle stellen auch evaporitische Serien im Rotliegend sowie im Zechstein dar. Auch Mineralumwandlungen sind denkbar. So reagieren Dolomit, Kaolinit und Quarz im Verlaufe der Diagenese zu Chlorit und Kalzit (Kap. 4.3.6). Für die in den Vulkaniten enthaltenen Karbonate sind magmatisch gebildetes CO_2 und hydrothermale, salinare Restlösungen

als Quellen der ersten Kalzitbildung anzusehen. Im Verlaufe der diagenetischen Entwicklung erfolgte eine versenkungsbedingte Alteration der Kalifeldspäte und eine Albitisierung von Plagioklasen, wobei wieder Ca^{2+} freigesetzt wird (Kap. 4.3.5). Da sich die grobkörnigen Rotliegend-Sedimente der Müritz Subgruppe aber auch der Parchim Formation zum Teil aus dem Abtragungsschutt der Rotliegend-Vulkanite zusammensetzen, erfolgte hier im Rahmen der Versenkung ebenfalls die Albitisierung der Kalifeldspäte und damit die Bildung von Kalzit. Diese Kalzite lumineszieren meist orange.

4.2.2 Sulfate

Sulfate sind neben Quarz und Karbonaten die häufigsten authigenen Bildungen. Sie treten in fast allen bearbeiteten Bohrungen auf, wobei sie oft im Bereich der permischen und jüngeren Sedimente, seltener als sekundäre Kluftfüllung in den Rotliegend-Vulkaniten vorkommen. Das häufigste Sulfat ist Anhydrit, des weiteren konnten Baryt und in einem Falle Coelestin (Probe Ric2, Bohrung Richtenberg 4/65) als Vertreter der H_2O -freien Sulfate und Gips als Vertreter der H_2O -haltigen Sulfate identifiziert werden.

Anhydrit

Als authigene Bildung ist in erster Linie Anhydrit zu nennen, welcher nach REM-EDS als reines CaSO_4 (Tafel 2d) vorkommt. Nach ihrer strukturellen Ausbildung können Perlanhydrite (vgl. Kap. 4.5.3), Anhydrit-Zemente (Tafel 5e), Anhydrit-Neubildungen (Tafel 2h), Anhydrit-Kalzit-Extensionsrisse (Tafel 2a, D6f) sowie Anhydrit-Kluft- und Drusenfüllungen (Tafel 2c, 2e, 5c-d, 5f, 7g) unterschieden werden. Meist treten Anhydrit und Baryt paragenetisch auf.

Die Perlanhydrite sind boudinartige, weiße, häufig frühdiagenetische Bildungen in den roten Ton- und Siltsteinen der „Red bed“-Ablagerungen des Rotliegend und des Mesozoikums. Der Anhydrit ist meist feinkristallin; die Einzelkristalle sind kleine, häufig klar durchsichtige Rhomboeder. In den Sandsteinen und Konglomeraten tritt Anhydrit in Form eines poikilitischen oder feinkristallinen Zements auf. Die mit Kalzit und Anhydrit gefüllten Extensionsrisse (Vertikal-Klüfte mit horizontal ausgelängten Kluftmineralen) enthalten längliche Minerale, welche vom Zentrum zur Gangmitte wachsen (Tafel 2a, 6f). Oft sind diese Kluftfüllungen mehrphasig. Baryt ist in kleinen Anteilen vertreten.

Sekundäre Kluftfüllungen von Anhydrit mit großen Anteilen von Baryt sind ebenfalls beobachtet worden (Tafel 7g, 10d). Dabei ist Anhydrit oft eine sehr junge Mineralbildung. Diese sekundären Kluftfüllungen treten besonders in Rotliegend-Vulkaniten, im Bereich der Beckenränder auf. Die dort beobachteten Minerale sind meist idiomorph, feinkristallin und zusammen mit großen Porenräumen anzutreffen.

Baryt

Baryt kommt oft in kleineren Anteilen paragenetisch mit Anhydrit (vgl. Tafel 2a) vor. Besonders hervorzuheben ist aber das Auftreten von Baryt als sekundäre Kluftfüllung in den Ge-

steinen des Rotliegend (Tafel 2b-c, 5d-f, 10a). Die untersuchten Kristalle enthalten in der Regel bis zu 3 Gew. % Strontium (Tafel 2f) und sind überwiegend klar und durchsichtig ausgebildet.

Eine weitere Differenzierung der einzelnen Sulfate war nicht möglich, da chemisch keine Unterscheidung festzustellen war. Da die Anhydrite nicht lumineszieren, konnte die Methode der Kathodolumineszenzmikroskopie nur zur Unterscheidung gegenüber anderen Mineralphasen (Quarz, Kalzit, Baryt, Fluorit etc.) genutzt werden.

Als Quelle der authigen gebildeten Sulfate kommen vor allem deszendierende Zechsteinwässer in Frage. Das ergibt sich aus dem Vorkommen des Anhydrits und des Baryts, aber auch aus der paragenetischen Verwachsung mit Fluorit, Kalzit und Dolomit. Zudem konnte beobachtet werden, dass Anhydrit mit zunehmender Entfernung vom Zechstein seltener auftritt. Allerdings ist eine hydrothermale Herkunft nicht auszuschließen. So kommen als Herkunftsgestein ebenfalls alterierte Vulkanite in Frage, wobei die Oxydation magmatischen Sulfide oxidiert für die Bildung der Sulfate ursächlich sein könnte. HOTH (1993) beschreibt als Quelle des Anhydrits in Zementen karboner Sand- und Siltsteine der Bohrung Eldena (bis zu einer Teufe von 6850 m) die Oxidation von Pyrit im Zusammenhang mit dem Eindringen O₂-reicher Wässer.

4.2.3 Quarz

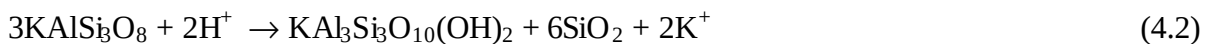
Quarz tritt sehr häufig in fast allen bearbeiteten Gesteinen auf, ausgenommen die Evaporite des Zechsteins. Im kretazischen Heidelberg-Sandstein der Teufelsmauer ist der Quarzsandstein strukturkontrolliert durch schichtgebundenen, frühdiagenetischen Quarzzement silifiziert (Tafel 9e). Allerdings sind die meisten beobachteten Quarzzemente spätdiagenetisch gebildet worden (Tafel 5g, 6g-h), was sich aus relativ hohen Homogenisierungstemperaturen der Flüssigkeitseinschlüsse von meist über 100 °C ergibt. Es können mindestens drei Generationen von Quarzzementen unterschieden werden. Die erste Generation verheilt Risse in detritischen Quarzkörner und ist durch eine bräunlich-rote Lumineszenz gekennzeichnet. Des weiteren konnten oft zwei Generationen von intergranularen Quarzzementen beobachtet werden, wobei diese Zemente nicht oder nur sehr schwach dunkelblau lumineszieren. Dabei treten die Quarzzemente mit sehr unterschiedlichen Volumenanteilen auf.

Die Kluftquarze lassen sich in Abhängigkeit ihrer Wirtsgesteine klassifizieren. So treten die Kluftquarze in den permokarbonen Vulkaniten mehrfach in Paragenese mit Kalzit auf; andere Karbonatphasen wurden hier nicht beobachtet. Besonders hervorzuheben ist, dass die Quarze hier meist zoniert sind (9d, 9f), während in den Klüften der Karbonsedimente lediglich Anwachssäume von Quarz enthalten sind (Tafel 9g, 7b). Des weiteren treten als SiO₂-Phasen der permokarbonen Vulkanite idiomorphe, bis zu 0,5 cm lange Quarze (Tafel 3c, 4h, 8a & f), Chalcedon sowohl als ältere (Tafel 9f, 10g) als auch als jüngere Kluftfüllung (Tafel 3a, 8e) und massiger Quarz (Tafel 7g) auf. Häufig ist der Quarz transparent oder weiß gefärbt.

In den Karbon-Sedimenten kommt Kluftquarz in Paragenese mit ankeritischen und dolomitischen Karbonaten vor. Dabei ist die Ausbildung idiomorph (Tafel 3b, 7b) bis xenomorph. Die

SiO₂-Löslichkeit und das Ausfällungsverhalten von SiO₂-reichen Wässern wird vor allem durch die Temperatur gesteuert (u.a. RIEKEN 1988). Dabei bewirkt eine Temperaturerhöhung die Zunahme der Löslichkeit während die Salinitäts-erhöhung in den Fluidlösungen eine Abnahme der Löslichkeit hervorruft. Die Genese der verschiedenen SiO₂-Phasen ist unterschiedlich.

So wird i. Allg. bei den spätdiagenetischen Quarzzementen als Bildungsreaktion die Illitisierung von Smektiten (Gleichung 4.5, 4.6) angegeben. Für eine entsprechende Reaktion gibt WEAVER (1978) einen Temperaturbereich von 50 - 150 °C an. BOLES & FRANKS (1979) konnten sogar Temperaturen zwischen 100 - 200 °C für die Umwandlung von residualen Fe-Mg-reichen Smektitlagen nach Illit beobachten. Diese Temperaturbereiche sind vergleichbar mit den ermittelten Mineralbildungstemperaturen (Kap. 7), so dass die Herkunft der Quarzzemente durch diese Reaktion begründet werden kann. Quarz wird ebenfalls in Folge der Umwandlung von Feldspäten oder feldspatreichen Gesteinsbruchstücken nach folgender Gleichung gebildet (HOTH 1993):



Für die Kluftquarze der permokarbonen Vulkanite kommt ebenfalls die Illitisierung auf Basis der Zersetzung der Feldspäte (Kap. 4.3.5) in Frage. Außerdem ist auch eine magmatisch-hydrothermale Bildung nicht auszuschließen. Die Grauwacken und Pelite des Karbons weisen häufig eine starke Silifizierung auf. Dabei scheinen die Quarze aufgrund der petrographischen Befunde z.T. aus der Drucklösung des detritischen Quarzes zu stammen.

4.2.4 Fluorit

Fluorit tritt sehr selten in Kluftfüllungen der permokarbonen Vulkanite (Pnl1/76, Pkn 1/77, Sw2/62, Gap1/68, Nei 1/85, Flechtingen), einiger Rotliegend-Sandsteine (Bohrung Rx 2/62, Ela1/84) und einer Zechsteinprobe (Ric2) auf. Dabei ist der Fluorit chemisch reines CaF₂. Mit der REM-EDS konnten außer Kalzium keine Kationen nachgewiesen werden. Der Fluorit liegt entweder idiomorph, z.T. zoniert kubisch (Tafel 2c) oder aber als zementierende Mineralphase (Tafel 5g, Abb. 4-6) in Kluftfüllungen vor. Aufgrund des kubischen Kristallsystems lässt sich Fluorit im Dünnschliff durch seine isotropen Eigenschaften leicht identifizieren; zudem ist die Lumineszenzfarbe charakteristisch hellblau-violett (Tafel

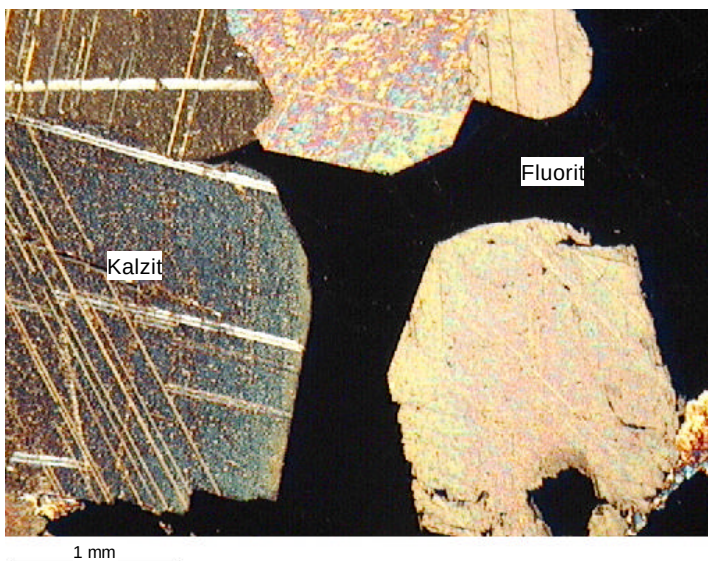


Abb. 4-6: Fluorit-zementierte Kalzit-Kluftfüllung in einem Rotliegend-Vulkanit der Bohrung Salzwedel 2/64 (Probe Sw2-4; Durchlichtaufnahme mit gekreuzten Polarisatoren)

zudem ist die Lumineszenzfarbe charakteristisch hellblau-violett (Tafel

9a). Fluorit tritt paragenetisch mit Kalzit oder Anhydrit und Baryt auf, wobei diese Paragenesen häufig als jüngste Kluftfüllung identifiziert werden konnten.

Die Herkunft des Fluorits ist noch nicht eindeutig geklärt. KOCH (1994) und EHLING et al. (1995) zeigen, dass der Fluorit kein Alterationsprodukt der Vulkanite ist. Die Untersuchungen der vorliegenden Arbeit stützen diese Hypothese. KOCH (1994) bearbeitete Bohrungen der Flechtinger und Calvörder Scholle. Ein Ergebnis seiner Röntgenfluoreszenzuntersuchungen war der Nachweis einer Abnahme der Fluorgehalte mit zunehmender Teufe (Bohrung Roxförde 2). Als Fluorquelle gibt KOCH (1994) Tiefengesteine im Liegenden der Rotliegend-Vulkanite an. Fluorit bilden sich aber nach FÜCHTBAUER (1988) auch in einem frühen Stadium der Evaporation in den Salinarfolgen des Zechsteins. Wird der Zechstein als Fluorquelle angenommen, würde dies den oben beschriebenen Trend im Fluorgehalt erklären. Zum anderen sind die Kluft-Fluorite oft relativ jung (wahrscheinlich kretazisch) gebildet worden. Es besteht möglicherweise ein genetischer Zusammenhang zwischen fortschreitender Inversions-tektonik und Halokinese während der Kreide und einer Fluidmobilisierung, in deren Zusammenhang auch die Fluorite gebildet wurden. Außerdem ist das paragenetische Vorkommen mit Anhydrit, Kalzit und Baryt ein weiteres Indiz für den Zechstein als Fluorlieferanten. Als weitere Quelle können aufsteigende Tiefenwässer nicht ausgeschlossen werden, welche im Zusammenhang mit einem Tiefenpluton stehen könnten. KOCH (1994) meint außerdem nachweisen zu können, dass die Fluorogenese im Bereich der Teilschollen von Flechtingen und Calvörde mehrphasig und strukturgebunden verlaufen ist.

4.2.5 Feldspäte

Als authigene Feldspäte konnten entweder Albit oder selten Kalifeldspat (Adular) beobachtet werden. Weiterführende Untersuchungen der Feldspäte in den Rotliegend-Vulkaniten wurden bereits von BRECHT (1999) durchgeführt. Er zeigt, dass Matrixfeldspäte einen Anorthitgehalt von 1 - 70 % aufweisen oder deutlich kaliumbetont sind, während die authigen gebildeten Feldspäte entweder reine Kalifeldspäte (Adular) oder reiner Albit (Albitgehalt von 99 %) sind.

Häufig sind die primären Feldspateinsprenglinge der Vulkanite stark alteriert und oft vollständig durch Albit, Kalzit, Chlorit, Pyrit, Illit etc. ersetzt (Tafel 7d). Die Albite der Rotliegend-Vulkanite sind meist nicht die ältesten authigenen Bildungen. Dies zeigt auch Tafel 9b, wo sekundärer Albit einen Quarzgang zementiert. Die Lumineszenz der authigenen Albitbildungen ist generell grünlich-gelblich. Selten treten auch Kalifeldspäte und Albite zusammen auf (Tafel 5a), wobei Albit dann als ältere Generation beobachtet wurde. Bei den authigenen Feldspäten handelt es sich fast ausschließlich um idiomorphe bis hypidiomorphe Bildungen, die sich im Hellfeld von Quarz durch eine leicht bräunliche Färbung unterscheiden lassen.

Feldspatneubildungen wurden ebenfalls in den Zementen der grobklastischen Gesteine (Abb. 4-7) beobachtet. Hier tritt Albit in Paragenese mit Quarz, Illit und Kalzit auf. Vermutlich handelt es sich bei diesen Bildungen um Alterationsprodukte der in den Sandsteinen enthaltenen Vulkanitklasten. So sind die Zemente überwiegend poikilitisch um solche Klasten angeordnet,

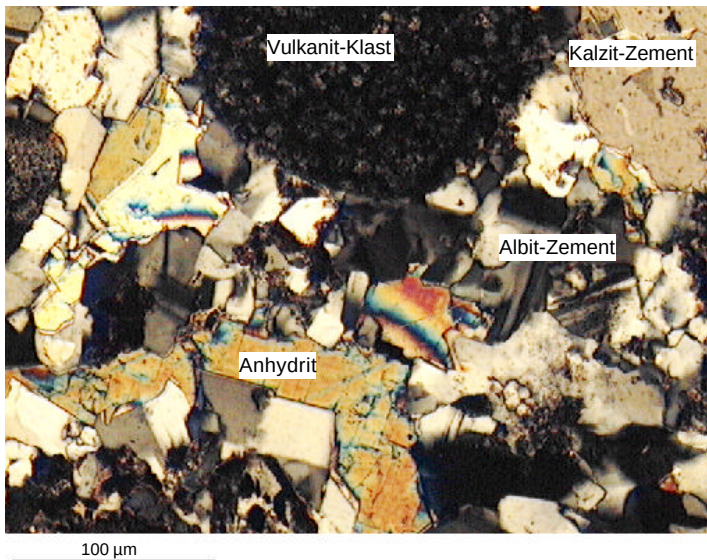
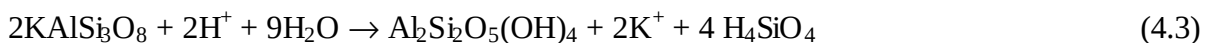


Abb. 4-7: Albit-Zement verdrängt Kalzit- und Anhydritzemente. (Probe Stav2 der Bohrung Stavenhagen 1/76; Durchlichtaufnahme mit gekreuzten Polarisatoren)

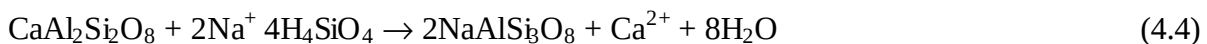
auch um den Quarzdetritus wurde poikilitischer Quarzzement beobachtet. Die Feldspatklasten in den Sandsteinen und Konglomeraten sind oft stark alteriert und bilden sekundäre Porositäten.

Die Albitneubildung setzt voraus, dass genügend Al^{3+} - und Na^{+} -Ionen in den Porenwässern enthalten sind. Die Auflösung smektitischer Tonlagen und die Alteration von Kalifeldspäten führen zur Freisetzung von Al^{3+} und Si^{4+} , wobei diese bei der Illit- und Albitneubildung wieder verbraucht werden. Die Reaktion der Zersetzung der Kalifeldspäte und

deren Kaolinitisierung verläuft nach LAND & MILLIKEN (1981) folgendermaßen:



Die für die Reaktionsgleichung erforderlichen H^{+} -Ionen werden bei der Dekarboxylierung organischer Partikel freigesetzt (u.a. RIEKEN 1988), welche sich durch eine Freisetzung von CO_2 auszeichnet. Das gebildete CO_2 wird im Porenwasser gelöst und führt zur Erhöhung der Konzentrationen von H^{+} und HCO_3^{-} , wobei durch den H^{+} -Verbrauch bei der Kalifeldspatzerzeugung der pH-Wert steigt. Eine weitere Möglichkeit, um authigen Albit zu bilden, ist durch die Umwandlung von Plagioklasen gegeben, wobei nach LAND & MILLIKEN (1981) folgende Gleichung gilt:



Fasst man die Gleichungen 3 und 4 zusammen, fällt auf, dass Ca^{2+} und K^{+} freigesetzt werden, während die externe Zufuhr von Na^{+} notwendig ist. Diese Zulieferung erfolgt wahrscheinlich durch saline Fluidlösungen. Aus der Analyse der Flüssigkeitseinschlüsse ergibt sich generell eine Zunahme der CaCl_2 -Anteile gegenüber NaCl mit zunehmender Tiefe, was zu einem entscheidenden Teil als Ergebnis der Feldspat-Alteration betrachtet werden kann. Zudem liegen die mit Hilfe der Flüssigkeitseinschlussanalyse bestimmten Mineralbildungstemperaturen weit über $120\text{ }^{\circ}\text{C}$, wobei nach HOWER et al. (1976) die Stabilität der Kalifeldspäte oberhalb von $120\text{ }^{\circ}\text{C}$ sehr gering ist.

4.2.6 Tonminerale (Illit, Chlorit, Kaolinit)

Tonminerale sind wichtige Faziesanzeiger in bezug zur Beckenentwicklung und kommen in fast allen bearbeiteten Proben mit Ausnahme des Zechsteins vor. Da bereits von HOTH (1993,

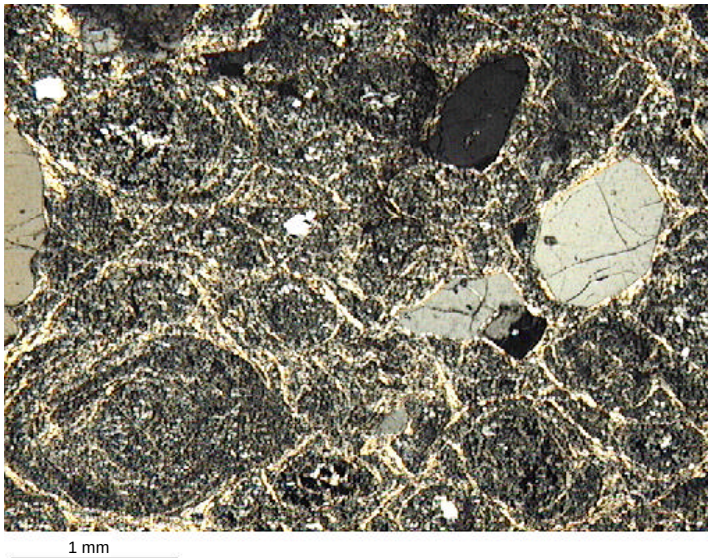


Abb. 4-8: Fein verteilte Matrix-Illite in einer ursprünglichen Matrix aus vulkanischem Glas. Die ehemalige Perlit-textur wird durch die Illite nachgezeichnet. (Probe Mbg1 der Bohrung Meseberg-Ost 3/73; Durchlichtaufnahme mit gekreuzten Polarisatoren)

1997) und BRECHT (1999) grundlegende Arbeiten zu den Tonmineralen des NEDB existieren, soll hier nun eine kurze Beschreibung erfolgen. Als Tonmineralbildungen können Chlorit, Illit und Kaolinit unterschieden werden (Tafel 4), welche sowohl als Kluftfüllungen als auch als Zemente sekundärer Porenräume zu beobachten sind. Mit zunehmender Tiefe scheint sich die Authigenese der Tonminerale komplizierter zu gestalten, was sich auch aus den relevanten Mineralreaktionen ableiten lässt. So wird z.B. aus Kaolinit oder Smektit Illit gebildet (Gleichungen 5, 6). Als Quelle der authigenen Chlo-

ritbildung wird ebenfalls Smektit vermutet. Mit zunehmender Tiefe und Temperatur unterliegen die Tonminerale also immer weiteren Umwandlungsreaktionen, wie sie im folgenden für Illit, Chlorit und Kaolinit beschrieben werden.

Illit

In den klastischen Sedimenten tritt Illit in zwei Generationen auf. Die ältere Generation erscheint in Form einer tangentialen Umhüllung des Detritus (Tafel 6g-h), während die jüngere, spätdiagenetische Bildung wahrscheinlich mit der Umwandlung von Feldspäten in Beziehung steht. Nach GAUPP (pers. Mitt. 2001) handelt es sich bei dem tangentialen Zement um eine detritische Bildung, welche sekundär rekristallisierte. In den Rotliegend-Vulkaniten beschreibt BRECHT (1999) vier Gruppen von Illit: a) Grundmasse-Illit (Abb. 4-8), b) Illit entlang von Rissen, c) Illit als Produkt der Serizitisierung von Feldspäten und d) Illit als Produkt der Alteration mafischer Minerale. Dabei konnte BRECHT (1999) keine Generationsfolge unterscheiden.

Die Bezeichnung „Illit“ stellt eine Korngrößenabhängige Charakterisierung eines Kalium-Hellglimmers dar; zur Verdeutlichung werden im Folgenden alle authigenen Kalium-Hellglimmerbildungen als Illit bezeichnet, auch wenn sie die dafür nötige Korngröße überschreiten. Geochemisch lassen sich Hellglimmer in Muskovit, Margarit und Paragonit untergliedern. Eine weitere Mischkristallreihe existiert zwischen Muskovit und Leucophyllit, wobei die Kalium-Hellglimmer zwischen diesen beiden Endgliedern als Phengite bezeichnet werden.

Geochemisch sind die Illite der Vulkanite und der Sedimente meist phengitischer Zusammensetzung (vgl. Tafel 4f), was durch die Untersuchungen von BRECHT (1999) für die permokar-

bonen Vulkanite nachgewiesen wurde. Illit bildete sich während verschiedener diagenetischer und hydrothormaler Phasen. Dafür spricht, dass Illit in verschiedenen relativen Altersbeziehungen zu allen anderen Mineralbildungen steht. So wurde Illit häufig als letzte Mineralbildung (Tafel 7g) beobachtet. Oft ersetzt Illit zusammen mit Chlorit primäre Kluftfüllungen (Tafel 5h). In den Rotliegend-Sandsteinen ist es aber auch oft die älteste authigene Mineralbildung. Teilweise wird Illit in hydrothermalen Systemen in Kristallisationspausen von Quarz gebildet (Tafel 4c).

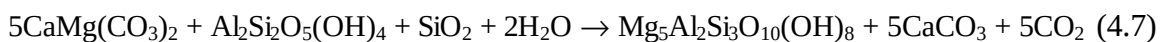
Für die Bildung von Illit gibt BJØRLYKKE (1983) mehrere Reaktionsgleichungen an, welche z.B. vereinfacht wie folgt dargestellt werden können:



Die Illitisierung von Kaolinit wird von TEICHMÜLLER et al. (1979) als temperatur- und teufunabhängig beschrieben. Sie geben an, dass etwa in einer Teufenlage von 3 km die Umwandlung beginnt und nach einer Übergangszone ab etwa 4 km sämtlicher Kaolinit entweder zu Dickit oder zu Illit umgewandelt wurde. Die smektitischen Bereiche können vor allem unter Aufnahme von Al^{3+} und K^+ zu Illit umgewandelt werden (z.B. Gleichung 4.5). Die Alteration von Kalifeldspäten (Gleichung 4.2) ist außerdem ein wichtiger Illit-Lieferant.

Chlorit

Authigene Chlorite wurden in den Karbon-Sedimenten, den permokarbonen Vulkaniten und in vulkanitnahen Rotliegend-Sandsteinen (nur in Bohrung Parchim 1/68, Pretzier 1/77) als Zemente, Mobilisate sowie Kluft- und Drusenfüllungen fast aller Bohrungen beobachtet. Dabei konnten sie im Dünnschliff an ihrer häufig blauen Interferenzfarbe sowie ihrer häufig grünen Färbung im Hellfeld identifiziert und von Hellglimmern unterschieden werden. Mit der REM-EDX-Analyse wurden oft eisenreiche Chlorite von seltener auftretenden magnesiumreichen Chloriten (Tafel 4g) unterschieden. Dabei kommen Chloritminerale als idiomorphe, pseudo-hexagonale Plättchen vor, die parallel oder radialstrahlig auf Kornoberflächen von authigenen Quarzen gewachsen sind (Tafel 4i), oder sie umhüllen weitere Minerale, wie Tafel 4h zeigt. Chlorit bildet häufig auch in Paragenese mit Illit die jüngsten Kluftgenerationen (Tafel 5h). In einem von HOTH (1993) beschriebenen Diagenese-Trend nimmt der volumenmäßige Anteil an Chlorit mit der Teufe zu, während der Karbonatanteil abnimmt, was z.B. auf folgende Gleichung von TEICHMÜLLER et al. (1979) zurückzuführen ist:



Dolomit Kaolinit Chlorit

Da neben Kalzit häufig Siderit bzw. Ankerit und nicht Dolomit als Karbonatphasen identifiziert wurden (Abb. 4-1), sind eisenreiche, karbonatische Fluidlösungen als Quellen anzunehmen. Die ebenfalls aus diesen Wässern ausgefällten Chlorite sollten somit chamositischen Charakter besitzen. BRECHT (1999) dokumentiert für die permokarbonen Vulkanite zwei

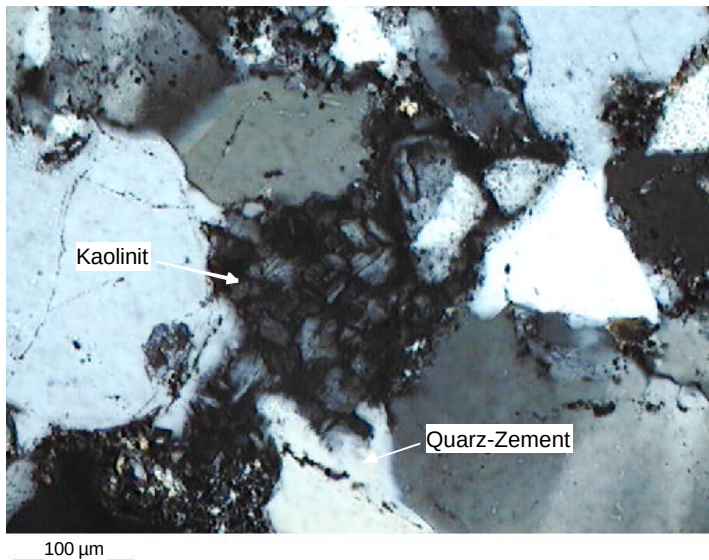


Abb. 4-9: Authigen gebildeter Kaolinit eines Karbon-Sandsteins der Bohrung Richtenberg 4/65 (Probe Sde7; Durchlichtaufnahme mit gekreuzten Polarisatoren)

ergibt sich (HOTH 1993):

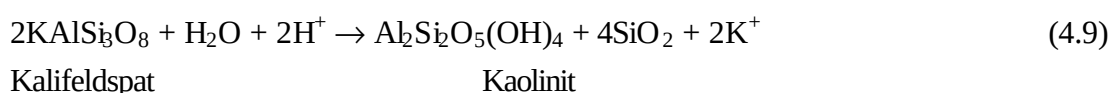


Als weitere Möglichkeit gibt HOTH (1993) ebenfalls die direkte Chloritbildung aus Hellglimmern an. HUEBSCHER (1990) beschreibt das Vorkommen von Chlorit in den oberen Partien einzelner „Vulkanitergüsse“, wobei die laterale Anordnung der chlorithaltigen Bereiche einen Hinweis auf die Migration mineralisierter Wässer gibt, welche das Gestein in diesen Bereichen alterierten.

Kaolinit, Dickit

Kaolinit konnte nur selten beobachtet werden. Dabei wurde einerseits diagenetisch gebildeter Kaolinit in sekundären Porositäten von Karbon-Sandsteinen (Abb. 4-9), und andererseits hydrothermal gebildeter Kaolinit in Paragenese mit Quarz identifiziert (Tafel 4a, b). Eine Unterscheidung der Mineralphase Dickit wurde nicht vorgenommen. Da Kaolinit unter erhöhten Temperaturen nicht stabil ist (HOWER et al. 1976, TEICHMÜLLER et al. 1979) wird dieser in leicht saurer Umgebung in Dickit umgewandelt, wobei der Nachweis von Dickit lediglich röntgenographisch erfolgen kann. Kaolinit ist ab etwa 120 - 150 °C nicht mehr stabil.

Die Kaolinit-Authigenese ist meist ein frühdiagenetischer Prozess, wobei ein leicht saures Milieu vorausgesetzt wird. In den untersuchten Proben erfolgte vorher die Bildung von Quarz-Zement (Abb. 4-9), so dass die Kaolinit-Zemente spätdiagenetisch entstanden sein müssen. Ursache hierfür ist wiederum eine diagenetische Umwandlung von meist Feldspat und seltener Muskovit, wobei HOTH (1993) folgende Gleichungen angibt:



4.2.7 Erzminerale

38

4.2.8 Epidot, Orthit

Minerale der Epidotgruppe treten zum einen massiv in Blasenfüllungen der Basalte auf (Tafel 3e) und zum anderen akkzessorisch als nadelig stengeliger, idiomorpher Orthit in Kluftfüllungen der permokarbonen Vulkanite und der Karbon-Sedimente (Tafel 3g, h, 7a).

Epidot ($\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{FeSi}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$) kommt dabei paragenetisch mit Albit, Chlorit und/oder Kalzit vor und bildet flaschengrüne, flächige Drusenfüllungen aus z.T. strahligen Einzelkristallen. Die sekundäre Grünfärbung des Wirtsgesteins weist auf eine sekundäre Herkunft des Epidots hin. Weitere Untersuchungen wurden von BRECHT (1999) durchgeführt, der eine nähere Charakterisierung der Epidote im Bereich des NEDB vornahm. Danach sind die Epidote aus dem NEDB nicht als Temperaturindikatoren geeignet, allerdings ist die Mindestbildungstemperatur des Epidots von 200 °C angegeben. Die chemische Zusammensetzung der bearbeiteten Epidote ist Tafel 3d zu entnehmen.

Orthit ($((\text{Ca}, \text{Ce})_2 (\text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+})\text{Al}_2[\text{O}/\text{OH}/\text{SiO}_4/\text{Si}_2\text{O}_7])$) kommt paragenetisch mit Quarz, Chlorit, Albit und Kalzit vor. Die chemische Zusammensetzung ist relativ kompliziert, da neben dem Hauptbestandteil Cerium eine Reihe von SEE eingebaut sind (Tafel 3f). Orthit wurde vor allem in Proben der Bohrungen Mirow und Garlipp beobachtet.

Die Bildung von Epidot wird von HOTH (1993) mit der kontaktmetamorphen Überprägung

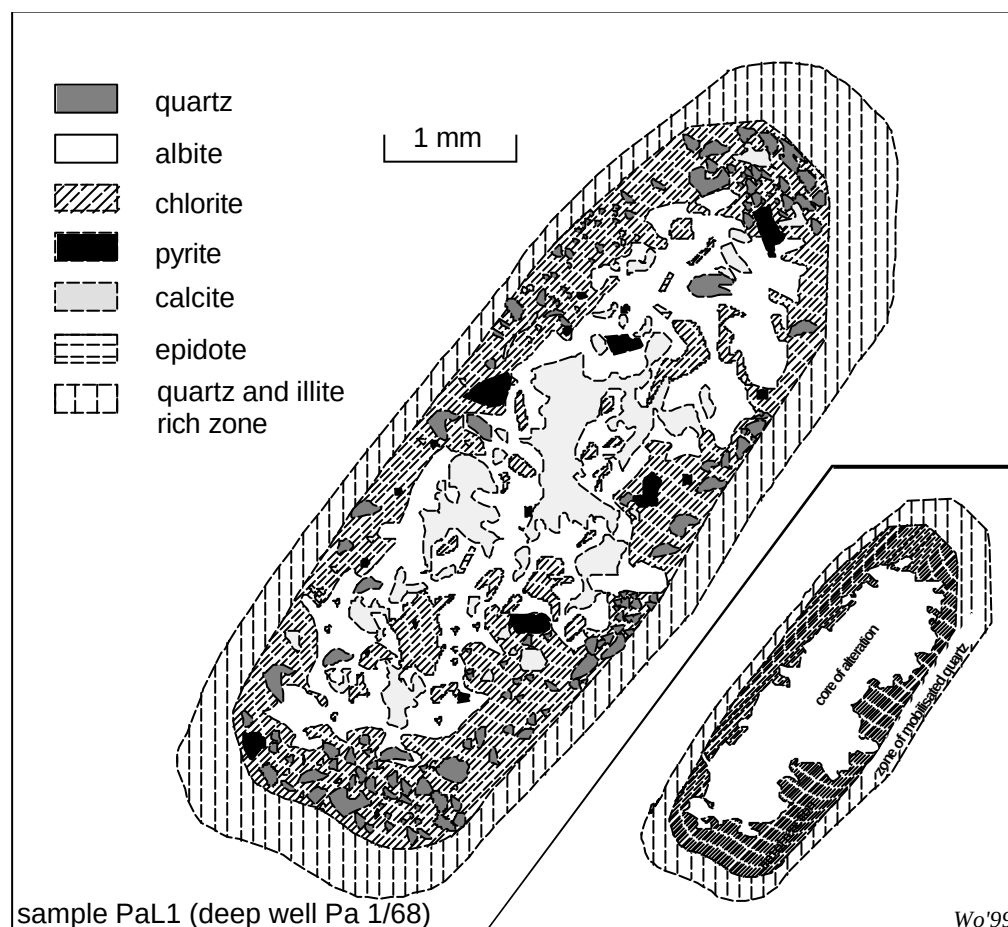
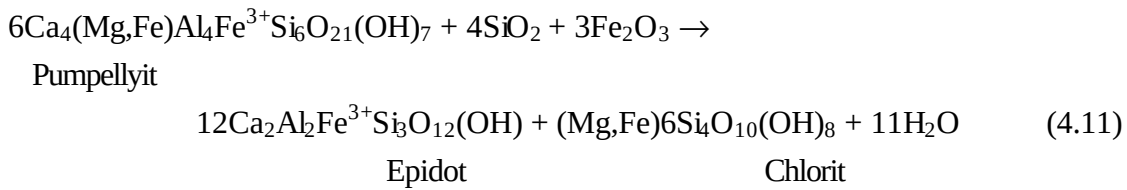


Abb. 4-10: Vollständig mit authigenen Mineralbildungen ersetzter Feldspat in den Rotliegend-Vulkaniten (vgl. Tafel 7d)

karbonischer Sedimente in Verbindung gebracht. BRECHT (1999) beschreibt Epidot als Reaktionsprodukt heißer, wässriger, hydrothermaler Lösungen, welcher durch hydrothermale Aktivität gebildet worden ist. Er gibt als Bildungsgleichung des Epidots an:



4.2.9 Auflösungs- und Ersetzungserscheinungen

In den bearbeiteten Gesteinen wurde eine große Anzahl von Lösungs- und Ersetzungserscheinungen beobachtet, z.B. Umwandlungsreaktionen in Anhydritgesteinen (Kap. 4.5). Ebenso fanden Reaktionen dieser Art in Kluftfüllungen statt, wobei hier oft Karbonate (z.B. Tafel 1c, 3a, 5h, 7f, 8a) und Sulfate (Tafel 5d, 2h) durch verschiedene Mineralphasen ersetzt wurden. Sehr wichtig sind in diesem Zusammenhang auch die Zersetzung und Umwandlung der Feldspäte. Die Bereiche ehemaliger Feldspäte sind z.T. durch die entstandenen authigenen Bildungen ersetzt. Zersetzungsbedingte Hohlräume bieten häufig Platz für Mineralausfällung aus migrierenden mineralisierten Wässern (Tafel 7d, Abb. 4-10). Oft sind auch korrodierte Quarze mit entsprechend ausgebildeten Hohlräumen zu beobachten. Als Ursache der Auflösungs- und Ersetzungserscheinungen werden hauptsächlich diagenetische Prozesse und Reaktionen angesehen. So kann beispielsweise die Dekarboxylierung von Kerogen und die damit verbundenen Erhöhung des CO₂-Gehaltes einerseits zur Erhöhung der Ca²⁺-Konzentration (Reaktionsgleichung 4.1) in der Porenlösung und bei Druckabnahme zur Ausfällung von Karbonat führen, und andererseits im CO₂-dominierten Milieu für die Auflösung von Karbonat verantwortlich sein. Eine weitere Möglichkeit ist die pH-Erniedrigung bei der Umwandlung von Smektit in Illit, welche als Ursache von Karbonatlösung angesehen werden kann.

4.3 Siliziklastische Sedimente

Mehr als 70 % der bearbeiteten Gesteinsproben entstammen dem Rotliegend, was vor allem auf die Verfügbarkeit des Probenmaterials zurückzuführen ist.

Abb. 4-11 zeigt die Fazies der Rotliegend-Sedimente bezüglich ihrer Position im NEDB. Im folgenden werden entsprechend Tab. 4-2 Konglomerate, Sandsteine, Silt- und Tonsteine sowie Grauwacken und Pelite charakterisiert.

Gestein	Anzahl der Proben	Mikrothermometrie	Stratigraphie
Konglomerate	6 (6)	6(6)	Rotliegend
Sandsteine	94 (59)	58 (37)	Karbon bis Kreide
Silt- und Tonsteine, Pelite	39 (37)	29 (27)	Karbon-bis Buntsandstein
Grauwacken / Pelit	3 / 5	3 / 4	Oberkarbon

Tab. 4-2: Beprobte siliziklastische Gesteine (in Klammer steht die Probenzahl aus dem Rotliegend)

4.3.1 Konglomerate und Fanglomerate (Schuttfächerfazies)

Die meisten der bearbeiteten grobklastischen Sedimente stammen aus der Parchim-Formation (Abb. 4-11). Die Schüttung dieser Gesteine erfolgte oft in etwa nordöstliche Richtung (GAST 1988). Neben den breitflächig auftretenden Konglomeraten und Fanglomeraten sind auch

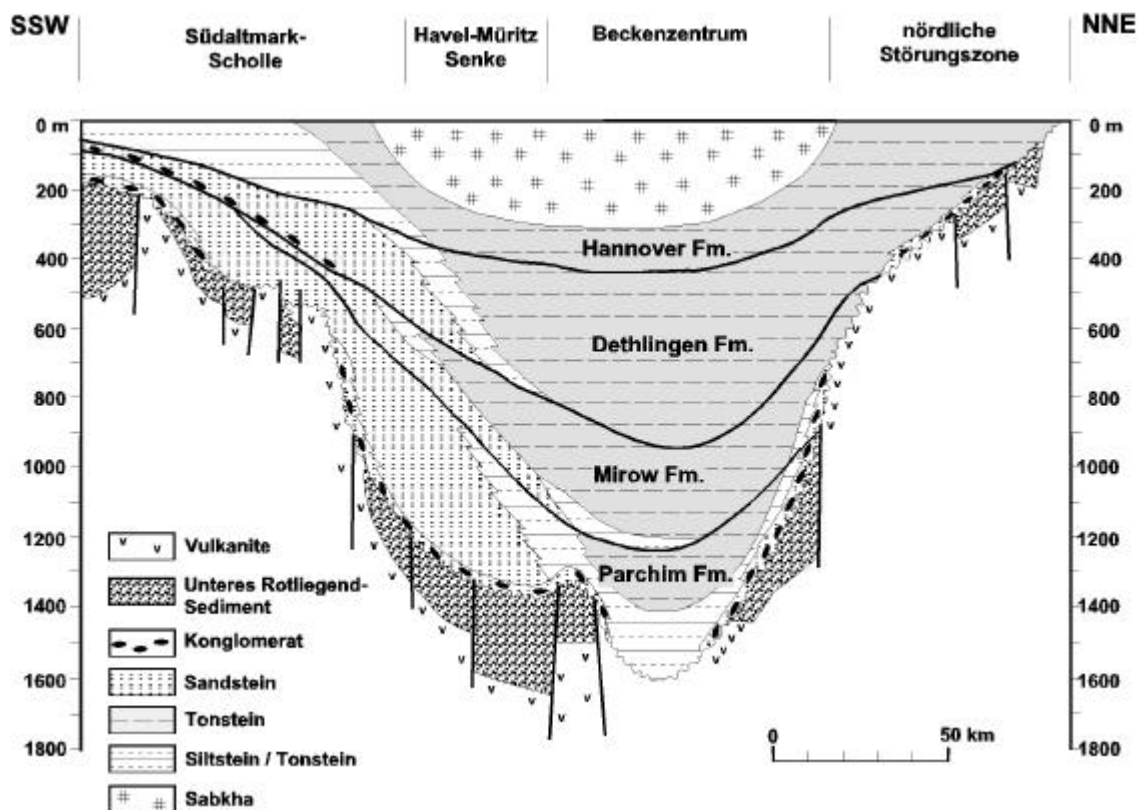


Abb. 4-11: Schematisches NNE-SSW-Profil des Beckens in Bezug zu den Rotliegendgesteinen (nach LINDERT et al. 1990, MCCANN 1998)



Abb. 4-12: Feinkörniges, matrixgestütztes Rotliegend-Konglomerat (Probe Mi10; Bohrung Mirow 1/74)

Rinnenfüllungen (Wadis) und teilweise Einschaltungen von äolischen Sandsteinen im NEDB beobachtet worden, wobei der Transport der äolisch eingewehten Sande aus nordöstlicher Richtung erfolgte (GAST et al. 1998). Bei den bearbeiteten sechs Konglomeratproben handelt es sich um matrixgestützte Sedimente (Abb. 4-12), wobei die Matrix der gut zementierten Gesteine meist sandig-tonig (Tafel 6f) ausgebildet ist. Die einzelnen Klasten sind meist angerundet und linsenförmig, selten eckig oder gut gerundet. Die Korngröße variiert zwischen 0,2 und 4 cm und das lithologische Spektrum ist sehr variabel. So wurden Quarzgehalte von ca. 40 - 65 % beobachtet; in einer Probe sind nur 8 % Quarzdetritus enthalten ist. Der Feldspatanteil beträgt häufig 2 - 12 %, wobei es sich meist um Plagioklase handelt. Die Gesteinsbruchstücke mit Gehalten bis 87 % setzen sich zum größten Teil aus rhyolitischen und dazitischen Laven, Ignimbriten und mafischen Gesteinen zusammen.

Selten wurden Klasten von Sandsteinen beobachtet. Eine zusammenfassende Klassifizierung der Konglomerate und Sandsteine zeigt Abb. 4-13.

Das sedimentäre Gefüge der Konglomerate reicht von paralleler Schichtung bis zu mehr oder weniger ungeschichteten Gesteinen. Es wurde auch Wechsellagerung mit grobkörnigen Sandsteinen beobachtet. Interpretiert wird die Ablagerungsfazies als fluviatile Schuttfächer-Ablagerung. Als authigene Mineralbildungen wurden eine Reihe von Porenraumzementen beobachtet, welche 5 - 10 %, in einem Falle sogar 30 % des Gesamtvolumens ausmachen. Es handelt sich häufig um Kalzit-, Dolomit-, Quarz- und seltener Albit-, Illit-, Chlorit- und Pyritzemente. Die Konglomerate sind meist gut zementiert und somit sind die Porositäten und Permeabilitäten eher gering. Selten treten sekundäre Porositäten aufgrund von Feldspatzersetzung auf. Authigenen Mineralzemente und -bildungen werden gesondert in Kapitel 4.3.5 beschrieben.

4.3.2 Sandsteine (fluviatile und äolische Fazies)

Wie aus Abb. 4-13 hervorgeht, handelt es sich bei den im Rahmen der vorliegenden Arbeit untersuchten Sandsteinen nach der Klassifikation von PETTJOHN et al. (1973) um Quarzarenite bzw. Litharenite aus dem Karbon bis zur Kreide.

Besonderes Augenmerk lag auf der Bearbeitung der Rotliegend-Sandsteine, welche hier zusammen mit den Oberkarbon-Sandsteinen beschrieben werden sollen. Meist handelt es sich um fluviatile Bildungen (Abb. 4-11). Sie sind oft rot gefärbt, weisen in einigen Bereichen auch Entfärbung auf. Die karbonischen Sandsteine und Grauwacken im südlichen Beckenbe-

reich (Bohrung Eldena 1/74 etc.) sind oft dunkelgrau, wogegen die Rotliegend-Sandsteine dieses Bereiches weiß oder mittelgrau sind. Der Quarzgehalt dieser Sandsteine beträgt 45 - 70 %, in Ausnahmefällen sogar 80 %. Sandsteine, welche Hinweise auf aquatische Umlagerung oder hohen äolischen Eintrag anzeigen, sind durch eine hohe kompositionelle Reife charakterisiert. Äolisch eingetragene Körner sind immer wieder durch einzelne Lagen oder isolierte, etwa 1mm große gut gerundeter Quarzkörner zu erkennen. Der Feldspatanteil beträgt 3 - 13 %, wobei häufig anorthitreiche Plagioklase und seltener, in geringen Gehalten, Kalifeldspäte enthalten sind.

Die Feldspäte, welche in den Vulkanit-Klasten enthalten sind, sind meist stark angelöst und werden durch orange lumineszierenden Kalzit verdrängt. Gesteinsbruchstücke sind bis zu 43 % enthalten, wobei die durchschnittlichen Gehalte von 1 - 15 % variieren (vgl. Abb. 413). Dabei überwiegt sehr deutlich der Anteil an Vulkanit-Geröllen gegenüber den Bruchstücken von Sedimenten oder Metamorphiten. Die Anteile der tonig-siltigen, hämatithaltigen Matrix schwanken zwischen 1 % und 26 %, wobei allerdings nicht klar ist, ob es sich hierbei um echte Matrix oder Pseudomatrix handelt. Es wurden teilweise weiche Klasten durch Kompaktion in den Porenraum eingepresst. Äolische Sandsteine sind relativ selten und stammen oft aus Bohrungen vom südlichen Beckenrand. Charakteristisch ist neben Kornverteilung, Kornform und Sortierung auch das Spektrum an diagenetischen Mineralbildungen. Die äolischen Sandsteine sind entweder gut kalzitisch zementiert (Abb. 4-15), oder die Porenräume sind durch Tonmineralneubildungen gefüllt. Dies lässt sich oft schon im Röntgen-Diffraktogramm erkennen (Abb. 4-15). Dabei ist in diesen Sandsteinen kaum Matrix vorhanden. Die fluviatilen Sandsteine enthalten meist kalzitisch-dolomitische oder frühdiagenetische Anhydritzemente

und z.T. hohe Matrixgehalte.

Sie sind schlecht sortiert und weisen eine bimodale Kornverteilung auf; die Einzelkörner sind häufig nur angerundet.

WEIHE (1997), der die Rotliegendgesteine des polnischen Beckens bearbeitete, konnte anhand der ternären Diagramme (Quarz - Feldspat - Gesteinsbruchstücke) äolische Ablagerungen von fluviatilen unterscheiden.

Die äolischen Ablagerungen befinden sich in der Quarzdominierten Ecke (Quarzge-

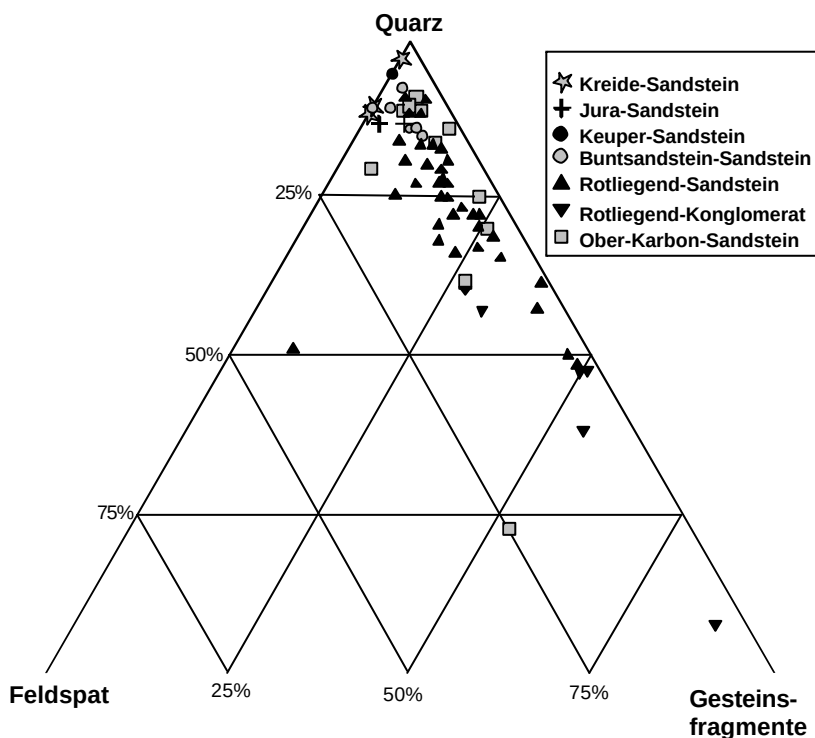


Abb. 4-13: Petrographie der bearbeiteten Sandsteine im ternären Diagramm

halt >75 %) und die fluviatilen Ablagerungen sind meist als Lith-arenite mit Quarzgehalten von 25 - 75 % charakterisiert.

Eine solche Gliederung ist nach den hier vorliegenden Untersuchungen nicht möglich, da der Anteil an Gesteinsbruchstücken in den äolischen Sandsteinen oft relativ hoch ist. Auch geochemisch ist keine Unterscheidung von äolischen und fluviatilen Sandsteinen möglich. Allerdings lassen sich mit Hilfe der Geochemie möglicherweise die Sandsteine des Karbons, des Unter- und des Ober-Rotliegend unterscheiden (Abb. 4-14). So haben die karbonischen Sandsteine niedrigere Na_2O , CaO und MnO -Gehalte sowie höhere Al_2O_3 , K_2O und TiO_2 -Gehalte

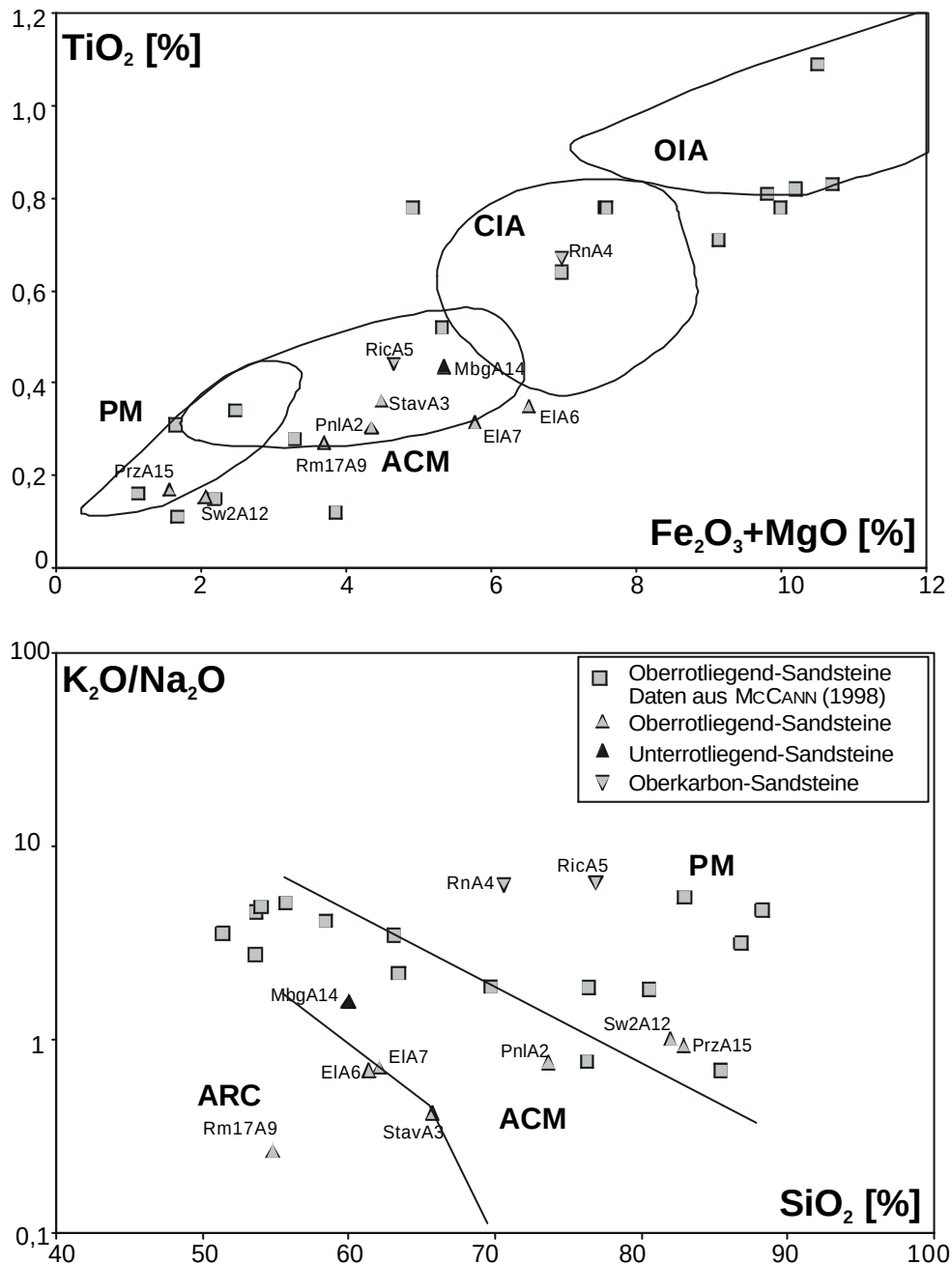


Abb. 4-14: Geochemische Charakterisierung der Sandsteine nach BHATIA (1983), ROSER & KORSCH (1986) und MCCANN (1998) mittels RFA

PM = passiver Kontinentalrand, ACM = aktiver Kontinentalrand, ARC = Vulkanitgürtel, CIA = kontinentaler Inselbogen, OIB = ozeanischer Inselbogen

als die Rotliegend-Sandsteine. Für eine umfassende Gliederung sind weitere Untersuchungen notwendig. Die Geochemie der Rotliegend-Sandsteine spiegelt deutlich die bimodalen permokarbonen Vulkanite als Liefergesteine wieder, was bereits von MCCANN (1998) beschrieben wurde. Die Datenpunkte befinden sich generell im Bereich der PM-, ACM-, OIA- und CIA-Felder (Abb. 4-14). Dies spiegelt die Vielzahl an unterschiedlichen Ausgangsgesteinen wider. OIA-Sedimente werden nach BATHIA (1983) im Bereich eines tholeiitischen Inselbogens abgelagert. Somit ist für Sedimente, welche eine OIA-Signatur aufweisen, als Ausgangsgestein ein tholeiitischer Basalt anzunehmen. Nach MCCANN (1998) lässt sich schlussfolgern, dass die Rotliegend-Sandsteine der Felder PM/ACM in einem stabilen tektonischen Environment abgelagert wurden. Dabei sind die Liefergebiete zum einen das variszische Hinterland und zum anderen die permokarbonen Vulkanite des NEDB.

Des weiteren wurden fünf Sandsteinproben aus dem Mittleren Buntsandstein bearbeitet, die alle aus der Bohrung Schilde 1/69 stammen. Dabei handelt es sich wiederum um Sedimente mit hoher kompositioneller Reife. Die Klasten sind meist gut gerundet und der Quarzanteil ist

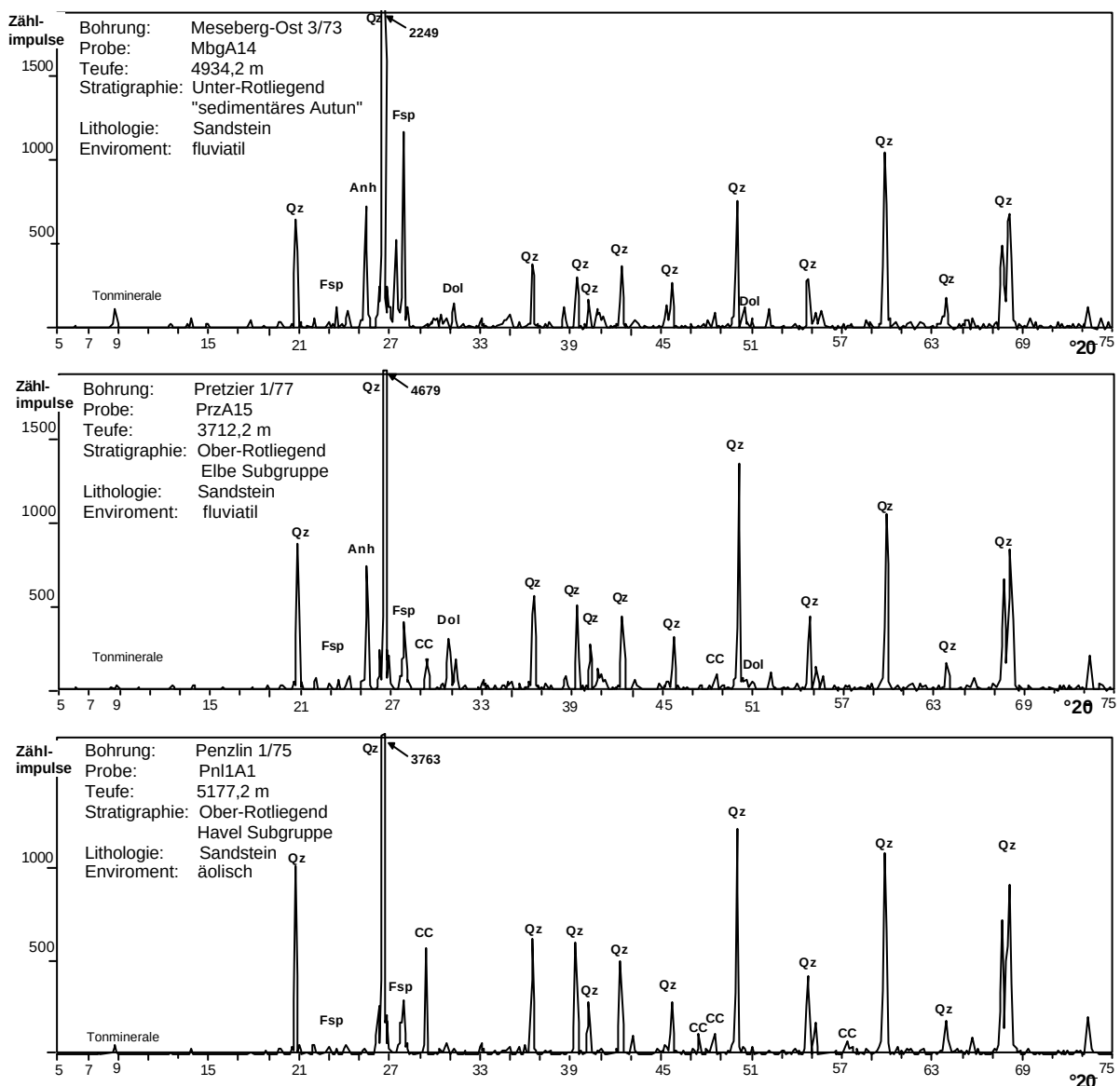


Abb. 4-15: Röntgendiffraktogramme von drei ausgewählten Sandsteinproben des Rotliegend

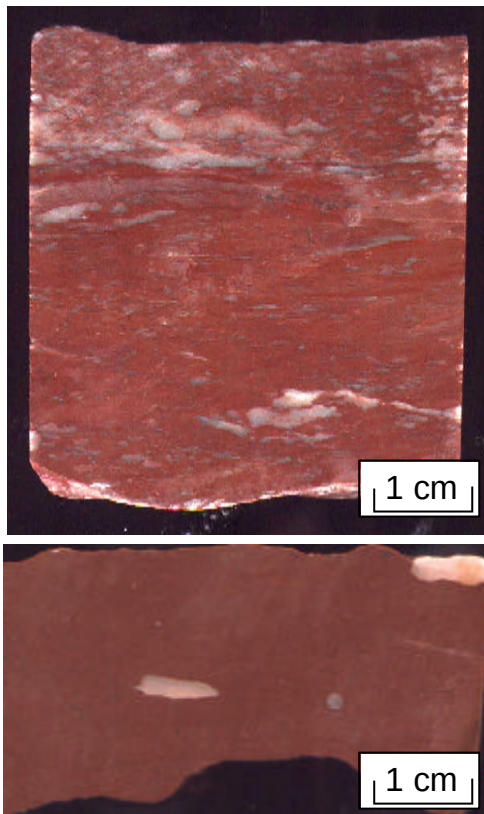


Abb. 4-16: Haloturbate Gefüge (oben, Probe Pnl7) und Anhydritkonkretionen (unten, Probe Pnl6) in Silt-Tonsteinen der Bohrung Penzlin 1/76;

sehr hoch (Abb. 4-13). Matrix ist nur sporadisch enthalten. Eine Probe (Sde1) enthält allerdings einen Matrixgehalt von 20 % und außerdem sind bei dieser Probe detritische Hellglimmer enthalten. Das legt die Vermutung nahe, dass dieser Sandstein fluviatil gebildet wurde. Die älteren Sandsteine des Buntsandsteins dieser Bohrung enthalten etwa 15 % Porenraumzemente von Quarz, Karbonat und Anhydrit. Dabei ist der Karbonatanteil der Probe Sde6 mit 29 % etwa doppelt so hoch, wie der Gesamtzementanteil anderer Proben der Bohrung Schilde 1/69.

Die Sandsteine des Juras und des Keupers sind ebenfalls gut sortiert und gerundet. Im Gegensatz zu den Kreide-Sandsteinen enthalten diese jedoch einen Karbonatzement, welcher 27 - 37 Vol. % ausmacht. In kleineren Konzentrationen sind noch Hämatit sowie Limonit in den Quarzareniten enthalten. Die Sandsteine wurden wahrscheinlich marin gebildet.

Die kreidezeitlichen Heidelberg-Sandsteine aus dem nördlichen Harzvorland (Teufelsmauer) sind quarzitisch zementierte, gut sortierte und gerundete Strandablagerungen (KNAPPE & TRÖGER 1988), welche eine sehr hohe kompositionelle Maturität besitzen. Da diese Gesteine nie einer großen Versenkung unterlagen, müssen die Quarzzemente frühdiagenetisch gebildet worden sein. Die quarzitischen Lagen scheinen an bestimmte Horizonte gebunden zu sein, deshalb liegt die Vermutung nahe, dass die Zemente aus SiO_2 -reichen Wässern ausgefällt wurden, welche im Zusammenhang mit der kreidezeitlichen Heraushebung des Harzes stehen.

4.3.3 Silt- und Tonsteine (Sabkha-Fazies)

Schematisch ist das Vorkommen der Silt- und Tonsteine des Rotliegend im NEDB in Abb. 4 11 dargestellt. Deutlich wird der hohe Volumenanteil dieser feinkörnigen Ablagerungen. Die evaporito-klastischen Sedimente, d.h. in einer evaporitischen Sand-Ton-Ebene abgelagerten Gesteine, sind meist siltige, rotbraune Siliziklastika mit Einschaltungen von 1 - 15 cm mächtigen fluviatilen, fein- bis mittelkörnigen Sandsteinen. Bei den sehr feinkörnigen Gesteinen werden die wenigen primären Porositäten durch kalzitische und anhydritische Zemente ausgefüllt. Der feinkörnige Detritus setzt sich oft aus mäßig sortierten, schwach angerundeten Körnern zusammen. Diese Körner (meist Quarz), lagern in einer Matrix, welche sich aus Tonmineralen, Eisenoxiden und -hydroxiden zusammensetzt.

Charakteristisch sind frühdiagenetische Anhydritkonkretionen, die in ihrer Ausbildung dem „Perlen-Anhydrit“ (Kap. 4.4.3) der Zechsteinanhydrite ähneln sowie sogenannte Adhäsionsstrukturen, besonders im Bereich der Sabkha-Fazies (Abb. 4-16). Die Anhydritkonkretionen sind oft boudinartig ausgebildete, 0,5 - 4 cm große, weiße Einschlüsse im roten Tonstein, welche sich teilweise auch zu schichtparallelen Strukturen anordnen. Sie werden häufig als Indiz für einen dicht unter der Oberfläche befindlichen Grundwasserspiegel gedeutet, wobei der primär ausgefällte Gips im Verlaufe seiner diagenetischen Entwicklung dehydriert und in Anhydrit umgewandelt wird. Dieser Prozess wird vor allem durch die Temperatur und die Salinität des Porenwassers gesteuert (FÜCHTBAUER 1988). Adhäsionsstrukturen treten vor allem in der Nähe der Zechsteinanhydrite auf. Unterschieden werden können diese Strukturen nach ihrer Ausbildung in Adhäsionsrippel, Adhäsionswarzen und Adhäsionsschichtungen (FÜCHTBAUER 1988). Ihr Auftreten steht im Zusammenhang mit äolisch bewegten Sandkörnern auf feuchten Oberflächen (FÜCHTBAUER 1988).

4.3.4 Prä-Perm-Sedimente

An prä-permischen Sedimenten können der Lithologie nach Sandsteine und kohlenstoffreiche Tonsteine unterschieden werden. Eine umfangreiche Bearbeitung der Präperm-Sedimente erfolgte im Rahmen der Dissertation von HOTH (1993).

Die variszische Faltungs- und Deformationsintensität nimmt generell von Süden (Harz) nach Norden ab (HOTH 1993, 1997). Im Bereich der subherzynen Senke (Abb. 2-1) sind schwarze Tonsteine des Devons geschiefert (Bohrung HuyNei 1/85). Im Gebiet der Flechtinger Scholle und der Altmark, südlich der sogenannten Variszischen Deformationsfront (vgl. Abb. 2-1, 2-2), treten nur noch schwach geschieferte Ablagerungen auf. Allerdings wurden die in diesem Bereich befindlichen, präpermischen Sedimente stark durch die Kompressionstektonik der Varisziden beeinflusst und thermal überprägt (Bohrung Eldena 1/74, Pröttlin 1/82, Bohrung Parchim 1/68). HOTH (1993, 1997) weist erhöhte Inkohlung nach und beschreibt für die dunkelgrauen Sedimente eine Reihe von diagenetischen und schwach metamorphen Umwandlungsreaktionen. Die wichtigsten Prozesse sind eine intensive Chloritisierung, Quarzlösung und Quarzzementation sowie die Rekristallisation der Matrix von matrixreichen Gesteinen. Die detritische Zusammensetzung der Sandsteine ist in Abb. 4-13 dargestellt. Die Pelite bestehen aus dünnen, 1 - 3 mm mächtigen Wechsellagen von siltigen Tonsteinen mit Tonsteinen. Der Detritus ist eingeregelt und parallel zur Schichtung deformiert. Grauwacken treten in den Bohrungen Roxförde 2/64, Dreileben 3/70 und Pröttlin 1/82 auf. Die detritische Zusammensetzung entspricht wiederum Lithareniten (Abb. 4-13); der Matrixgehalt beträgt 15 - 25 %. Die Quarz- und Feldspatkörner sowie Lithoklasten sind nur sehr schwach gerundet und eingeregelt.

Die präpermischen Sedimente nördlich der Variszischen Deformationsfront (Abb. 2-2) sind durch die variszische Orogenese kaum beeinflusst. Die roten Sand- und Siltsteine, abgeschlossen beispielsweise in den Bohrungen Rügen 1/63 und Richtenberg 4/65, ähneln in ihrer Zusammensetzung und Ausbildung stark den Rotliegend-Sedimenten und sind zusammen mit

diesen in Kap. 4.2.2 beschrieben. Bei den oft nur rudimentär enthaltenen karbonatischen Kluftfüllungen handelt es sich, im Gegensatz zu den Kluftfüllungen des Rotliegend, ausschließlich um Siderite und Ankerite. Diese werden sekundär durch Quarz, Chlorit und Illit verdrängt. Als Zemente treten neben den Chlorit- und Illitbildungen vor allem Quarz, Dolomit und Pyrit auf.

4.3.5 Diagenese der siliziklastischen Gesteine

Die Sandsteine weisen aufgrund unterschiedlich durchlaufener Diagenesestadien sehr unterschiedliche Porenraumfüllungen auf. Neben den verschiedenen Mineralphasen sind Lösungs- und Ersetzungserscheinungen zu beobachten, wie sie zusammengefasst in Anhang B1 dokumentiert sind. GAUPP (1994) schlägt zur Typisierung von Sandsteinen in Bezug zu den enthaltenen diagenetischen Mineralbildungen eine Klassifikation vor, welche im Rahmen der vorliegenden Arbeit geringfügig modifiziert (Typ SB, IC, IM, SB-D) und um weitere Typen erweitert wurde (SB-A, SB-D, SB-AD, Q, IQK, HäK; Abb. 4-17). Alle untersuchten grobkörnigen Siliziklastika wurden entsprechend typisiert (Anhang B1).

1. Sabkha-Typ (SB)

Der Porenraum der Sandsteine ist bis zu 40% mit Anhydrit, Kalzit, Quarz und Albit gefüllt, wobei eine frühdiagenetische Zementation durch den direkten Korn-Zement-Kontakt nachweisbar ist. Spätdiagenetische Rekristallisationen und Mineralneubildungen sind ebenfalls zu beobachten.

2. Dolomit-Typ (SB-D)

Dieser Diagenesetyp ist charakterisiert durch frühdiagenetisch gebildete anhedrale sowie poikilitische Dolomitekristalle. Er stellt auch einen Untertyp des SB-Typs dar. Teilweise sind die Kristalle durch Hämatit umhüllt. Die Dolomitamente werden sehr häufig von spätdiagenetischen Kalziten verdrängt.

3. Anhydrit-Dolomit-Typ (SB-AD)

Der Anhydrit-Dolomit-Typ stellt eine frühdiagenetische Bildung dar und ist ebenfalls als Untertyp des SB-Typs zu betrachten. Frühe Anhydritamente wurden teilweise gelöst und der entstandene Porenraum unvollständig mit Hämatit beschichtet und anschließend mit poikilitischem Dolomitament (Satteldolomit) ausgefüllt. Kalzit ersetzte z.T. spätdiagenetisch die frühdiagenetischen Porenraumfüllungen.

4. Anhydrit-Typ (SB-A)

Anhydrit wurde in Porenräumen frühdiagenetisch ausgefällt, welcher teilweise durch Dolomitament ersetzt wurde. Dieser Anhydrit-Typ ist ein spezieller Typ des SB-Typs.

5. Illit-Hüllen-Typ (IC; „illite coating“)

In Bereichen, wo keine Quarz-, Albit- und Kalzitamente vorhanden sind, ist teilweise eine tangential Illit-Umhüllung der Sedimentkörner zu beobachten. Die Herkunft dieser Illite wird einerseits als Einschwemmungen von Tonmineralen, andererseits als Ausfällungsprodukte aus

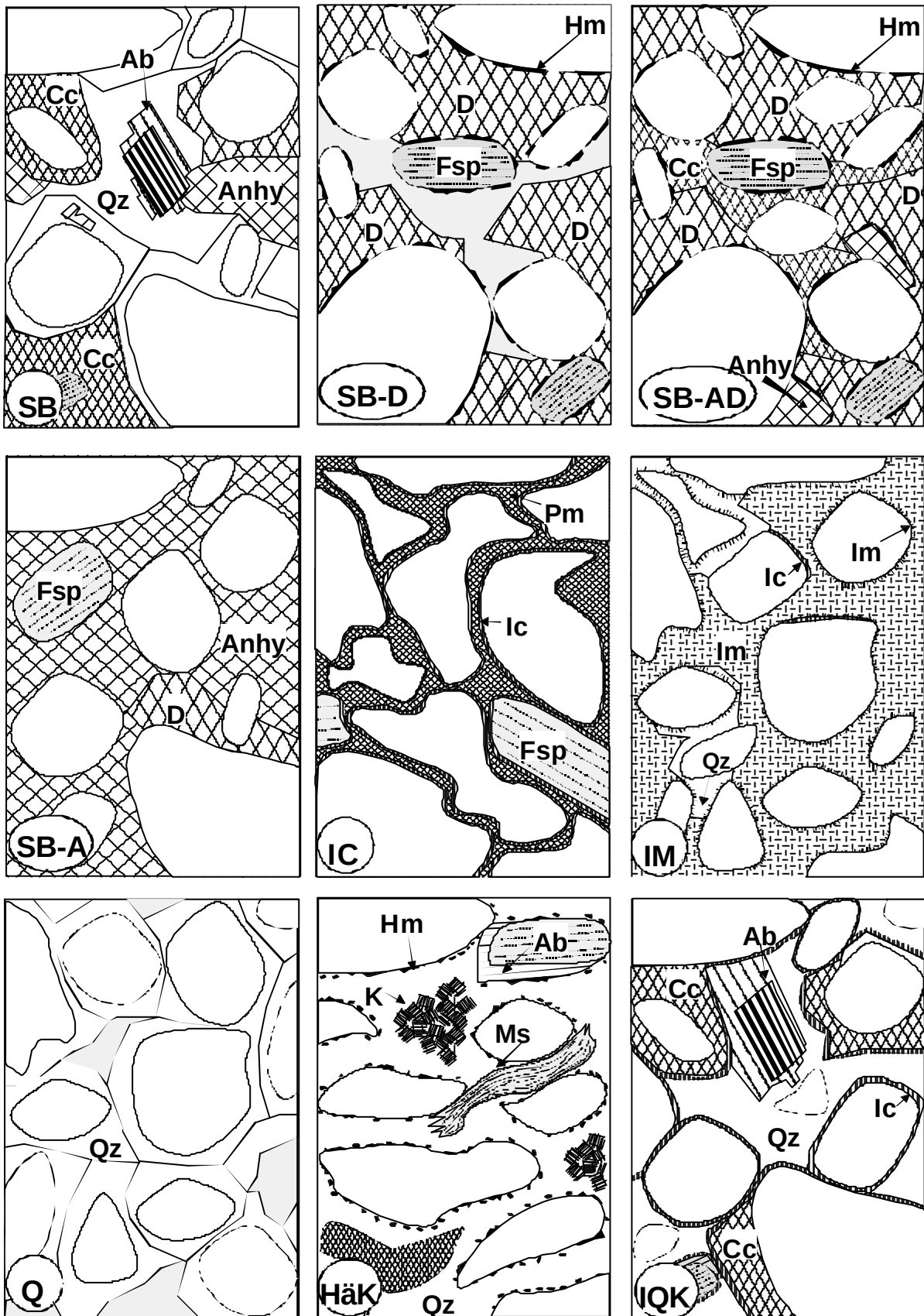


Abb. 4-18: Hauptdiagenese-Typen der Sandsteine (modifiziert und erweitert nach GAUPP (1994), Beschreibung im Text. Cc = Kalzit, Qz = Quarz, Anhy = Anhydrit, Ab = Albit, Fsp = Feldspat, D = Dolomit, Hm = Hämatit, Pm = „Pseudomatrix“, Ic = Hüllenillit, Im = Maschenillit, Ms = Muskovit, K = Kaolinit

Lösungen betrachtet (GAUPP 1994). Diese auch als sehr „unreif“ bezeichneten Sandsteine weisen in den Porenräumen in Folge von Kompaktion eine sogenannte Pseudomatrix auf, welche sich aus authigenen und detritischen Tonmineralen zusammensetzt.

6. Maschenillit-Typ (IM)

Plattig und fibrös ausgebildete Illite wachsen auf Kornflächen und in primären sowie sekundären Porenräumen. Nach GAUPP (1994) ist die Bildung dieser Illite im Zusammenhang mit sauren Porenwässern aus den Lagen der Karbonkohlen zu deuten, wobei die Migration der Wässer im Rahmen der frühkimmerischen Bewegungen stattfand.

7. Quarz-Typ (Q)

Dieser Zementtyp wurde lediglich in den Kreidesandsteinen der Teufelsmauer beobachtet, wobei die Entstehung der Quarz-Zemente wahrscheinlich auf die Ausfällung aus Grund- und Oberflächenwässern zurückzuführen ist. So sind die Silifizierungen an bestimmte Lagen in den Sandsteinen gebunden. Eine Drucklösung durch Kompaktion kann aufgrund der geringen Überlagerung der Sandsteine ausgeschlossen werden. Eine Ausfällung aus aufsteigenden, thermalen Tiefenwässern ist ebenfalls nicht wahrscheinlich, da die gefundenen Flüssigkeits-einschlüsse extrem klein und einphasig (wässrig) sind. Nach REYNOLDS & GOLDSTEIN (1994) spricht das Vorkommen von einphasigen, wässrigen Einschlüssen für Bildungstemperaturen $<50\text{ }^{\circ}\text{C}$.

8. Hämatit-Kaolinit-Typ (HäK)

Entsprechende fluviatile Sandsteine zeichnen sich durch detritische Muskovite und Chlorite aus und entstammen oft der karbonischen Schichtenfolge.

Frühdiaogenetisch gebildete unvollständige Hämatitsäume wurden thermal überprägt und sind mikroskopisch als rote, idiomorphe Hämatitplättchen zu identifizieren. Sekundär erfolgte eine Füllung des Porenraumes durch Quarzzemente, wobei anschließend die teilweise Lösung dieser Zemente stattfand, was möglicherweise im Zusammenhang mit der Alteration von detritischen Feldspäten steht. In Zwickeln konnten auch Kaolinitkristalle (Abb. 4-9), oder deren Hochtemperaturmodifikation Dickit beobachtet werden.

9. Illit-Quarz-Karbonat-Typ des südlichen Beckenrandes (IQK)

Die komplex ausgebildeten Zemente dieses Typs wurden ausschließlich im Bereich der südlichen Störungszone identifiziert. Als frühe diagenetische Bildungen konnten tagentiale frühdiaogenetische Illite beobachtet werden, welche detritische Körner umhüllen. Spätdiaogenetische Kalzitzemente füllten den Porenraum und wurden sekundär gelöst. Die sekundären Porenräume wurden anschließend mit authigenen Illiten beschichtet und der noch vorhandene Porenraum mit Quarz gefüllt.

Die verschiedenen siliziklastischen Sedimente weisen aufgrund der unterschiedlichen tektonothermalen Geschichte eine sehr differenzierte diagenetische Bildungen auf.

Der Diagenese- bzw. Metamorphosegrad der Karbon-Sedimente nimmt in gleichem Maße wie die Deformationsintensität von Süden (Harz) nach Norden (Insel Rügen) ab, wie auch schon durch HOTH (1993) dokumentiert wurde. Ein weiterer die Diagenese beeinflussender Parame-

ter ist durch die kontaktmetamorphe Überprägung der karbonischen Sedimente durch die Rotliegend-Vulkanite gegeben. Auf diese Überprägung führt HOTH (1993) eine intensive Chloritssprossung, das Auftreten von Prehnit und Epidot in karbonatisch zementierten Partien sowie eine intensive „Verquarzung“ oder Serizitisierung der karbonen Grauwacken und Sandsteine zurück. Als synsedimentäre oder frühdiagenetische Zemente treten selten Kalzit und Siderit auf. Weitaus häufiger wurde Dolomit in Form von poikilitischen Satteldolomiten und kleinen rhombischen Kristallen beobachtet (Tafel 1b). Die in Kluft- und Hohlraumfüllungen enthaltenen Siderite wurden meist von Dolomiten verdrängt, was die Zunahme des Mg-Gehaltes der Porenwässer in den Karbon-Sandsteine nachweist. Neben Karbonaten konnte vor allem authigener Quarz als Zement und als Kluftfüllung beobachtet werden. Pyrit tritt in mindestens zwei Generationen auf, wobei die erste Generation frühdiagenetisch gebildet wurde und die zweite entlang von Klüften und Rissen angeordnet ist. Illit und Muskovit treten als detritische Hauptbestandteile auf. Daneben kommen als versenkungsbedingte Mineralbildungen Illit, Chlorit und Kaolinit vor, wobei die spätdiagenetische Bildung dieser Tonminerale oft im Zusammenhang mit der Alteration der Feldspäte zu sehen ist. In den permischen und mesozoischen Ton- und Siltsteinen konnten nur relativ wenige authigene Mineralbildungen beobachtet werden. Frühdiagenetischen Anhydritkonkretionen sind die wohl bedeutendste Bildung dieser Gesteine. Selten wurden authigene Quarz-, Karbonat-, Tonmineral-, Eisenoxid-, Eisenhydroxid- und Pyritzemente beobachtet, wobei eine weitere Untergliederung in Zementgenerationen nicht möglich ist. Die sekundären Kluftfüllungen in den feinkörnigen und grobkörnigen, klastischen Sedimente werden gesondert in Kap. 4.6 beschrieben.

4.4 Karbonat- und Anhydritgesteine

Es wurden 41 Proben von Karbonat- und Anhydritgesteinen bearbeitet, davon 31 Proben von Zechstein-Anhydriten. Drei Dolomitproben wurden in einer Tongrube bei Wanzleben aus dem Unteren Keuper (vgl. BEUTLER 1987) genommen. Die Karbonatproben stammen meist aus den evaporitischen Abfolgen des Zechsteins (vier Proben). Sie besitzen einen hohen organischen Anteil und sind oft dunkel gefärbt. Zwei Proben entstammen dem Buntsandstein und sind durch einen geringen siliziklastischen Anteil gekennzeichnet. Eine weitere Probe ist ein flachmariner Jura-Kalkstein. Aufgrund der sehr variablen Bildungsbereiche der Karbonate und im Hinblick auf die Zielstellung der Arbeit wird im weiteren auf deren Beschreibung und Klassifizierung verzichtet und im folgenden vor allem auf die Anhydritgesteine des Zechsteins fokussiert.

4.4.1 Die Evaporite des NEDB

Die im NEDB vorhandenen, ursprünglich 900 -1100 m mächtigen Salinarfolgen des Zechsteins (BENOX et al. 1997) besitzen besonders für die Strukturentwicklung des Beckens eine große Bedeutung. Der Zechstein des NEDB wird in sieben Zyklen gegliedert (Werra-, Staßfurt-, Leine-, Aller-, Ohre-, Friesland- und Mölln-Folge). Dabei beginnt ein idealer Zyklus oft mit der Ablagerung von (1) Kalk, (2) Dolomit und (3) Gips, anschließend wurden durch Eva-

poration (4) Anhydrit, (5) Halit und (6) K-Mg-Salze gebildet. Die Zyklen werden durch Tone voneinander abgetrennt. In Folge der Beckenbildung und der damit verbundenen Subsidenz werden die Sedimente diagenetisch verändert. Anhydrite kommen neben dem Zechstein ebenfalls im Mittleren Muschelkalk (Anhydrit-Folge) vor. Vor allem die Anhydritgesteine spielen bei der Bearbeitung der Paläofluides des NEDB eine große Rolle und werden deshalb im Folgenden petrographisch klassifiziert.

4.4.2 Klassifikation der Anhydritgesteine

Für die Klassifizierung von Ca-Sulfatgesteinen existieren eine Reihe von Vorschlägen, wobei hier die Klassifizierung nach BALZER (1997) verwendet wird, die in Anlehnung an LANGBEIN (1979) erarbeitet wurde. Danach werden grundsätzlich auf der Basis der mineralogischen Zusammensetzung, ohne Berücksichtigung der Korngröße, fünf Strukturtypen unterschieden. Jeder Strukturtyp kann einzeln oder in Verwachsung mit mehreren Strukturtypen in einem Dünnschliff auftreten.

Als wesentliche Kornstrukturtypen werden von BALZER (1997) der leistenförmig- tafelige Typ (lath-shaped) und der isometrisch-kristallotopische Typ genannt (Abb. 4-18).

Der leistenförmig- tafelige Typ erscheint im Dünnschliff mit betonter Längserstreckung. Im Durchlicht sind zudem diffus verteilte intrakristalline Verunreinigungen zu beobachten. Dieser Typ stellt die syngenetische bis frühdiagenetische Umwandlungspseudomorphose nach primärem Gips dar (BALZER 1997, LANBEIN 1979). Der isometrisch-kristallotopische Typ,

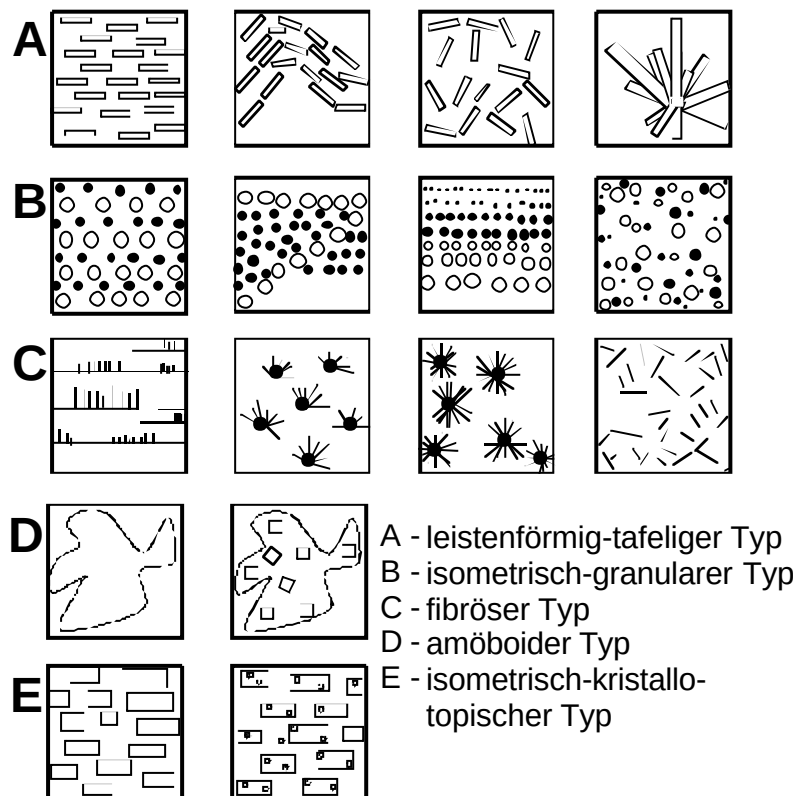


Abb. 4-18: Schema der Mikrostrukturen von Anhydritgesteinen nach BALZER (1997) und LANGBEIN (1979)

welcher auch als pinokoidaler Typ bezeichnet wird, zeigt deutlich die rhombische Kristallform des Anhydrits, ohne eine ausgeprägte Längserstreckung. Es sind keinerlei diffus verteilte intrakristalline Verunreinigungen enthalten (BALZER 1997). Oft ist an Korngrenzen Hämatit zu beobachten. Ein weiteres Identifikationskriterium ist eine vereinzelt auftretende Flächenstreifung durch Druckverzwillingung (BALZER 1997).

Neben diesen zwei Haupttypen treten drei weitere, einfach zu unterscheidende Typen auf.

Der isometrisch-granotopische Typ bildet häufig die feinkörnige Grundmasse zwischen den oben beschriebenen Strukturtypen, tritt aber zudem auch eigenständig gefügebildend in Verbindung mit organogen-karbonatischen Gemengteilen auf (BALZER 1997). Der fibröse Strukturtyp kommt häufig als Faserzement und oft in Verbindung mit Salinarzement vor.

Probe	Stratigraphie	Teufe [m]	Typ nach Balzer					Faziestyp nach Balzer (1997)	sekundäre Bildungen	Diagenese- stadium	Typ
			A	B	C	D	E				
Pa13	Werra	4687,1	o	+	--	--	--	Kompaktit	Kluft, Pyrit	spät-/ frühdiag.	Ib
Pa12	Werra	4688,3	o	+	--	--	--	Kompaktit	Pyrit	frühdiag.	Ib
Stav 10	Staßfurt	4283,2	-	++	--	--	-	diff. Kompaktion		frühdiag.	Ia
Pnl8	Werra	4557,9	+	o	--	--	--	Sulfat-Karbonat- Verdrängung		frühdiag.	Id
Rm1	Salzstock	3365,0	+	--	--	+	+	Anhydritzementit, subrosiv überprägt	Anhydrit- neub.	spät-/ frühdiag.	II
Rm6	Salzstock	3547,6	-	-		o	++	Anhydritzementit		spät-/ frühdiag.	Va
Rm7	Werra	3699,0	o	--	++	--	o	Kompaktit		frühdiag.	Ia
Rn1	Werra	2035,7	++	--	--	-	-	Anhydritzementit		spät-/ frühdiag.	II
Rn2	Leine	1685,6	+	-	+	o	--	Anhydritzementit, subrosiv überprägt	brekziiert	spät-/ frühdiag.	IVa
Sam9	Muschelkalk	813,2	o	--	o	+	-	Anhydritzementit mit sek. Verdrängung durch Gips	sek. Gips	spät-/ frühdiag.	III
Gr2	Leine	1797,6	--	--	+	--	+	Kompaktit	sek. Ma- gnesit	spät-/ frühdiag.	Ia
Gr4	Zechstein	1797,2	+	--	+	o	--	Kompaktit	sek. Gips	spät-/ frühdiag.	Id
Tbe1	Staßfurt	2481,8	+	o	--	--	--	Sulfat-Karbonat- Verdrängung		frühdiag.	Id
Tbe6	Leine	2406,1	+	-	+	--	--	Anhydritzementit		frühdiag.	IVb
El1	Werra	3790,2	-	-	-	--	--	Kompaktit	Karbonat- neub.	spät-/ frühdiag.	III
Sw9	Werra	3348,4	o	--	+	--	o	Gipszementit		frühdiag.	IVc
Sw10	Werra	3334,7	o	--	+	--	o	Gipszementit		frühdiag.	IVc
Sw11	Leine	3097,6	+	--	--	+	+	Anhydritzementit, subrosiv überprägt	Anhydrit- neub.	spät-/ frühdiag.	II
Sw12	Leine	3082,8	+	o	--	--	--	Sulfat-Karbonat- Verdrängung	sek. Gips- stein	frühdiag.	Id
Sw13	Aller	2824,3	--	--	++	--	o	Anhydritzementit mit sek. Anhydritbild.	Anhydrit- neub.	spät-/ frühdiag.	IVc
Sw15	Aller	2743,4	-	-		o	++	Anhydritzementit		spät-/ frühdiag.	Va
Dre4	Werra	764,8	-	-		o	++	Anhydritzementit mit subrosivem Kollapsg.		spät-/ frühdiag.	Vb
Rx3	Leine	282,7	--	--	++	--	+++	sekundärer Gipsstein	Gipsstein	spätdiag.	IIIa

Tab. 4-3: Mikroskopische Auswertung der bearbeiteten Anhydritgesteine (* Gips statt Anhydrit); Erläuterungen im Text (Kap. 4.4.3)

++ Hauptbestandteil, + hoher Vol.-Anteil, o vorhanden, - in geringen Mengen enthalten, -- nicht beobachtet; Typen und Faziestypen nach BALZER (1997):

A - leistenförmig-tafeliger Typ

B - isometrisch-granularer Typ

C - fibröser Typ

D - amöboider Typ

E - isometrisch-kristallotopischer Typ

Im Gegensatz zu den zwei zuletzt beschriebenen Typen, welche im mikrokristallinen μm -Bereich zu beobachten sind, tritt der amöbe Strukturtyp auch im mm- bis cm-Bereich auf. Charakteristisch ist vor allem die unscharfe Begrenzung dieser Rekristallisate (Mosaikkristalle) und die teilweise poikilotopische Struktur durch feinkörnigere Anhydrit- oder Karbonat-Kristalle (BALZER 1997).

Hinsichtlich ihrer textuellen Ausbildung variieren die einzelnen Typen. Der leistenförmig- tafelige und der fibröse Typ variiert von schichtungspareller bis zu rosettenförmiger Anordnung. Der isometrisch kristallographische Typ tritt entweder als Blockzement oder massig (gesteinsbildend) auf.

Bedeutsam für die mikrofazielle Interpretation der untersuchten Gesteine sind sekundäre Veränderungen der Ca-Sulfatgesteine. Dazu gehören neben den frühdiagenetischen Kompaktions-, Verdrängungs- und Zementationsbildungen die spätdiagenetischen, subrosiven Mineral- und Gesteinsumwandlungen. Eine Zusammenfassung und umfangreiche Dokumentation ist bei BALZER (1997) zu finden.

4.4.3 Petrographie und Diagenese der Anhydritgesteine

Von 31 Anhydritproben wurden 23 Proben mikroskopisch ausgewertet. Dabei wurden die entsprechenden Proben nach Strukturtypen (nach BALZER 1997) sowie nach beobachteten sekundären, meist spätdiagenetischen Veränderungen bewertet und in verschiedene Typen klassifiziert (Tab. 4-3).

Es konnten sechs Hauptgruppen (Typ I-VI; Tab. 4-3) nach ihrem Erscheinungsbild im Dünnschliff unterschieden werden. Typ I setzt sich aus einem feinschichtig texturierten mikritischen Karbonat zusammen, in welchem sich in boudinartigen Strukturen („Perlen-Anhydrit“) leistenförmig tafelige, aber auch isometrisch-kristallotopische Anhydrite befinden. Nach dem

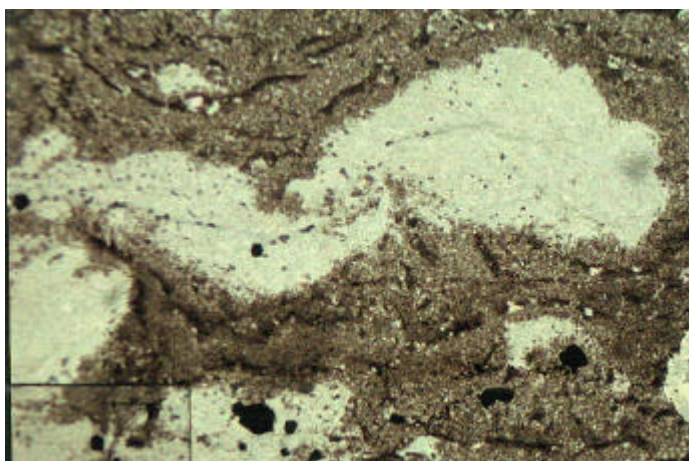


Abb. 4-19: Anhydrit Typ Ib (Probe Pa12 Bohrung Parchim 1/68; Werra-Anhydrit).

In feinkörniger, karbonatisch-sulfatischer Matrix (dunkel) befindet sich boudinartiger „Perlenanhydrit“ (hell), wobei einzelne Pyritneubildungen (schwarz) alles verdrängen, (durchlichtmikroskopische Aufnahme, Balken = 320 μm)

Volumenverhältnis von Matrix zu Perlenanhydrit-Strukturen wurden die Untergruppen a bis c unterschieden. Dabei überwiegen bei Typ a die „boudinartigen“ Strukturen gegenüber der Matrix, bei Typ b (Abb. 4-19) ist dieses Verhältnis ausgeglichen und Typ c enthält fast ausschließlich karbonatisch-sulfatische Matrix. Typ II ist dadurch gekennzeichnet, dass hier im Prinzip die Strukturtypen A, D und E nach BALZER (1997) enthalten sind und diese teilweise durch subrosive Prozesse korrodiert erscheinen. Typ III hingegen ist gekennzeichnet durch

verschiedene Verdrängungskristallisationen (Abb. 4-19), wie z.B. der Karbonatisierung von Anhydrit. Typ IV wiederum enthält generell als Matrixtyp den „grobkörnigen“ Strukturtyp C nach BALZER (1997). Dabei sind in dieser Matrix bei der Untergruppe IVa besonders leistenförmig-tafelige, lagig angeordnete Kristalle enthalten, bei Typ IVb bilden letztere Rosetten und bei der Untergruppe IVc sind in der Matrix isometrisch-kristallotopische Kristalle (Typ E) enthalten. Die Hauptgruppe V ist charakterisiert durch das Vorkommen lagig angeordneter, leicht ausgelängter isometrisch-kristallotopischer Kristalle. Zwischen diesen plattigen Mineralen befindet sich keine Matrix, lediglich in Wechsellagerung ist einer der Matrixtypen vorhanden. Die Gruppe „Typ VI“ ist hingegen gekennzeichnet durch die vollständige Umwandlung des Anhydrits in Gips. Die Unterscheidung der verschiedenen Typen erfolgte vor allem nach äußeren Merkmalen im Dünnschliff. Es wurde auch versucht, die Gesteine nach ihrer unterschiedlichen Genese zu untergliedern. Dabei wurde auf Grundlage von BALZER (1997) eine Zuordnung zu spät- oder frühdiagenetischen Bildungen vorgenommen und ebenfalls versucht, den Faziestyp zu charakterisieren. Außerdem wurden sekundäre Bildungen aufgeführt (Tab. 4-3).

Die Genese der meisten Anhydritgesteine im Zechstein beginnt mit einer primären Gipskristallisation in einer O₂-reichen Umgebung unter Bildung von leistenförmig-tafeligen Kristallen (BALZER 1997) in einem flachen Plattformbecken. In Folge gleichmäßiger Evaporation erfolgt im Bereich der Lysoklinen für die Gips-Anhydrit- und Halitstabilität die Ausfällung entsprechender Minerale (BALZER 1997). Als frühdiagenetische Bildungen unterscheidet BALZER (1997) prinzipiell Sulfat-Karbonat-Verdrängungsgefüge, Kompaktionsgefüge und Zementitgefüge.

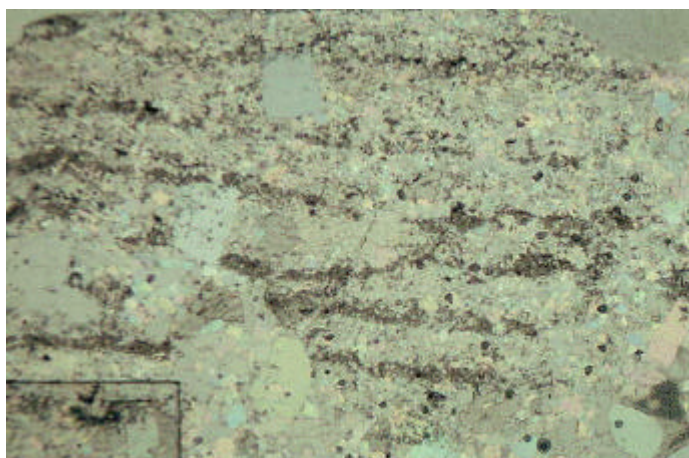
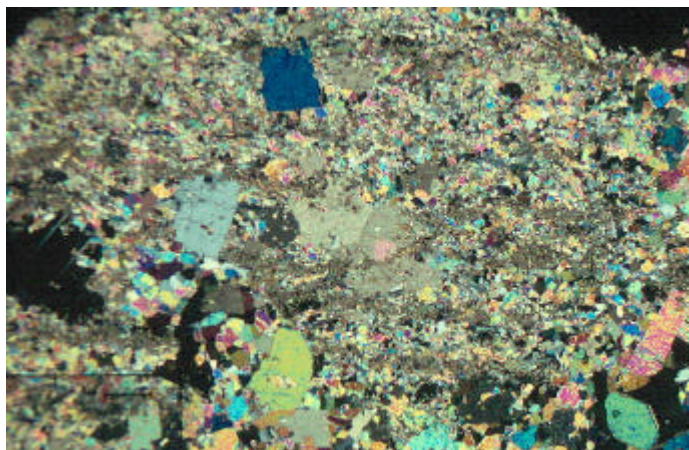


Abb. 4-20: Frühdiagenetisch laminiertes Anhydrit mit spätdiagenetischer Verdrängung durch Anhydrit und Dolomit. Anhydrit Typ III (Probe E11 der Bohrung Eldena 1/74, Werra-Anhydrit); (Balken = 320 µm, Aufnahmen oben mit gekreuzten Polarisatoren, unten Hellfeld)

Die frühdiagenetisch-mechanischen Sulfat-Karbonat-Verdrängungsgefüge werden nach BALZER (1997) in Folge der Abscheidung von Gips und Anhydrit aus kapillar aufsteigenden, sulfatreichen Porenwässern im noch plastischen Zustand des Sediments gebildet. Dabei kommt es zur Entschichtung des karbonatischen Wirtsgesteins. Makroskopisch lässt sich das Gestein

als Karbonat-Fetzen-Anhydrit (BALZER 1997) ansprechen, mikroskopisch setzt es sich aus einem feinschichtig texturierten, mikritischen Karbonat zusammen, welches durch einen isometrisch-granotopischen Anhydrit-Strukturtyp mit richtungslos-körniger Textur verdrängt wird (Typ Id; Tab. 4-3). Ein spezieller Typ ist der sogenannte Maschendraht-Anhydrit.

Im Bereich der Gipskompensationstiefe erfolgt die Phasenumwandlung von Gips- zu Anhydritkristallen unter erheblichem Volumenverlust (BALZER 1997). Die resultierende Kompaktion der nicht sulfatischen Lagen hat eine Volumenverringerung und Lamination zur Folge. Des weiteren kommt es zur Umwandlung der leistenförmig tafeligen Kristalle. Nach BALZER (1997) zeichnet sich die Mikrofazies durch eine engständige Schichtungstextur mit feinkörnigen isometrisch-granotopischen Anhydrit-Kristallen aus, die poikilotopisch mit Karbonat verwachsen sind. Eine fleckenhafte, perlartige Textur ist Ausdruck von partieller Zementation des Sediments um frühe Kristallisationskeime (weitständige Laminen) und zu einer differentiellen Kompaktion der nichtzementierten Bereiche (engständige Laminen) (BALZER 1997). Diese frühdiagenetische Kompaktion wurde sehr häufig beobachtet (z.B. Typ Ia-Ic; Tab. 4-3).

Ein weiterer frühdiagenetischer Prozeß ist die Zementation der Ca-Sulfatgesteine durch Gips oder Anhydrit. Solche Zemente wurden häufig beobachtet (Tab. 4-3). Nicht immer lassen sich Rekristallisationsgefüge eindeutig einer früh- oder spätdiagenetischen Genese zuordnen. Ein wesentliches Kriterium dieser Umkristallisation ist die Kornvergrößerung unter Resorption der bisher beschriebenen Strukturen. Diese Rekristallisationsgefüge zeigen oft ein undulöses Auslösen und sind als typische Mosaikkristalle zu identifizieren (amöboider Strukturtyp nach BALZER 1997; vgl. Abb. 4-18).

Als spätdiagenetische Prozesse wurden subrosive Prozesse, hervorgerufen durch Salinar-subrosion oder Salinarzement-Korrosion, beobachtet (Tab. 4-3). Ein wichtiger Strukturtyp sind die Kollapsbrekzien (z.B. Probe Rn2). Weitere spätdiagenetische Gefüge sind Verdrängungsgefüge (Karbonatisierung, Anhydritisierung), welche z.B. alle Anhydrite des Typ 3 in Tab. 4-3 beinhaltet. Die spätdiagenetischen Gefüge enthalten reliktsch oft frühdiagenetische Gefüge, was in Tab. 4-3 auch als „*spät-/ frühdiagenetisch*“ dokumentiert ist. In einem Falle (Probe Rx3) wurde sekundäre Vergipsung identifiziert, die als eine Folge der kretazischen Hebung der Krustenscholle angesehen werden kann. So wurden der Leine-Anhydrit, welcher die Probe Rx3 entnommen wurde, im Zuge der Inversion um ca. 4 km herausgehoben. Alle frühdiagenetischen Gefügemerkmale wurden dabei zerstört.

4.4.4 Interpretation der petrographischen und diagenetischen Befunde

Auf Grundlage der oben beschriebenen und diskutierten Befunde der petrographischen Bearbeitung der Ca-Sulfatgesteine erscheint folgende Interpretation als sinnvoll (Abb. 4-21):

Im Verlaufe der Absenkung des NEDB erfolgten frühdiagenetisch eine Sulfat-Anhydrit-Verdrängung, Kompaktion und differentielle Kompaktion sowie die Zementation der Ca-Sulfatgesteine. Im weiteren Subsidenzverlauf fanden eine Reihe von Anhydrit- Rekristallisa-

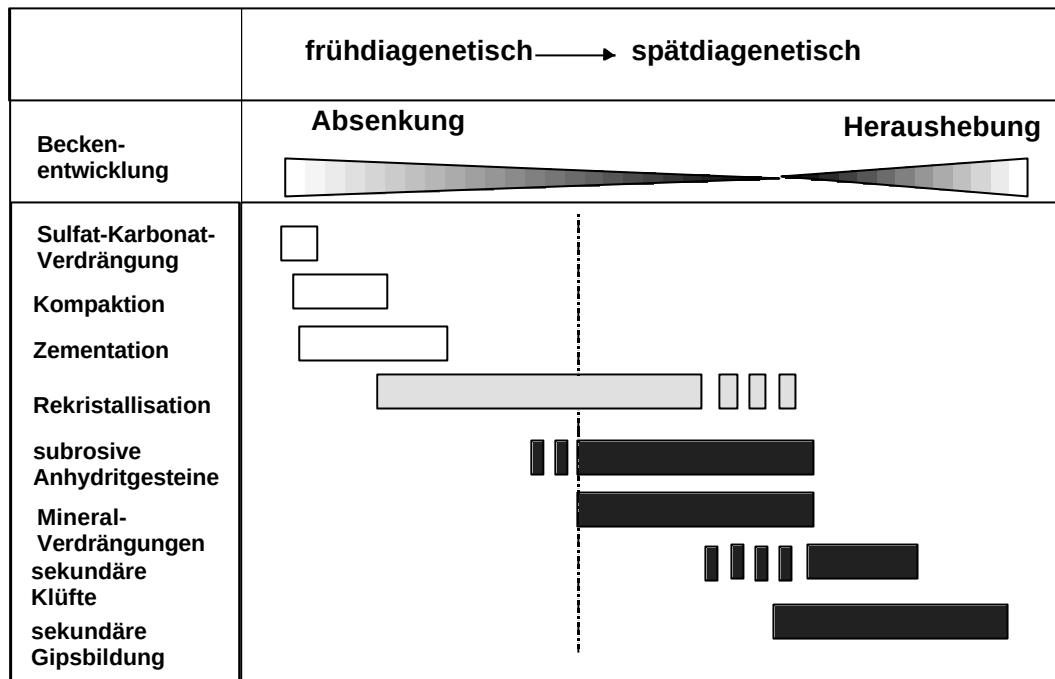


Abb. 4-21: Interpretation der beobachteten Gefüge der Anhydrite in Bezug zur Diagenese und Beckenentwicklung

tionen statt, wobei eine Zuordnung zu frühdiagenetischen und spätdiagenetischen Prozessen möglich ist.

Bei fortschreitender Versenkung bildete sich Anhydrit. Verdrängungsreaktionen sind für die Anhydritisierung von Karbonaten und Karbonatisierung von Anhydriten verantwortlich. Eine teilweise sekundäre Vergipsung der Anhydritgesteine durch deren Heraushebung und einer damit verbundenen Hydratisierung des Anhydrits erfolgte in der nördlichen Randzone (Rügen) sowie der südliche Störungszone im Gebiet der Altmarkschwelle und der Schollen von Flechtingen und Calvörde.

4.5 Permokarbone Vulkanite des NEDB

Es wurden 57 Proben der permokarbonen Vulkanite petrographisch und mikrothermometrisch bearbeitet (Tab. 4-1.) Dabei reicht das lithologische Spektrum von SiO_2 -reichen Rhyolitoiden bis hin zu basaltoiden Gesteinen. Permokarbone Vulkanite sind im NEDB weitverbreitet (Abb. 4-22) und mit Mächtigkeiten über 2000 m (vgl. Abb. 2-5a) eine der bedeutendsten stratigraphischen Einheiten im Becken. Die petrographische Beschreibung der verschiedenen Vulkanite (Abb. 4-22) führten KORICH (1989, 1992a, 1992b) für den Bereich Mecklenburg und Nordbrandenburg, HUEBSCHER (1989) für Ostbrandenburg und GABRIEL (1989) für den Bereich der Altmark durch, wobei die Charakterisierung von Grundmasse, Phenokrysten, die akzessorisch enthaltenen Bestandteile und die textuelle Ausbildung zur Differenzierung der rhyolitischen, andesitischen und basaltischen Gesteine dienten. HOTH et al. (1993b) nutzten diese Beschreibungen für eine Klassifizierung und flächenhafte Korrelation der verschiedenen Vulkanitserien. BENEK et al. (1996) berechnete das Gesamtvolumen der Vulkanite auf 48.000

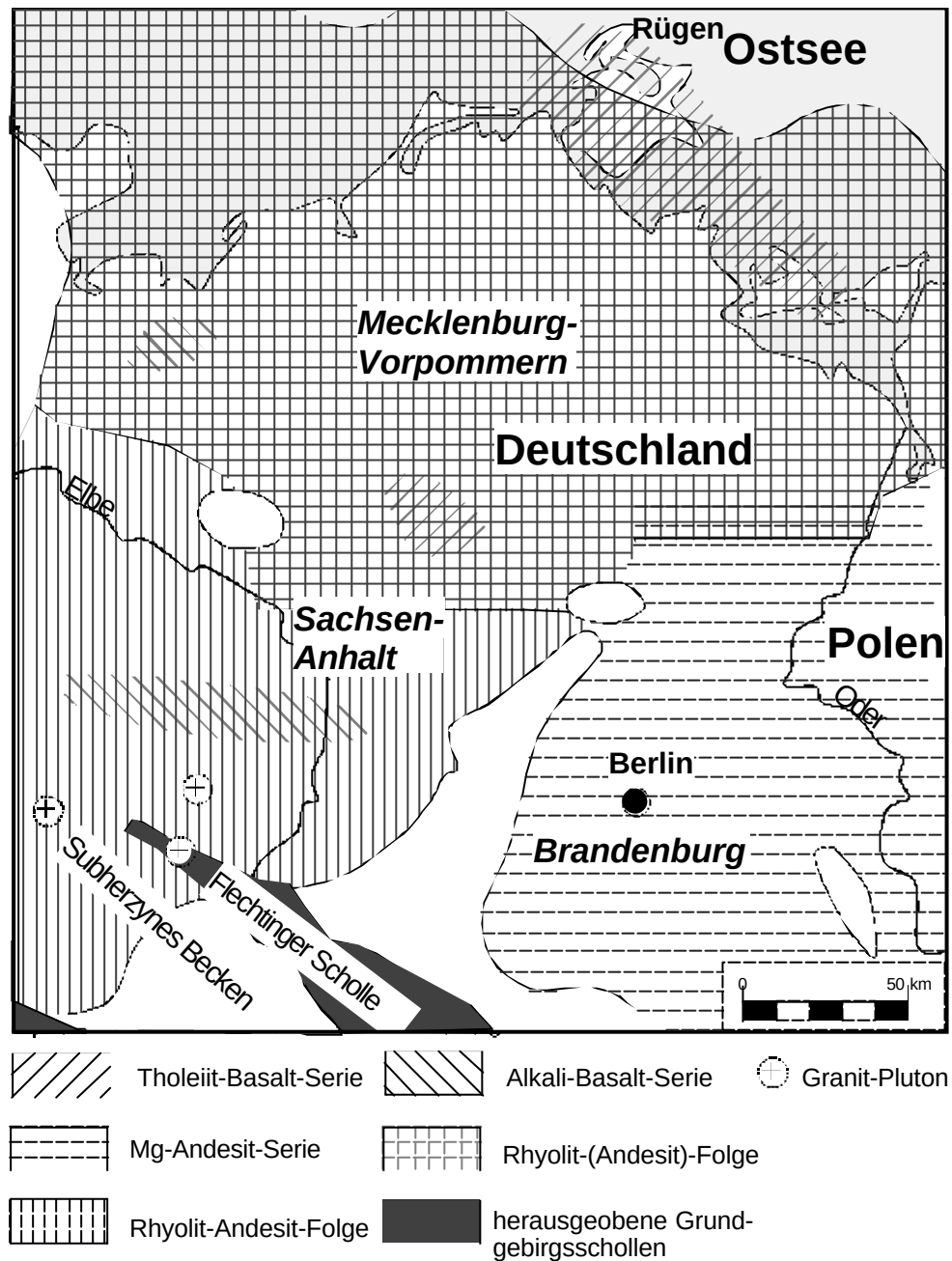


Abb. 4-22: Verbreitung der permokarbonen Vulkanitserien im NEDB (nach BENEK et al. 1996)

km³, wovon etwa 70 % einen SiO₂-reichen Charakter besitzen. Bei diesen SiO₂-reichen Vulkaniten werden Ignimbrite und Laven unterschieden, wobei den Ignimbriten ein Volumenanteil von 32 % und in Mecklenburg-Vorpommern sogar 60 % zukommt (BENEK et al. 1996). Zudem nimmt BENEK (1995) in Verbindung mit steilen Mächtigkeitsgradienten die Existenz großer Caldera-Systeme an. HOTH et al. (1993b) und BENEK et al. (1996) gliedern die permokarbonen Vulkanite in 5 Eruptivstadien, beginnend mit dem (I) Andesitstadium im Stefan, dem (II) explosiven Ignimbritstadium im Unterrotliegend („Asselium“). Das dritte, postignimbritische Stadium(III) ist durch rhyolitische, andesitische und z.T. basaltische Laven charakterisiert.

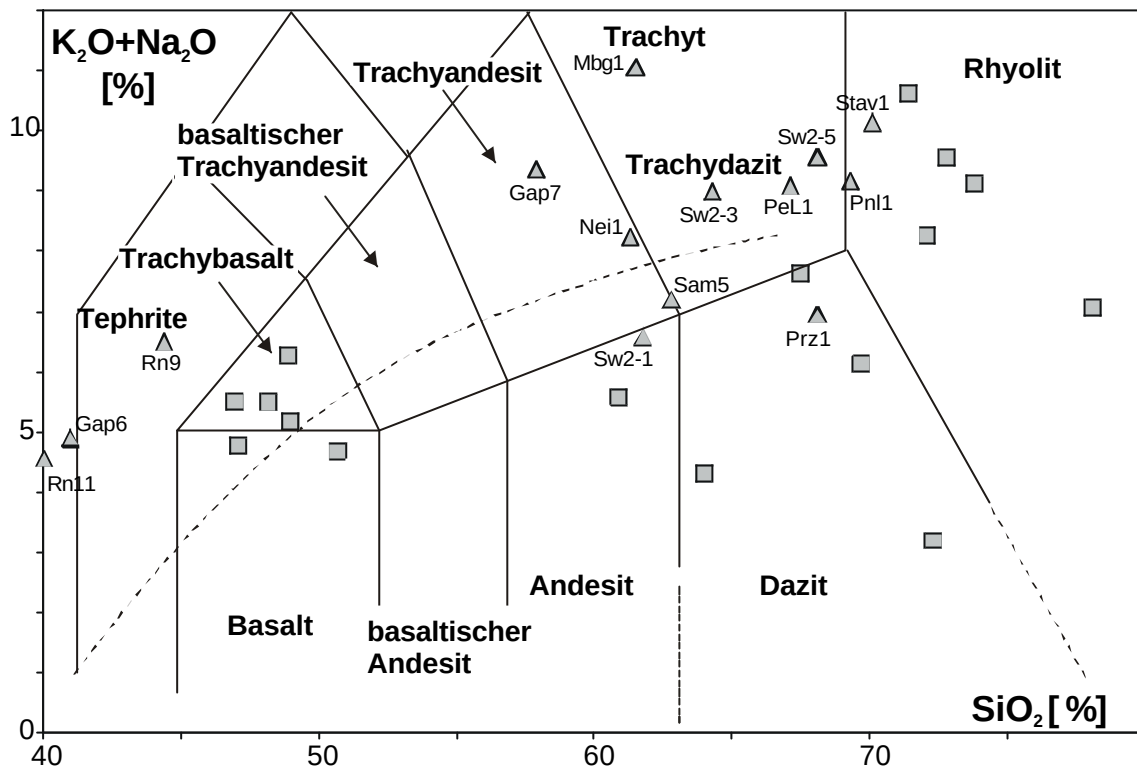


Abb. 4-23: Petrochemische Klassifikation der bearbeiteten permokarbonen Vulkanite des NEDB (nach LE MAITRE 1989). Die Trennlinie (gestrichelt) der subalkalischen zu den alkalischen Gesteinen verläuft diagonal durchs Bild (nach McDONALD 1968)

Quadrate= Daten aus BRECHT (1999)

Dreiecke= eigene Daten (Anhang B4)

Der volumenmäßige Anteil des darauffolgenden Spätrhyolitoidstadiums (vermutlich „Sakmarium“) und des finalen Basaltstadiums (V) im „Artinsk“ am Gesamtvolumen der Vulkanite ist sehr gering (BENEK et al. 1996). Wegen fehlender radiometrischer Altersdatierungen und der wenigen biostratigraphisch datierten Zwischensedimente ist die von HOTH et al. (1993b) vorgeschlagene lithostratigraphische Gliederung nicht zuverlässig. Die neusten Datierungen (U/Pb-SHRIMP) an Zirkonen ergaben als Zeitraum für magmatische Aktivität der SiO₂-reicher Vulkanite des NEDB eine Spanne von 302 Ma bis 297 Ma (BREITKREUZ & KENNEDY 1999). In den permokarbonen Vulkaniten konnten vereinzelt auch Hydrothermalite (z.B. Probe Rx1 der Bohrung Rx 2/64) identifiziert werden.

4.5.1 Nomenklatur, Petrographie und sekundäre Umwandlungen der Vulkanite

Für die Vulkanite des NEDB wurde von HUEBSCHER (1989) und GABRIEL (1990) eine Nomenklatur und Typengliederung erarbeitet, welche von MARX (1994) erweitert wurde, um die NE- und NW-deutschen Vulkanite korrelieren zu können. Dabei erfolgt die Gliederung nach mikroskopischen Merkmalen. Es werden felsischen Rhyolite in λ I, λ II, λ III, λ IV (Ignimbrite) und λ V, Andesite in α 1- α 6, α 7- α 8, α I und α II sowie der Basalte in β 1 und β 2 untergliedert. Eine weitere Typisierung erfolgt nach Einsprenglingstypen in den Rhyoliten von a bis e und nach Spurenelementen, Einsprenglingen u.a. für die Andesite und Basalte ebenfalls jeweils von a bis e (vgl. MARX 1994).

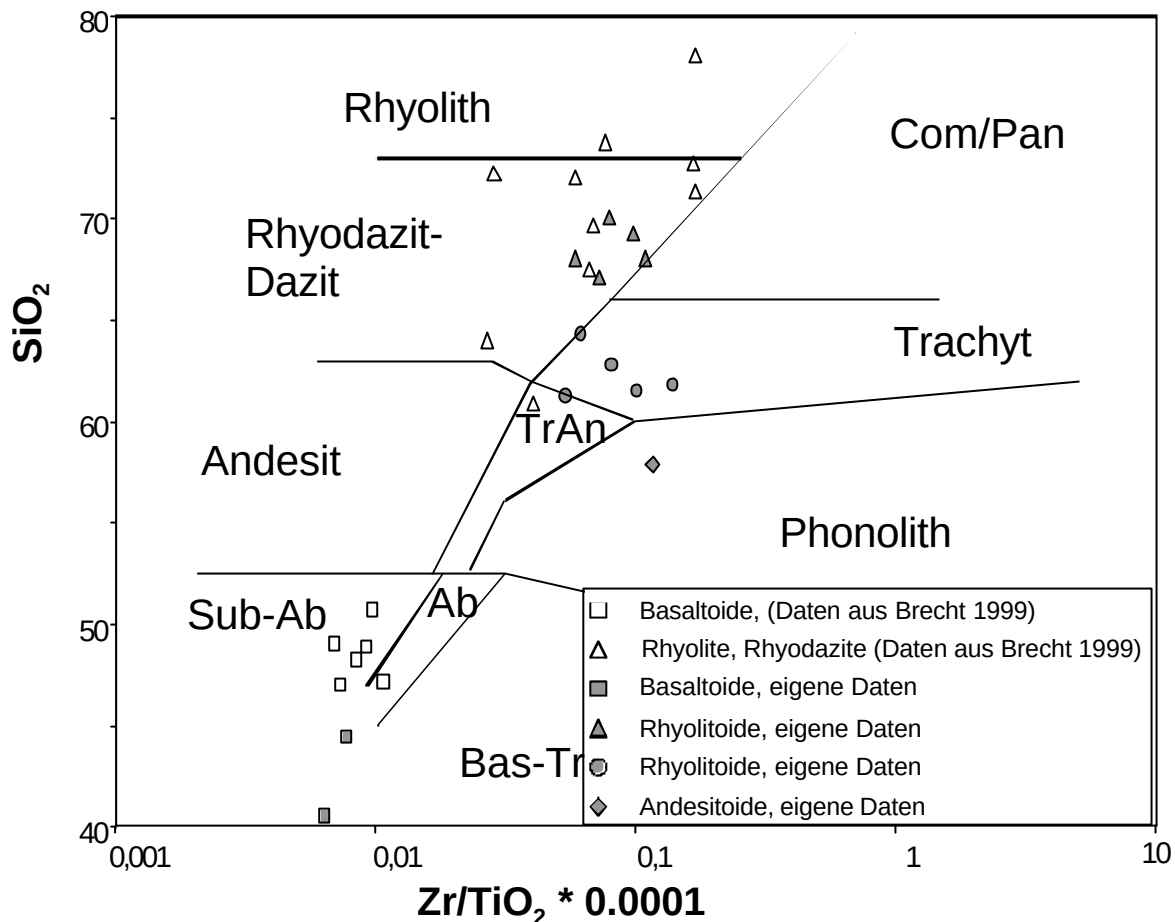


Abb. 4-24: Petrochemische Klassifikation der bearbeiteten permokarbonen Vulkanite des NEDB nach WINCHESTER & FLOYD (1977)

Die im Rahmen der vorliegenden Arbeit untersuchten Vulkanitproben wurden entsprechend dieser Klassifikation eingeordnet, wobei das Resultat der Analysen in Anhang B1 dokumentiert ist. Eine geochemische Klassifizierung der untersuchten magmatischen Gesteine (Abb. 4-23, Abb. 4-24) ist nur zur groben Untergliederung in Rhyolitoide, Basaltoide und Andesitoide zu verwenden, da sämtliche Gesteine stark alteriert sind und somit die Gehalte der Hauptkomponenten sekundär stark verändert wurden. Das zeigt sich beispielsweise in den geringen SiO_2 -Gehalten der Basalte (Abb. 4-23, Abb. 4-24). Die Alteration der permokarbonen Vulkanite ist umfassend schon bei BRECHT (1999), KOCH (1994), JACOB et al. (1994), EHLING et al. (1995), GABRIEL (1989) u.a. beschrieben. Die sekundären Mineralbildungen sind in Anhang B1 dokumentiert. Hervorzuheben sind vor allem authigen gebildete Illite, Chlorite, Quarz und Kalzite.

4.6 Diagenetische und hydrothermale Mineralparagenesen und relative Altersfolge

Im Rahmen der petrographischen Bearbeitung konnten eine Reihe von diagenetisch und hydrothermal gebildeten Mineralparagenesen unterschieden und eine relative Altersabfolge ermittelt werden, welche anschließend durch mikrothermometrische und isotopengeochemische Untersuchungen gestützt werden konnte. Die Zusammensetzung der jeweiligen Minerale ist

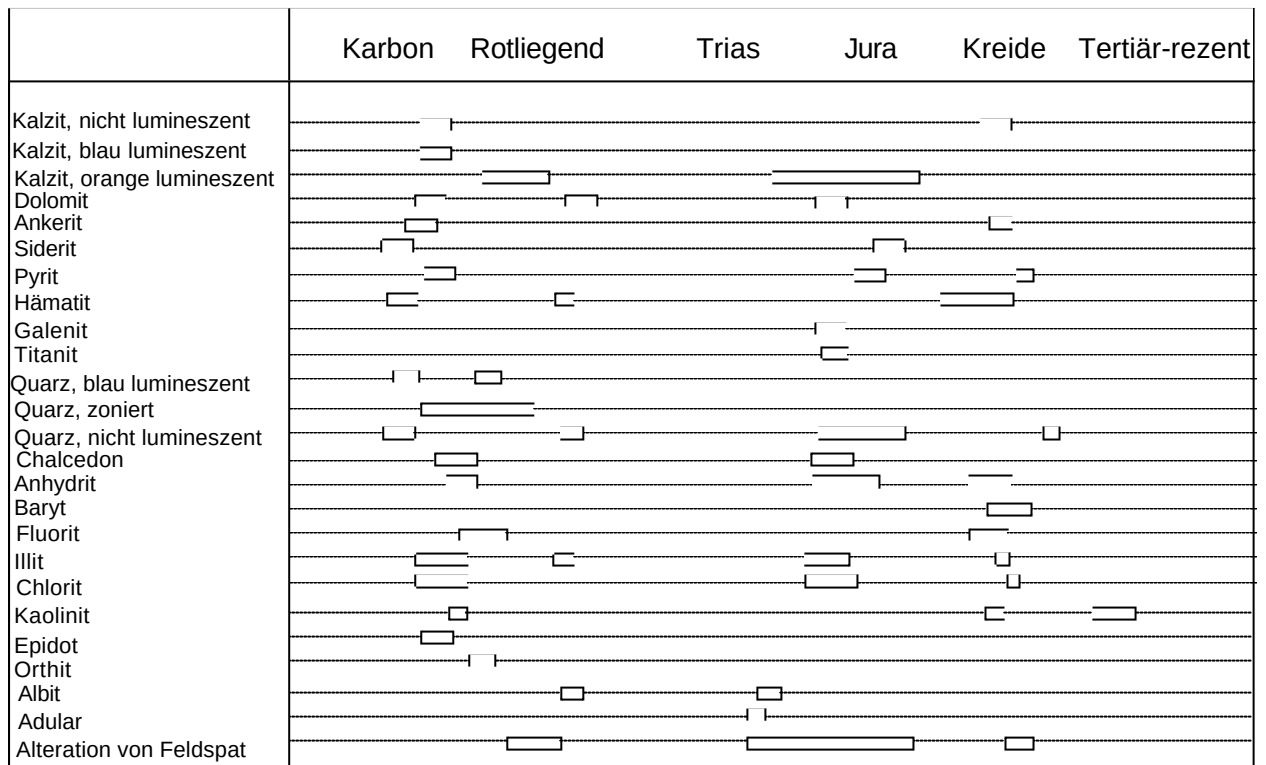


Abb. 4-25: Synopsis der diagenetischen Mineralparagenesen in Bezug zur möglichen Bildungszeit für den Bereich des NEDB.

stark abhängig von der stratigraphischen Position und der Lithologie des umgebenden Gesteins (Tab. 4-4), so dass Darstellungen wie Abb. 4-25 nur bedingt aussagekräftig sind. So kann die sideritische Kluftfüllung eines jurassischen Kalksteins zeitlich und genetisch nicht mit dem Siderit eines karbonischen Sandsteinzements korreliert werden. Alle identifizierten authigenen Mineralbildungen sind im Anhang B1 und B2 (Kathodolumineszenz) dokumentiert, so dass hier nur die wichtigsten diagenetischen und hydrothermalen Mineralparagenesen benannt werden. Hierbei finden sekundäre Mineralbildungen in den mesozoischen und jüngeren Einheiten keine Berücksichtigung, da die diagenetische Entwicklung der verschiedenen stratigraphischen Einheiten sehr komplex ist und zudem nur wenige Proben aus den Post-Zechsteinschichten zur Verfügung standen.

Für die Karbonsedimente sind frühdiagenetische Siderit- und Ankeritzemente charakteristisch, die spätdiagenetisch durch Dolomit und Quarz ersetzt wurden. Als Kluftfüllungen sind ebenfalls eine Generation aus Siderit sowie Ankerit und jüngerer Dolomit beobachtet worden. Als späte Mineralzemente konnten vor allem Kaolinit-„Booklets“ beobachtet werden. Detaillierte Untersuchungen wurden bereits von HOTH (1993, 1997) durchgeführt. In den Rotliegend-Vulkaniten konnten verschiedene Kluftfüllungen identifiziert werden. Ältere Kluft- und Drusenfüllungen sind hierbei Kalzit-Epidot-Albit-Chlorit in meist mafischen Vulkaniten oder Quarz-Kalzit-Fluorit in den andesitoiden und felsischen Gesteinen.

Eine paragenetische Zuordnung dieser authigenen Mineralphasen ist nur bedingt möglich. Entweder handelt es sich um Bildungen einer „hydrothermalen Spätphase“ des Rotliegend-

Vulkanismus, oder aber um frühe, triassische Hohlraumfüllungen. Sekundär wurden diese nicht lumineszenten Karbonate sowie Quarze etc. durch jüngere Mineralphasen ersetzt. Die nicht lumineszenten Kalzite beispielsweise werden durch orange bis gelborange lumineszierende Kalzitphasen ausgetauscht. Dabei unterscheiden sich die Karbonate aus dem Beckenzentrum prinzipiell (Tafel 8a, b, f, h) von denen der Beckenränder (Tafel 8c, d, e; Kap. 4.2.1).

Die Zemente und Kluftfüllungen der Rotliegend-Sedimente unterscheiden sich deutlich von denen der Karbon-Sedimente (Tab. 4-4). Charakteristisch für die Rotliegend-Sedimente sind frühdiagenetische Hämatit- und Illitumhüllungen des Detritus. Des weiteren können frühdiagenetische Anhydrit oder Dolomit zemente beobachtet werden, welche durch spätdiagenetische, orange lumineszierende Kalzite ersetzt werden. Eine interessante Beobachtung ist hierbei, dass die Feldspat-Klasten oft alteriert und durch orange lumineszierenden Kalzit ersetzt sind.

Stratigraphie	Lithologie	Diagenetische & hydrothermale Minerale
Zechstein-Evaporite	Anhydritgestein, Karbonate, Tonschiefer	1. Anhydrit, Gips 2. Kalzit, Dolomit, Magnestit, Fluorit, Pyrit, Gips <u>Klüfte:</u> 1. Anhydrit-Kalzit-Hämatit
Rotliegend-Sedimente, feinkörnig	Ton- und Siltsteine; feinkörnige Sandsteine	<u>Zemente:</u> 1. Anhydrit-Konkretionen 2. Dolomit 3. Kalzit <u>Klüfte:</u> 1. Anhydrit-Kalzit-Hämatit
Rotliegend-Sedimente, grobkörnig	Fluviatile und äolische Sandsteine (Litharenite), matrixgestützte Konglomerate	<u>Zemente:</u> 1. Dolomit-Kalzit-Anhydrit 2. Quarz-Kalzit-Albit-Anhydrit-Hämatit-Illit-Chlorit-Pyrit <u>Klüfte:</u> 1. Anhydrit-Kalzit-Hämatit 2. Fluorit-Anhydrit-Baryt-Kalzit
Permokarbon-Vulkanite*	Basalte (V) Rhyolitoide (III-IV) Ignimbrite (II) Andesitoide (I)	<u>Klüfte:</u> 1. Chalcedon-Quarz-Kalzit-Albit- Adular -Pyrit-Hämatit-Chlorit-Illit 2. Fluorit-Kalzit-Anhydrit 3. Kalzit-Anhydrit-Baryt 4. Siderit-Baryt-Hämatit
Karbon-Sedimente**	Pelite, Sandsteine, Schwarzschiefer, mafische Vulkanite	<u>Zemente:</u> 1. Siderit, Dolomit, Kalzit 2. Quarz, Chlorit, Illit 3. Kaolinit-, „Booklets“ <u>Klüfte:</u> 1. Siderit-Ankerit-Dolomit-Quarz 2. Quarz-Epidot-Chlorit 3. Quarz-Kalzit

Tab. 4-4: Lithologie sowie diagenetische und hydrothermale Mineralbildungen des NEDB entsprechend der stratigraphischen Einheit; kursiv und fett = Mineralphasen kommen nur in der südlichen Störungszone vor; *Eruptivstadien I-V nach BENEK et al. (1996); **in der südlichen Störungszone sind die entsprechenden Gesteine deformiert, im zentralen Beckenbereich und der nördlichen Störungszone sind diese undeformiert

Ähnliches konnte für die Feldspäte der Rotliegend-Vulkanite beobachtet werden. Somit scheint es wahrscheinlich, dass das Ca^{2+} zur Bildung der authigenen Karbonate meist aus der Auflösung kalziumreicher, vulkanischer Feldspäte stammt. In den feinkörnigen Rotliegend-Sedimenten sind häufig die frühdiagenetischen Mineralbildungen, wie Anhydrit-Konkretionen konserviert. Sekundäre, senkrechte Anhydrit-Kalzit-Extensionsrisse konnten oft beobachtet werden. Die Zechstein-Evaporite widerspiegeln die diagenetische Entwicklung

durch verschiedene Mineralneu- und Mineralumbildungen (Kap.4.5.4). Am bedeutsamsten ist hierbei die sekundäre Vergipsung der Anhydritgesteine im Bereich der südlichen Störungszone. Die Hydratisierung wird als Resultat der kretazische Heraushebung der Beckensedimente interpretiert.

4.7 TEILZUSAMMENFASSUNG: DIAGENETISCHE MINERALBILDUNGEN

Mit Hilfe der petrographischen Analyse konnten verschiedene Gesteine unterschieden und klassifiziert werden. Für die Anhydritgesteine wurde die Klassifikation von BALZER (1997), für die permokarbonen Vulkanite die von MARX (1994) und für die Sand- und Siltsteine die von PETTJOHN et al. (1973) angewandt. Zusätzlich wurden geochemische Untersuchungen der verschiedenen Gesteinstypen durchgeführt. Hervorzuheben ist, dass die prä-permischen Gesteine im südlichen Beckenabschnitt variszisch deformiert wurden, wobei die Intensität der Deformation nach Norden abnimmt. Die paläozoischen Sedimente im Beckenzentrum haben kaum Deformationsgefüge. Besonderes Augenmerk bei der petrographischen Bearbeitung wurde auf sekundär gebildeten Mineralzementen und Kluftfüllungen gelegt. Im Resultat der Untersuchungen können für die verschiedenen Gesteinseinheiten charakteristische authigen gebildete Mineralparagenesen unterschieden und eine relative Altersabfolge festgelegt werden. Besonders hilfreich war dabei die Methode der Kathodolumineszenz-Mikroskopie. So konnten verschiedene diagenetische Karbonate unterschieden werden, welche sich durch unterschiedliches Lumineszenz-Verhalten auszeichnen.

Bedeutsam sind weiterhin die unterschiedlichen Mineralbildungen aus dem zentralen Becken im Gegensatz zu denen der Beckenrandbereiche. Ursächlich könnten u.a. die tiefgreifenden Störungen im Bereich der Horst-Grabenstrukturen, z.B. der Calvörder und Flechtinger Scholle sein.

Zudem konnte mit Hilfe der „Heiß-Kathode“ der Nachweis erbracht werden, dass die permokarbonen Vulkanite, im Gegensatz zu den umliegenden Gesteinen, Kluftfüllungen mit zonierte gewachsenen Quarzkristallen enthalten. Selten konnten diese zonierten Quarze in Kluftfüllungen der Karbon-Sedimente, nie in Rotliegend-Sedimenten und jüngeren Gesteinen identifiziert werden. Die aufgrund der starken Zerklüftung und Alteration hochpermeablen Vulkanite scheinen durch ein hydrothermales Ereignis überprägt worden zu sein, welches für diese Mineralbildungen verantwortlich ist.

Die petrographischen Untersuchungen zeigen, dass der Anteil von sekundär gebildeten Sulfatmineralen mit zunehmendem Abstand von der Zechsteinbasis in die liegenden Gesteine abnimmt, während der Anteil an sekundärem Quarz, Chlorit, Illit und Kalzit zunimmt. In den Karbon-Sedimenten treten in den Porenzementen und Kluftfüllungen zusätzlich Siderit-, Ankerit-, Dolomit- und Kaolinit zugunsten von hauptsächlich Kalzit auf.

Als jüngste Mineralbildungen konnten in permokarbonen Gesteinen verschiedener Bohrungen Baryt, Fluorit, Kalzit, Hämatit und Pyrit beobachtet werden, welche aufgrund verschiedener Indizien als kretazische Bildungen interpretiert werden (vgl. Kap. 5). So wurden Mineralparagenesen von Fluorit, Baryt, Anhydrit und Pyrit vor allem als Kluftfüllungen im Bereich der

kreidezeitlichen Störungssysteme des Gardelegener Abbruchs beobachtet. Hämatitgänge in Steinbrüchen des Flechtinger Höhenzuges streichen herzynisch (ENE-WSW) und auch die stabilen Isotope der Kalzite (Kap. 8) weisen auf eine kretazische Bildung der genannten Mineralparagenesen hin. Eine besondere Rolle spielt der Fluorit. KOCH (1994) interpretiert Fluorit in Vulkaniten der Bohrung Roxförde 2/64 als Ausfällungsprodukt aufsteigender Tiefenwässer, zugleich weist er aber abnehmende Fluorgehalte unterhalb des Zechsteins Gesteine nach. Dies spricht für absinkende Zechsteinwässer mit einem fluorhaltigen Horizont als Fluidquelle (Kap. 4.2.4). Da der Fluorit in Paragenese mit Anhydrit, Baryt, Kalzit und Quarz z.T. im Bereich hydrothermalen, aktiver, kretazischer Strukturen auftritt (Calvörder Scholle), scheint eine kreidezeitliche Bildung wahrscheinlich. Die beschriebenen hydrothermalen Bereiche sind durch das Vorkommen von 2 - 3 m mächtigen Hydrothermalitgängen in den permokarbonen Vulkaniten charakterisiert, die hauptsächlich aus Kalzit, Quarz und Chlorit bestehen.

Zur Charakterisierung der Sandsteinzemente der untersuchten Gesteine konnte die Typengliederung von GAUPP (1994) modifiziert werden. So wurden 9 faziesabhängige Diagenesetypen bzw. -untertypen unterschieden, die sich durch verschiedene authigene Mineral-Paragenesen auszeichnen. Prinzipiell können frühdiaenetische und spätdiaenetische Mineralzemente unterschieden werden. Als weiteres Ergebnis kann auch gewertet werden, dass die Klüftfüllungen die jeweils jüngsten Mineralbildungen darstellen.

Die z.T. ähnliche Ausbildung der diagenetischen und hydrothermalen Mineralbildungen von Rotliegend-Sandsteinen und permokarbonen Vulkaniten ergibt sich möglicherweise aus der ähnlichen chemischen Zusammensetzung der Gesteine. Bei den Sandsteinen handelt es sich um Litharenite, wobei sich der Detritus überwiegend aus Quarz- und Vulkanitklasten der permokarbonen Magmatite zusammensetzt. Infolge Fluid-Gesteins-Wechselwirkungen werden in Abhängigkeit der physiko-chemischen Bedingungen die gleichen Ionen im Porenwasser gelöst oder in Gesteinshohlräumen ausgefällt. So erfolgt z.B. die teilweise Auflösung vulkanischer Gesteine oder Gesteinsbruchstücke und deren Verdrängung durch jeweils orange lumineszierenden Kalzit.

5 Alter der Fluide

5.1 Einleitung

Neben der räumlichen Korrelation der verschiedenen Paläo-Fluidsysteme ist eine der vordringlichsten Aufgaben die zeitliche Einordnung verschiedener Fluidereignisse und der Entwicklung der Porenwässer im Verlauf der Diagenese. Zu diesem Zwecke ist eine Datierung der fluidhaltigen Mineralphasen notwendig. Um diese Mineralphasen in verschiedenen alte Generationen zu gliedern, werden somit absolute Altersdaten, wie sie durch radiometrische Datierungsmethoden (Kap. 5.2) bestimmt werden können, oder relative Altersabschätzungen (Kap. 5.3) benötigt. Die Datierung von Fluidereignissen ist hingegen sehr schwierig. Radiometrische Methoden sind aufgrund wenig geeigneter authigener Minerale nur bedingt möglich und sinnvoll.

Über mikrothermometrisch ermittelte Bildungstemperaturen der verschiedenen Mineralzemente und Kluftfüllungen in Kombination mit der Rekonstruktion der Versenkungsgeschichte sind aber Aussagen zu verschiedenen Entwicklungsstadien des Beckens möglich (Kap. 5.3.1).

Eine weiterer Ansatz zur Datierung von authigenen Mineralbildungen wird in den Arbeiten von FRANZKE (1973) und FRANZKE & ZERJADTKE (1993) vorgeschlagen. Hier werden mit Hilfe einer Strukturanalyse die verschiedenen Kluftsysteme im Bereich des Harzes unter Berücksichtigung der entsprechenden Kluftfüllungen korreliert. Da die Kluftsysteme z.T. tektonischen Ereignissen zugeordnet werden können wird eine grobe Datierung verschiedener Mineralparagenesen möglich. Dieser Ansatz ist allerdings wegen der geringen Anzahl an Oberflächen-Aufschlüssen im NEDB nur bedingt anwendbar.

5.2 Radiometrische Altersdaten

5.2.1 Diskussion der verschiedenen Verfahren

Als radiometrische Methoden zur Altersdatierungen kommen aufgrund der lithologischen Gegebenheiten und in Bezug zur Aufgabenstellung nur wenige Verfahren in Frage, da vor allem sekundär gebildete Mineralphasen analysiert werden müssen. Dies sind u.a. K-Ar- Untersuchungen an authigenen Illiten, wobei die entsprechenden Illite paragenetisch mit fluidhaltigen Mineralphasen vorkommen müssen. Das für die Datierung notwendige Probenmaterial ist in Kluftfüllungen und Mineralzementen in Tiefen unterhalb ca. 4000 m enthalten. Die Schwierigkeit dieser Methode liegt vor allem in der Separation der authigen gebildeten Illite.

Weiterhin kommen Pb-Pb-Altersdatierungen an Galeniten in Frage. Galenit konnte allerdings nur in einem Aufschluss (Wanzleben) gefunden werden. Zudem ergeben die Pb-Pb-Datierungen nur Modellalter, welche nur so gut sind, wie das jeweils angewandte Modell, so dass diese Methode für die hier bearbeiteten Proben nicht sinnvoll erscheint. Eine weitere Möglichkeit ist die Rb-Sr-Methode an Karbonaten, Baryten etc. der Gangfüllungen. Dazu muss allerdings sichergestellt sein, dass sowohl

Rubidium als auch Strontium in den Mineralen in ausreichender Menge vorhanden ist. Untersuchungen an Anhydriten, Baryten und Karbonaten wiesen zwar in Baryt Strontiumgehalte bis zu 3 Gew. % nach (RFA, REM-EDX), allerdings lagen die Rubidium-Konzentrationen der untersuchten Proben jeweils unterhalb der Nachweisgrenze.

Somit ist die K/Ar-Datierung authigener Illite die einzige direkte Methode zur Altersbestimmung für die im Bereich des NEDB vorkommenden Paläo-Fluide.

5.2.2. Radiometrische Altersdaten aus dem weiteren Bereich des NEDB

Aus dem Bereich des NEDB und den umliegenden geologischen Einheiten sind eine Vielzahl von Altersdaten mit verschiedenen Datierungsmethoden bekannt (Tab. 5-2). Wichtige Eckwerte für die Beckenentwicklung stellen hierbei die Datierungen der Rotliegend-Vulkanite als älteste Gesteinsbildungen des NEDB dar. Mit Hilfe der Pb/U-SHRIMP- Methode ermittelten BREITKREUZ & KENNEDY (1999) ein Bildungsalter von 302 - 297 Ma für die SiO₂-reichen Vulkanite der verschiedenen Vulkanitkomplexe in NE-Deutschland.

Weitere Altersdaten streuen über einen Bereich von 260 - 90 Ma, wobei die entsprechenden Alter verschiedene Diagenesestadien, tektonische sowie hydrothermale Ereignisse widerspiegeln (z.B. Tab. 5-1).

Methode	Ort	Alter [Ma]	Ereignis
²⁰⁶ Pb / ²³⁸ U (SHRIMP) an Zirkonen der Vulkanite	NEDB	302 - 297	Bildung der Rotliegend-Vulkanite; Beginn der Beckenentwicklung
⁴⁰ K / ³⁹ Ar an authigenen Illiten der Vulkanite	NEDB	206 - 156	hydrothermales Ereignis im Bereich des Beckens
⁴⁰ K / ³⁹ Ar, ⁴⁰ Ar / ³⁹ Ar an authigenem Adular	Harz	135 92	hydrothermale Ereignisse, Bildung von Harzer Ganglagerstätten
Rb / Sr an authigenem Adular	Harz	260 ± 7 223 ± 4	hydrothermale Ereignisse
Rb / Sr an hydrothermal alterierten Grauwacken	Harz	183	hydrothermales Ereignis
²³² Th / ²⁰⁴ Pb an Kluft-Galenit	Harz	251 ± 12 191 ± 14	späte vulkanische Aktivität, Kimmerische Bewegungen
Rb / Sr an authigenen Illiten	Harz	238 ± 20 178 ± 10	Bildungsalter der Lagerstätte Grund, erste Hebung des Harzes
K / Ar an authigenen Illiten	KTB (Oberpfalz)	250 190 130 - 100	Bildung der Störungsbahn, erste Reaktivierung der Störung, zweite Reaktivierung der Störung
K-Ar an authigenen Illiten	Westeuropa	200 - 180	hydrothermales Ereignis

Tab. 5-2: Einige Altersdaten aus dem NEDB und Vergleichsgebieten nach BONESS (1987), HAGEDORN & LIPPOLT (1993), TISCHENDORF et al. (1993), ZWINGMANN (1995), CLAUER et al. (1996), WEMMER (1991), BREITKREUZ & KENNEDY (1999), BRECHT (1999), GAUPP (2000)

Aus dieser Vielzahl an Altersdaten ergibt sich zusammenfassend ein Illit-Alter von 200 - 180 Ma (Lias). CLAUER et al. (1996) postulieren auf Grundlage eigener und aus der Literatur bekannter mikrothermometrischer Daten und Altersangaben ein überregionales hydrothermales Ereignis für den

Bereich von Westeuropa und Nordafrika. Jura und Kreide sind durch verstärkte tektonischen Bewegungen geprägt, welche teilweise im Zusammenhang mit der alpinen Orogenese, aber auch mit halokinetischen Bewegungen zu sehen sind. Entsprechend ist auch das von BRECHT & WOLFGRAHM (1998) dokumentierte hochthermale Ereignis im Zeitraum von 206 - 156 Ma, mit Maximum bei 180 Ma, zu werten. Auch das NEDB scheint von diesem überregionalen hydrothermalen Ereignis erfasst worden zu sein.

Zudem sind eine Vielzahl von verschiedenen Altersdaten zwischen 180 Ma und 90 Ma bekannt, wobei besonders häufig Alter von 150 Ma, 130 Ma und ca. 90 Ma dokumentiert sind. Weitere Alter könnten Mischalter darstellen oder aber Ausdruck einer lang andauernden tektonothermalen Aktivität sein. Letzteres würde sich auch durch die geologischen Rahmenbedingungen erklären lassen, besonders bei Betrachtung der strukturellen Entwicklung des Harzes vom Jura bis heute (FRANZKE & ZERJADTKE 1993).

ZHENG & HOEFS (1993) unterscheiden zwei karbonathaltigen Fluidsysteme mit Altern von 190 Ma und 120 Ma, welche zur Bildung der verschiedenen Kluftgenerationen im Harz führten. TISCHENDORF et al. (1993) benennen als jüngste Gangphasen im Harz Paragenesen mit Baryt und Fluorit (Kreide), wobei jeweils Rückschlüsse von datierten Mineralen auf die in Paragenese vorkommenden oder strukturell ähnlich gelagerten, fluidführenden Minerale erfolgt.

5.3. Relative Altersabfolge diagenetischer und hydrothermaler Mineralparagenesen

Bei der Betrachtung von Altersbeziehungen verschiedener Mineralparagenesen im Bereich eines sedimentären Beckens sollte zuerst eine klare Trennung von diagenetischen und hydrothermalen Prozessen erfolgen. Dass diese modellhafte Untergliederung eines Beckens die wahren Bedingungen nicht vollständig widerspiegelt, muss in der anschließenden Bewertung der Daten Berücksichtigung finden.

5.3.1 Alter von diagenetischen Mineralbildungen

Im Rahmen der Beckenabsenkung bilden sich verschiedene diagenetische Minerale, wie z.B. die frühdiagenetischen Dolomit- und Anhydritzemente oder spätdiagenetischen Kalzitmente. In Kombination von petrographischen (Kap. 4), mikrothermometrischen (Kap. 6), isotopengeochemischen (Kap. 8) und strukturgeologischen Untersuchungen (Kap. 5.3.2) können hierbei Altersbeziehungen der verschiedenen Mineralparagenesen (Kap. 4.6) ermittelt und in Beziehung zur jeweiligen Absenkungsgeschichte gesetzt werden. Dabei lassen sich für die verschiedenen Minerale durch die ermittelten primären Bildungstemperaturen entsprechend des geothermalen Paläo-Temperaturgradienten Bildungstiefen und somit die Bildungszeit aus der zugehörigen Absenkungsgeschichte abschätzen (Abb. 5-1). Die Absenkungsgeschichte einzelner Gesteinsproben spiegelt sich besonders in Absenkungsdiagrammen wider, wie es in Abb. 5-1 beispielhaft für die Bohrung Parchim 1/ 68 dargestellt

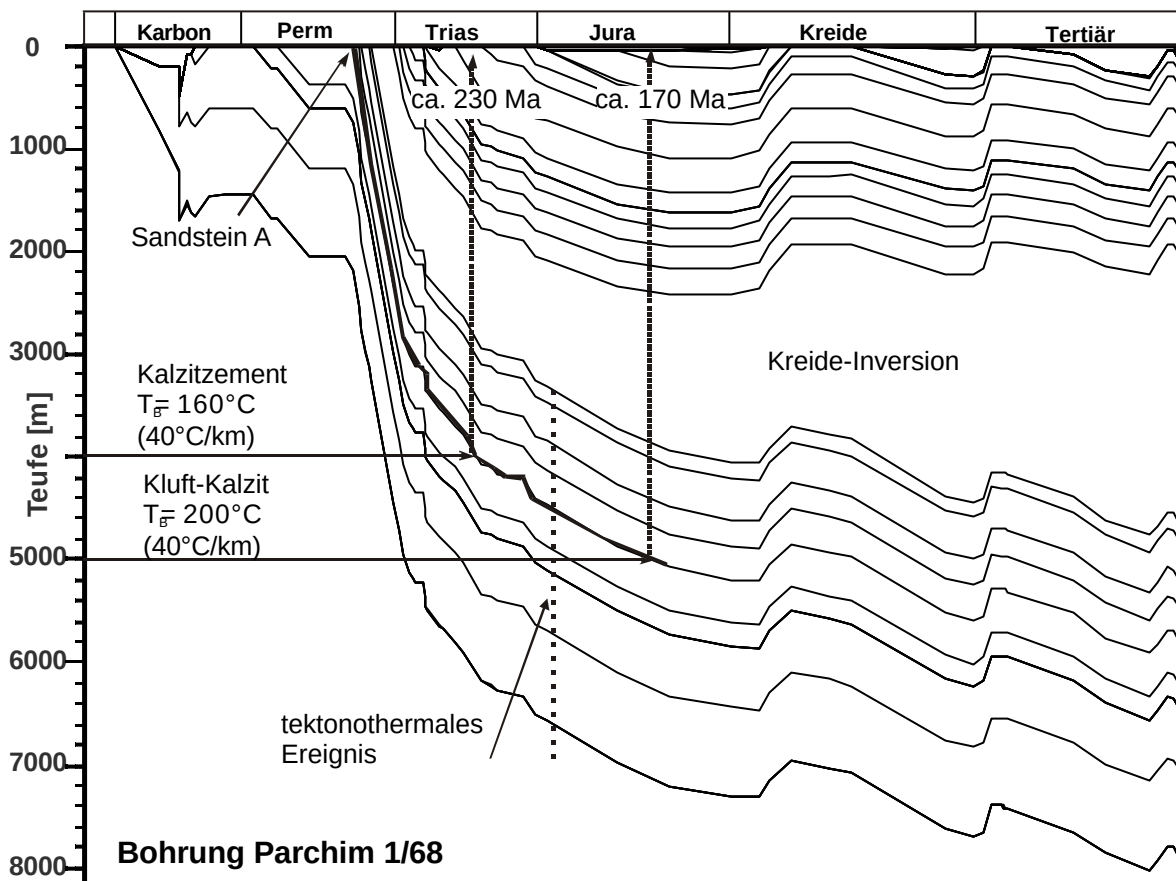


Abb. 5-1: Absenkungsdiagramm der Bohrung Parchim 1/68, modifiziert nach FRIBERG (2000a). Der Sandstein A wurde im Ober-Rotliegend abgelagert und danach versenkt (dicke Linie). Unter Annahme eines Paläo-Temperaturgradienten von $40^{\circ}\text{C}/\text{km}$ ergibt sich eine Bildungsteufe von 4 km für den Kalzit und von 5 km für den Kluft-Kalzit. Aus dem Schnittpunkt der Versenkungskurve mit der jeweiligen Bildungsteufe lässt sich die jeweilige Bildungszeit ablesen.

ist. Letztere ist eine typische Bohrung des beckenzentralen Bereiches. Werden in einem Ober-Rotliegend-Sandstein A Mineralbildungstemperaturen von 160°C und 200°C (Abb. 5-1) ermittelt, so lässt sich unter Berücksichtigung des geothermischen Gradienten jeweils die entsprechende Bildungstiefe ermitteln. Der Schnittpunkt von Bildungstiefe und der entsprechenden Versenkungskurve gibt das Bildungsalter der jeweiligen Mineralbildung wider. Diese Methode wurde bei der Datierung der verschiedenen authigenen Mineralbildungen benutzt (z.B. Kap. 4.6).

5.3.2 Strukturkontrollierte Bildung von Mineralparagenesen

Eine Korrelation von Kluftgefügen, Stressregimes, Kluftfüllungen und ihrer zeitlichen Einordnung sind bereits durch Arbeiten von FRANZKE (1973) und FRANZKE & ZERJADTKE (1993) für den Harz und von JACOB et al. (1995) für den Flechtinger Höhenzug bekannt. Eigene Untersuchungen wurden in 3 Steinbrüchen des Flechtinger Höhenzuges durchgeführt. Eine direkte Korrelation mit Bohrungsproben ist jedoch nicht möglich, da die Gesteinskerne der Tiefbohrungen nicht gerichtet entnommen wurden. Rückschlüsse sind nur über den Vergleich der beobachteten Mineralparagenesen möglich.

Die Andesitoide und Ignimbrite des Flechtinger Höhenzuges weisen zumeist eine synvulkanische Primärklüftung auf, welche sich in einem orthogonalen Kluftsystem widerspiegelt. Die Hauptrichtung der Klüftung streicht hierbei NW - SE (Abb. 5-2) und äußert sich beispielsweise im Steinbruch Holzmühlental in einer steil einfallenden Plattungsklüftung. Das orthogonale Kluftsystem gehört zum Abkühlungsgefüge und wurde durch ein NE - SW gerichtetes Stressregime begründet. Das primäre Kluftgefüge ist zumeist durch Mineralparagenesen von Quarz, Kalzit, Fluorit und Chalkopyrit (Abb. 5-2 [1]) zementiert und wurde durch NW - SE und E - W streichende, als Scherzonen ausgebildete Störungen überprägt. Diese Strukturen sind vor allem mit Illit und Chlorit, aber auch mit Kalzit und Fluorit (Abb. 5-13 [2]) gefüllt.

Im Anschluss an das Wirken dieses überwiegend extensiven Deformationsregimes wechselte das Stressregime zu überwiegend kompressiver Deformation. Die in diesem Zusammenhang beobachteten Kataklastite und Störungszonen wurden durch Quarz und Hämatit zementiert (vgl. JACOB et al. 1995). Die Bewegungen erfolgten zumeist dextral, was besonders durch Harnischstreifungen nachgewiesen werden konnte. Durch die kompressiv bzw. transpressiv wirkenden Kräfte bildeten sich kluftparallele, 0,1 - 2 m lange und bis zu 0,2 m breite Kluftöffnungen in denen idiomorphe und gerichtet gewachsene Quarz- und Kalzitkristalle sowie Chlorit (Abb. 5-2 [3]) enthalten sind (Steinbruch Eiche). Als jüngste Strukturgefüge wurden bis zu einem Meter breite, ENE - WSW streichende Hämatit-Gänge beobachtet, welche im Steinbruch Bodendorf II über Hunderte von Metern zu

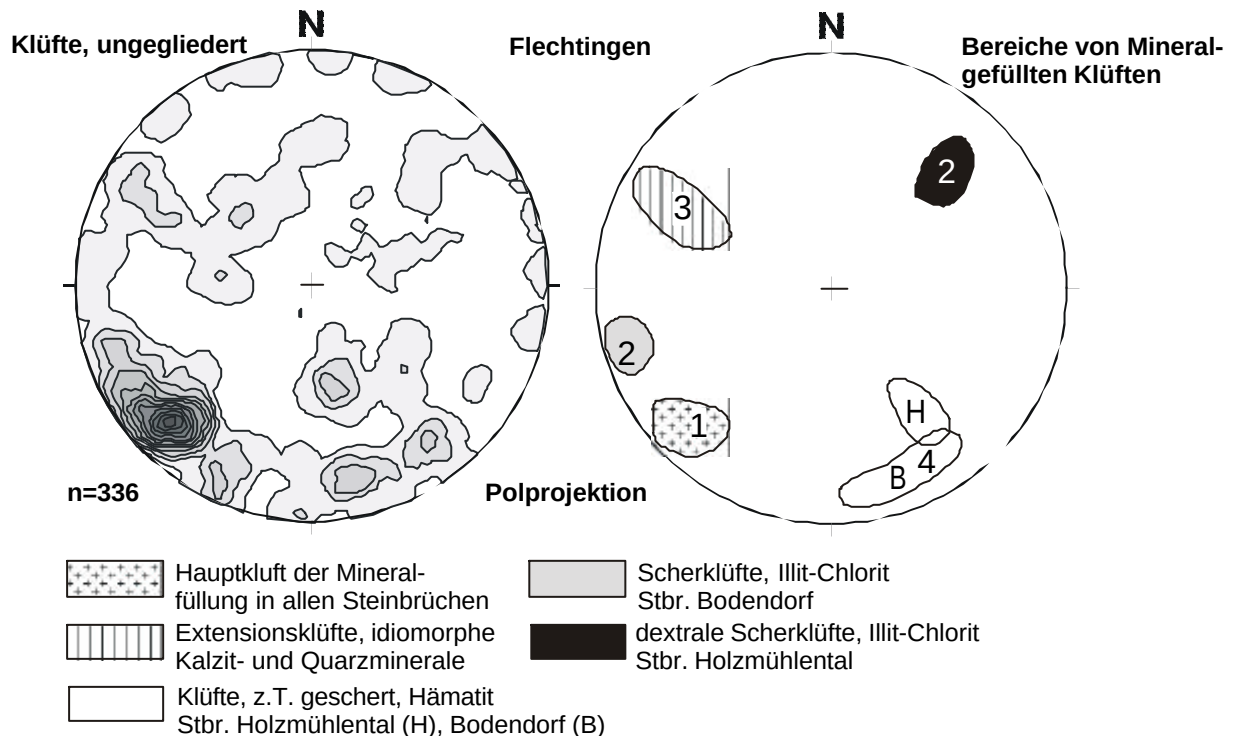


Abb. 5-2: Stereographische Projektion der Klüfte des Flechtinger Höhenzuges mit Angabe der mineralführenden Hauptrichtungen (Steinbrüche Holzmühlental, Bodendorf I und II, Eiche, Döhnstedt). links: stereographische Projektion aller Klüfte; rechts: Zuordnung bestimmter Kluftfüllungen zu Verteilungsmaxima der Klüfte

verfolgen sind (Abb. 5-2 [4]). Der Hämatit besteht aus bis zu 1 mm großen, silbrig glänzenden Plättchen. Zudem konnten silbrig glänzende Hämatit-Schüppchen als Aufwachsungen auf idiomorphen Quarzen und Karbonaten beobachtet werden. Ebenfalls auf Kalzit aufgewachsen sind kleine, bis zu 1 mm große idiomorphe Siderite. Als jüngste Mineralbildung konnte häufig parallel zur Klüftung Kaolinit als weißer pulveriger Ton beobachtet werden.

Die ermittelten Mineralgefüge und Kluffüllungen können in den regionalgeologischen Rahmen eingepasst werden, welcher durch die Arbeiten von FRANZKE (1973), FRANZKE & ZERJADTKE (1993) und LÜDERS et al. (1993b) für den Bereich des Harzes und von JACOB et al. (1995) für den Bereich des Flechtinger Höhenzuges bekannt sind.

Karbon / Perm	Trias		Jura	Kreide	Tertiär
Spätvarizische Mineralisationen	Prä-Erz-Stadium	Quarz-Sulfid-Stadium	Karbonat-Sulfid-Stadium	Baryt-Fluorit-Stadium	Karbonate/Remobilisierung
	Adular				Adular
	Hämatit	Galenit, Cu-Pyrit	Galenit	Galenit, Hämatit	
Kalzit	Siderit		Kalzit, Siderit	Siderit	Kalzit, Siderit
Fluorit				Fluorit, Baryt	

Tab. 5-2: Wichtige Mineralphasen der Harzer Ganglagerstätten und ihre Bildungszeit (vereinfacht nach LÜDERS et al. 1993), „Durchläufer-Mineralen“ wurden bewußt weggelassen.

So wurden die in den verschiedenen Gangphasen des Harzes vorkommenden Mineralparagenesen bestimmten Mineralisationsstadien zugeordnet (Tab. 5-2) und diese aufgrund vorhandener Altersdatierung und ihrer relativen Altersabfolge zeitlich gegliedert. Dabei wurden Minerale wie Quarz, Pyrit etc. in allen Vererzungsstadien nachgewiesen, während die in Tab. 5-2 abgebildeten Minerale charakteristisch für bestimmte Zeitintervalle sind. Eine Korrelation bestimmter Mineralphasen mit den im NEDB nachgewiesenen Kluffüllungen scheint möglich zu sein. So lassen sich beispielsweise die Fluorit-Baryt-Anhydrit-Klüfte wie auch die ENE - WSW-streichenden Hämatitgänge zeitlich der Kreide zuordnen. Sideritaufwachsungen auf Kalzit können ebenfalls dem Baryt-Fluorit-Stadium der Kreide zugeordnet werden. Im Resultat können die ermittelten Altersdaten als Indizien für die Altersabfolge der Kluffüllungen des NEDB verwandt werden.

6 Chemische Zusammensetzung der Fluide

6.1 Vorkommen und Klassifizierung von Fluid-Einschlüssen

Für die Messungen von Flüssigkeitseinschlüssen in syndiagenetisch und hydrothermal gebildeten Mineralen kommen aufgrund der lithologischen Vielfalt der Gesteine unterschiedliche Wirtsminerale und verschiedene Gefügetypen in Frage. Am bedeutendsten sind Quarzanwachssäume, Karbonat- und Anhydritzemente in Sandsteinen sowie Kluft- und Drusenfüllungen von Quarz, Kalzit, Fluorit, Baryt, Anhydrit oder Halit in allen bearbeiteten Gesteinen. Untergeordnet wurden die Fluide in Anhydritkonkretionen von Silt- und Tonsteinen, Anhydrit-Neubildungen in Anhydritgesteinen oder sekundären Alterationsmobilisaten der permokarbonen Vulkanite bearbeitet. In den aus rhomboedrischen Kristallen zusammengesetzten Porenzementen konnten aufgrund der geringen Einschlussgrößen ($<2\ \mu\text{m}$) keine Fluid-

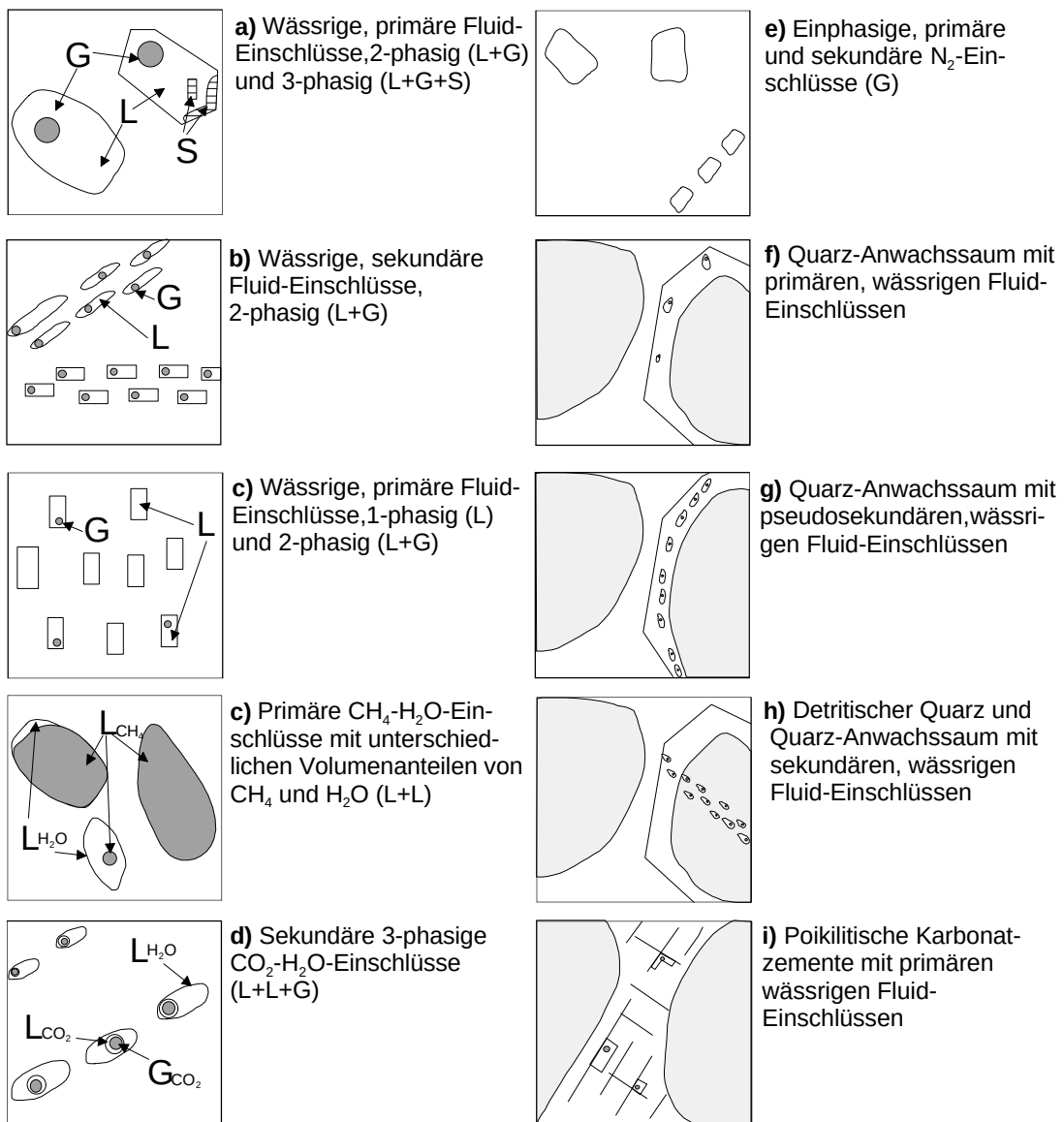


Abb. 6.1: Fluid-Einschlusstypen in authigenen Mineralen

Untersuchungen erfolgen. Die frühdiagenetischen Anhydritzemente waren zum großen Teil einschlussleer.

Die Einschlussgrößen variieren zwischen 1 µm und 79 µm und die Formen der Einschlüsse sind sehr variabel. Charakteristische Formen treten lediglich bei primären Einschlüssen in Kalzit, Anhydrit und Baryt auf. Primäre Fluide in Anhydrit und Kalzit sind entsprechend der auftretenden Mineralformen in würfel- bis quaderförmigen oder rhomboedrischen Antiformen eingeschlossen. Die primären Einschlüsse im Baryt befinden sich hingegen in idiomorph-prismatisch ausgebildeten Antiformen.

Zur Unterscheidung der verschiedenen Einschlussgenerationen wurde eine prinzipielle Klassifizierung vorgenommen (Abb. 6-1), wobei das Erscheinungsbild (primär, sekundär, pseudo-sekundär) und das Auftreten verschiedener Phasen in den Fluideinschlüssen die wichtigsten Kriterien lieferten. In diesem Zusammenhang sei darauf verwiesen, dass eine Unterscheidung von primär und sekundär gebildeten Einschlüssen aufgrund der Einschlussform und der Verteilung der Einzeleinschlüsse nicht immer eindeutig möglich ist. GOLDSTEIN & REYNOLDS (1994) schlagen zur Lösung des Problems die generelle Verwendung des Begriffes: „Fluid-Einschluss-Generation“ vor, wobei nicht zwischen primär und sekundär sondern zwischen erster, zweiter usw. Generation unterschieden wird. In der vorliegende Arbeit wurde deshalb zwar eine Differenzierung in primäre und sekundäre Einschlüsse vorgenommen, wofür besonders Einschlüsse der Wirtsminerale Kalzit, Anhydrit und Baryt geeignet waren. Ansonsten wurde bei Auswertung der Daten eine Klassifizierung in jüngere und ältere Einschlussgenerationen bevorzugt. Bei den bearbeiteten Flüssigkeitseinschlüssen konnten auch sekundäre Veränderungen des Fluidinventars nachgewiesen und dokumentiert werden (Kap. 8.4).

6.2 Zusammensetzung der wässrigen Fluideinschlüsse

6.2.1 Mikrothermometrische Bestimmung der Zusammensetzung wässriger Fluide

6.2.1.1 Allgemein

Die mikrothermometrischen Untersuchungen liefern neben der Salinitätsbestimmung auch Informationen über die qualitative Zusammensetzung der gelösten Salze, wie z.B. NaCl, KCl, CaCl₂ und MgCl₂. Im wesentlichen wird davon ausgegangen, dass durch die gelösten Kationen eine Gefrierpunktserniedrigung (Te) erfolgt. Diese hängt sowohl von der Art als auch der Konzentrationen der Kationen ab. Die beobachtete initiale Schmelztemperatur wird üblicherweise als „eutektische“ Temperatur (Te) bezeichnet. Ausgangspunkt der Auswertung mikrothermometrischer Untersuchungen ist im allgemeinen das binäre System NaCl - H₂O, welches eine maximale Gefrierpunktserniedrigung von -21,2 °C bzw. -20,8 °C (ROEDDER 1962, 1963) bewirken kann (Abb. 6-2).

Erhöht sich der Anteil an Ca²⁺, Mg²⁺ und K⁺ im Verhältnis zu Na⁺ findet eine weitere Erniedrigung des Gefrierpunktes statt, welche bis zu Temperaturen < -80 °C (DAVIS et al. 1990) gehen kann (Tab. 6-1). Die beobachtete Temperatur Te repräsentiert dabei nicht selten ein

metastabiles „Eutektikum“, welches durch das Schmelzen oder die Umwandlung von Salzhydraten hervorgerufen wird (Tab. 6-1).

System	Erstes Schmelzen - T_e (°C)
NaCl-H ₂ O ^{4) 5) 7)}	stabil -21.2 metastabil -28 beobachtet (-21.1 to -21.2) (-28 to -35)
NaCl-CaCl ₂ -H ₂ O ^{7) 8)}	stabil -52 metastabil -70 beobachtet (-47 to -53) (-70 to -85) -90
NaCl-MgCl ₂ -H ₂ O ^{7) 8)}	stabil -35 metastabil -37 -55 -80 beobachtet (-33 to -40) (-45 to -50) (-70 -80)
NaCl-KCl-H ₂ O ^{7) 8)}	stabil -22.9 metastabil -28 beobachtet (-23.0 to -23.4)
NaCl-CaCl ₂ -MgCl ₂ -H ₂ O ^{1) 2)}	stabil -57 metastabil beobachtet
KCl-H ₂ O ^{5) 9)}	stabil -10.7
CaCl ₂ -H ₂ O ^{1) 5) 9)}	stabil -49.8
MgCl ₂ -H ₂ O ^{1) 5) 9)}	stabil -33.6
LiCl-H ₂ O ³⁾	stabil -74.8
NaCl-CaCl ₂ -MgCl ₂ -H ₂ O ⁶⁾	beobachtet -64

Tab. 6-1: Zusammenstellung der initialen Schmelztemperaturen, welche sich durch stabile oder metastabile Eutektika und durch bereits von anderen Autoren dokumentierte eutektische Temperaturen (T_e) verschiedener wässriger Systeme charakterisieren lassen. Modifiziert nach ¹⁾YANATIEVA (1946), ²⁾LUZHNAYA & VERESHCHETINA (1946), ³⁾BORISENKO (1978), ⁴⁾POTTER et al. (1978), ⁵⁾ROEDDER (1984), ⁶⁾GERLER et al. (1985), ⁷⁾DAVIS et al. (1990), ⁸⁾OAKS et al. (1990), ⁹⁾GOLDSTEIN & REYNOLDS (1994)

Beispielsweise können im System NaCl - MgCl₂ - H₂O drei metastabile Eutektika beobachtet werden, die jeweils durch das Schmelzen der Hydrate Bischofit (MgCl₂*6H₂O) bei ca. -80 °C, MgCl₂*8H₂O bei ca. -55 °C und MgCl₂*12H₂O bei -37 °C (DAVIS et al. 1990) initiiert werden. Ähnliches ist für das System NaCl - CaCl₂ - H₂O bekannt. So wandelt sich bei ca. -70 °C das Hydrat CaCl₂*4H₂O in Antarktit (CaCl₂*6H₂O) um (DAVIS et al. 1990). Während diese ternären Systeme relativ gut untersucht und durch die Arbeiten von YANATIEVA (1946) sowie LUZHNAYA & VERESHCHETINA (1946) dokumentiert sind, gibt es über die 4- und Mehr-Komponentensysteme kaum umfassende thermodynamische Zustandsgleichungen, so dass auf empirische Untersuchungen zurückgegriffen werden muss, wie sie bei RIEKEN (1988), ZWART & TOURET (1994) u.a. publiziert sind. Ebenfalls zur chemischen Charakterisierung der wässrigen Phase von Flüssigkeitseinschlüssen dient die Bestimmung der Schmelztemperaturen von Eis und Hydrohalit. Für niedrig salinare bis salinare NaCl-Fluide sind Schmelztemperaturen des Eises von -20,8 - 0 °C charakteristisch. Die Bestimmung der Salinität der Einschlusslösungen erfolgt im binären System NaCl-H₂O (Abb. 6-2). Die bearbeiteten Flüssigkeitseinschlüsse wiesen aber meist Temperaturen der letzten Schmelze auf, die z.T. wesentlich kleiner als -20,8 °C sind. Diese hochsalinaren Fluide lassen sich nicht mehr durch das oben beschriebene NaCl - H₂O-System erklären. Vielmehr erfolgt die Bestimmung der Salini-

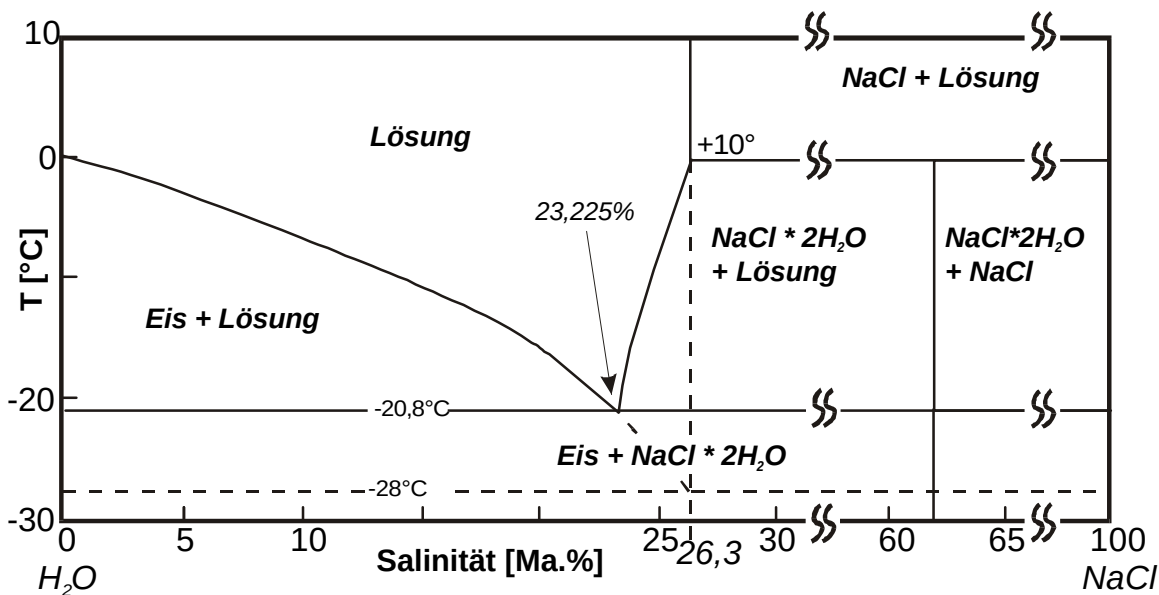


Abb. 6-2: Die kryometrische Bestimmung der NaCl-Konzentration im System NaCl - H₂O nach ROEDDER (1962)

tät dieser Einschlüsse im ternären System NaCl - CaCl₂ - H₂O, wobei NaCl die Salze der monovarianten (NaCl, KCl) und CaCl₂ (z.B. MgCl₂, CaCl₂) die der bivalenten Kationen repräsentieren.

Dabei wird wie folgt vorgegangen: Ausgehend von der eutektischen Schmelztemperatur (Te) -52 °C geht zuerst das System CaCl₂*6H₂O in Schmelze (Abb. 6-3). Bei weiterer Erwärmung

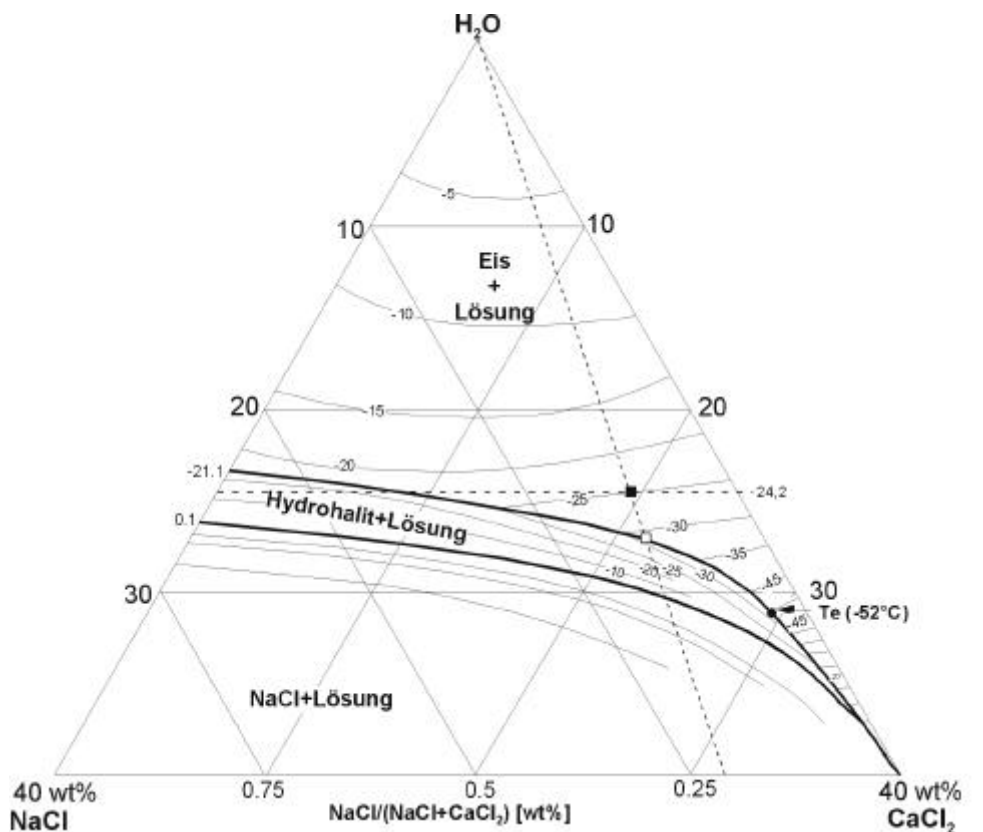


Abb. 6-3: Bestimmung der monovarianten (NaCl) und bivalenten (CaCl₂) Kationenanteile der Einschlusslösungen im ternären Diagramm (LINKE 1965 nach Daten von YANATIEVA 1946)

bewegt sich der Schmelzpunkt entlang der kotektischen Linie bis zum Punkt der Hydrohalit-Schmelze (weißes Viereck, Abb. 6-3). Durch weiteres Erwärmen schmilzt das Eis, wobei der Schmelzpunkt (schwarzes Viereck, Abb. 6-3) auf der Verbindungslinie zwischen dem H_2O -Pol und dem Hydrohalit-Schmelzpunkt liegt. Durch die Extrapolation dieser Linie auf die $\text{NaCl} - \text{CaCl}_2$ -Achse wird es möglich, das Verhältnis von bivarianten und monovarianten Salzanteilen zu bestimmen. Die Salinität der Einschlusslösung lässt sich an der $\text{NaCl} - \text{H}_2\text{O}$ oder $\text{CaCl}_2 - \text{H}_2\text{O}$ -Achse ablesen, wobei der Ablesepunkt durch den Schnittpunkt der jeweiligen Achse mit der horizontalen Geraden durch den Schmelzpunkt des Eises gegeben ist. Schmilzt in den untersuchten Einschlüssen zuerst Eis und dann erst das Salzhydrat, wird der Schmelzpunkt des Hydrohalits auf der nach unten verlängerten Verbindungslinie zwischen H_2O -Pol und Schmelzpunkt des Eises auf der kotektischen Linie im Feld „Hydrohalit + Lösung“ (Abb. 6-3) abgetragen.

6.2.1.2 Chemische Zusammensetzung der untersuchten Flüssigkeitseinschlüsse

Zur Ermittlung der chemischen Zusammensetzung der untersuchten Fluide wurden auf Grundlage mikrothermometrischer Untersuchungen die „eutektischen“ Temperaturen (T_e) und die Schmelztemperaturen von Hydrohalit ($T_{m\text{HH}}$) und Eis ($T_{m\text{ice}}$) von ca. 3500 wässrigen, zweiphasigen Einschlüssen bestimmt. Die entsprechenden Daten sind im Anhang A in Form von Histogrammen der T_e (Anhang A4), von ternären $\text{NaCl} - \text{CaCl}_2 - \text{H}_2\text{O}$ -Diagrammen (Anhang A3) sowie von $T_{m\text{ice}} - T_h$ -Diagrammen (A1) dokumentiert, wobei T_h die Homogenisierungstemperatur der wässrigen Phase in die Gasphase darstellt. Im Folgenden sollen nun diese Daten zusammengefasst und beschrieben werden.

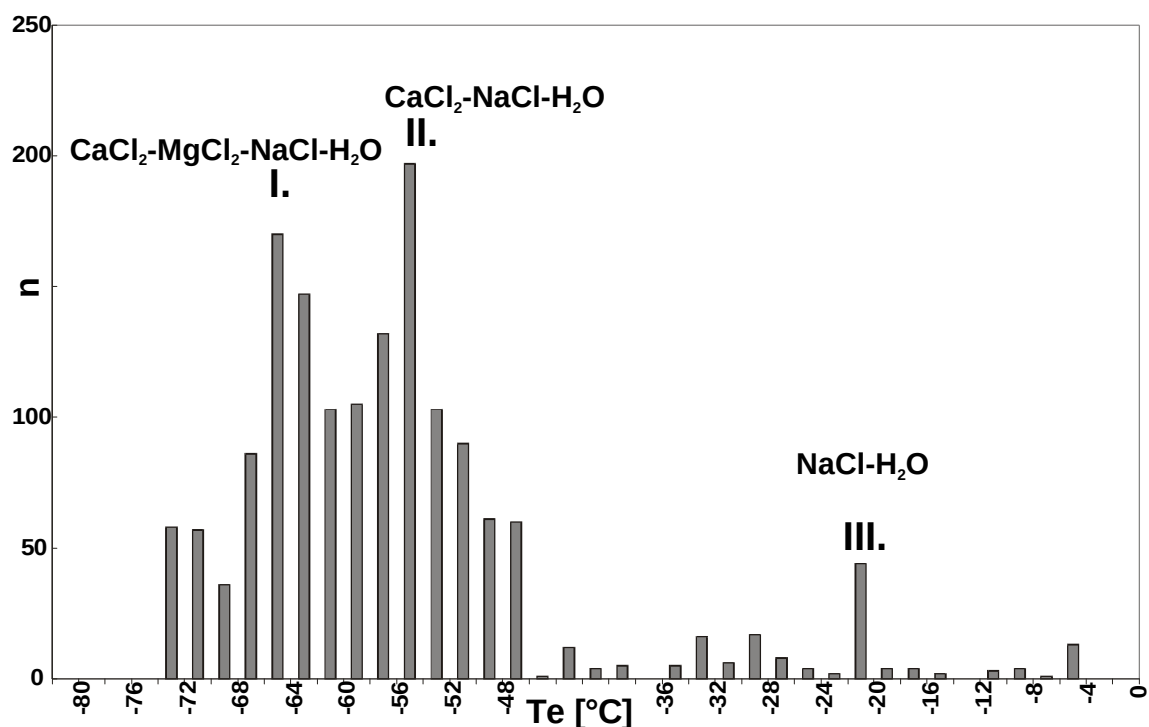


Abb. 6-4: Initiale Schmelztemperatur T_e aller bearbeiteten Proben (n = Anzahl der Einschlüsse)

In Abb. 6-4 sind alle ermittelten Te dargestellt, wobei darauf verwiesen sei, dass es sich um die Temperatur der ersten sichtbaren Schmelze handelt. Aus der Verteilung der Te wird ersichtlich, dass sich über 90 % der gemessenen Werte zwischen -74 °C und -46°C befinden (Abb. 6-4), wobei zwei Maxima bei -65 bis -55 °C und -54 bis -50°C unterschieden werden können. Ein weiteres Maximum ist bei -20 bis -22 °C zu beobachten. Im Vergleich der Temperaturen mit denen bereits bekannter salinarer Systeme (Tab. 6-1) ergeben sich so Fluidzusammensetzungen für den Bereich des NEDB von:

- (I) NaCl - CaCl₂ - MgCl₂ - H₂O (-65 bis -55 °C)
- (II) NaCl - CaCl₂ - H₂O (-54 bis -50 °C)
- (III) NaCl - H₂O (-22 bis -20 °C)

Ähnliches ergibt sich auch aus den gemessenen Schmelztemperaturen der wässrigen Fluideinschlüsse. Abb. 6-5 zeigt die Häufigkeitsverteilung der gemessenen Temperatur der letzten Schmelze (Tm) aller bearbeiteter Einschlüsse, welche jeweils durch das Schmelzen von Eis, Salzhydrat oder Gashydrat (Clathrat) gegeben ist. Nicht berücksichtigt werden konnten in dieser Darstellung wässrige Einschlüsse, welche sich aufgrund der hohen Salinität nicht einfrieren ließen.

Unterschieden werden können 6 Maxima der Temperaturverteilung.

- (I) -38 bis -35 °C (IV) -10 bis -5 °C
- (II) -32 bis -20 °C (V) -2 bis 0°C
- (III) -23 bis -20°C (VI) 9 bis +12 °C

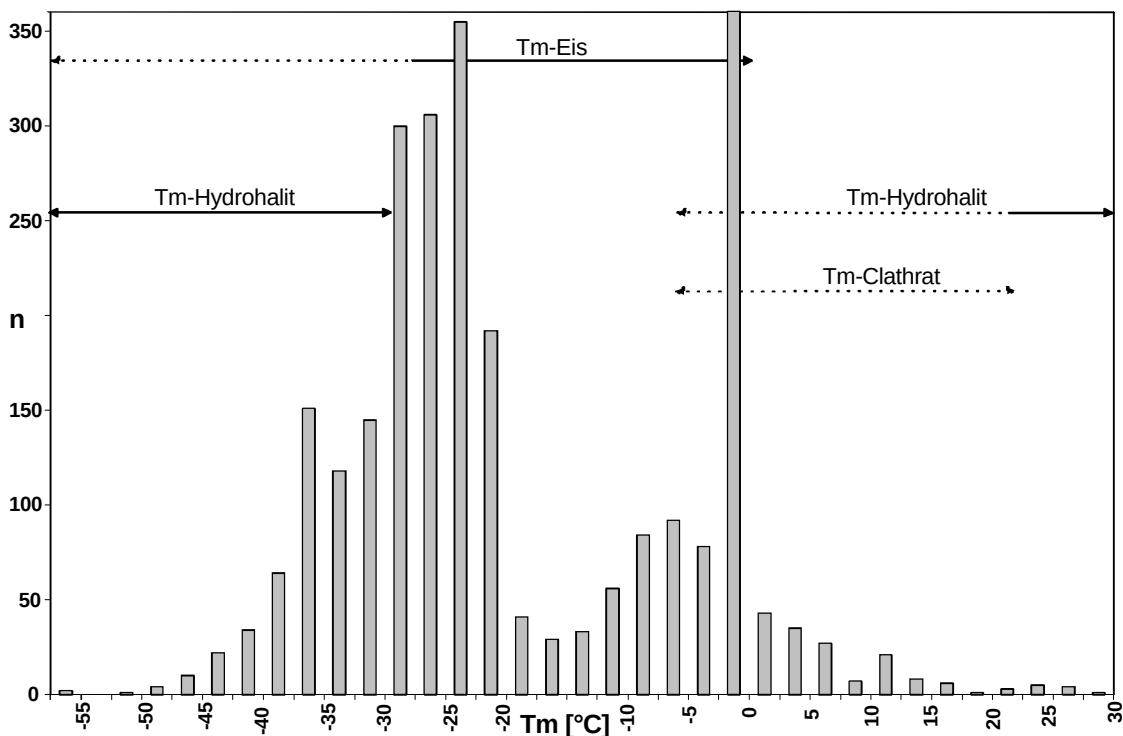


Abb. 6-5: Häufigkeitsverteilung der Temperaturen der letzten Schmelze von Eis, Hydrohalit oder Clathrat (n= Anzahl der Flüssigkeitseinschlüsse)

Die Maxima I und II repräsentieren Tiefenfluide des Beckens, welche in Zementen und Kluftfüllungen der permokarbonen Einheiten identifiziert werden konnten. Schmelztemperaturen des Maximum III wurden besonders häufig in primären Einschlüssen von Kluftfüllungen gemessen, welche sich aus zonierten Quarzen und nicht bzw. dunkelblau lumineszierenden Kalziten zusammensetzen. Das Maximum V repräsentiert vor allem die sekundären Einschlüsse im Quarz-Detritus der Sandsteine, welche zu Vergleichszwecken analysiert wurden. RIEKEN (1988) wies nach, dass sekundäre Einschlüsse im Detritus häufig auch diagentische Fluide repräsentieren. Das Maximum IV ist u.a. für Flüssigkeitseinschlüsse von Drusenfüllungen der permokarbonen Vulkanite und für frühdiagenetisch gebildete Anhydritkonkretionen der Silt- und Tonsteine des Rotliegend sowie des Buntsandsteins charakteristisch. Problematisch sind vor allem die positiven Schmelztemperaturen mit dem Maximum VI. Ursache dieser positiven Schmelztemperaturen können Metastabilitäten oder das Überschreiten der Phasengrenze Hydrohalit - Halit (Abb. 6-3) sein. Andererseits könnte es sich bei den abschmelzenden Festkörpern um Clathrate (Gashydrate) handeln. Zur Lösung des Problems wurden die entsprechenden Einschlüsse nach dem Einfrieren bis kurz vor den Schmelzpunkt aufgeheizt und dann schnell gekühlt. Dies führte zum Wachsen der festen Phase. Bei etwa -5 bis -10 °C endete dies Wachstum meist, was darauf zurückgeführt wird, dass sämtliches im Einschluss enthaltene Gas (meist CH₄) zu diesem Zeitpunkt umgesetzt war. Für den größten Teil der bearbeiteten Flüssigkeitseinschlüsse wird so als Ursache der positiven Schmelztemperaturen das Vorhandensein von Clathraten angenommen (Kap. 6.3). Im Gegensatz dazu bevorzugen LÜDERS & REUTEL (1998) aufgrund mikrothermometrischer Untersuchungen an Proben aus dem Werra-Anhydrit des NEDB metastabile, hochsalinare Schmelzen als Ursache der positiven T_m. Zum einen konnten sie in entsprechenden Einschlüssen ramanspektroskopisch kein Gas nachweisen und zum anderen wird die Ansicht vertreten, dass positive Schmelztemperaturen bis +27,7 °C nur durch H₂S in den jeweiligen Gasen erreicht werden können (Abb. 6-10). Diese Interpretation entspricht einigen der beobachteten positiven Schmelztemperaturen, besonders in sekundär gebildeten Mineralphasen des Zechsteins.

In Abb. 6-6 ist die Zusammensetzung der Fluide des NEDB in ternären Diagrammen dargestellt, wobei hier exemplarisch nur die Daten von vier Bohrungen abgebildet sind. Dass sich die hier dokumentierten Werte auch auf Fluide der anderen Bohrungen übertragen lassen, zeigt sich in den ternären Diagrammen aller Bohrungen (Anhang A3). Es wurden, soweit möglich, pro Probe jeweils die primären und sekundären Fluidsysteme unterschieden. Diese Differenzierung lässt sich natürlich nicht ohne weiteres auf alle Proben übertragen, da z.B. sekundär gebildete Flüssigkeitseinschlüsse in einem ähnlichen physikochemischen Umfeld gebildet worden sein können wie die primären Einschlüsse. Andererseits können diese Bildungsbedingungen jedoch deutlich differieren. Prinzipiell sind die niedrig salinaren, NaCl-dominierten Fluide meist in den älteren Mineralbildungen oder den jüngeren Wirtsgesteinen zu beobachten. Mit zunehmender Teufe der Proben nimmt auch die Salinität und der Gehalt an bivalenten Kationen (Ca²⁺, Mg²⁺) zu.

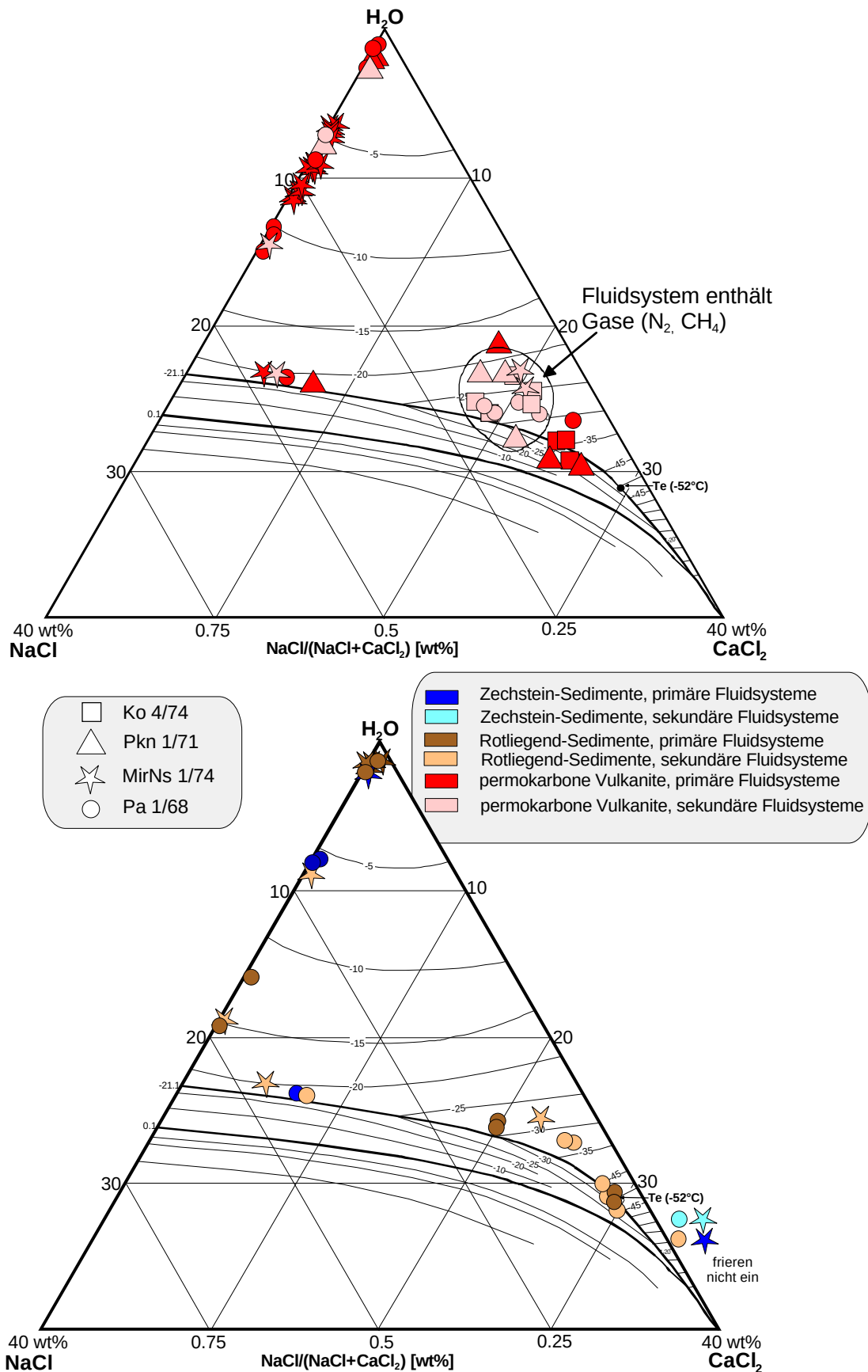


Abb. 6-6: Charakteristische Zusammensetzung der Lösungen der Flüssigkeitseinschluss-Generationen permokarbone Gesteine des NEDB. Exemplarisch wurden vier Bohrungen ausgewählt (Mirow 1/74, Parchim 1/68, Kotzen 4/74, Penkun 1/71)

In einigen Proben ist die Salinität so hoch, dass sich entsprechende Fluideinschlüsse nicht einfrieren lassen. Die Daten zeigen jedoch ein sekundäres Fluidsystem in den Rotliegend-Sedimenten und der permokarbonen Vulkaniten (Abb. 6-6; Daten im Kreis), welches eine definierte Lösungszusammensetzung aufweist und den Hinweis auf ein hydrothermales Ereignis gibt. Kogenetisch mit den entsprechenden wässrigen Fluideinschlüssen treten auch die meisten der beobachteten Gaseinschlüsse auf.

6.2.2 Chemische Zusammensetzung der wässrigen Einschlüsse (Cryo-REM-EDX)

6.2.2.1 Allgemeine Grundlagen der Methode: Cryo-REM-EDX

Erste Analysen von Flüssigkeitseinschlüssen mit Hilfe der Cryo-REM-EDX wurden von SHEPHERD et al. (1998) durchgeführt. Er analysierte Flüssigkeitseinschlüsse im Halit und verglich die Ergebnisse mit Daten, die mit Hilfe der Laser-Ablation-ICP-MS ermittelt worden waren.

Bei der Cryo-REM-EDX können unter Tieftemperaturbedingungen eingefrorene, flüssige Phasen qualitativ analysiert werden. Hierzu wird die entsprechende Probe in flüssigen Stickstoff (-196 °C) getaucht, so dass sämtliche wässrigen Bestandteile einfrieren. Im folgenden wird die Probe in eine stickstoffgekühlte Präparationskammer eingeführt, in welcher die Probe zuerst zerbrochen und anschließend mit Gold bedampft wird. Das präparierte Gestein wird in die ebenfalls stickstoffgekühlte Analysenkammer des REM geschleust. Hier erfolgte die Suche nach den aufgebrochenen und eingefrorenen Einschlüssen (Abb. 6-7), welche mit Hilfe der EDX untersucht werden können.

Als Wirtsmineral wurde für die vorliegenden Untersuchungen Quarz bevorzugt; des weiteren wurden die Untersuchungen auf Halit, Kalzit und in einem Falle Dolomit ausgedehnt. Quarz ist deshalb zu bevorzugen, weil die mit Hilfe der EDX ermittelten Kationen und Anionen meist eindeutig den Einschlüssen zuzuordnen sind, während beim Kalzit, Halit und besonders

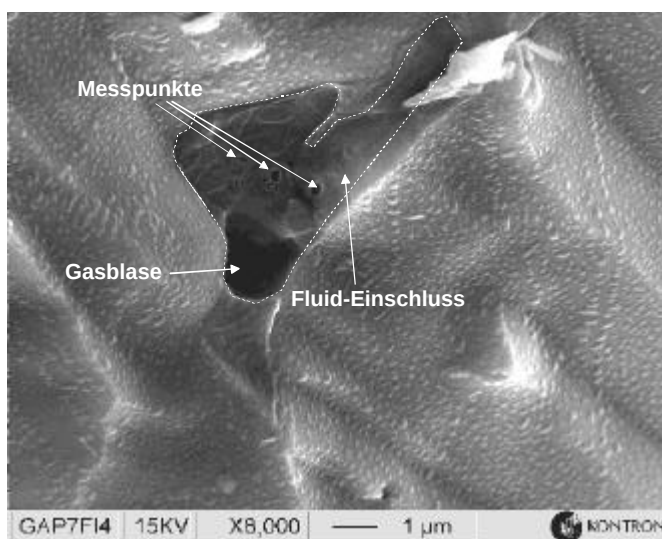


Abb. 6-7: Eingefrorener Fluid-Einschlusses in authigenem Quarz (Gap7Fi4) der Probe Gap7 (Bohrung Garlipp 1/85). SE-Aufnahme; REM

Dolomit die Rückstreuung der Atome des Wirtsminerals mit in die Analyse einfließen, so dass sich höhere Kalzium-, Natrium- und Magnesiumgehalte ergeben, als tatsächlich dem Einschlussinhalt zuzuordnen wären.

Es wurde pro Einschluss an mehreren Punkten gemessen und die Daten anschließend gemittelt. Zudem wurde während der Messzeit von 2 Minuten mehrfach ein Analysenergebnis abgefragt. Diese Prozedur ergab, dass es während des Elektronenbeschusses in Folge der Freisetzung von Elektronen im Span-

nungsfeld des REM oft zu einer Abnahme des Chlorgehaltes um bis zu 50 % kam. Dabei konnte jedoch kein funktionaler Zusammenhang zwischen dieser Abnahme und der Zeit festgestellt werden. Ähnliche Veränderungen der Konzentration, jedoch in geringerem Maße, konnten beim Natrium festgestellt werden. Trotz der beschriebenen Probleme kann als positives Ergebnis vermerkt werden, dass in jedem Falle eine qualitative Analyse der Einschlussslösungen mit Hilfe der Cryo-REM-EDX möglich ist, wobei alle Ionen mit Konzentrationen von ca. >0.5 Gew. % nachgewiesen werden können. Eine quantitative Analyse erweist sich jedoch aus bereits genannten Gründen als schwierig. Die Genauigkeit der Analysen liegt wahrscheinlich im oberen Prozentbereich, wobei die besten Ergebnisse sicher in Einschlüssen des Quarzes zu erwarten sind, da hier die Streuung durch das Wirtsmineral keinen Einfluss auf das Messergebnis nehmen kann.

6.2.2.2 Chemische Zusammensetzung der Flüssigkeitseinschlüsse nach Cryo-REM-EDX

In 18 Proben wurden die in verschiedenen Wirtsmineralen enthaltenen Flüssigkeitseinschlüsse mit Hilfe der Cryo-REM-EDX analysiert. Es zeigte sich, dass die enthaltenen Fluide meist Lösungen des Systems NaCl - CaCl₂ - H₂O sind. Vielfach konnten auch in größeren Konzentrationen Magnesium- und/oder Kalium-Ionen und in kleineren Konzentrationen Eisen-Ionen identifiziert werden, so dass weitere Fluidsysteme unterschieden werden können. Da eine

quantitative Analyse aufgrund der oben beschriebenen Probleme nur beschränkt möglich ist, wurde eine Typisierung der durch die Messergebnisse differenzierten Fluidlösungen mit Hilfe von Spiderdiagrammen durchgeführt (Abb. 6-8). Diese Darstellung spiegelt in vertretbarer Weise die Ionen-Zusammensetzung der Fluidlösungen wider. Unberücksichtigt sind in dieser Darstellung die Eisengehalte. Dazu ist zu vermerken, dass Eisen in fast allen bearbeiteten Einschlüssen mit Gehalten von kleiner 2 Gew. % enthalten ist. Höhere Eisenkonzentrationen

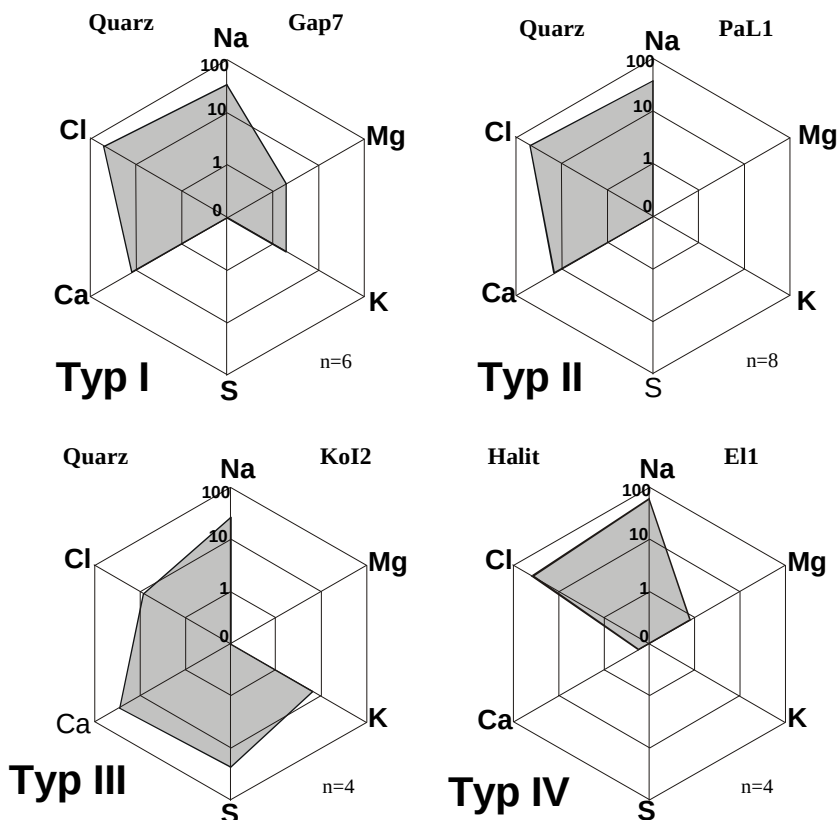


Abb. 6-8: Vier Fluidtypen mit verschiedener chemischer Zusammensetzung der wässrigen Phase von Fluid-Einschlüssen; resultierend aus Untersuchungen mit der Cryo-REM-EDX; modifiziert nach WOLFGAMM & SCHMIDT MUMM (2000)

bis zu 13 Gew. % konnten lediglich in Einschlüssen einer jüngeren Kalzitphase der Probe Prz2 (Bohrung Pretzier 1/77) und in sekundären Einschlüssen des authigenen Quarzes und Baryts der Probe KoI2 (Bohrung Kotzen 4/74) nachgewiesen werden. Bei der Auswertung der EDX-Daten und ohne Berücksichtigung der Eisengehalte können vier Fluidtypen aufgrund ihrer Ionengehalte unterschieden werden, welche sich in den geometrischen Formen der grauen Flächen des jeweiligen Spiderdiagramms widerspiegeln. Typ I tritt in Einschlüssen der Wirtsminerale Quarz, Kalzit und Dolomit auf. Während die Kalzium- und Chlorkonzentrationen sowie meist auch die Natriumgehalte hoch sind, bewegen sich die Magnesium- und Kaliumgehalte nur im Prozentbereich. In einigen Proben (Rx1; Pa1) konnten auch Magnesiumgehalte >10 % beobachtet werden. Die Einschlusszusammensetzung des Typs I konnte in den stratigraphischen Bereichen vom Karbon bis zum Oberrotliegend nachgewiesen werden. Es wurde weiterhin ein Untertyp Ia unterschieden, der anstelle des Kalziums teilweise Sulfat enthält. Dieser Typ wurde in den Wirtsmineralen Halit und Baryt nachgewiesen und kann den stratigraphischen Bereichen vom Unterrotliegend bis Zechstein zugeordnet werden. Des Weiteren kommen Lösungen mit der Zusammensetzung des Typs I zusammen mit Lösungen des Typs II und III in einer Probe vor.

Die Einschlussgruppe Typ II tritt in den Wirtsmineralen Quarz, Kalzit und Halit auf. Die Zusammensetzung der Lösung beschränkt sich auf das Vorhandensein von Kalzium-, Natrium- und Chlor-Ionen, wobei im Untertyp IIa in geringer Konzentration Kalium enthalten ist und beim Untertyp IIb Kalium an die Stelle des Natriums tritt. Das Verhältnis der Ionen dieser Einschlussgruppe ist relativ konstant. Der Nachweis erfolgte in Gesteinen vom Unterrotliegend bis Zechstein. Die Einschlusslösungen des Typs II kommen in einer Probe neben Lösungen des Typs I und IV vor.

Die Einschlussgruppe Typ III ist vor allem durch das Vorhandensein von Sulfat-Ionen charakterisiert. Sie ist auf die jüngeren, authigenen Mineralparagenesen aus dem Bereich des NEDB beschränkt und spiegelt somit ein jüngeres Fluidsystem wider. Würde man die identifizierten Schwefel-Ionen unberücksichtigt lassen, ließe sich die Gruppe III aufgrund der dann existenten Ionenverteilung der Gruppe IIa zuordnen lassen.

Die Einschlussgruppe IV beschränkt sich auf das Wirtsmineral Halit und den Zechstein. Die Lösung setzt sich überwiegend aus NaCl zusammen, wobei in geringen Mengen MgCl₂ und CaCl₂ enthalten sind. Die schon beschriebenen Eisengehalte in sekundären Einschlüssen und jüngeren Karbonatgenerationen machen das Vorhandensein eines weiteren Fluidsystems (V) wahrscheinlich, welches den jüngsten der beobachteten Fluidtypen repräsentiert. Insgesamt können somit fünf Typen hochsalinarer Einschlüsse unterschieden werden, wobei die Fluidtypen III und V jüngeren Fluidsystemen zugeordnet werden können:

- (I) NaCl - CaCl₂ - MgCl₂ - (KCl) - (Fe₂O₃) - H₂O
- (II) NaCl - CaCl₂ - (Fe₂O₃) - H₂O
- (III) CaSO₄ - NaCl - CaCl₂ - KCl - Fe₂O₃ - H₂O
- (IV) NaCl - MgCl₂ - (CaCl₂) - (Fe₂O₃) - H₂O
- (V) NaCl - CaCl₂ - (MgCl₂) - Fe₂O₃ - H₂O

6.3 Gas- und kohlenwasserstoffhaltige Fluideinschlüsse

Im Rahmen der petrographischen Bearbeitung der Proben wurden eine Reihe von ein- und mehrphasigen Gaseinschlüssen oder Gashydraten (Clathrate) in 26 der untersuchten Proben identifiziert und mikrothermometrisch sowie ramanspektroskopisch analysiert. Zur Identifikation kohlenwasserstoffhaltiger Bestandteile in den untersuchten Mineralphasen und den entsprechenden Wirtsgesteinen wurde zusätzlich ein Fluoreszenzmikroskop genutzt. Dabei geben die Fluoreszenzfarben Auskunft über die Maturität der entsprechenden Kohlenwasserstoffe (GOLDSTEIN & REYNOLDS 1994).

6.3.1 Mikrothermometrie der gashaltigen Fluideinschlüsse

Gashaltige Einschlüsse konnten in 26 Proben identifiziert werden, wobei in 10 dieser Proben einphasige Gaseinschlüsse beobachtet wurden (Anhang A1).

Fluid	Tripelpunkt [°C]	Kritische Temperatur [°C]	Kritischer Druck [bar]	Siedepunkt [°C] unter Standardbedingungen
H ₂ O	0,015	374,15	220,4	100,0
H ₂ S	-85,5	100,4	90,07	-60,4
CO ₂	-56,6	31,1	74,0	-78,2
CH ₄	-182,6	-82,5	46,3	-161,5
N ₂	-210,0	-147,1	13,0	-195,8

Tab. 6-2: Charakteristische Kenngrößen reiner Fluidsysteme aus ROEDDER (1984), KERKHOF (1988, 1990, 1991), DIAMOND (1994), BAKKER (1997, 1998)

Für diese einphasigen Gaseinschlüsse und die wässrigen Einschlüsse mit Gasanteilen bis zu 90 % konnten Homogenisierungstemperaturen (Th) von -146 bis -155 °C oder -79 bis -90 °C bestimmt werden (Abb. 6-9). In einer Probe wurden zudem sekundäre Gas-Einschlüsse mit Schmelztemperaturen von -56 bis -59 °C und Th von +20 bis +24 °C beobachtet. Der Vergleich der Daten mit den aus der Literatur bekannten Umwandlungstemperaturen reiner Fluidsysteme (Tab. 6-2) ergibt, dass es sich bei den Gaseinschlüssen wahrscheinlich um relativ reine N₂-, CH₄- und CO₂- Einschlüsse handelt, die jeweils nur geringe Beimengungen anderer Gasphasen beinhalten (Abb. 6-9). Häufiger zu beobachten sind Clathratschmelzen. Schmelztemperaturen zwischen -6,5 und +20 °C werden dabei als indirekter Hinweis auf das Vorhandensein von gelösten Gasen gewertet. Alternativ könnten die positiven Schmelztemperaturen auch auf das Wirken metastabiler Schmelzen zurückgeführt werden, was aber aufgrund verschiedener Beobachtungen ausgeschlossen wird (Kap. 6.2.1.2).

Als Gaskomponenten kommen Stickstoff, Methan, Kohlendioxid und Schwefelwasserstoff in Frage (Abb. 6-10). Die in Abb. 6-10 dargestellten Dissoziationsbedingungen von Gashydraten gelten jedoch nur für einfache Gas-Wasser-Gemische. Da es sich bei den untersuchten Beckenfluiden um salinare Wässer handelt, ist weiterhin zu beachten, dass eine Zunahme der Sa-

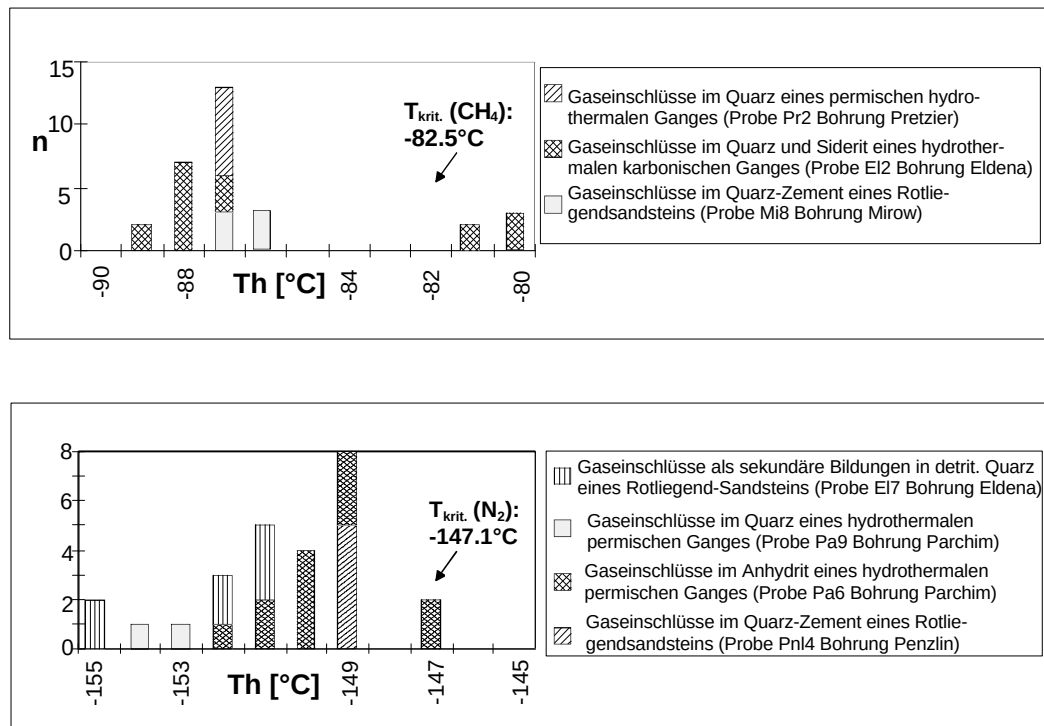


Abb. 6-9: Mikrothermometrische Messdaten von Gaseinschlüssen in Zementen und Gängen des Permokarbons (Th = Homogenisierungstemperatur; n = Anzahl der gemessenen Einschlüsse)

linität eine Erniedrigung der Gashydrat-Schmelztemperaturen zur Folge hat, so dass im Vergleich mit den bei DIAMOND (1994) dargestellten Daten z.T. Chlathrat-Schmelztemperaturen (T_{mCL}) bis zu -12 °C möglich sind. Unter Berücksichtigung der hohen Salinitäten und den Bildungsdrücken von mehr als 50 MPa erscheint es wahrscheinlich, dass es sich bei den beobachteten Gashydraten um methanführende Fluide handelt (Abb. 6-10).

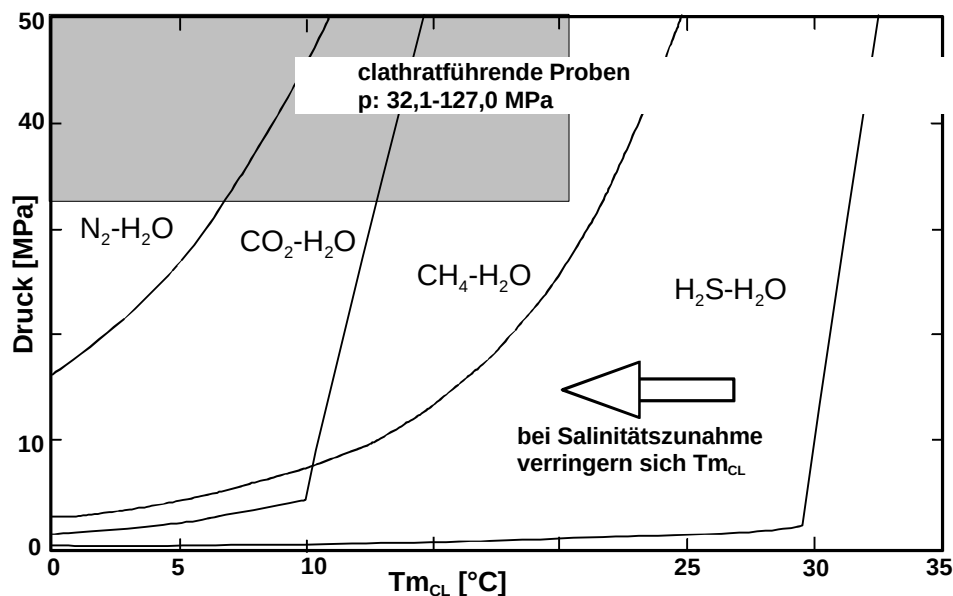


Abb. 6-10: Dissoziationsbedingungen von einfachen Clathraten nach DIAMOND (1994). Das graue Feld widerspiegelt die gemessenen Schmelztemperaturen von Flüssigkeits-einschlüssen im NEDB, bei Salinitätszunahme der wässrigen Lösungen verringern sich die Schmelztemperaturen der Clathrate (T_{mCL})

6.3.2 Ramanspektroskopische Analyse gashaltiger Fluideinschlüsse

Die mit Hilfe der Mikrothermometrie ermittelten Phasenübergangstemperaturen verschiedener gashaltiger Flüssigkeitseinschlüsse lassen Rückschlüsse auf das jeweils vorhandene Gasinventar zu. Allerdings ist diese Methode aufgrund thermodynamischer Charakteristika der unterschiedlichen Gase nur als Indiz zu verwenden. Als Beispiel sei das Gas Stickstoff angeführt. Die kritische Temperatur von Stickstoff beträgt $-147,1\text{ }^{\circ}\text{C}$. Wenn also Gaseinschlüsse eine mikrothermometrisch ermittelte Homogenisierungstemperatur von $-147,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ aufweisen, liegt die Vermutung sehr nahe, dass es sich bei dem beobachteten Fluidum um Stickstoff handelt. Die kritische Temperatur von Methan liegt bei $-82,5\text{ }^{\circ}\text{C}$, unterscheidet sich also deutlich von der des Stickstoffs. Allerdings ist der Tripelpunkt von Methan mit $-182,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ bekannt, so dass es thermodynamisch möglich ist, dass es sich bei einem Einschluss mit einer Homogenisierungstemperatur von $-147,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ um einen Methaneinschluss mit hoher Dichte handelt.

Um nun die mikrothermometrisch postulierten Zusammensetzungen der Gaseinschlüsse zu evaluieren, wurden Fluideinschlüsse ausgewählter Proben mit einem Raman-Spektroskop untersucht und die jeweilige Gaszusammensetzung ermittelt. Diese Untersuchungsmethode ist eine Standardanwendung im Bereich der Mikrothermometrie. Die hierfür vorhandenen Grundlagen und Anwendungen sind bei BURKE (1994) in Auswertung der bis dahin bekannten Literatur umfassend dargestellt. Es wurden von einigen Proben sowohl die einphasigen Gaseinschlüsse als auch die Gasphasen der zweiphasigen wässrigen Einschlüsse analysiert, wobei vorhandene Gefügemerkmale jeweils auf eine gleichzeitige Bildung beider Einschlusstypen hinweisen. Somit konnte auch qualitativ eine Übereinstimmung der Gaszusammensetzung beider Einschlusstypen ermittelt werden. Die volumenmäßigen Anteile der einzelnen Gasphasen differieren dabei geringfügig.

Des weiteren konnten in einer Probe (E12) Gaseinschlüsse sowohl in Quarz als auch in Siderit beobachtet und analysiert werden. Dabei stellt der Siderit die jüngere Mineralphase dar, welche den Kluftquarz zementiert. Nach Auswertung der RAMAN-Spektren dieser Probe setzen sich sowohl die einphasigen Gaseinschlüsse als auch die Gasphasen der wässrigen Fluideinschlüsse im Quarz zu mehr als 90 % aus Methan und zu geringeren Anteilen aus Kohlendioxid, Stickstoff und Schwefelwasserstoff zusammen (Abb. 6-11a/b). In den Einschlüssen des Siderits konnten neben Methan und Ethan weitere, nicht genauer bestimmbare Kohlenwasserstoffe beobachtet werden (Abb. 6-11). Dass es sich um Kohlenwasserstoffe handelt, lässt sich aus der Lage der Peaks ableiten, die sich im näheren Bereich der Peaks von CH_4 , C_2H_6 und C_3H_8 befinden. Peaklagen anderer Gase (BURKE 1994) oder die des Siderits unterscheiden sich sehr deutlich von den beobachteten. Parallele Untersuchungen mit dem Fluoreszenzmikroskop ergaben aufgrund fehlender Fluoreszenz der Einschlüsse keine weiteren Hinweise auf Kohlenwasserstoffe. Lediglich im Nebengestein, in Rissen und schichtungsparallelen Gefügen konnte intensive Fluoreszenz beobachtet werden, was ein Hinweis auf die Migration von Kohlenwasserstoffen entlang dieser Strukturen ist.

Eine quantitative Analyse der Gase erfolgt durch einen Flächen-Vergleich der Peaks und

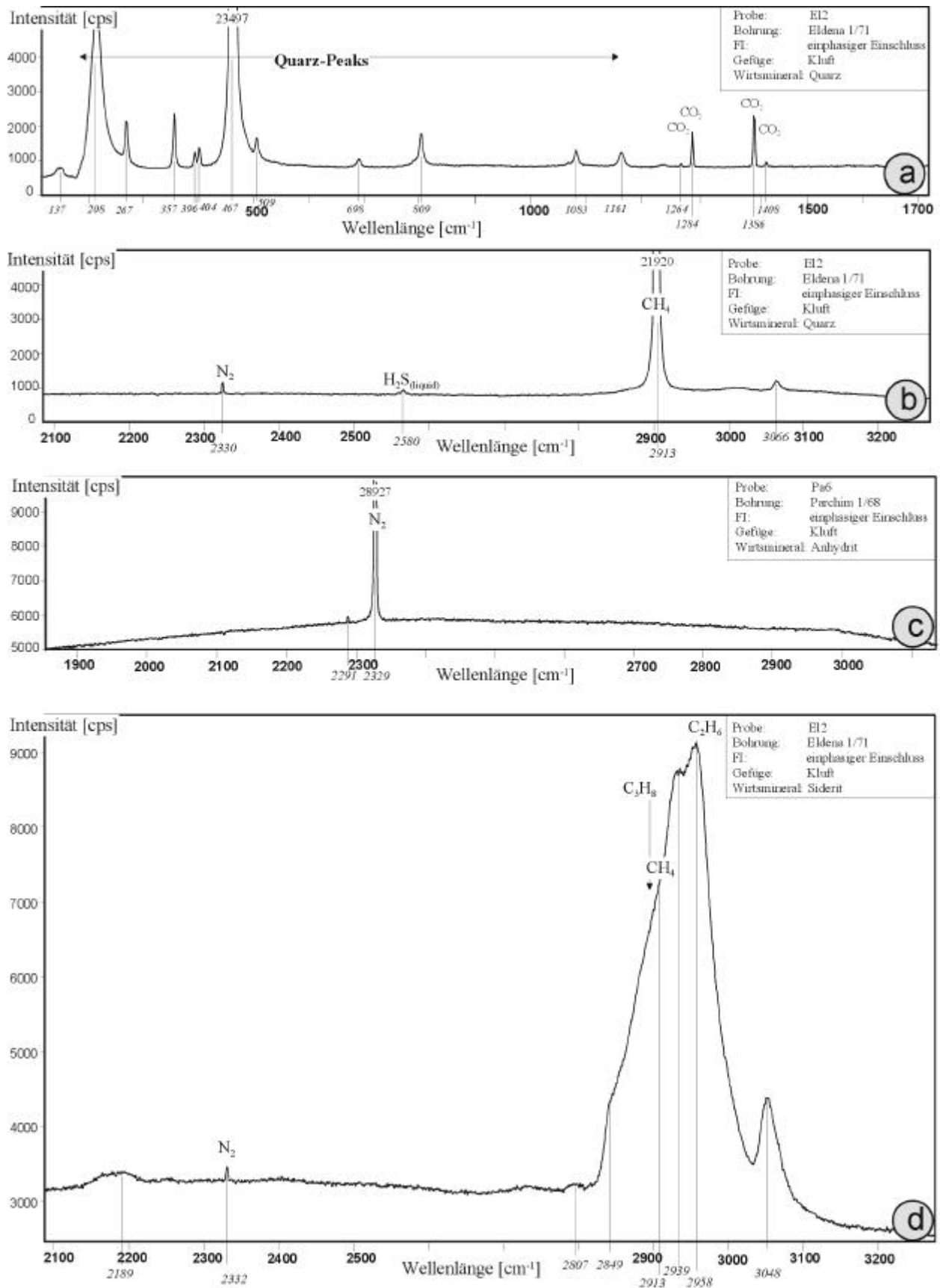


Abb. 6-11: Raman-Spektren zum Nachweis der Gaszusammensetzung von Flüssigkeitseinschlüssen ausgewählter Proben aus dem NEDB. Der jeweilige Haupt-Peak ist durch Angabe der Intensität im oberen Bereich dokumentiert.

Gaszusammensetzung der Flüssigkeitseinschlüsse nach LÜDERS et al. (1999):

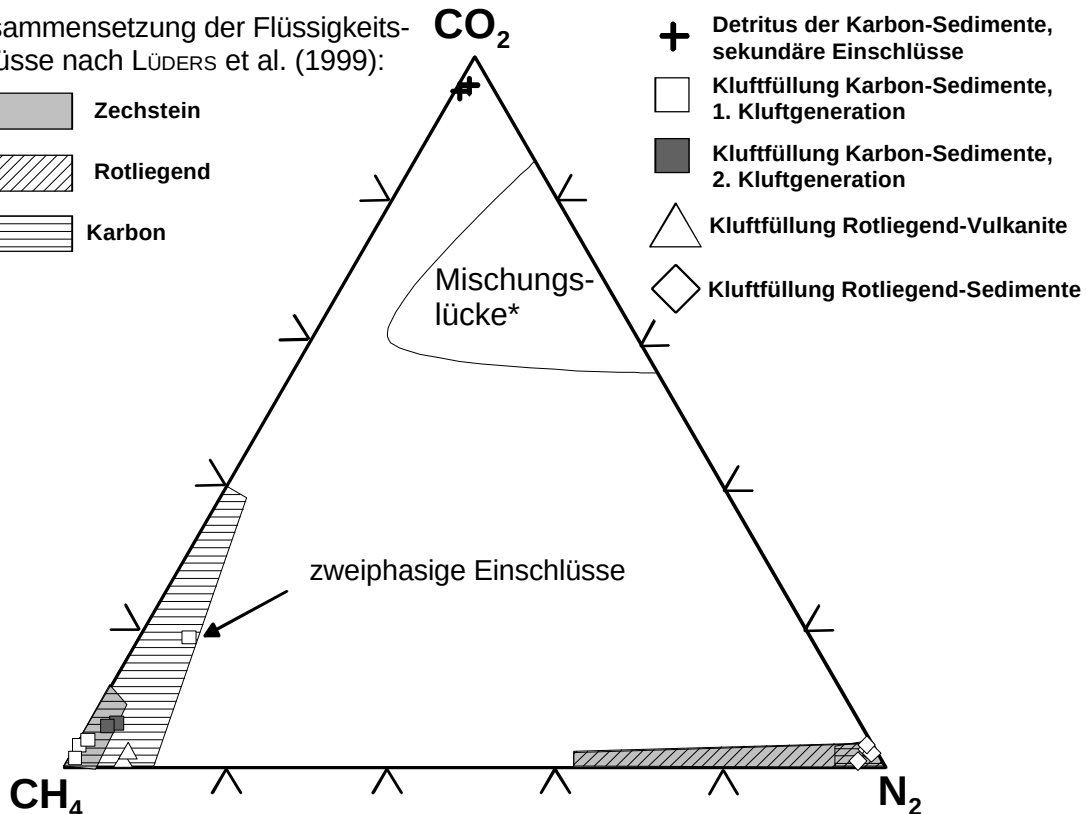
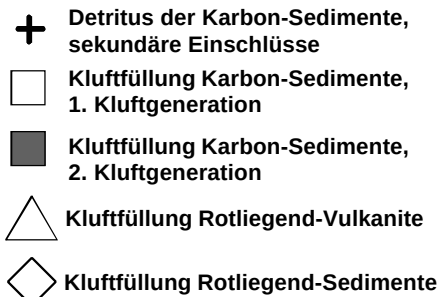
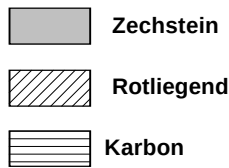


Abb. 6-12: Gaszusammensetzung der Flüssigkeitseinschlüsse im Bereich des NEDB nach eigenen Daten und Daten von LÜDERS et al. (1999). *Mischungslücke des Systems $\text{CH}_4\text{-CO}_2\text{-N}_2$ nach THIE-
RY et al. (1994)

unter Berücksichtigung der bei BURKE (1994) dargestellten Formeln, wobei letztere den Flächen der jeweiligen Gaskomponenten eine bestimmte Wichtung geben.

So konnte die Gaszusammensetzung der Flüssigkeitseinschlüsse des NEDB ermittelt und mit den bereits bekannten Daten von LÜDERS et al. (1999) verglichen werden (Abb. 6-12).

In Kluffquarzen des Oberkarbons wurden so einphasige CH_4 -Einschlüsse mit geringen Anteilen an CO_2 , H_2S und N_2 identifiziert. Kogenetische wässrige Einschlüsse enthalten Gase mit geringfügig anderer Zusammensetzung (Abb. 6-12). In jüngeren Mineralbildungen wurden zudem weitere Kohlenstoffverbindungen (C_2H_6 , C_3H_8) identifiziert (Abb. 6-11d, Abb. 6-12), wobei der relative Anteil an CO_2 und N_2 in Bezug zu CH_4 relativ gesehen zunimmt. LÜDERS et al. (1999) beschreiben für die Karbon-Sedimente ebenfalls ein älteres $\text{CO}_2\text{-CH}_4$ -Fluid sowie ein jüngeres Fluid mit deutlich steigenden CO_2 -Gehalten, was sich mit den ermittelten Daten deckt. Bei den beobachteten sekundären CO_2 -Einschlüssen im Quarz-Detritus der Karbonsedimente (Abb. 6-12) handelt es sich möglicherweise um Bildungen im Zusammenhang mit der variszischen Orogenese.

In den Rotliegend-Vulkaniten konnten selten Gase identifiziert werden. Der Nachweis erfolgte indirekt durch den Nachweis von Clathraten in Anhydrit-, Fluorit- und Quarz-Kluffüllungen. Die gemessenen T_{mCL} von meist +2 bis +7 °C sprechen unter Berücksichtigung der Salinität für CH_4 -haltige Gaseinschlüsse. Es konnten auch einphasige Gaseinschlüs-

se spektroskopisch analysiert werden (Abb. 4), wo der Nachweis eines $\text{CH}_4\text{-N}_2$ -Gases mit geringen Anteilen an CO_2 erfolgte.

In den Rotliegend-Sedimenten konnten häufig Einschlüsse mit Th von ca. $-150\text{ }^\circ\text{C}$ beobachtet werden, was für sehr stickstoffreiche Gaseinschlüsse spricht. Die zugehörigen Raman-Spektrogramme zeigen einen sehr hohen N_2 -Peak (Abb. 6-11c), darüber hinaus konnten nur zwei sehr kleine CO_2 -Peaks identifiziert werden; auch der CH_4 -Peak ist nur sehr klein (Abb. 6-11c).

LÜDERS et al. (1999) beschreiben für das Rotliegend $\text{N}_2\text{-CH}_4$ -Einschlüsse mit geringen Anteilen an CO_2 oder reine N_2 -Einschlüsse (Abb. 4), was im Einklang mit der Gaszusammensetzung der Erdgaslagerstätte Salzwedel-Peckensen steht (BANDLOWA 1998).

Im Zechstein wurde mikrothermometrisch in einer Probe (El1) Stickstoff identifiziert. LÜDERS et al. (1999) geben für den Zechstein zwei Gastypen an, einer ist CH_4 -reich und an den Kupferschiefer gebunden und ein weiterer ist N_2 -reich und in den Karbonaten und Anhydriten zu beobachten (Abb. 6-12).

6.4 Kohlenwasserstoffhaltige Fluideinschlüsse

Zum Nachweis kohlenwasserstoffhaltiger Verbindungen in Flüssigkeitseinschlüssen wurden alle Proben fluoreszenzmikroskopisch untersucht. In den Fluideinschlüssen konnten keine fluoreszierenden Bestandteile nachgewiesen werden. In einigen Proben aus den Silt- und Tonsteinen des Karbons wurden fluoreszierende Bereiche beobachtet, welche meist parallel zur Schichtung oder in Richtung der Klüfte und Störungen verliefen. Kohlenwasserstoffe sind direkt nur in gashaltigen Fluideinschlüssen beobachtet worden.

6.5 Teilzusammenfassung: Chemische Zusammensetzung der Fluide

Zur Bestimmung der chemischen Zusammensetzung von Paläo-Fluiden im NEDB wurden mikrothermometrische, Cryo-REM-EDX-Analysen sowie ramanspektroskopische Untersuchungen unter Berücksichtigung der Diageneseabfolge durchgeführt. Mikrothermometrie und Cryo-REM-EDX-Analysen lieferten dabei vergleichbare Ergebnisse bei den Analysen der wässrigen Phasen von Flüssigkeitseinschlüssen (WOLFGRAHM & SCHMIDT MUMM 2000).

Es konnten diagenetisch gebildete Mineralzemente und Konkretionen sowie hydrothermale Kluffüllungen unterschieden werden. Der Fluidchemismus ist von vielen Faktoren abhängig. Eine eindeutige Zuordnung der Fluide unterschiedlicher chemischen Zusammensetzung zu bestimmten Prozessen oder auch deren zeitliche Gliederung ist so deutlich erschwert. Den größten Einfluss übten in jedem Fall Gesteins-Fluid-Wechselwirkungen aus. Das sind zum einen Lösungs- und Fällungsprozesse, zum anderen aber auch Alterations- und diagenetische Reaktionen, welche den Fluidchemismus entsprechend der Nebengesteine beeinflussten. Nicht zu vernachlässigen ist zudem die Migration von Porenwässern und die Zirkulation von hydrothermalen Wässern in den stark klüftigen Vulkaniten. Es konnten so Flüssigkeitseinschlüsse älterer Fluidsysteme mit unterschiedlicher Zusammensetzung (z.B. Abb. 6-6) gefunden werden. Diese Einschlüsse enthalten niedrig bis extrem hochsalinare wässrige Fluide und

konnten in Poren-Zementen und Mineralneubildungen der Sedimente, aber auch in den neu gebildeten Kluftmineralen beobachtet werden. Die laterale Korellation dieses Einschlusstypus ergibt, dass ein älteres, hochsalinares CaCl_2 -dominiertes Fluidsystem (vgl. Abb. 6-6) besonders an den Beckenrändern präsent ist, während ein weiteres primäres niedrigsalinares Fluidsystem auf das Beckenzentrum und auf die fröhdiagenetisch gebildeten Poren-Zemente beschränkt zu sein scheint. Starke Durchmischung und Fluid-Gesteins-Wechselwirkungen machen eine eindeutige Charakterisierung der involvierten Fluide schwierig.

Sekundäre Fluidsysteme lassen sich eindeutiger charakterisieren. Ein niedrigsalinares NaCl -dominiertes Fluidsystem steht einem jüngeren, CaCl_2 -dominierten System gegenüber (Abb. 6-6). Kogenetisch zu den wässrigen Einschlüssen des letztgenannten Fluidsystems wurde die Mehrzahl der bisher gefundenen Gaseinschlüsse gebildet.

Unter Berücksichtigung der Diageneseabfolge und Beckenentwicklung können die in Tab. 6-3 beschriebenen Fluide differenziert werden.

Alter		Fluidzusammensetzung	Salinität	Gestein	Gefüge
jünger > älter	A	NaCl-H ₂ O	niedrig <10%*	Sandstein, Siltstein, Anhydrit	frühdiagenetische Anhydritkonkretionen und -Zemente
	B ₁	NaCl-CaCl ₂ -MgCl ₂ -(KCl)-(Fe ₂ O ₃)-H ₂ O-N ₂ -CH ₄	sehr hoch 10-35%*	hauptsächlich Karbon- Sedimente	Kluft- und Zementfüllungen
	B ₂	NaCl-CaCl ₂ -(Fe ₂ O ₃)-H ₂ O	hoch 10-28%*	hauptsächlich Rotliegend-Vulkanite	hauptsächlich Kluftfüllungen
	B ₃	NaCl- H ₂ O	niedrig <10%*	basaltoide Rotliegend-Vulkanite	Drusen- und Kluftfüllungen
	C ₁	Fe ₂ O ₃ -NaCl-CaCl ₂ -(MgCl ₂)-H ₂ O	hoch 22-28%*	permokarbone Vulkanite und Sedimente	Klüfte insbesondere der südlichen Störungszone
	C ₂	CaSO ₄ -NaCl-CaCl ₂ -KCl-Fe ₂ O ₃ -H ₂ O-N ₂ -CH ₄	hoch 22-30%*	permokarbone Vulkanite und Sedimente	junge Kluftfüllungen, sekundäre Kluftminerale
	C ₃	NaCl-MgCl ₂ -(CaCl ₂)-(Fe ₂ O ₃)-H ₂ O-N ₂	sehr hoch 25-35%*	permokarbone Vulkanite und Sedimente	Kluft-Halit, -Karbonat und -Anhydrit
	D	NaCl- H ₂ O	niedrig <10%*	permokarbone Vulkanite und Sedimente	sekundäre Einschlussgenerationen in Zementen & Klüften

Tab. 6-3: Fluidzusammensetzung und relative Altersabfolge der Paläo-Fluide des NEDB nach Daten der Mikrothermometrie, Cryo-REM-EDX und Raman-Spektroskopie; *Salinität in $\text{NaCl}+\text{CaCl}_2$ Gew.% equiv.

Dabei ist zu berücksichtigen, dass die chemische Zusammensetzung der Fluide in Abhängigkeit vom Nebengestein variiert. In den bearbeiteten Proben wurden relativ wenig Gaseinschlüsse gefunden, so dass die getroffenen Aussagen zu Verbreitung und Verteilung der Gase durch weitere Untersuchungen gestützt werden sollten. Eine bessere Klassifizierung der einzelnen Fluidsysteme ist unter Berücksichtigung der Homogenisierungstemperaturen möglich (Kap. 7).

7 Temperatur- und Druckinformationen

Unter Berücksichtigung der von ROEDDER (1984) und anderen Autoren beschriebenen Kriterien kann aus der Homogenisierungstemperatur (T_h) von Flüssigkeitseinschlüssen auf die Bildungstemperatur (T_b) eines Fluids geschlossen werden. Grundlagen hierfür sind die Annahmen, dass ein entsprechendes Fluidum nur in homogenem Zustand durchs Gestein migriert sein kann und eine Volumen- und Dichtkonstanz bestand bzw. besteht. Entmischungen in die einzelnen festen, flüssigen und gasförmigen Phasen sind das Produkt einer nachträglichen Abkühlung. Wird nun in einem gegenläufigen Prozess wiederum die Temperatur der vollständigen Homogenisierung eines wässrigen Einschlusses bestimmt, spiegelt diese Temperatur die minimale Bildungstemperatur des Fluids wider.

Aufgrund thermodynamischer Gesetzmäßigkeiten muss zur Bestimmung der T_b (Kap. 7.4) aus T_h ein Korrekturfaktor verwendet werden. Dieser ist vom Bildungsdruck abhängig, welcher in Sedimentbecken eine Funktion der Probenentnahmetiefe, des Bildungsalters und des lithologischen Aufbaus des Beckens ist (Kap. 7.1). Zudem müssen sekundäre Veränderungen der Flüssigkeitseinschlüsse ausgeschlossen bzw. berücksichtigt werden (Kap. 7.3), da diese den Homogenitätskriterien von ROEDDER (1984), GOLDSTEIN & REYNOLDS (1994) u.a. nicht entsprechen und die physikochemischen Charakteristika der Bildungsbedingungen der entsprechenden Flüssigkeitseinschlüsse sekundär verändern.

Zur Verifizierung der ermittelten Daten erfolgt ein Vergleich mit bereits bekannten Temperaturabschätzungen, welche sich aus Mineralthermometern oder Bohrlochtemperaturmessungen ergeben (Kap. 7.5; 7.6).

7.1 Homogenisierungstemperaturen und ihre Verteilung

Die Homogenisierungstemperaturen (T_h) von diagenetisch und hydrothermal gebildeten Mineralphasen des NEDB variieren sowohl in lateraler und vertikaler, als auch in ihrer zeitlichen Verteilung. Während die räumliche Verteilung durch die Korrelation von gemessenen Temperaturen aus Proben unterschiedlicher Tiefenlagen einer Bohrungen oder durch den Vergleich der Temperaturdaten mehrerer Bohrungen erfolgt, ist eine zeitliche Einordnung der verschiedenen Temperaturen deutlich komplizierter. Zum einen kann diese durch die petrographische Bestimmung verschieden alter Mineralparagenesen erfolgen, zum anderen aber auch durch die mikroskopische Kartierung der Proben und die Identifikation jüngerer und älterer Flüssigkeitseinschlussgenerationen (FIA). Beispielhaft wird in Abb. 7-1 die Verteilung von Flüssigkeitseinschlüssen in der Probe Rn10 abgebildet. Ältere, große, vereinzelt vorkommende, unregelmäßig begrenzte Einschlüsse weisen hohe T_h von etwa 180°C auf (Abb. 7-1). Jüngere Einschlüsse, welche auf Fluidbahnen angeordnet sind, zeigen deutlich niedrigere T_h von 100 °C bis 115 °C. Diese sekundären Fluidbahnen, welche oft auch parallel zur Spaltbarkeit des Kalzitkristalls angeordnet sind, durchschlagen die älteren Einschlüsse. Die so beeinflussten Fluideinschlüsse weisen T_h auf, welche auf eine Mischung der älteren und jüngeren Fluide

schließen lassen (vgl. Kap 7.3). Äquivalent wurden für alle Proben primäre und sekundäre Flüssigkeitseinschlussgenerationen (FIA) unterschieden. In Anhang F1 sind die Ergebnisse der regionalen Untersuchungen anhand von 10 charakteristischen Tiefenprofilen dargestellt.

Aufgetragen sind die Homogenisierungstemperaturen der Flüssigkeitseinschlüsse gegen die Probentiefe, wobei das Profil mit der Bohrung Rn 1/63 am nördlichen Profilrand und Pkn 1/71 am östlichen Beckenrand beginnt, gefolgt von den Bohrungen Mi 1/74, Mnz 101/64, Kdn 4/64, Pa 1/68 und Ela 1/74 als Repräsentanten der zentralen Beckenbereiche und SW 2/64, Prz 1/77 und Rx 2/62 des südlichen Beckenrandes (Abb. 1-2). Die Bohrungen Rn1/63 und besonders die Bohrung Rx2/62 befinden sich in kretazisch gehobenen Krustenschollen, wobei Vertikalversätze bis ca. 4000 m auftreten.

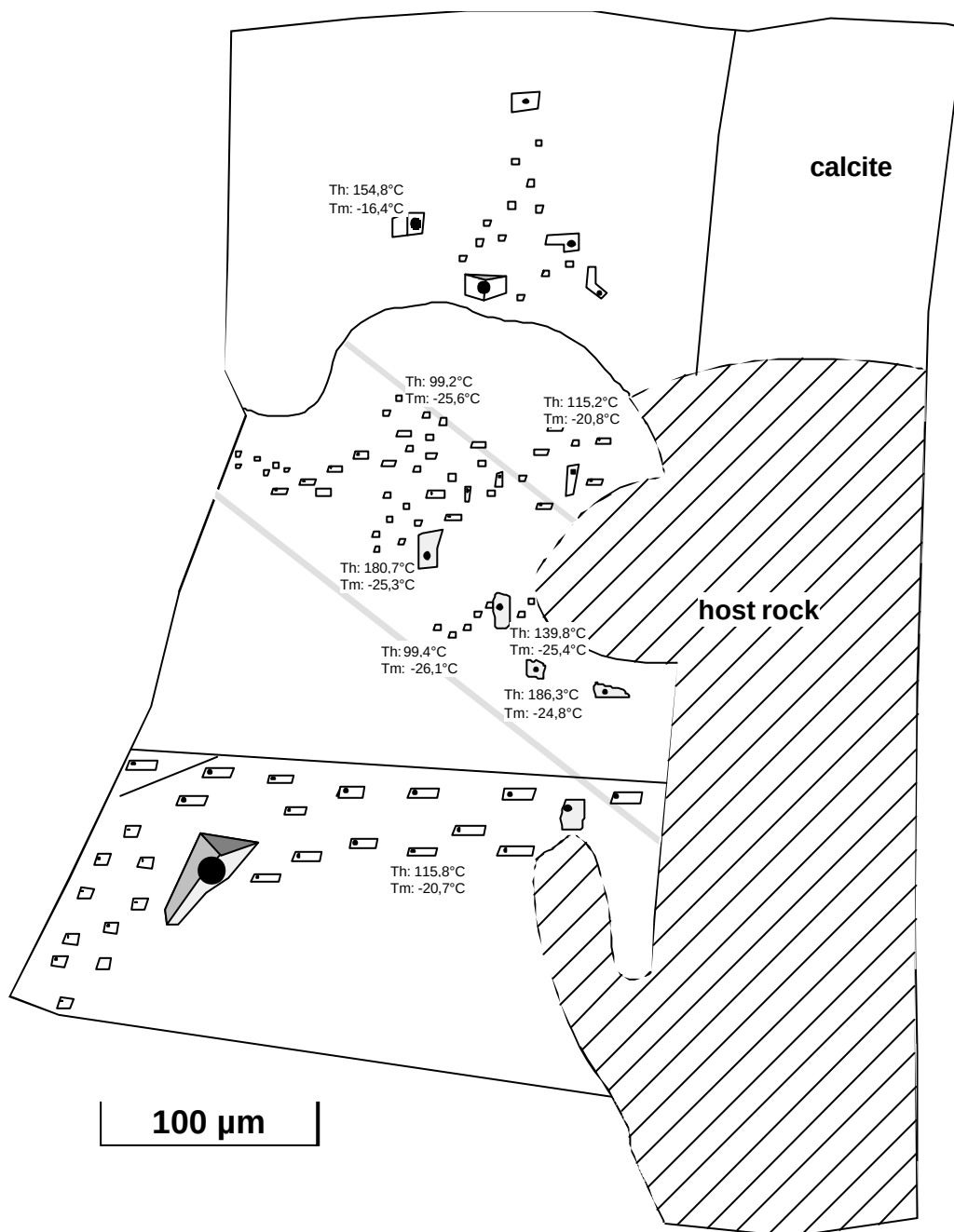


Abb. 7-1: Mikrothermometrische Einschlusskennndaten in hydrothermal gebildetem Kalzit des Probe Rn10 (Th - Homogenisierungstemperatur, Tm - Schmelztemperatur von Eis)

Bei der Betrachtung der vertikalen Temperaturverteilung der einzelnen Bohrungen ist in den Rotliegend-Sedimenten und jüngeren Einheiten eine Temperaturerhöhung mit zunehmender Tiefe erkennbar, der einem geothermalen Gradienten von etwa 30 °C/km folgt (z.B. Mi 1/74, Pa 1/68, Anhang F1). Unterhalb der Rotliegend-Sedimente ist der Gradient deutlich kleiner.

Durch die Analyse von Flüssigkeitseinschlüssen in Mineralneubildungen jüngerer stratigraphischer Einheiten (Buntsandstein) aus den Bohrungen MnzO 101/64 und Kdn 4/64 konnten Th ermittelt werden, welche deutlich oberhalb eines moderaten thermischen Gradienten von 30 °C/km liegen (Anhang F1). In diesen Lokalisationen wird die erhöhte Temperatur auf den erhöhten Wärmefluss im Bereich von Salzkissen und -Diapiren sowie die Aszendenz von Fluiden aus tiefern Stockwerken entlang von Störungssystemen zurückgeführt.

Zur weiteren thermalen Charakterisierung der Fluide wurden die in Anhang A2 dokumentierten Th - Tm-Diagramme entsprechend ihrer Punktverteilungen gruppiert. Anschließend wurden die geometrischen Punktverteilungsmuster für Kluftminerale in fünf Gruppen untergliedert (Abb. 7-2) und außerdem die Daten der Zement- und Mineralneubildungen (Abb. 7-3) dargestellt. Die fünf „geometrischen“ Gruppen der Kluftfüllungen lassen sich wie folgt charakterisieren:

Typ 1

Alle Proben, welche dem Typ 1 zugeordnet werden können, besitzen primäre und sekundäre Einschlüsse, welche in einem Temperaturfeld zwischen etwa -20°C und -45 °C (Tm) sowie 130°C und 220°C (Th) liegen. Die Temperaturfelder der einzelnen Proben sind hierbei sehr klein. Die Th einer Fluidgeneration schwanken um etwa 40 °C und die Tm um etwa 15 °C (z.B. Anhang A2n, Probe Prz1). Aufgrund zusätzlich vorkommender Temperaturfelder, welche meist sekundäre Fluide repräsentieren, können weiterhin drei Untergruppen gefunden werden (Abb.7-2). Wirtsminerale der Gruppe 1 sind vor allem Quarz, Kalzit und seltener Anhydrit. Einschlüsse sekundärer Fluidsysteme sind nur in bestimmten Mineralen enthalten. Für die Gruppe 1c (z.B. Anhang A2n, Probe Prz6) sind dies Fluorit, Kalzit, Baryt und Anhydrit und für die Gruppe 1a ist es Kalzit (z.B. Anhang A2j, Probe MiJ1). Alle Kluftminerale mit Temperaturverteilungen des Typs 1 kommen ausschließlich in permokarbonen Vulkaniten vor. Ausnahmen bilden lediglich Proben aus vulkanitnahen Rotliegend-Sandsteinen der südlichen Störungszone (z.B. Gardelegener Abbruch), welche hydrothermal stark überprägt wurden (Prz 1/77; Rx 2/62). Letztere können alle der Untergruppe 1c zugeordnet werden. Eine weitere Ausnahme ist die Probe El2. Die Kluft befindet sich in einem Karbon-Sediment.

Die chemische Zusammensetzung der Fluidlösungen entspricht den Gruppen B2 und C1 - C3 (Tab. 6-3).

Typ 2

Einschlussgruppen des Typs 2 sind durch kleine Temperaturfelder mit Temperaturdifferenzen der Th von etwa 10 °C und Tm von etwa 5 °C charakterisiert. Dabei variiert die Lage des Temperaturfeldes entsprechend der Wirtsgesteine, der Tiefenlage und anderer, nicht weiter zu charakterisierender Parameter sehr stark. Einschlussgruppen dieses Typs finden sich vor allem

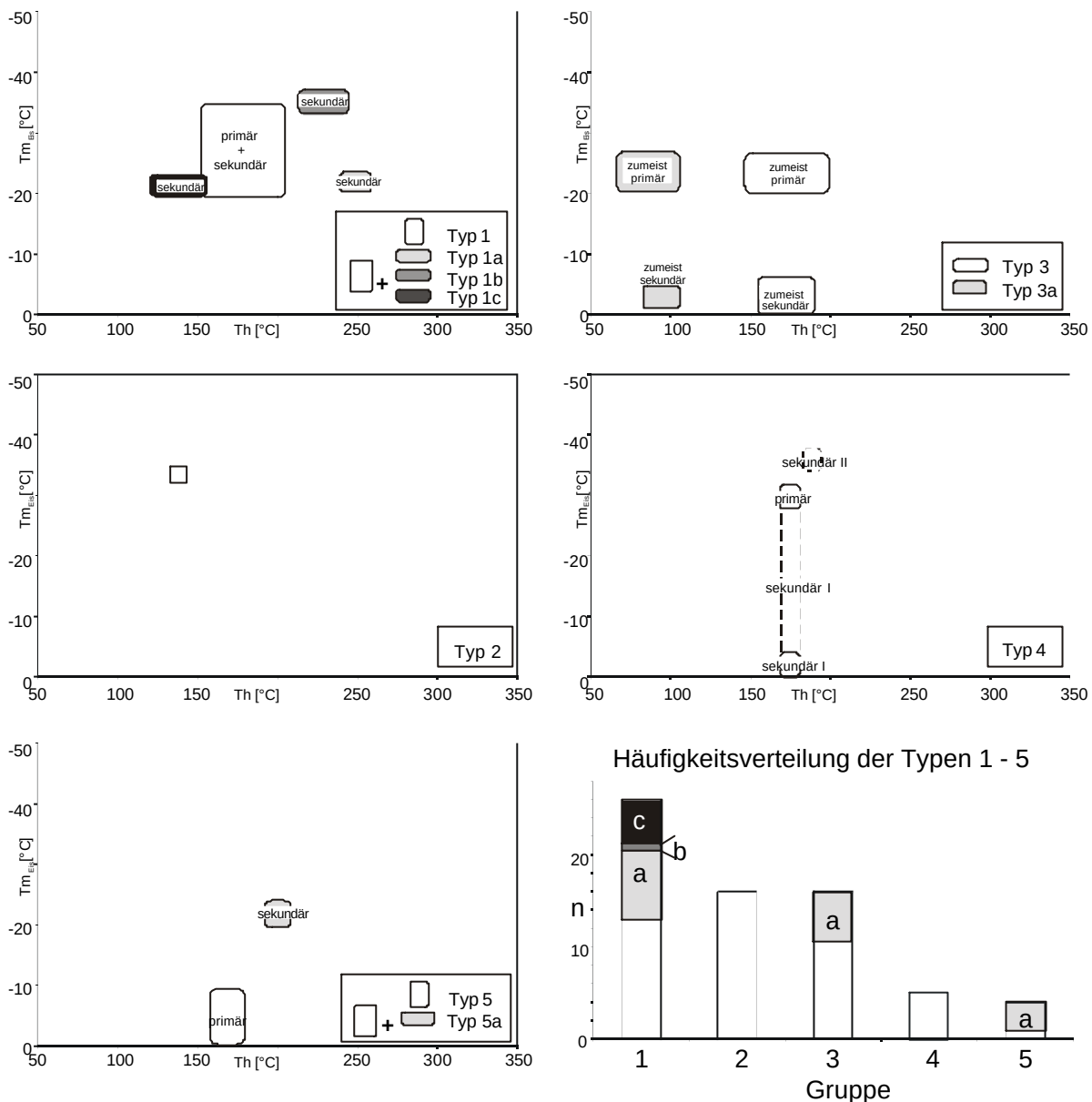


Abb.7-2: Klassifikation der Fluidsysteme auf Grund der Verteilungsmuster (schematisch) in Tm-Th-Diagrammen sowie statistisches Vorkommen der einzelnen Gruppen

in authigenen Mineralbildungen der bearbeiteten Sedimente. Die chemische Zusammensetzung der Fluidlösungen entspricht den Gruppen B1 (Tab. 6-3).

Typ 3

Proben, deren Einschlüsse der Gruppe 3 zugeordnet werden können, wurden in allen zu differenzierenden Wirtsmineralen und -gesteinen beobachtet. Dabei können deutlich zwei Einschlussgruppen unterschieden werden (Abb.7-2). Die Tm der primären Fluideinschlüsse schwanken hierbei zwischen -20 °C und -28 °C und der sekundären zwischen 0 °C und -5 °C. Die Th sind abhängig von der Versenkungstiefe. Hervorzuheben ist eine Gruppe von Einschlüssen mit Th von 60 bis 110 °C (Typ 2a) sowie zwischen 160 °C und 190 °C. Die chemische Zusammensetzung der Fluidlösungen entspricht den Gruppen B1-B2 und D (Tab. 6-3).

Typ 4

Die Einschlüsse der Gruppe 4 (Abb. 7-2) wurden oft in Kluftquarzen der Karbon-Sedimente und teilweise der permokarbonen Vulkanite identifiziert. Es können meist eine primäre und zwei sekundäre Einschlussgenerationen unterschieden werden. Dabei variieren die T_h von 165 bis 180 °C für die primären und der älteren sekundären Einschlussgruppen kaum. Die T_m der primären Einschlüsse liegen zwischen -25 °C und -30 °C, und die der älteren, sekundären Einschlüsse sind meist höher. Dabei scheinen die T_m von 0 bis -4 °C eine sekundäre Fluidgeneration zu charakterisieren, während die Temperaturen zwischen -4 °C und -25 °C auf „leakage“-Effekte (Kap. 7.2) zurückzuführen sein könnten. Eine jüngere Gruppe sekundärer Einschlüsse zeigt die höchsten T_h von 180 °C bis 195 °C und die niedrigsten T_m von -36 bis -39 °C. Die chemische Zusammensetzung der Fluidlösungen entspricht den Gruppen B1-B2 und D (Tab. 6-3).

Typ 5

Die Einschlüsse der Gruppe 5 (Abb. 7-2) wurden ausschließlich in Drusen- und Kluftfüllungen basaltoider Rotliegend-Vulkanite der Bohrung Mirow beobachtet. Entgegen den anderen Fluid-Gruppen sind die T_m der primären Einschlüsse sehr hoch (0 °C bis -9 °C). Die T_h schwanken für zwischen 160 °C und 175 °C. Die sekundären Einschlüsse sind durch T_h von 190 bis 205 °C und T_m von -20 bis -24 °C charakterisiert. Die chemische Zusammensetzung der Fluidlösungen entspricht den Gruppen B3 (Tab. 6-3).

Zusammenfassend ist zu bemerken, dass die Fluidgruppe 1 (Abb.7-2; Histogramm) mit Ab-

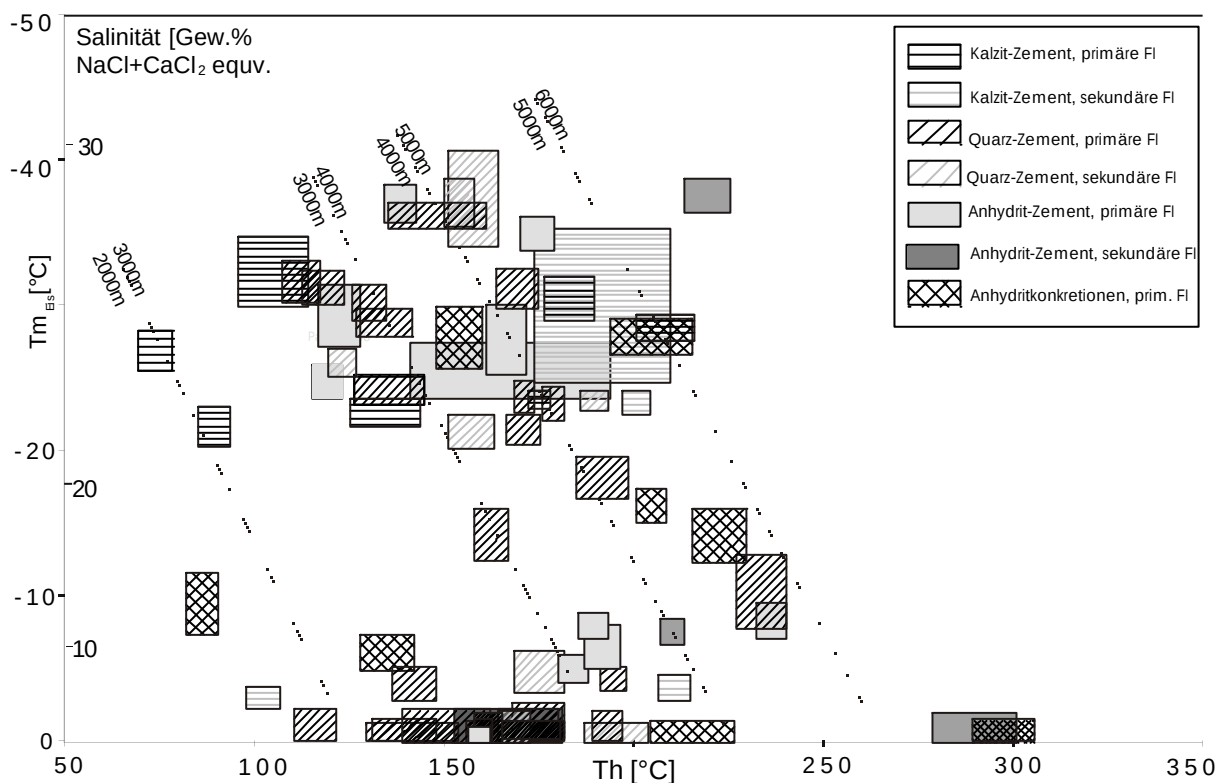


Abb. 7-3: T_h - T_m -(Salinitäts-) Diagramm der Fluideinschlussgenerationen aller bearbeiteten Proben mit Angabe der Teufenlagen (gestrichelte Linien, synoptische Darstellung). Erläuterung im Text. FI = Flüssigkeitseinschlüsse.

stand am häufigsten, die Gruppen 2 und 3 häufig sowie die Gruppen 4 und 5 wenig vertreten sind. Ausgehend vom Wirtsgestein könnte es sich bei den primären Einschlüssen der Karbonsedimente (Gruppe 5) um die ältesten Fluide (Präperm) handeln. Die älteren, sekundären Einschlüsse dieser vierten Gruppe weisen außerdem ähnliche thermische Signaturen auf, wie die primären Einschlüsse der Drusen- und Kluftfüllungen der basaltoiden Rotliegend-Vulkanite (Gruppe 5). Die Wirtsminerale dieser Fluide können hingegen als die ältesten authigenen Mineralbildungen der permokarbonen Vulkanite interpretiert werden (Kap. 4). Möglicherweise handelt es sich bei diesen niedrig salinaren Fluiden um Bildungen einer hydrothermalen „Nachphase“ des permokarbonen Vulkanismus. Die Fluide der Gruppen 1, 2 und die primären Einschlüssen der Gruppe 3 repräsentieren wahrscheinlich hochsalinare Becken-Fluide. Sie wurden in spätdiagenetischen Kristallen beobachtet. Nicht ganz klar ist die Herkunft der niedrig salinaren Fluide der sekundären Einschlussgenerationen der Gruppe 3 und 4. Diese wurden möglicherweise in einer sehr späten Phase der Beckenentwicklung gebildet, in welcher die existenten Mineralphasen stabil waren. Sowohl die Fluidmigrationsraten als auch die Ionen-Zufuhr in die Porenwässer durch diagenetische Prozesse waren gering.

Eine ähnliche Typisierung der bearbeiteten Mineralzemente ist nicht möglich. In Abb. 7-3 sind alle ermittelten Th gegen die entsprechenden Tm dargestellt. Prinzipiell lassen sich zwei Hauptgruppen unterscheiden. Eine zeichnet sich durch Tm von 0 bis -8 °C und Th von 100 bis 220 °C und eine zweite durch Tm von -20 bis -40 °C bei Th von 65 bis 220 °C aus. Weitere Fluide mit Tm zwischen -7 °C und -18 °C treten meist in frühdiagenetischen Anhydritkonkretionen und Kalzitcementen auf. Die chemische Zusammensetzung der niedrigsalinaren Flüssigkeitseinschlüsse entspricht hierbei den Gruppen A und D (Tab. 6-3) und die der zweiten, hochsalinaren Einschlüsse den Gruppen B1, C1-C2 (Tab. 6-3).

Aus den Daten kann prinzipiell eine Tiefenabhängigkeit von Salinität und Th (Abb. 7-3) der Anhydritkonkretionen, Anhydrit- und Kalzitcementen nachgewiesen werden. Eine weiterführende Beschreibung der Daten erfolgt in Kap. 7-4.

7.2 Sekundäre Veränderungen der Flüssigkeitseinschlüsse

Sekundäre Veränderungen von Flüssigkeitseinschlüssen stellen die größten Probleme bei der mikrothermometrischen Bestimmung der Bildungsbedingungen von Paläo-Fluiden dar (BODNAR & BETHKE 1984, GOLDSTEIN & REYNOLDS 1994). Die derzeit geführten Diskussionen auf dem Gebiet der Flüssigkeitseinschlussforschung gehen sogar soweit, dass die Bearbeitung und Wertung metamorph gebildeter Fluide in Frage gestellt wird. Für diagenetische und hydrothermale Fluide sind sekundäre Veränderungen jedoch diagnostizierbar und sogar nutzbar (BODNAR & BETHKE 1984, BURRUSS 1989, GOLDSTEIN & REYNOLDS 1994, LEISCHNER 1994). Die mikrothermometrische Bearbeitung entsprechender Proben liefert so hervorragende Ergebnisse, wie im Folgenden gezeigt wird. Sekundäre Veränderungen der physikochemischen Bedingungen erfolgen z.B. durch Reaktionen der Einschlüsse mit dem jeweiligen Wirtsmineeral, Rekristallisation des Wirtsminerals, Migration von Fluiden in und aus den Flüssigkeitseinschlüssen, Deformation der fluidgefüllten Kavitäten, thermale Re-Equilibrierung u.a. Bei

Isochore 1 bis zum Punkt B. An diesem Punkt erreicht der Einschluss einen differentiellen Überdruck von ca. 40 MPa und wird implosiv dekrepitiert. Dabei erfolgt eine Re-Equilibration im Punkt C (ca. 125 °C) auf der Isochore I2. Die Th des re-equilibrierten Einschlusses befindet sich nun bei ca. 120 °C (Punkt D) und gibt etwa die maximal erreichte Temperatur wider. Weiterhin ist möglich, dass der in Punkt A gebildete Einschluss (Abb.7-3) bis zum Punkt b auf der Isochore 1 einem gewissen Überdruck standhält, und ab dort eine sukzessive Dehnung des Einschlusses und damit der Wechsel auf die Isochore 1' (Punkt c) stattfindet. In diesem Fall würde die Th bei ca. 110 °C (Punkt d) liegen. Es ist weiterhin eine Dekrepitation dieses bereits irreversibel veränderten Einschlusses denkbar, wobei dann ebenfalls eine Re-Equilibration im Punkt C erfolgen würde und eine Th von 120 °C mikrothermometrisch bestimmbar sein würde.

Daraus ergibt sich, dass Einschlüsse, welche sich in frühdiagenetischen Anhydrit- oder Dolomitbildungen (Konkretionen, Zemente) befinden, bei der Temperaturzunahme im Rahmen der Beckenentwicklung zu neuen p/T-Bedingungen re-equilibriert sein könnten, und daher die primären Bildungsbedingungen der Zemente nicht mehr widerspiegeln. Allerdings können diese Einschlüsse als Maximal-Thermometer Anwendung finden, wie es bei BODNAR & BETHKE (1984), GOLDSTEIN & REYNOLDS (1993), LEISCHNER (1994) u.a. vorgeschlagen wird.

Zum Nachweis sekundärer Veränderung der bearbeiteten Flüssigkeitseinschlüsse wurden hauptsächlich die in Abb. 7-4 dargestellten Indizien verwandt, welche auf physikalischen Gesetzmäßigkeiten beruhen. So sind große Einschlüsse aufgrund der ungünstigeren Oberflächen / Volumen-Verhältnisse für nachträgliche Volumenveränderungen empfänglicher, weshalb die kleineren Einschlüsse am ehesten die ursprünglichen Bildungsbedingungen repräsentieren. Um sekundäre Veränderung der Einschlussvolumina nachzuweisen wurde daher stets die Th

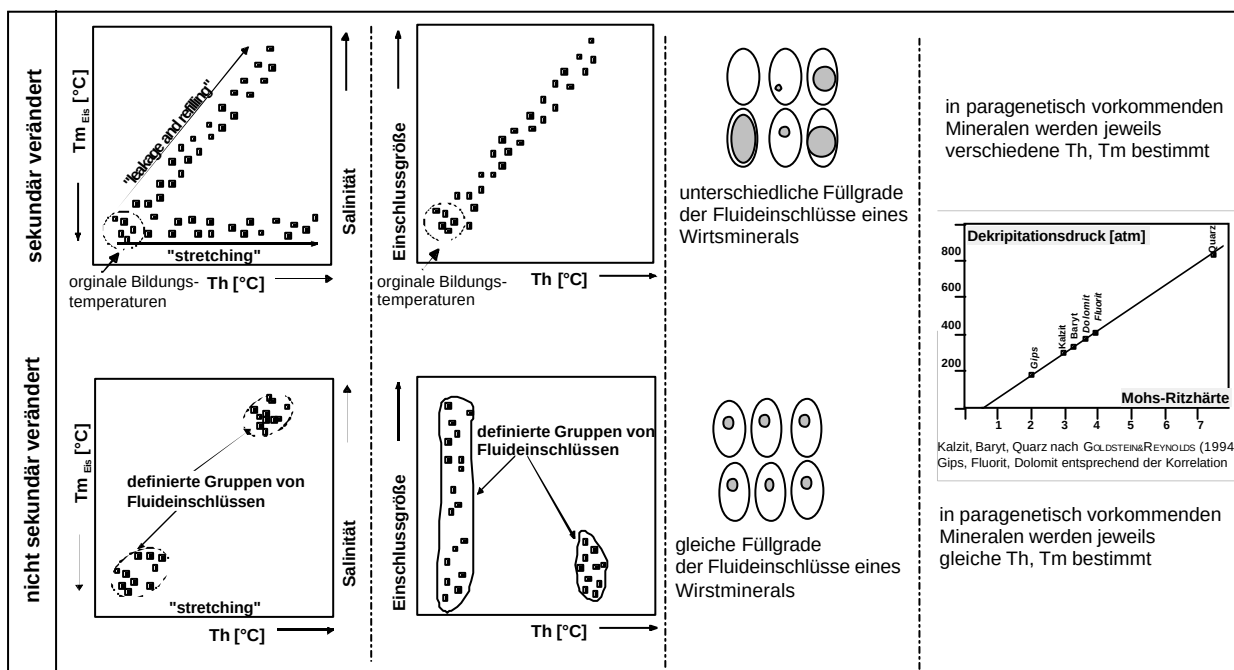


Abb.7-4: Indizien für sekundäre Veränderungen von Flüssigkeitseinschlüssen; vereinfacht und zusammengefasst nach GOLDSTEIN & REYNOLDS (1994), ROEDDER (1984)

gegen die Einschlussgröße dargestellt (Anhang A3), wobei auftretende Korrelationen als Indiz für eine sekundäre Alteration gedeutet wurden.

Weiterhin nehmen die physikochemischen Eigenschaften der Wirtsminerale großen Einfluss auf die sekundäre Veränderbarkeit der Gesteinshohlräume. So besteht eine Korrelation zwischen Mohs-Härte der in Frage kommenden Wirtsminerale (Anhydrit, Kalzit, Quarz, Baryt etc.) und der Zerstörbarkeit der Fluideinschlüsse (GOLDSTEIN & REYNOLDS 1994). Ein Hinweis auf den ungestörten Zustand der Einschlüsse ergab sich bereits aus dem Vergleich der Einschlussdaten verschiedener, kogenetischer Wirtsminerale, wenn deren Temperaturdaten (Anhang A2) sich größtenteils überdeckten. Ein weiteres Indiz für sekundäre Alteration ist die Form des jeweiligen Einschlusses. So sind fluidgefüllte Antiformen selten re-equilibriert. Besonders bedeutsam für relevante, sekundäre Überprägungen von Flüssigkeitseinschlüssen ist die Höhe der thermalen Überprägung. Eine thermische Re-Equilibration ist nur dann zu erwarten, wenn sich die primären Einschlussbedingungen deutlich von den sekundären unterscheiden.

Lassen sich also verschiedene Gruppen von Fluideinschlüssen deutlich durch Parameter wie Form, Größe, Füllgrad, Salinität und Th in unterschiedlichen Wirtsmineralen nachweisen, so kann davon ausgegangen werden, dass keine sekundäre Alteration vorliegt. Das entscheidende Kriterium für das Ausschließen von thermischer Re-equilibration ist also das Vorkommen definierter Flüssigkeitseinschluss-Gruppen (FIA; „fluid inclusion assemblages“). Besteht eine Korrelation der Eigenschaften, wie z.B. Th und Tm oder Th und Einschlussgröße, oder existiert nur eine Gruppe von Einschlüssen, so lässt sich eine thermische Überprägung nicht ausschließen. Letzteres ist auch der Fall, wenn es größere Unterschiede in den Th verschiedener, kogenetischer Wirtsminerale gibt.

Es sind Untersuchungen durchgeführt worden, ab welchen Bedingungen Flüssigkeitseinschlüsse aufgrund thermischer Überprägung mit hoher Wahrscheinlichkeit re-equilibriert werden. Diese Daten sind umfassend in GOLDSTEIN & REYNOLDS (1994) diskutiert. Die höchsten Th im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurden in Gängen der Rotliegend-Vulkanite, meist in Quarz und Kalzit als Wirtsmineralen gemessen. Da die Einschlüsse im Quarz meist nur 3 - 10 µm groß und die Th kleiner als 230°C sind, kann nach GOLDSTEIN & REYNOLDS (1994) davon ausgegangen werden, dass sie nicht re-equilibriert wurden. Bei Übereinstimmung der Th der Einschlüsse in Kalzit und Quarz konnte davon ausgegangen, dass die Einschlüsse der Kalzite nicht sekundär re-equilibriert wurden. Die in den kleinen primären Fluideinschlüssen (ca. 3 µm) gemessenen Temperaturdaten spiegeln am ehesten die Bildungsbedingungen wider. Die in re-equilibrierten Einschlüssen gemessenen und anschließend druckkorrigierten Th geben die Minimaltemperatur eines sekundären thermalen Ereignisses an. Somit lassen sich in Auswertung der Temperaturmessungen sowohl die Temperatur bei Bildung der Einschlüsse, als auch die Temperatur einer späteren thermalen Überprägung nachweisen. Im Falle der Probe PaI1 (Anhang A3) ergibt sich somit eine Bildungstemperatur der FI von ca. 160 °C (nicht druckkorrigiert) und eine spätere Re-Equilibration durch eine thermale Überprägung mit einer Temperatur von ca. 275 °C (nicht druckkorrigiert). Hingegen

erfolgte bei der Probe Rn10 eine Re-Equilibration der älteren, primären Fluideinschlüsse mit Th von 180 °C durch sekundäre, jüngere Fluide mit Th von 100 °C hin zu niedrigeren Temperaturen (Abb.7-1). Diese sekundäre Alteration in Folge der Zufuhr oder Abgabe von Fluiden entlang von Wegsamkeiten im Wirtsmineral („leakage and refilling“) lässt sich aufgrund der Korrelationen von Th und Tm in den entsprechenden Diagrammen nachweisen.

Ein weiteres Problem ist die Re-Equilibration von Einschlüssen während des Messvorganges. Besonders Anhydrit und Baryt erwiesen sich hier als anfällige Wirtsminerale. Bei den mikrothermometrischen Untersuchungen konnte allerdings nicht auf die Sulfat-Wirtsminerale verzichtet werden. Fluidgefüllte Hohlräume im Anhydrit reagierten beim Einfrieren mit irreversibler Volumenvergrößerung. Aus diesem Grunde wurde bei jeder Probe zuerst die Th bestimmt und anschließend wurde die Probe zur Bestimmung der Salinitäten gekühlt, wobei eine entsprechend bearbeitete Probe anschließend nicht weiter verwandt wurde. Zudem sind mikrothermometrische Daten aus den Wirtsmineralen Anhydrit und Baryt nur im Vergleich mit denen in kogenetisch gebildetem Quarz oder Karbonat verwendbar.

7.3 Fluiddrücke, Geobarometrie (CH_4 ; N_2)

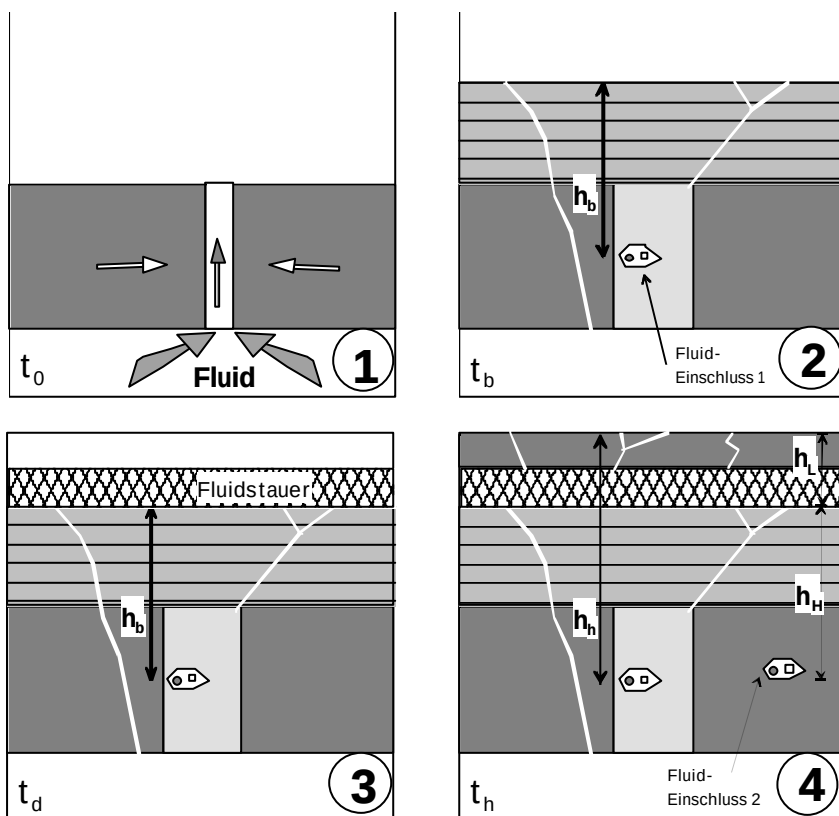


Abb.7-5: Schematischer Bildungsablauf eines Fluideinschlusses mit Teufenzuordnung (Fluideinschluss 1 bei Zeitpunkt t_b und Einschluss 2 rezent gebildet); Erläuterung im Text

t_0 = Fluid durchströmt Gestein, t_b = Fluideinschlussbildung 1, t_h = rezent, t_d = Zeitpunkt d, h_b = Abstand des Einschlusses zu Stauer, h_b = Bildungstiefe des Fluideinschlusses, h_h = rezente Teufe des Einschlusses, h_H = hydrostatischer Anteil an h_h , h_L = lithostatischer Anteil an h_h

7.3.1 Allgemeines zu Ermittlung von Fluiddrücken

Neben den Temperaturinformationen lassen sich die Paläo-Fluiddrücke abschätzen. Grundlage sind mehrere Annahmen, welche mit der Einschlussbildung und der nachträglichen Veränderung der Umgebungsbedingungen des jeweiligen Einschlusses zusammenhängen (Abb.7-5). So wird i.Allg. davon ausgegangen, dass ein homogenes Fluid zum Zeitpunkt der Einschlussbildung vorlag, aber auch Mischungen von verschiedenen homogenen

Fluiden sind zu unterscheiden (LOUCKS 2000, ROEDDER 1984). Das ist schematisch in Abb.7-5(1) dargestellt. Aufgrund thermodynamischer Veränderungen, wie beispielsweise infolge eines Druck- und Temperaturabfalls einer sich öffnenden Kluft, erfolgt die Ausfällung von hydrothermalen oder diagenetischen Mineralen, wobei homogene Restflüssigkeiten eingeschlossen werden (Fluid-Einschluss 1, Abb. 7-5(2)). Nach der Einschlussbildung und einer allmählichen Abkühlung trennt sich dieses homogene Fluidum in dem „natürlichen Autoklaven“ in Gasphase(n) und flüssige Phase(n) und bei hohen Salinitäten der Flüssigkeiten teilweise in eine oder mehrere feste Phasen auf, wie sie letztendlich bei Raumtemperatur beobachtet werden können (ROEDDER 1984). Charakteristisch sind für den Flüssigkeitseinschluss neben der chemischen Zusammensetzung des eingeschlossenen Fluids Bildungstemperatur und -druck. Letzterer kann durch Anwendung physikalischer Grundgesetze nach folgender Gleichung berechnet werden:

$$p = h_b \cdot \rho \cdot g \quad (7.1)$$

(h_b - Höhe [m]; ρ - Dichte [g/cm^3]; g - Erdbeschleunigung [m/s^2])

In der Gleichung 7.1 ist nur die Erdbeschleunigung g bekannt. Die Dichte ρ und die Höhe h_b müssen abgeschätzt werden.

Zur Ermittlung des Fluiddrucks ist es notwendig, die während der Einschlussbildung wirksame Dichte abzuschätzen. Als minimale Dichte kann die des Wassers und als maximale die des umgebenden sowie des auflagernden Gesteins angenommen werden. Somit können der minimal wirkende, hydrostatische Dampfdruck und der maximal wirkende, lithostatische Dampfdruck unter Verwendung der Gleichung 7.1 berechnet werden. Für den hydrostatischen Dampfdruck wird die Dichte von Wasser und für den lithostatischen Dampfdruck die mittlere Dichte des überlagernden Gesteins verwendet.

Um die jeweilige Bildungstiefe h_b von Fluideinschlüssen zu ermitteln, ist eine Altersabschätzung (Kap.5.3) der Fluidereignisse erforderlich. Dazu ist es notwendig die Versenkungsgeschichte des Beckens (Abb.7-5(3-4)) zu rekonstruieren und die Bildungszeit der entsprechenden Mineralphase abzuschätzen.

Zur Entscheidung, ob der Fluiddruck hydrostatisch oder lithostatisch zu berechnen ist, sind weitere gesteinsphysikalische Eigenschaften zu beachten. So wurde zum Zeitpunkt t_d (Abb. 7-5(3)) eine abdichtende Sedimentschicht (Fluidstauer) abgelagert, welche die Migration von aufsteigenden und absinkenden Wässern als auch einen Druckausgleich zu den überlagernden Gesteinen verhindert bzw. verlangsamt. An der Basis dieser abdichtenden Schicht wird ein lithostatisch wirkender Paläo-Druck angenommen.

Bei Bildung des Fluideinschlusses 1 (Abb. 7-5) war die fluidstauende Schicht noch nicht vorhanden. Demnach wird ein hydrostatischer Druck und eine entsprechende Dichte von $1 \text{ g}/\text{cm}^3$ angenommen. Die Bildungstiefe des Einschlusses 1 ergibt sich aus der Differenz von Probenentnahmetiefe h_b und der seit der Bildungszeit t_b akkumulierte Gesteinsmächtigkeit. Die Berechnung des Druckes erfolgt nach Gleichung 7.1.

Beim Fluideinschluss 2 ist die gesamte Probentiefe h_h zu berücksichtigen, da die Bildungszeit des Einschlusses als rezent angenommen wird. Da die fluidstauende Schicht bei Bildung des Einschlusses vorhanden war, wird der real wirkende Paläo-Fluiddruck am genauesten durch ein kombiniertes hydrostatisch -lithostatisches Druckmodell abgeschätzt. Demnach setzt sich der Bildungsdruck des Fluideinschlusses 2 (Abb. 7-5) aus einem lithostatischen Anteil über die Entfernung h_L und einem hydrostatischen Anteil über die Entfernung h_H zusammen. Die Berechnung erfolgt nach der Gleichung:

$$p = (h_L * \rho_{\text{Gestein}} + h_H * \rho_{\text{Wasser}}) * g \quad (7.2)$$

(h_L ; h_H - vgl. Abb. 7-5; ρ_{Gestein} - mittlere Gesteinsdichte der überlagernden Gesteine im Bereich von h_L ; ρ_{Wasser} - vereinfacht wird hier die Dichte von Wasser mit ca. 1 g/cm^3 verwandt, salinare Lösungen haben eine etwas höhere Dichte; g - Erdbeschleunigung [m/s^2])

7.3.2 Modell zur Abschätzung der Paläo-Fluiddrücke im Bereich des NEDB

In der KTB-Hauptbohrung wurden in 9 km Tiefe hydrostatische Porenfluidrücke nachgewiesen (GRAWINKEL & STÖCKHERT 1998), auch die Gaslagerstätten im Rotliegend weisen rezent hydrostatische Drücke auf (BANDALOWA 1998).

PISKE & RASCH (1998) zeigen im Gegensatz dazu, dass das Staßfurt-Karbonat im Bereich des NEDB als isolierter Hochdruckhorizont ausgebildet ist. Höchste Druckgradienten wurden nach den Autoren im Stadium der größten Beckenversenkung vor der kretazischen Inversion mit 2,2 bar /10 m erreicht. Nach der Oberkreide wurden die Drücke bis zu hydrostatischen Verhältnissen ausgeglichen (PISKE & RASCH 1998).

Die hohen Paläo-Schichtdrücke werden so hauptsächlich auf einen lithostatisch wirkenden

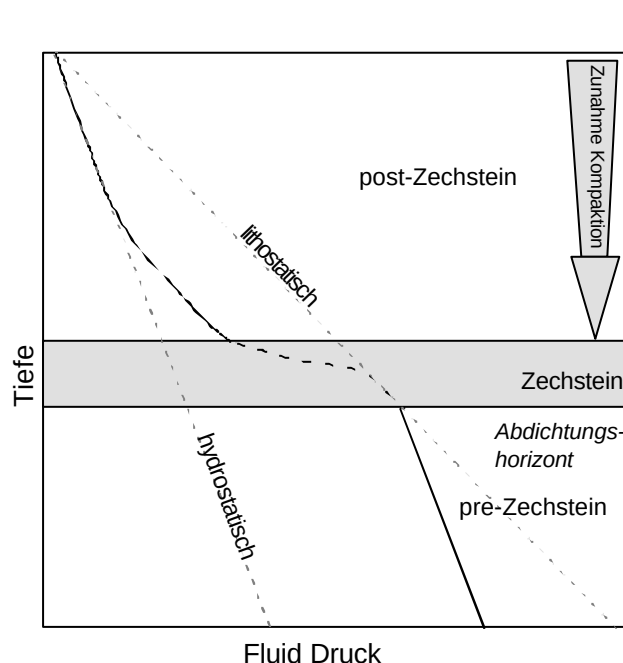


Abb. 7-6: Modell zur Verteilung des Paläo-Fluiddrucks mit zunehmender Tiefe entsprechend mikrothermometrischer Daten

Druck, welcher sich aus der Gesteinsauflast ergibt, zurückgeführt. Ursache sind wiederum die mächtigen Evaporitserien und deren elastische Deformierbarkeit.

In großen Tiefen von 4 - 9 km waren also sowohl nahezu hydrostatische als auch lithostatische Druckbedingungen möglich.

Die mikrothermometrisch ermittelten Daten geben Hinweise auf einen differenzierten Gradienten des Paläo-Fluiddrucks. Die vertikale Verteilung der T_h verändert sich im Bereich der Zechsteinbasis von einem hohen zu einem sehr niedrigen geothermalen Tiefengradienten (Anhang F1). Dieser Wechsel verlagert sich für einige Bohrungen in die jüngsten, sehr feinkörnigen Rotliegend-Sedimente. Als Ursache wird ad-

vektiver oder konvektiver Wärmetransport in den permokarbonen Vulkaniten im Gegensatz zu einem konduktiven Wärmetransport im Zechstein angenommen. Ein konvektives Fluidmodell beschrieb bereits JOWETT (1986) für die Bildung des Kupferschiefers, so dass ein äquivalentes Modell für die Prä-Zechsteinschichten durchaus sinnvoll scheint. Eine Veränderung des Fluiddrucks ist bei zunehmender Versenkung und den damit verbundenen diagenetischen Veränderungen und der Kompaktion der Gesteine gegeben (FÜCHTBAUER 1988).

Auf Grundlage der vorliegenden Daten und in Auswertung der Literatur kann für den Bereich des NEDB das in Abb.7-6 dargestellte Druckmodell angenommen werden.

Der „Modell“-Paläo-Fluiddruck, verläuft, ausgehend von der Erdoberfläche, anfangs parallel zum hydrostatischen Druck. Mit zunehmender Tiefe und der damit verbundenen Erhöhung der Kompaktion und Zementation erhöht sich der Fluiddruck allmählich, da ein Druckausgleich durch die sich verdichtenden Sedimente erschwert wird. Die Zechsteinsalze, welche sich durch stark plastisches Verhalten und extrem geringe Permeabilität auszeichnen, lassen keinen Druckausgleich zu. An der Basis des Zechstein-Salinars wird davon ausgegangen, dass keinerlei hydraulische Verbindungen zur Erdoberfläche existierten. Somit war der Paläo-Fluiddruck hier nahe den lithostatischen Bedingungen, d.h. der Paläo-Fluiddruck wurde durch die Gesteinsauflast kontrolliert (Abb. 7-6). Teilweise sind die Rotliegend-Sedimente direkt unterhalb des Zechsteins sehr feinkörnig und stark zementiert, so dass sich die Paläo-Druckverhältnisse hier noch nicht ändern konnten. Erst im Liegenden dieser Gesteine, wo Sandsteine und Konglomerate sowie die stark klüftigen permokarbonen Vulkanite folgen, änderte sich der Verlauf des Fluiddruckes wieder. Über weitreichende, formationsinterne Kluft- und Störungssysteme in diesen Gesteinen findet ein vertikaler, hydraulischer Druckausgleich statt. Somit verlief der Paläo-Fluiddruckgradient ab der Unterkante des Zechsteins oder der Unterkante der unpermeablen, hangenden Bereiche der Rotliegend-Sedimente parallel zum hydrostatischen Gradienten.

Dieses Modell wird im Folgenden auch für die Druckkorrektur der Th verwendet, um die Mineralbildungstemperaturen (Tb) abzuschätzen (Kap.7.4.1).

7.3.3 Paläo-Fluiddrücke im NEDB

Die tiefste Bohrung aus dem Bereich des NEDB erreicht 8008 m (Bohrung Mir 1/74). Die mittlere Dichte an diesem tiefsten Punkt beträgt entsprechend der Mächtigkeiten und lithologischen Zusammensetzung der einzelnen Schichten ca. $2,6 \text{ g*cm}^{-3}$ (KOPF 1967). Unter der Voraussetzung, dass aktuell die maximale Versenkung des Sedimentbeckens erreicht ist, lässt sich unter Anwendung von Gleichung 7.1 der maximal mögliche Paläo-Fluiddruck aller Proben auf 204 MPa ermitteln.

Unter Berücksichtigung der in Kap. 7.2.1 genannten Aspekte können aufgrund der rezenten Tiefenlage lithostatische (Tab.7-1; p_L rezent), hydrostatische Paläo-Drücke (Tab.7-1; p_H rezent) und Paläo-Drücke des kombinierten Modells (p_{H+L} , Kap. 7.2.1, 7.2.2) bestimmt werden. Aufgrund bekannter und ermittelter Altersdaten der Fluide können diese Drücke ebenfalls für die Bildungszeit der Fluide abgeschätzt werden (Tab.7-1, Drücke der Paläo-Teufen).

Probe	Pa1	MiN2	Sam5
Teufe gesamt [m]	6782,8	6791,1	1841,6
Teufe Zechsteinbasis [m]	4693,0	4713,5	1752,0
Alter des Fluids [Ma]	Lias?	Lias?	Unter-Kreide?
Teufe zur Bildung des Fluids [m]	6605,8	4923,1	1360,6
p_L (rezente Teufe) [MPa]	163,0	166,4	44,3
p_H (rezente Teufe) [MPa]	66,5	67,9	18,1
p_{H+L} (rezente Teufe) [MPa]	133,3	133,7	43
p_L (Paläo-Teufe) [MPa]	158,7	118,4	32,7
p_H (Paläo-Teufe) [MPa]	64,8	48,3	13,3
p_{H+L} (Paläo-Teufe) [MPa]	129,0	90,1	32,0

Tab.7-1: Drücke von ausgewählten Bohrungen entsprechend der verschiedenen Modelle; p_L =lithostatischer Druck; p_H =hydrostatischer Druck, p_{H+L} = Druck entsprechend Modell (Kap. 7.2.2); p (rezente Teufe)=Druck entsprechend heutiger Probenteufe; p (Paläo-Teufe)=Druck entsprechend Teufe zur Bildungszeit

In Tab.7-1 sind die so ermittelten Drücke für besonders charakteristische Bohrungen dargestellt. Auffällig sind die z.T. relativ großen Unterschiede der verschiedenen Modelldrücke für die einzelnen Proben einer Bohrung, aber auch zwischen den Proben der verschiedenen Bohrungen.

BJØRLYKKE (1983) weist nach, dass der Druckgradient in Sedimentgesteinen ab einem Bildungsdruck von 200 bar (20 MPa) weder mit dem lithostatischen noch mit dem hydrostatischen Gradienten übereinstimmt. Das überlagernde Gesamtgewicht setzt sich vielmehr aus dem Korngerüst der Sedimente und dem Porenwasserdruck zusammen. Im Verlaufe zunehmender Versenkung kommt es zur Kompaktion und Drucklösung. Unter diesen Bedingungen muss der Fluiddruck deutlich höher sein, als der hydrostatische Druck (BJØRLYKKE 1983). Die bis dato genannten Voraussetzungen werden vom kombinierten Druckabschätzungsmodell berücksichtigt, so dass dieses für die weiterführenden Untersuchungen genutzt wird. Dabei wird zur Abschätzung der Fluid-Bildungsdrücke für Proben aus dem Zechstein oder Prä-Zechstein Gleichung 7.2 unter Verwendung folgender Daten genutzt:

h_L - Teufe der Zechsteinbasis abzüglich des Betrages, der nach vermuteter Bildungszeit akkumuliert wurde

ρ_{Gestein} - $2,5 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$, vereinfacht als Wert der mittleren Dichte angenommen

h_H - Differenz der Teufen von Probe und von Zechsteinbasis (falls Probe aus dem Liegenden des Zechsteins)

ρ_{Wasser} - $1,0 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$, Dichte des Wassers ohne Berücksichtigung der Salinität

g - $9,81 \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$, vereinfacht wurde rezente Erdbeschleunigung bei 0 m NN verwendet.

Für Proben aus dem Hangenden des Zechstein wird Gleichung 7.1 unter Verwendung folgender Größen verwandt:

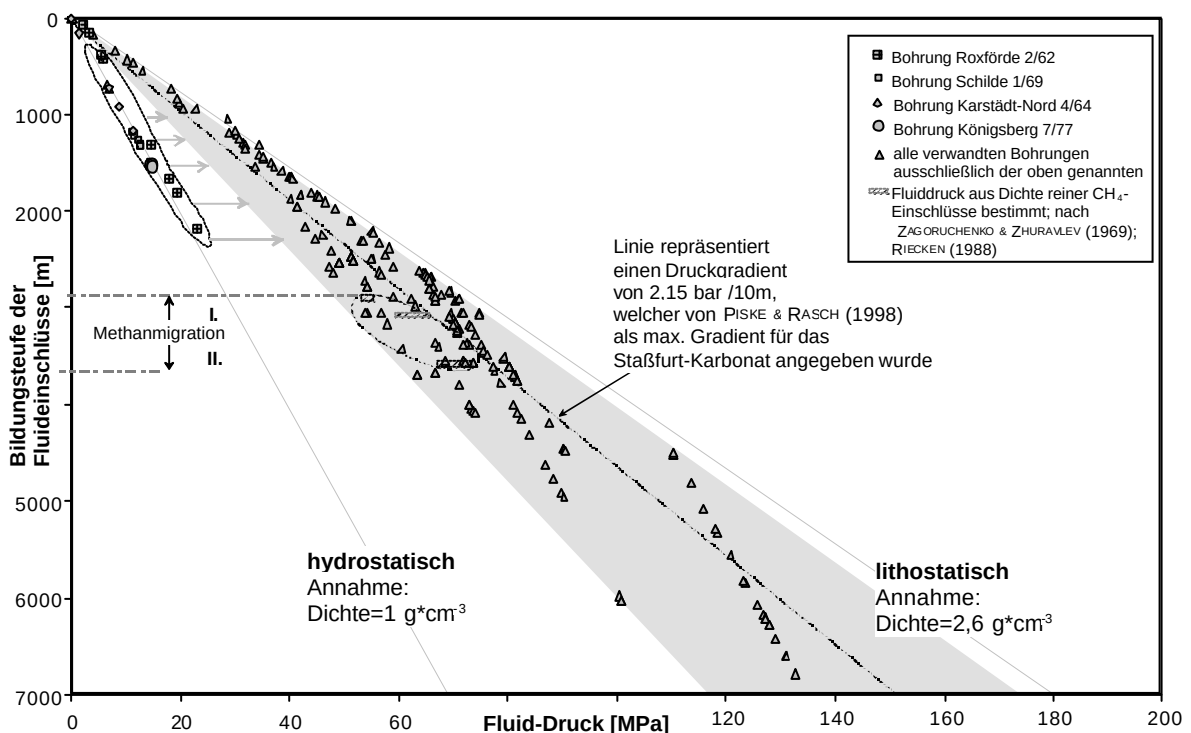
h_B - Teufe der Probe abzüglich des Betrages, der nach vermuteter Bildungszeit akkumuliert wurde

ρ - $1,0 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$, Dichte des Wassers ohne Berücksichtigung der Salinität

g - $9,81 \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$, vereinfacht wurde rezente Erdbeschleunigung bei 0 m NN verwendet.

Die abgeschätzten Paläo-Fluiddrücke sind in Anhang A1 (p₁) dokumentiert und in Abb. 7-7 graphisch dargestellt. Dabei befinden sich fast alle Daten in einem definierten Bereich (Abb. 7-7; grau hinterlegt). Der zu Vergleichszwecken abgebildete maximale Druckgradient nach PISKE & RASCH (1998) befindet sich etwa in der Mitte des erhaltenen Druckfeldes. Die Druckbeträge einiger Proben befinden sich außerhalb des ermittelten Druckbereiches und wurden somit mit eigenen Symbolen dargestellt. Die Abweichungen der Drücke der Bohrung Roxförde 2/64 konnte auf die kretazische Heraushebung der Calvörder Scholle zurückgeführt werden. Bei Annahme einer um etwa 4000 m größeren Bildungstiefe, was in etwa den geologischen Rahmenbedingungen entspricht, würde sich der resultierende Druck durch den erhöhten lithostatischen Anteil am Gesamtdruck im grau markierten Druckfeld (Abb.7-7) befinden. Bei den Proben der Bohrungen Schilde 1/69, Karstädt-Nord 4/64 und Königsberg 7/77 handelt es sich um Drücke in mesozoischen Gesteinen, welche unter Annahme eines hydrostatischen Druckgradienten ermittelt wurden. Da jedoch der wirksame Porendruck in den relevanten Teufenlagen von etwa 1000 - 2500 m immer größer ist, als der hydrostatische Druck, sollten die entsprechend ermittelten Fluiddrücke zu niedrig sein. Ein realistischer Druck für die genannten Proben sollte sich ebenfalls im grau markierten Feld (Abb.7-7) befinden. Somit ergibt sich ein mittlerer Paläo-Fluiddruckgradient von $0,020 \pm 0,004$ MPa / m, was in etwa mit dem von PISKE & RASCH (1998) ermittelten, rezenten, maximalem Druckgradient von 2,15 bar / 10m ($0,0215$ MPa / m) vergleichbar ist.

Die größten Unsicherheiten der Abschätzung des Paläo-Fluiddrucks resultieren in der genauen Ermittlung der Bildungszeit der jeweiligen Flüssigkeitseinschlüsse. So differieren die abgeschätzten Drücke der Proben Pa1 und MiN2 trotz ähnlicher rezenter Entnahmetiefen deut-



lich (Tab. 7-1). Es musste eine Möglichkeit gefunden werden, die Bildungstiefe einzelner Proben zu ermitteln, um somit das Modell und die ermittelten Druckdaten zu bestätigen. Eine Möglichkeit ergab sich durch die Geobarometrie von Methaneinschlüssen, mit deren Hilfe Rückschlüsse auf die Bildungstiefe entsprechender Gesteine realisierbar wurden.

Durch den Nachweis von fast reinen CH_4 -Einschlüssen mit Hilfe der Raman-Spektroskopie (Kap.6.3.2) bestand die Möglichkeit, den Bildungsdruck von entsprechenden Fluideinschlüssen zu bestimmen. Hierfür musste die Methandichte und die Bildungstemperatur kogenetischer, wässriger Einschlüsse bekannt sein. Weitere Voraussetzungen waren, dass die Gas-Einschlüsse komplett methangefüllt sein mussten. Mit Hilfe der von ZAGORUCHENKO & ZHURAVLEV (1969) experimentell ermittelten Methan-Sättigungskurve (Abb.7-8) ließ sich die Methandichte aufgrund der mikrothermometrisch bestimmten Th graphisch bestimmen. In Abhängigkeit der Bildungstemperatur kogenetischer wässriger Einschlüsse konnte eine exakte Berechnung der Bildungsdrücke nach dem Methan-pT-Diagramm von ZAGORUCHENKO & ZHURAVLEV (1969) erfolgen (Abb.7-8). Die entsprechenden Daten und die resultierenden Fluiddrücke sind in Tab. 7-2 abgebildet. Aus diesen Porendrücken konnte nach BJØRLYKKE (1983) die Bildungstiefe der Fluideinschlüsse bestimmt werden (Tab. 7-2). Erfreulicherweise zeigt sich eine prinzipielle Übereinstimmung der geobarometrisch und der modellhaft ermittelten Drücke (Tab.7-2). Zudem stimmen die nach BJØRLYKKE (1983) ermittelten Bildungstiefen (Tab.7-2; 3100 m / 3400 m / 3500 m) größenordnungsmäßig mit den Bildungstiefen der methanhaltigen Gesteine überein (Abb. 7-8; 3167m / 3659m / 2923m), welche durch sich

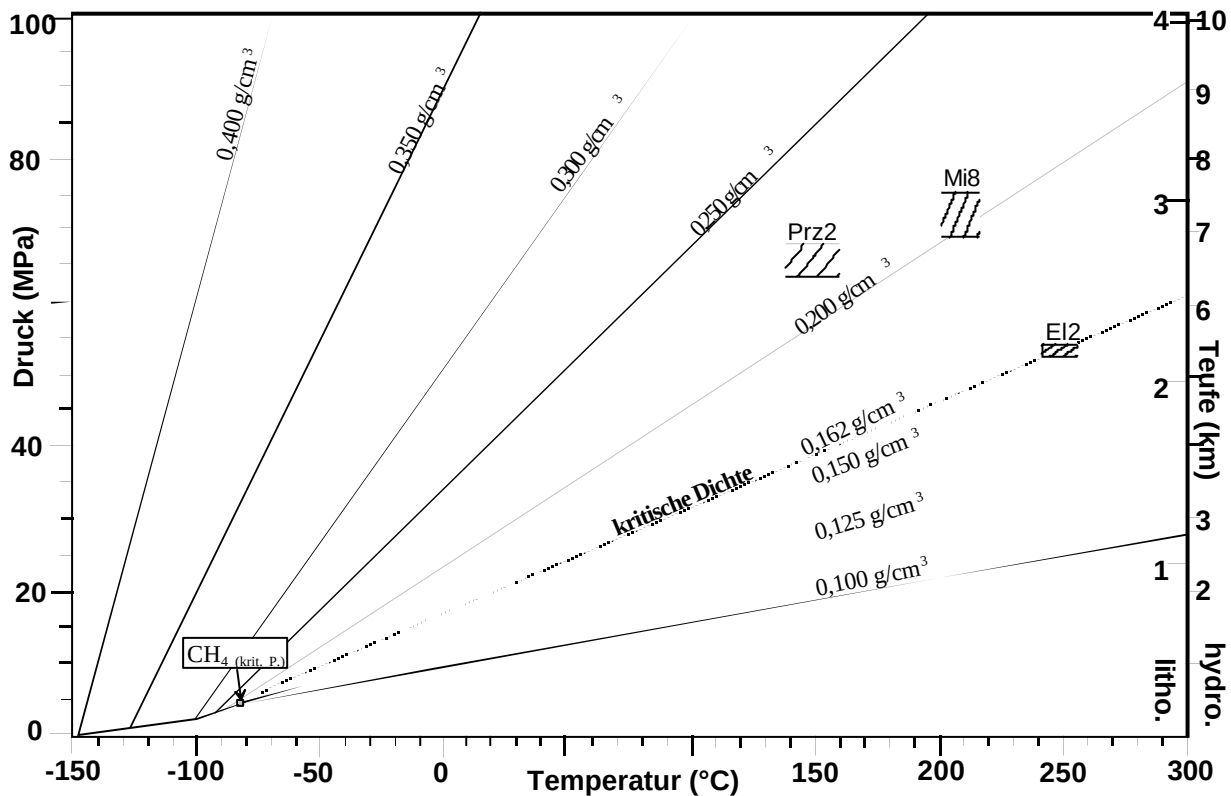


Abb.7-8: Isopygmenverlauf des Methans in Abhängigkeit von Druck und Temperatur (nach ZAGORUCHENKO & ZHURAVLEV 1969); Position der bearbeiteten Proben gekennzeichnet; litho. = Teufe resultierend aus lithostatischem Druckansatz; hydro. = Teufe resultierend aus hydrostatischem Druckansatz

aufgrund der jeweilig angenommenen Bildungszeit der entsprechenden Fluideinschlüsse und deren Wirtsmineralen ergeben.

Probe	Th (CH ₄) [°C]	Dichte [g/cm ⁻³]	Tb _m [°C]	p _{CH₄} [MPa]	P _{H+L} [MPa]	Bildungstiefe nach BJØRLYKKE (1983)
El2	-82 bis -79	0,162	242-257	52,7-55,2	58,3	3100
Mi8	-87 bis -85	0,200 - 0,215	204-214	68,2-75,2	77,8	3400
Prz2	-87 bis -88	0,220-0,225	140-160	62,6-67,1	67,1	3500

Tab.7-2: Druckbestimmung aus der Dichte reiner CH₄-Fluideinschlüsse nach ZAGORUCHENKO & ZHURAVLEV (1969)

(zum Vergleich sind in der vorletzten Spalte die mit Hilfe des Druckmodells (Kap.7.2.2) ermittelten Bildungsdrücke der jeweiligen Proben dargestellt; in der letzten Spalte sind die aus den Fluiddrücken resultierenden Bildungsstufen nach dem Modell von BJØRLYKKE (1983) dokumentiert)

Als ein Ergebnis kann zudem verzeichnet werden, dass die Methanmigration tiefenabhängig und mehrphasig erfolgte (Abb.7-7):

1. Methanmigration und Quarzanwachsäume Bildungsteufe von ca. 3100 m
2. Methanmigration und sideritische Kluftfüllungen Bildungsteufe von ca. 3600 m
3. Methanmigration + HKW und dolomitische Kluftfüllungen Bildungsteufe von ca. 3600 m

RIEKEN (1988) konnte ebenfalls drei Phasen der tiefenabhängigen Methanmigration mit Tiefen zwischen ca. 2700 m und 3500 m für den Bereich des Niedersächsischen Beckens nachweisen, so dass hier ein genereller Trend des gesamten Norddeutschen Beckens in bezug zur Methanmigration zu vermuten ist. Zudem wird das in der Probe Prz2 identifizierte Methan (Abb.7-7; Teufe 2923 m) auf Prozesse zurückgeführt, welche mit einer kretazischen Umlagerung der Kohlenwasserstoffe in Folge tektonischer Aktivitäten in Zusammenhang stehen. Ähnlich den CH₄-Einschlüssen konnten auch reine N₂-Einschlüsse bearbeitet werden (Tab. 7-3).

Probe	F.I.Ge-neration	Th [°C]	Th _{kog} [°C]	Tb _{kog} [°C]	Wirts-mineral	Dichte [g/cm ³]	p _{N₂} [MPa]	p _{Modell} [MPa]	Teufe [m]	p _{max} [MPa]
El1	prim.	-151,7	142	163	Kalzit	0,50	121	44	3790,2	97
El7	prim.	-151,4	168	195	Quarz	0,50	129	52	4465,1	114
Pa6	prim.	-149,8	180	242	Kalzit	0,47	130	121	5751,2	147
Pa6	sek.	-150,9	178	240	Quarz	0,49	141	121	5751,2	147
Pa9	sek?	-151,1	178	234	Kalzit	0,49	141	116	5257,7	134
Pnl4	prim.	-149,5	176	206	Quarz	0,46	115	71	5167,9	132
Stav2	prim.	-152,5	180	213	Kalzit	0,51	148	73	4957,6	126

Tab. 7-3: Druckberechnung aus Dichte bzw. Th der N₂-Einschlüsse. Zu Vergleichszwecken sind die nach dem Druckmodell (Kap. 7.3.3) p_{Modell} berechneten Drücke sowie unter rezenten Bedingungen maximal möglichen Drücke (bei Dichte: 2,6 g/cm³) p_{max} abgebildet; Die Dichte wurde aus Th unter Berücksichtigung der Bildungstemperaturen kogenetischer Einschlüsse (Tb_{kog}) nach der Gleichung von JACOBSEN et al. (1986) ermittelt.

Die mit Hilfe der N₂-Einschlüsse ermittelten Bildungsdrücke sind meist unrealistisch hoch und somit nicht weiter verwendbar. So ist der maximal mögliche Druck der Probe El1 97

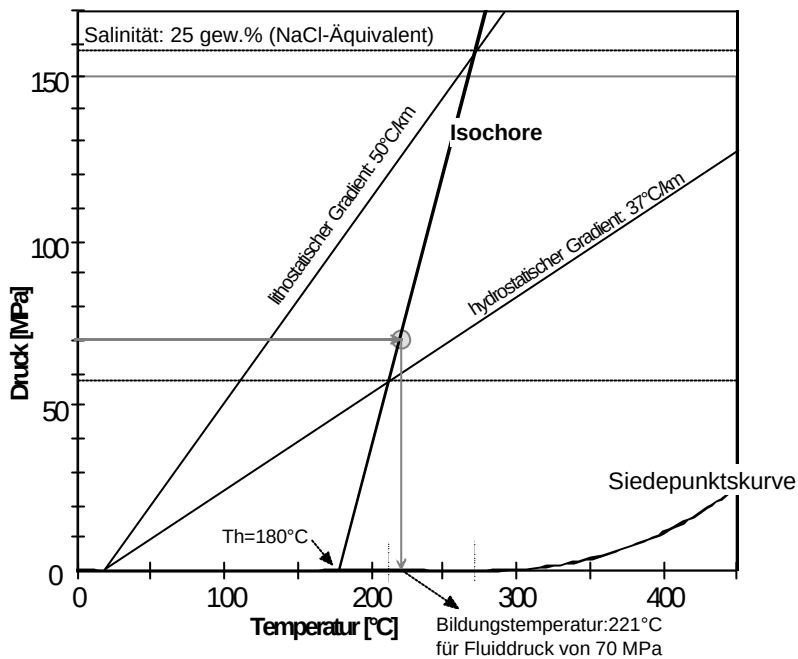


Abb.7-9: *p-T-Diagramm des Systems NaCl-H₂O für Salinität von 25 gew.% NaCl-Äquivalent, Angabe der Isochore mit Homogenisierungstemperatur von 180°C*

MPa (Tab. 7-3). Dieser Druck ist aber immer noch kleiner, als der aus den N₂-Daten berechnete Druck von 121 MPa. Möglicherweise sind die Abweichungen auf geringe CO₂-, CH₄- und H₂O-Gehalte in den als rein angenommenen Einschlüssen zurückzuführen.

Die mit Hilfe der N₂-Einschlüsse berechneten Drücke variieren zwischen 115 MPa und 148 MPa. Bei Verwendung des in Kapitel 7.3.3

ermittelten Druckgradienten von $0,020 \pm 0,004$ MPa/m ergibt sich eine Tiefe der N₂-Migration von

5750 - 7400 m. Diese Tiefenangabe ist aufgrund der oben diskutierten Probleme zu groß. Als Grundaussage gilt jedoch, dass die Migration von N₂ in deutlich größeren Tiefen erfolgte, als die von CH₄.

7.4. Authigene Minerale und ihre Bildungstemperaturen

7.4.1 Druckkorrektur zur Bestimmung der Mineralbildungstemperaturen

Die Homogenisierungstemperaturen (Th) wässriger Einschlüsse sind die minimalen Bildungstemperaturen der Wirtsminerale (ROEDDER 1984). An den Th müssen nachträglich Druckkorrekturen durchgeführt werden, um den Druck-Temperaturverhältnisse der Bildungstiefen entsprechender Mineralphasen gerecht zu werden (BURRUSS 1989). Dies ist nur unter Annahme der Volumenkonstanz (ROEDDER 1984) der analysierten Einschlüsse möglich. Abb. 7-8 stellt prinzipiell dar, wie die Druckkorrektur der Th erfolgt. Ausgangspunkt ist im Beispiel der Abb.7-8 eine gemessene Th von 180 °C, welche sich auf der Siedepunktskurve befindet und einen Eckpunkt der Isochore bildet. Auf der Isochore befindet sich auch der Punkt, der die Druck-Temperaturbedingungen zur Bildungszeit charakterisiert. Maximale und minimale Druck-Temperaturwerte werden durch den lithostatischen und hydrostatischen Gradienten vorgegeben, welche für den Bereich des NEDB angenommen werden können (Abb.7-9).

Mit Hilfe der im Rahmen dieser Arbeit ermittelten Fluiddrücke der einzelnen Proben (Kap.7.3.3; Anhang A1) lassen sich jeweils aus den Th die Mineralbildungstemperaturen (Tb) ableiten. So ergibt sich für die Th von 180 °C bei einem Paläo-Fluiddruck von 70 MPa eine Mineralbildungstemperatur von 221 °C (Abb.7-9). Anzumerken ist noch, dass die Neigung

der Isochore von der Salinität des Fluideinschlusses abhängig ist (ROEDDER 1984, GOLDSTEIN & REYNOLDS 1994). Für niedrige Salinitäten ist die Isochore sehr steil und bei sich erhöhenden Salinitäten wird der Neigungswinkel kleiner. Die Berechnung von Isochoren erfolgt je nach Fluidsystem und Temperatur-Druckbereich nach verschiedenen Zustandsgleichungen, welche in den Computer-Programmen FLINCOR und ISOCHOR umgesetzt sind. Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurden die Programme HOMOGEN und ISOCHOR von RONALD BAKKER genutzt. Für T_m zwischen -50 °C und -21 °C wurde die Gleichung von ZHANG & FRANTZ (1987) verwandt, welche für einen Temperaturbereich von $453 - 973\text{ °K}$ und Drücke von $0,1 - 300\text{ MPa}$ sowie das Fluidsystem $\text{NaCl} - \text{KCl} - \text{CaCl}_2 - \text{H}_2\text{O}$ gültig ist. Für T_m größer -21 °C wurde die Gleichung von BODNAR & VITYK (1994) genutzt, welche für einen Temperaturbereich von $573 - 1073\text{ °K}$ und von $0 - 600\text{ MPa}$ gültig ist. Die ermittelten T_b der einzelnen Fluid-Einschlüsse sind in Anhang A1 dokumentiert. Weiterhin ist zu beachten, dass die Gasphase einiger der bearbeiteten Fluideinschlüsse N_2 - oder CH_4 -gefüllt sind. In Abb. 7-10 ist beispielhaft die Druckkorrektur der Probe El2 abgebildet, deren zweiphasige wässrige Einschlüsse sich aus einem Salz- Wasser-Methan-Gemisch zusammensetzen. Bei Anwesenheit von Methan verschiebt sich die Siedepunktskurve um etwa 10 bis 20 MPa zu höheren Drücken (Abb. 7-10). Daraus folgt eine Erniedrigung der tatsächlichen T_b um Beträge von in diesem Falle $7 - 8\text{ °C}$.

7.4.2 Mineralzemente und ihre Bildungstemperaturen

Dolomit-Zemente

In Dolomitzementen wurden nur selten Einschlüsse identifiziert und dann waren diese ausschließlich einphasig und flüssig. Nach GOLDSTEIN & REYNOLDS (1994) deutet das Vorkommen solcher Flüssigkeitseinschlüsse auf Bildungstemperaturen $<50\text{ °C}$ hin. Dies wiederum bestätigt die petrographischen Befunde, welche von einer frühdiagenetischen Bildung der Dolomitzemente ausgehen. Aufgrund der geringen Einschlussgröße konnten zudem keine Schmelztemperaturen bestimmt werden. Somit sind keine Aussagen zur Salinität der entsprechenden Formationswässer möglich.

Anhydrit-Konkretionen und -zemente

In Anhydritkonkretionen und -zementen wurden eine Reihe von Flüssigkeitseinschlüssen analysiert, welche durch eine breite Streuung der T_h und der Salinitäten charakterisiert sind (Abb. 7-11). Besonders die primären Fluideinschlüsse sind, ähnlich den Dolomitzementen, einphasig und flüssig ausgebildet, was auf Bildungstemperaturen $<50\text{ °C}$ deutet. Zusätzlich treten sowohl primäre, als auch sekundäre wässrige Einschlüsse mit Bildungstemperaturen von $51 - 302\text{ °C}$ mit einem deutlichen Maximum zwischen $140 - 180\text{ °C}$ auf. Die breite Streuung der Temperatur wird z.T. auf thermische Re-Equilibrierung der Fluideinschlüsse zurückgeführt (Kap. 7.2).

Die Th der Einschlüsse in Anhydritneubildungen, -zemente und -konkretionen repräsentieren die Bildungstemperaturen von Fluidereignissen. Es ist keine Druckkorrektur der Daten notwendig (Kap. 7.2). Die Temperaturen sind jeweils tiefenabhängig (vgl. Abb. 7-3). Die Salinitäten schwanken zwischen 0,2 - 35 Gew. % NaCl+CaCl₂ equiv., wobei die Anhydritkonkretionen etwa 10 Gew. % NaCl+CaCl₂ equiv. aufweisen. Die Anhydritzemente lassen sich dagegen in zwei Gruppen gliedern (Abb. 7-3). Die erste Gruppe zeichnet sich durch Salinitäten von 0 - 8 Gew. % NaCl+CaCl₂ equiv. und die zweite Gruppe von etwa 24 - 35 Gew. % NaCl+CaCl₂ equiv. aus.

Quarz-Zemente, Quarz-Mobilisate

Die Tb der Quarz-Zemente und Quarz-Mobilisate schwanken meist zwischen 125 °C und 210 °C, wobei auch Temperaturen bis 274 °C nachgewiesen wurden (Abb. 7-11). Temperaturverteilungsmaxima liegen bei 140 - 160 °C, ca. 200 °C und 240 °C. Die primären Einschlüsse der einzelnen Proben weisen häufig niedrigere Bildungstemperaturen auf, als die sekundären Einschlüsse. Die Salinitäten schwanken zwischen 0,3 - 29,0 Gew. % NaCl+CaCl₂ equiv., wobei die primären Einschlüsse meist hohe (23 - 30 Gew. % NaCl+CaCl₂ equiv.) und sekundäre Einschlüsse niedrige Salinitäten (0 - 4 Gew. % NaCl+CaCl₂ equiv.) aufweisen. Eine Korrelation bezüglich der Tiefe oder anderer Parameter auf Grundlage der Daten ist nicht möglich.

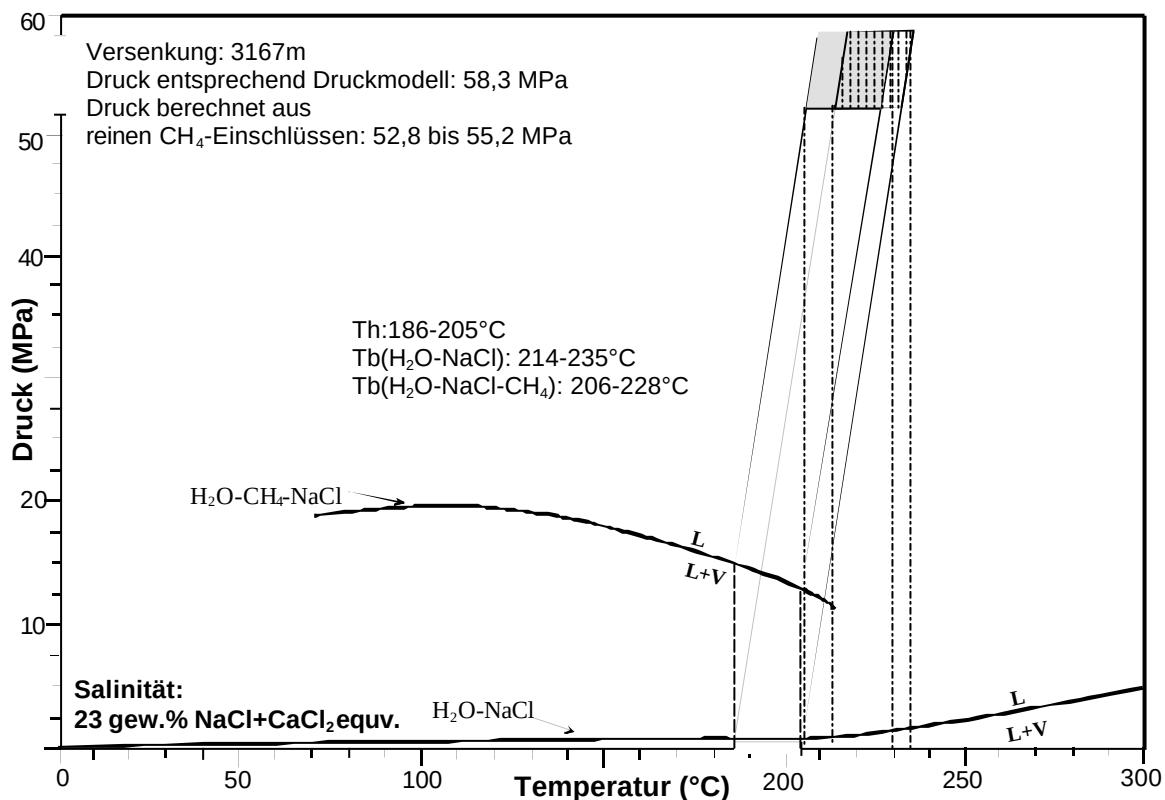


Abb.7-10: Druckkorrektur einer Einschlussgeneration der Probe El2; Die möglichen Bildungstemperaturen und -drücke sind jeweils für das NaCl - H₂O-System (gestreifte Fläche) sowie für die Anwesenheit von Methan (graue Fläche) angegeben; eingetragen sind die Siedepunktskurven des Systems H₂O - NaCl - CH₄ und des Systems H₂O - NaCl; die weißen Kästchen stellen die mikrothermometrisch bestimmten Th und Bildungsdrücke der Fluide dar.

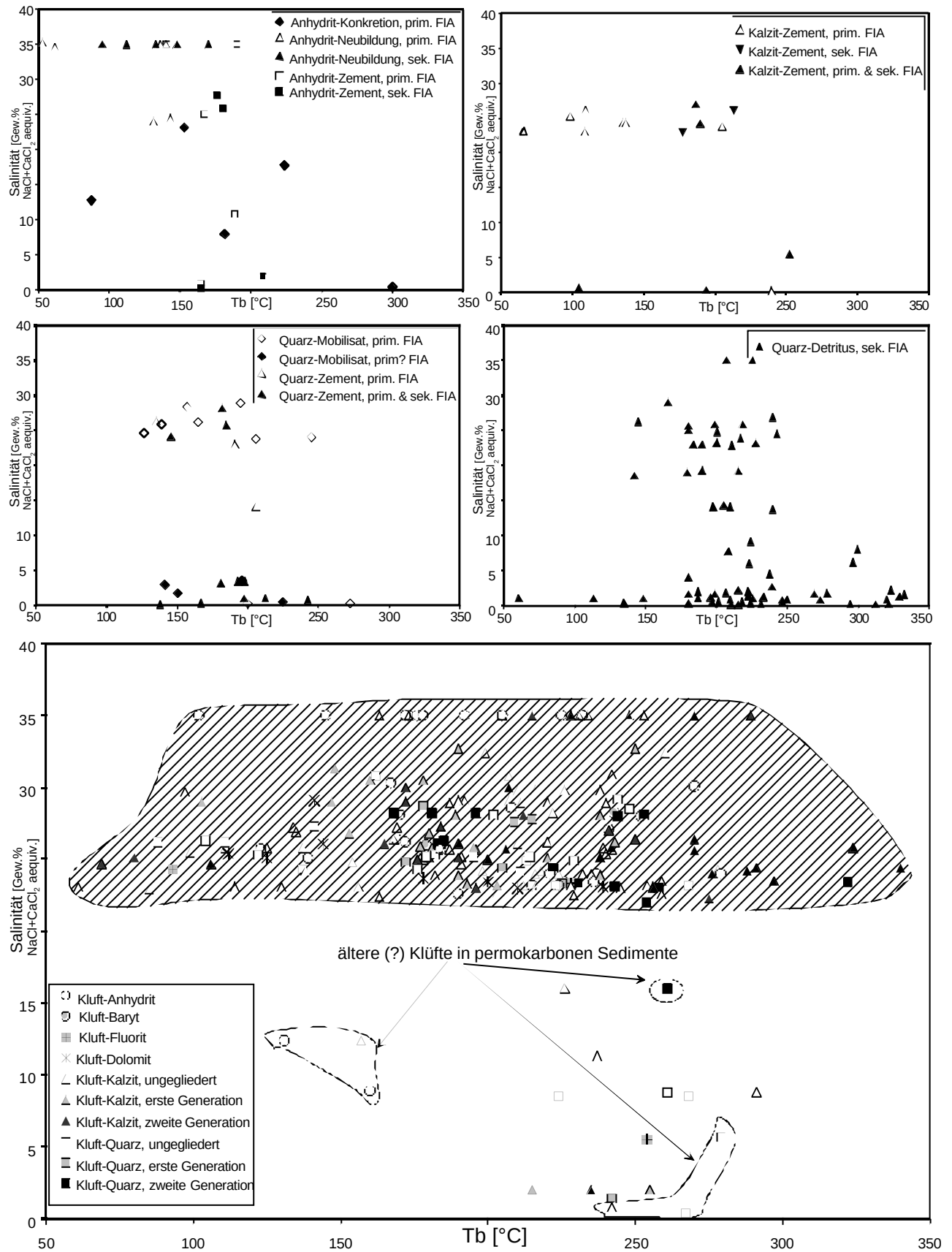


Abb. 7-11: Salinitäten und Bildungstemperaturen der Paläo-Fluide des NEDB. Jeder Datenpunkt steht für eine Flüssigkeitseinschlussgruppe (FIA) in diagenetisch gebildeten Mineralen; Einschlussgruppen in: a) Anhydrit, b) Kalzit, c) Quarz, d) sekundäre Einschlüsse in detritischem Quarz.

Kalzit-Zemente

Die bearbeiteten Kalzit-Zemente weisen Mineralbildungstemperaturen von 65 - 254 °C auf. Die primären Einschlüsse sind durch Tb von 65 - 150 °C und die sekundären Einschlüsse durch höhere Tb von ca. 180 - 230 °C charakterisiert. Die zugehörigen Salinitäten der Fluidlösungen sind prinzipiell etwas niedriger, als in den Quarz-Zementen und schwanken zwischen 22 und 28 Gew. % NaCl+CaCl₂ Äquiv. (Abb.7-11). Selten konnten auch Salinitäten von 0 - 5 Gew. % NaCl+CaCl₂ Äquiv. bestimmt werden.

7.4.3 Kluftminerale und ihre Bildungstemperaturen

Die mikrothermometrischen Daten der Fluideinschlüsse aus den Kluft- und Drusenfüllungen spiegeln das Spektrum aller Mineralzemente wieder. Dabei können wieder hochsalinare von niedrigsalinaren Fluiden unterschieden werden (Abb. 7-11). Die niedrig salinaren Fluide mit Tb zwischen 125 °C und 290 °C sind auf das Vorkommen in permokarbonen, feinkörnigen Sedimenten, Drusenfüllungen (Bohrungen Mirow 1/74, Parchim 1/68) und Klüften (Bohrung Penkun 1/71) der Vulkanite beschränkt. Als Wirtsminerale treten in den Vulkaniten vor allem Quarz und Kalzit und in den Sedimenten Anhydrit, Quarz und Kalzit auf. Vor allem die nicht bzw. blau lumineszierenden Kalzite der permokarbonen Vulkanite wurden als älteste Mineralbildungen identifiziert (Kap.4). Die hier enthaltenen Fluide könnten Relikte eines älteren Fluidsystems sein.

Ein hochsalinaries Fluidsystem mit Salinitäten von 22 - 35 Gew. % NaCl+CaCl₂ equiv. wurde in unterschiedlich alten Kluftfüllungen nachgewiesen. Als Wirtsminerale dieser Fluidgruppe sind neben Quarz, Kalzit und Anhydrit vor allem auch Baryt, Fluorit, Dolomit und Halit zu nennen. Die meisten der analysierten hochsalinaren Flüssigkeitseinschlüsse zeigen Salinitäten von 22 - 29 Gew. % NaCl+CaCl₂ Äquiv. und Tb von 160 - 250 °C. Vor allem in sekundären Flüssigkeitseinschlüssen der permokarbonen Vulkanite konnten die höchsten Tb von 300 - 350 °C nachgewiesen werden, welche ein hydrothermales Ereignis widerspiegeln (WOLFGRAMM et al. 1998).

7.4.4 Quarz-Detritus, Matrix-Quarz

Ein Vergleich der Salinitäten und Bildungstemperaturen der eben beschriebenen authigenen Mineralbildungen zu denen sekundärer Einschlüsse in detritischen Quarzen zeigt, dass die Signaturen weitestgehend übereinstimmen. Zusätzlich existiert jedoch eine weitere niedrigsalinare Fluidgruppe mit Tb zwischen 270 und 400 °C, welche im Vergleich mit den Arbeiten von BEHR et al. (1987) und BEHR & GERLER (1987) als variszisch gebildet interpretiert werden kann (Abb. 7-11).

7.5 Temperaturdaten anderer „Geothermometer“

Zur Validierung der mikrothermometrisch ermittelten Bildungstemperaturen von Fluiden wurden Daten anderer thermometrischer Methoden herangezogen. Bei diesen Methoden handelt es sich, im Gegensatz zur Mikrothermometrie, um indirekte Verfahren.

Temperaturdaten und Temperaturabschätzungen aus dem Bereich des NEDB sind in Arbeiten von TEICHMÜLLER et al. (1984), KOCH et al. (1997), THOMASER (1982) und HOTH (1993, 1997) dokumentiert, welche Vitritreflexionsstudien durchführten. BRECHT (1999) ermittelte Chlorit- und Illit-Thermometriedaten für authigene Tonminerale der permokarbonen Vulkanite u.a. nach der Methode von CATHELINEAU (1988). Weitere Temperaturabschätzungen ergeben sich durch die Anwendung von Natrium-Kalium-Thermometern (FOURNIER 1979, TRUESDELL 1976) sowie Natrium-Kalium-Kalzium-Thermometern (FOURNIER & TRUESDELL 1973). Für letzteres wurde von FOURNIER & POTTER (1979) eine Temperaturkorrektur mit Hilfe des Magnesiumgehaltes erarbeitet. Diese Thermometer wurden empirisch an rezenten Geothermalfeldern erzeugt. Die Zusammensetzung hydrothermaler Lösungen repräsentiert die Temperaturen entsprechender Fluidlösungen. Dabei liefern die Natrium-Kalium-Thermometer nur für Temperaturen über 150 °C und das Natrium-Kalium-Kalzium-Thermometer im Temperaturbereich von 0 - 350°C sinnvolle Ergebnisse (KHARAKA & MARINER 1989).

7.5.1 Thermometrie auf Basis der Fluidchemie

Die chemische Zusammensetzung geothermaler Fluide ist eine Funktion der Temperatur entsprechender Aquifere, welche auf eine tiefen- bzw. temperaturabhängige Alteration bestimmter Mineralphasen zurückzuführen ist (TRUESDELL 1976, FOURNIER 1979, KHARAKA & MARINER 1989). Die chemischen Geothermometer und ihre Beziehungen zu geothermalen Systemen wurden bereits häufig beschrieben, wobei eine Zusammenfassung der verschiedenen Geothermometer bei KHARAKA & MARINER (1989) erfolgte. Aufgrund der ermittelten Fluidchemie (Kap. 6.2.2) können unter Berücksichtigung der Genauigkeit der chemischen Analysen, dass Natrium-Kalium-Thermometer (FOURNIER 1979, TRUESDELL 1976) sowie das Natrium-Kalium-Kalzium-Thermometer (FOURNIER & TRUESDELL 1973) genutzt werden, wobei für letzteres von FOURNIER & POTTER (1979) eine Temperaturkorrektur mit Hilfe des Magnesiumgehaltes erarbeitet wurde (Abb.7-12). Die Magnesium-korrigierte Temperatur des Na-K-Ca-Thermometers ergibt sich wie folgt:

$$t_{\text{Mg}} = t_{\text{Na-K-Ca}} - \Delta t_{\text{Mg}} \quad (7.3)$$

Der zu verwendende Korrekturfaktor Δt_{Mg} (Abb.7-12) ist abhängig von den Ionenverhältnissen, was durch die Nutzung eines Faktors R (Abb.7-12) berücksichtigt wird.

In Abb.7-13 sind die mikrothermometrisch ermittelten T_b gegen die aus der Geochemie der Fluidlösungen resultierenden Temperaturen für die verschiedenen Thermometer dargestellt. Mit Hilfe der Cryo-REM-EDX (Kap. 6.2.2) wurden 118 chemische Analysen von Fluiden durchgeführt. Diese bilden die Grundlage für die Anwendung der Thermometrie.

Für die Na-K-Thermometer weisen die Temperaturen der einzelnen Proben starke Schwankungen auf, zudem kann keine Korrelation zu den T_b nachgewiesen werden (Abb. 7-13). Dies wird vor allem auf die methodisch bedingten Fehler bei der chemischen Analyse der Fluidlösungen zurückgeführt. Beim Elektronenbeschuss einer Probe im REM wurde ein Natriumverlust beobachtet (Kap. 6.2.2). Dieser Effekt führt bei der Verwendung der Gleichungen geo-

chemischer Thermometer (Abb. 7-12) zur Berechnung von zu hohen Temperaturen. Verstärkt wird dieser Effekt noch dadurch, dass bei Erniedrigung des Natriumgehaltes der Kaliumgehalt relativ gesehen ansteigt. Dies wiederum führt zu einer weiteren Erhöhung der berechneten Temperatur, was sich deutlich in den entsprechenden Diagrammen widerspiegelt (Abb.7-13).

So sind die aus der Chemie der Fluidlösungen berechneten Temperaturen deutlich zu hoch. Neben der Erniedrigung des Natriumgehaltes erfolgte ebenfalls eine Verringerung des Chlorgehaltes (Kap.6.2.2).

Bei einigen Proben wurden Chlorgehalte von ca. 40 - 50 % gemessen. Hier kann der Verlust an „leichten“ Ionen als gering eingeschätzt werden. Die entsprechenden Proben weisen dann auch berechnete Temperaturen auf, die mit den mikrothermometrisch ermittelten Temperaturen korrelieren. Die Abweichungen von den Tb sind < 100 °C. Das Na-K-Ca-Thermometer weist hingegen generell eine hinreichend gute Korrelation mit den mikrothermometrischen Daten auf (Abb.7-13). Die Schwankungsbreiten für die fluidchemisch ermittelten Temperaturen sind meist <80 °C und deren Mittelwerte weichen um <80 °C von den mikrothermometrischen Daten der gleichen Probe ab. Ähnliche Abweichungen des chemischen Geothermometers sind bei KHARAKA & MARINER (1989) für die Geothermal-Felder dokumentiert. Das Na-K-Ca-Thermometer scheint relativ gut die Mineralbildungstemperaturen widerzuspiegeln. In der entsprechenden Gleichung (Abb. 7-12) von FOURNIER & TRUESDELL (1973) wird ersichtlich, dass der Einfluss des Natriums an der Ermittlung der Temperatur deutlich erniedrigt ist, was als Ursache für die gute Korrelation der Daten mit den mikrothermometrischen Temperaturen gedeutet wird. Die Mg-korrigierten Temperaturen des Na-K-Ca-Thermometers korrelieren

Na-K (FOURNIER 1979)	$t [^{\circ}\text{C}] = \frac{1217}{\log (\text{Na/K}) + 1.483} - 273$
Na-K (TRUESDELL 1979)	$t [^{\circ}\text{C}] = \frac{885.6}{\log (\text{Na/K}) + 0.8573} - 273$
Na-K-Ca (FOURNIER & TRUESDELL 1973)	$t [^{\circ}\text{C}] = \frac{1647}{\log (\text{Na/K}) + \beta [\log \sqrt{(\text{Ca/Na})} + 2.06] + 2.47} - 273$ $\beta = 4/3 \text{ für } t < 100^{\circ}\text{C}; \quad \beta = 1/3 \text{ für } t > 100^{\circ}\text{C}$
Na-K-Ca: Mg-Korrektur (FOURNIER & POTTER 1979)	$R = \frac{c_{\text{Mg}}}{c_{\text{Mg}} + 0.61 c_{\text{Ca}} + 0.31 c_{\text{K}}} \cdot 100$ $\text{für } R = 5 - 50:$ $\Delta t_{\text{Mg}} = 10.66 - 4.7415 R + 325.87 (\log R)^2 - 1.032 \cdot 10^5$ $\quad \cdot (\log R)^2/T - 1.968 \cdot 10^7 (\log R)^2/T^2 + 1.605$ $\quad \cdot 10^7 (\log R)^3/T^2$ $\text{für } R = 0.5 - 5:$ $\Delta t_{\text{Mg}} = 1.03 + 59.971 \log R + 145.05 (\log R)^2 - 36711$ $\quad \cdot (\log R)^2/T - 1.67 \cdot 10^7 \log R/T^2$

Abb.7-12: Gleichungen für geochemische Thermometer geothermaler Systeme (T in Kelvin, c in mg/l);

ren ebenfalls mit den mikrothermometrischen Temperaturen. Generell sind die Temperaturwerte allerdings zu niedrig (Abb.7-13).

Die mit Hilfe der cryo-REM-EDX ermittelten Elementzusammensetzungen der wässrigen Lösungen sind keine sehr

genauen quantitativen Analysen, und entsprechend sind auch die ermittelten Temperaturen zu werten. Die jeweiligen Ionenverhältnisse der Fluidlösungen sind unter Berücksichtigung der häufig beobachteten Verluste an Natrium und Chlor während der Bestrahlung relativ konstant. In diesem Zusammenhang sind auch die zu hohen Temperaturen des Na-K-Thermometers zu werten, bei denen der Einfluss des Natriumgehalts bei der Temperaturberechnung eine wesentlich größere Rolle spielt, als es beim Na-K-Ca-Thermometer der Fall ist. Letztgenanntes Geothermometer spiegelt in vertretbarer Weise die Bildungstemperaturen auf Grundlage der Fluidchemie wider.

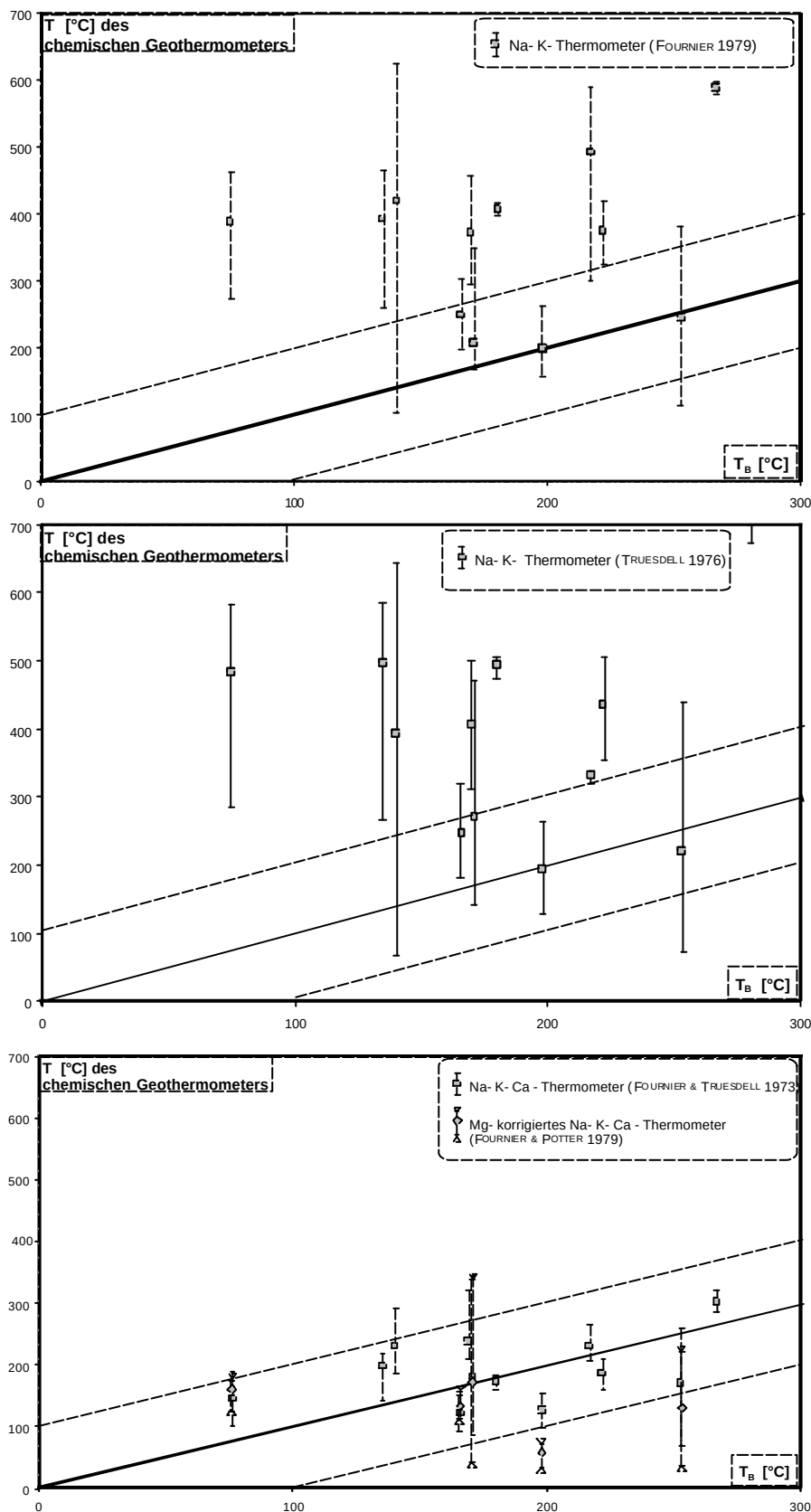


Abb.7-13: Mikrothermometrisch ermittelte Mineralbildungstemperaturen (T_b) versus der Temperatur verschiedener chemischer Geothermometer

7.5.2 Temperaturinformationen aus

Vitrinitreflexionsdaten

Organische Substanzen reagieren im Verlaufe der Diagenese sehr empfindlich auf die versenkungsbedingte Erwärmung. Dabei zeigt sich der Grad der Versenkung im Umwandlungsgrad der humosen Substanzen bzw. ihrer Inkohlungsprodukte Huminit und Vitrinit. Der Inkohlungsgrad wird durch das Reflexionsvermögen der organischen Mineralbildungen Huminit und Vitrinit bestimmt. Erste Vitrinitreflexionsdaten für den Bereich der Norddeutschen Tiefebene stammen von TEICHMÜLLER et al. (1979, 1984). Dabei wird klar gezeigt, dass Vitrinitreflexion, Gebirgstemperatur und Tiefenlage proportional sind (TEICHMÜLLER et al. 1984). Allerdings wird hier auch herausgestellt, dass die Vitrinitreflexion abhängig von Lithologie,

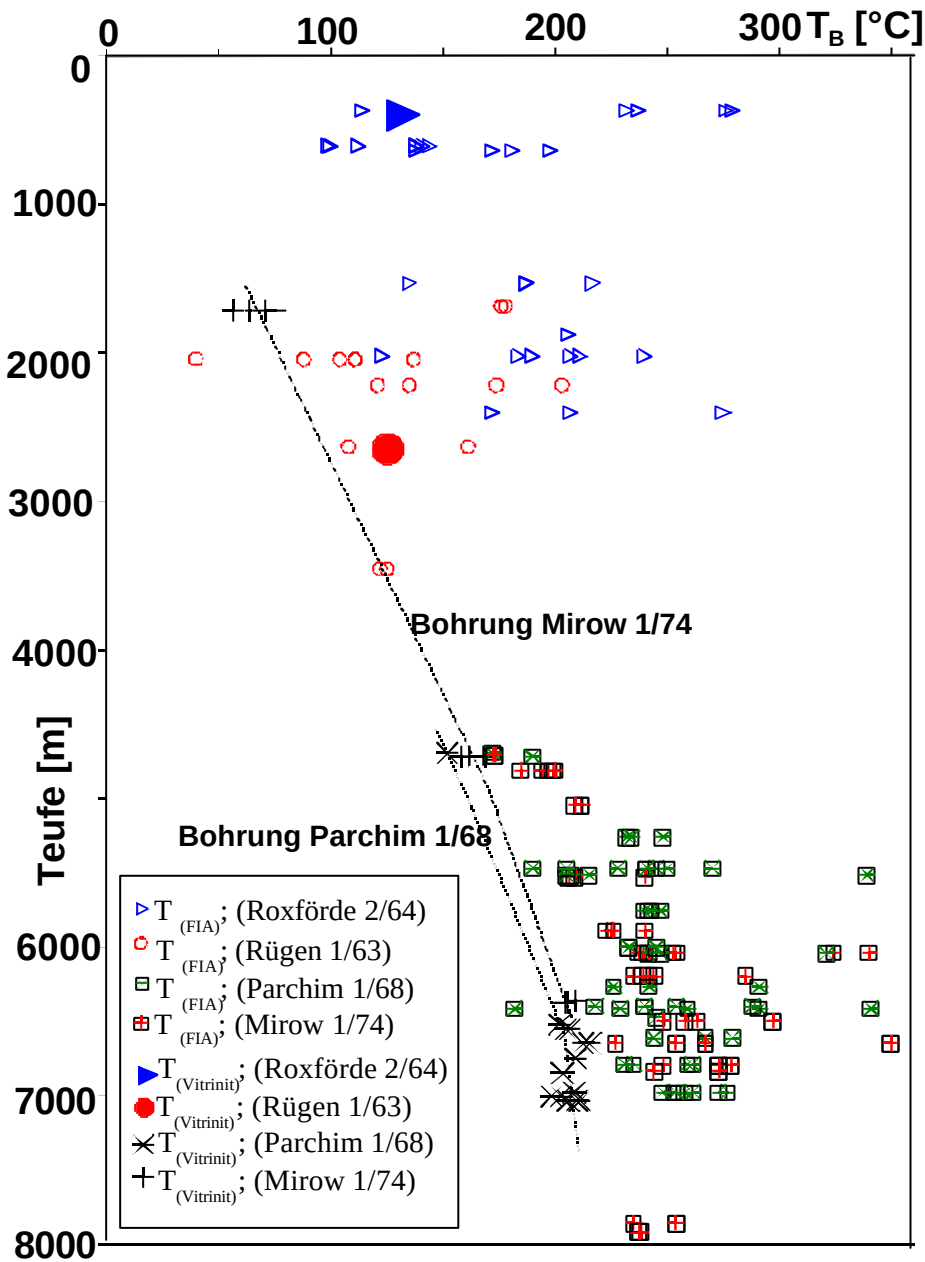


Abb.7-14: Paläo-Fluidtemperaturen von Flüssigkeitseinschlussgruppen ausgewählter Bohrungen (Mittelwerte der druckkorrigierten Homogenisierungstemperaturen) gegen Temperaturen aus Vitrinitdaten, errechnet nach BARKER & PAWLEWICZ (1994). Die Vitrinitdaten stammen von FRIBERG (pers. Mitt., 1999) und KRULL (pers. Mitt., 2000).

Schichtlagerung, Klüftung, den Druckverhältnissen und der Dauer thermaler Prozesse ist. TEICHMÜLLER et al. (1979) vertreten die Ansicht, dass die Vitritreflexionsdaten keine ausreichende Basis zur Rekonstruktion der Temperaturgeschichte liefern. So nehmen beispielsweise thermale Ereignisse, in Abhängigkeit von ihrer Intensität, mit einem Zeitumfang von 1 - 3 Ma keinen Einfluss auf die Reflexion der Vitrinite (TEICHMÜLLER 1979, TEICHMÜLLER et al. 1979).

Die Vitritreflexionen zeigen in Bezug zur Tiefe einen meist charakteristischen Verlauf (vgl. u.a. RIEKEN 1988, TEICHMÜLLER et al. 1979, HOTH 1993).

Unterhalb von 4700 m nimmt über eine Tiefendifferenz von 1000 m die maximale Inkohlung nicht mehr zu. TEICHMÜLLER et al. (1979) vermuten, dass die Stagnation im Tiefenverlauf der Reflexivität mit der beginnenden Graphitisierung organischer Minerale zusammenhängt. Ein weiteres wichtiges Ergebnis der Untersuchungen von TEICHMÜLLER et al. (1979) ist, dass heutigen Bohrlochtemperaturen von 200 °C Paläotemperaturen von ca. 300°C gegenüber stehen.

Auf Grundlage ihrer Untersuchungen postulieren TEICHMÜLLER et al. (1984) drei thermale Ereignisse: ein erstes im Karbon, ein zweites, mit dem Absenkungsmaximum zu korrelierendes im Jura und ein weiteres in der Kreide. Das kreidezeitliche Ereignis steht im Zusammenhang mit der tektonischen Inversion.

Das Vitritreflexions-Hauptverteilungsmuster folgt der Kontour der maximalen Versenkung der Präperm-Oberfläche (KRULL 2000, pers.Mitt.). Ein Vergleich der Mächtigkeitsverteilung der permokarbonen Vulkanite (MARX et al. 1995, BENECK et al. 1996, BRECHT 1999) mit den Isolinien der Vitritreflexionen (THOMASER 1982, KOCH et al. 1997) zeigt für den Bereich des NEDB ähnliche Verteilungsmuster der jeweiligen Minima und Maxima. Mächtigkeitschwankungen der Vulkanite sind dabei auf das Relief der Präperm-Oberfläche zurückzuführen sind.

Eine Reihe von Autoren (WASSOJEWITSCH et al. 1969; TEICHMÜLLER 1979; TEICHMÜLLER et al. 1984; TEICHMÜLLER et al. 1989, HOTH 1993 u.a.) haben bereits versucht, bestimmten Gebirgstemperaturen entsprechende Vitritreflexionen zuzuweisen. Formeln zum Umrechnen der Vitritreflexion in die zugehörige Bildungstemperatur werden u.a. von SWEENEY & BURNHAM (1990) und BARKER & PAWLEWICZ (1994) angegeben, wobei im Folgenden die Gleichung von BARKER & PAWLEWICZ (1994) genutzt wird:

$$T = (\ln(R_n) + 1,68) / 0,0124 \quad (7.4)$$

(R_n = Betrag der mittlere Vitritreflektion; T = Betrag der Bildungstemperatur)

Aufgrund der unterschiedlichen Geschichte und deren Einfluss auf das Reflexionsverhalten der Vitrinite sind die so ermittelten Temperaturen nur als Indiz zu werten. Die zu Vergleichszwecken verwandten Vitritdaten wurden von FRIBERG (pers. Mitt. 1999) und KRULL (pers. Mitt. 2000) zur Verfügung gestellt. Sie stammen aus den bereits mikrothermometrisch bearbeiteten Bohrungen und den stratigraphischen Einheiten des Karbons bis zum Jura. Die mikrothermometrisch ermittelten Bildungstemperaturen sind prinzipiell etwas höher als die aus

Vitrinitdaten berechneten (Abb. 7-14). Die „Vitrinit-Temperaturen“ entsprechen jeweils den niedrigsten Fluidtemperaturen und weisen so einen ähnlichen Temperaturverlauf wie diese auf. Die niedrigsten Fluidtemperaturen konnten jeweils in Mineralzementen beobachtet werden. Das bedeutet, dass die in den Vitriniten manifestierten Temperaturen vor allem die maximale Versenkung des Beckens (Kap. 8) widerspiegeln. Weitere thermale Ereignisse, wie das vermutete jurassische, hochthermale Fluidereignis, oder auch das kretazische Inversionsereignis beeinflussten die Ausbildung der Vitrinite offensichtlich nicht nachweisbar. Das wird aus den generell niedrigeren Temperaturen der umgerechneten Vitrinitdaten in Bezug zu den Fluidtemperaturen gedeutet (Abb. 7-14).

7.5.3 Chlorit-Illit-Thermometrie

Variationen in der geochemischen Zusammensetzung von Chlorit sind weitgehend temperaturabhängig, was besonders Untersuchungen in Geothermalfeldern von Mexiko und den USA gezeigt haben (JOWETT 1991, CATHELINEAU 1988, KRANIDIOTIS & MACLEAN 1987, CATHELINEAU & NIEIVA 1985). So weisen vor allem das tetraedrisch koordinierte Aluminium und die oktaedrische Leerstelle eine Korrelation mit der Temperatur auf, während das Fe/(Fe+Mg)-Verhältnis nur in geringem Maße temperaturabhängig ist und eine starke Abhängigkeit von der Zusammensetzung des Nebengesteins zeigt (CATHELINEAU 1988, CATHELINEAU & NIEIVA 1985). Die entsprechenden Gleichungen zur Berechnung der Temperatur sind für die verschiedenen Berechnungsverfahren bei BRECHT (1999) zusammengefasst.

CATHELINEAU (1988) und CATHELINEAU & NIEIVA (1985) entwickelten ein empirisches „Illit-Thermometer“, welches auf der Korrelation eines theoretischen sechs-Endglieder-Matrix-Modells eines Mischkristalls mit gemessenen Temperaturen der Geothermalfelder in Mexiko und den USA basiert. Als Referenzmineral zur Bestimmung der kompositionellen Änderung dient Muskovit. Entsprechende Formeln zur Berechnung der Temperatur auf Grundlage der chemischen Zusammensetzung der Illite sind wiederum bei BRECHT (1999) zusammengefasst.

Die mit Hilfe der Chloritthermometer von JOWETT 1991, CATHELINEAU 1988, KRANIDIOTIS & MACLEAN 1987, CATHELINEAU & NIEIVA 1985 ermittelten Temperaturen zeigen realistische Werte (Anhang C1), die untereinander konsistent und nur z.T. wenig verschoben sind (BRECHT 1999). Als Ursache der Temperaturabweichungen wird eine Beeinflussung der Chlorit-Temperatur durch den Gesteinschemismus angenommen. Die Chlorite der Basalte umfassen einen Temperaturbereich von 160 - 248 °C und die Chlorite der SiO₂-reichen Vulkanite weisen Temperaturen von 250 - 350 °C auf (BRECHT 1999). BRECHT (1999) konnte keine tiefenabhängige Temperaturveränderung nachweisen. Unrealistische niedrige Temperaturen bis 4 °C werden auf das Vorhandensein von Corrensit zurückgeführt, wobei über das System Chlorit/Corrensit nur sehr wenig bekannt ist (BRECHT 1999).

Das Illit-Thermometer lieferte für das Paragonit-Endglied Werte von 200 - 450 °C und für das Pyrophyllit-Endglied 250 - 550 °C (BRECHT 1999). Dabei konnte BRECHT (1999) keine Korrelation der beiden Endglieder untereinander sowie zu deren Illit-Kristallinitäten nachweisen. Auch im Vergleich zu den Chlorittemperaturen konnte keine Korrelation beobachtet werden.

Als Ursache dessen führt BRECHT (1999) an, dass entweder die Methode der „Illit-Thermometrie“ für die authigenen Illite der permokarbonen Vulkanite des NEDB versagt, oder die Illite und Chlorite unterschiedlichen Bildungsphasen zuzuordnen sind.

Ganz anders sind hingegen die Chlorit-Thermometriedaten zu werten. Sie scheinen sehr deutlich durch ein hochthermale Ereignis beeinflusst worden zu sein. So korrelieren diese mit den mikrothermometrisch ermittelten Temperaturen des jüngeren, jurassischen Fluidsystems (WOLFGRAFF et al. 1998, BRECHT 1999). Dies zeigt sich auch in einem z.T. negativen Temperaturgradienten in den permokarbonen Vulkaniten der Bohrung Parchim 1/68, welcher sowohl mikrothermometrisch (Anhang F), als auch mit Hilfe der Chlorit-Thermometrie (BRECHT 1999) nachgewiesen wurde.

7.5.4 Weitere Geothermometer

Als weiteres „Geothermometer“ im Bereich des NEDB wurde Epidot (BRECHT 1999) angewendet. So sind Temperaturabschätzungen über das $\text{Fe}^{3+} / (\text{Fe}^{3+} + \text{Al}^{3+})$ -Verhältnis oder die Pistazit-Komponente nur für konstante Bildungsdrücke, geringe Fe^{2+}/Mg -Verhältnisse und geringe CO_2 -Gehalte während der Bildung der Epidote möglich (LIOU et al. 1987). Für die im NEDB vorkommenden Epidotminerale ist nach BRECHT (1999) aufgrund vielschichtiger Einflüsse bei der Bildung dieser Minerale keine genaue Temperaturabschätzung möglich. Allerdings beschreibt LIOU (1993) das Vorkommen von Epidot für nahezu alle Geothermalfelder im Temperaturbereich von 200 - 250 °C. Die Bildungstemperatur dieser mit Kalzit und Albit vergesellschafteten Kluft- und Drusenfüllungen kann so auf > 200 °C geschätzt werden.

7.5.5 Bohrlochtemperaturen

Im NEDB existieren von vielen Bohrungen teufenabhängige Temperaturdaten. Die gemessenen Temperaturen entsprechen meist nicht dem natürlichen Temperaturfeld. Sie sind abhängig von der Bohrtechnik, dem Spülungsumlauf, der Standzeit der Bohrung und weiteren Parametern (BEER & HURTIG 1999; BEER 1996). Demzufolge müssen die entsprechenden Bohrlochtemperaturen korrigiert werden, wobei dies z.T. erschwert ist, da die hierzu nötigen Parameter oft nicht oder nur ungenügend bekannt sind (pers. Mitt. FÖRSTER 2000). Somit ist die Anzahl an Bohrungen mit verlässlichen Temperaturdaten relativ gering. Es existieren zudem eine Reihe von Versuchen, auf Grundlage der korrigierten Bohrlochtemperaturen, das rezente Temperaturfeld des NEDB zu modellieren (BAYER et al. 1997, ONDRAK et al. 1997, ONDRAK et al. 1999, ONDRAK et al. 2000).

Die rezenten Temperaturdaten weisen einige Eigenschaften auf, die sich bei der Auswertung der Paläo-Temperaturen wiederfinden. So korrelieren in Brandenburg in einer Tiefenlage von etwa 4 km die Temperaturmaxima mit den Vulkanitmächtigkeitsminima (BEER & HURTIG 1999). Die Vulkanite haben also neben den Zechstein-Evaporiten einen bedeutsamen Einfluss

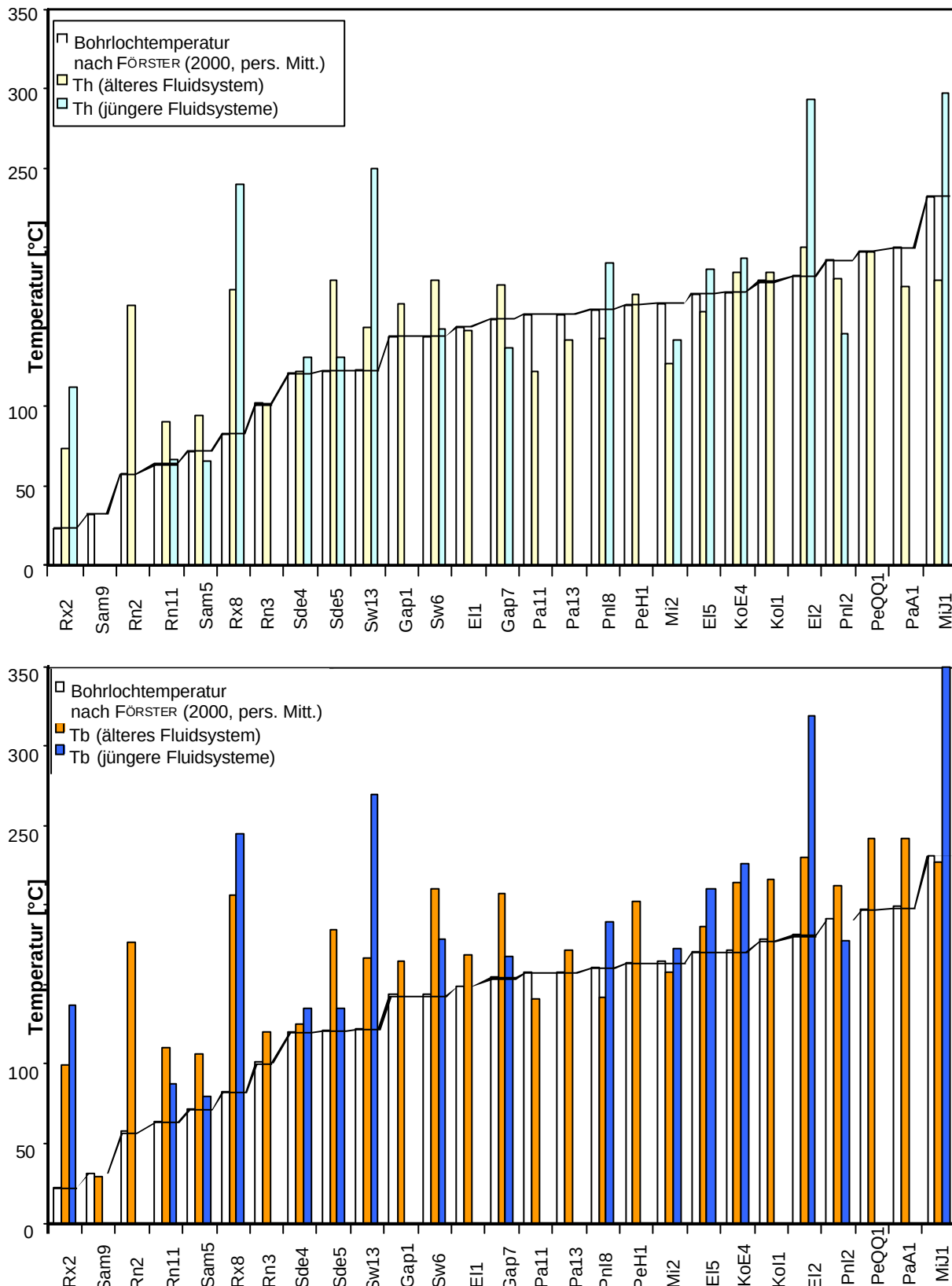


Abb. 7-15: Rezente korrigierte Bohrlochtemperaturen (FÖRSTER 2000; pers. Mitt.) im Vergleich zu mikrothermometrisch ermittelten Homogenisierungstemperaturen (Th, oberes Diagramm) und Paläo-Fluid-Temperaturen (Tb, unteres Diagramm) verschiedener Proben (vgl. Probenliste Anhang 03).

auf den Wärmetransport in dem Becken. Auch in der vertikalen Temperaturverteilung können einige Besonderheiten herausgestellt werden. So zeigt die geothermisch intensiv über einen langen Zeitraum bearbeitete Bohrung Friedland 1/71 (pers. Mitt. ONDRAK 2000) eine deutliche Verringerung des geothermischen Temperaturgradienten im Zechstein und den darunter befindlichen Schichtenfolgen (ONDRAK et al. 1999, ONDRAK et al. 2000). Der geringe Gradient in den evaporitischen Lagen des Zechsteins ist auf die hohe spezifische Wärmeleitfähigkeit von Salz zurückzuführen. Der entsprechende Gradient im Liegenden des Zechsteins kann aber nicht mit den herkömmlichen konduktiven Wärmetransportmodellen erklärt werden. Somit ist wiederum der Einfluss der Vulkanite auf den Wärmefluss naheliegend.

Im direkten Vergleich der rezenten Bohrlochtemperaturen mit den mikrothermometrisch ermittelten Paläo-Fluid-Temperaturen kann ein ähnlicher Temperaturverlauf beobachtet werden (Abb.7-15). Große Abweichungen von dieser Korrelation bilden hierbei zum einen Fluidtemperaturen sekundärer Flüssigkeitseinschlussgenerationen (Proben: El2, MiJ1, Mi13) und zum anderen die Fluid-Temperaturen von Proben aus dem Bereich von Horst-Schollen (Proben: Rx2, Rx8, Rn2).

Einige der bearbeiteten Proben weisen in Bezug zu den Bohrlochtemperaturen zu niedrige Werte auf (Probe: Pa11, Pa13, Mi2, Sam9, Pnl2). Dies könnte auf eine Bildung der entsprechenden Fluideinschlüsse vor der maximalen Versenkung der jeweiligen Schichten hinweisen. Zum Teil geben sekundäre Fluidgenerationen das rezente Temperaturfeld besser wieder, als die primären.

In diesen Fällen handelt es sich bei den Wirtsmineralen der entsprechenden Flüssigkeitseinschlüsse um Sulfate und Karbonate, welche wahrscheinlich während der kretazischen Inversion gebildet wurden (Proben: Gap7, Sw6, Rn11, Sam5).

Auffällig ist, dass die Th den Bohrlochtemperaturen deutlich besser entsprechen, als die abgeleiteten Mineralbildungstemperaturen (Tb) bzw. Paläo-Fluidtemperaturen (Abb.7-15). Die Tb sind in der Regel etwa 20 - 50 °C höher, als die rezenten Temperaturen, was als Resultat eines höheren Wärmeffusses zur Bildungszeit der Fluideinschlüsse gewertet werden kann.

7.6 Teilzusammenfassung: Fluid-Drücke und -Temperaturen

Mit Hilfe der mikrothermometrisch ermittelten Daten lassen sich die Paläo-Fluidsysteme des NEDB einschließlich deren Bildungsbedingungen und Migrationspfade räumlich und zeitlich charakterisieren. Voraussetzung dafür ist die vorherige petrographische Bearbeitung der jeweiligen Gesteinsproben. Die Auswertung der Flüssigkeitseinschlussdaten erfolgt vor allem unter Berücksichtigung sekundärer Veränderungen der fluidgefüllten Hohlräume. So werden die in den Anhydrit-Zementen, -Konkretionen und -Neubildungen identifizierten thermischen Signaturen meist auf thermische Re-equilibrierung zurückgeführt. Die ermittelten Daten stammen meist aus Proben der Rotliegend-Sedimente und repräsentieren wahrscheinlich das Ende der Hauptabsenkungsphase des Beckens an der Grenze Trias/Jura, wobei die Mineralbildung selbst frühdiagenetisch im Ober-Rotliegend erfolgte. In spätdiagenetisch gebildeten

Kalzit- und Quarz-Zementen konnte ebenfalls ein Fluid nachgewiesen werden, welches meist die maximale Beckenversenkung repräsentiert. Mineralbildungstemperaturen von ca. 100 - 250 °C und Salinitäten von ca. 20 - 30 Gew. % NaCl+CaCl₂ equiv. sind hierfür charakteristisch. In einigen, meist sekundären Flüssigkeitseinschlüssen konnten auch Salinitäten von 0 - 5 Gew. % NaCl+CaCl₂ equiv. bestimmt werden. Die Bildung dieser niedrig salinen Wässer könnte auf die Dehydration von Tonmineralen zurückzuführen sein.

Prinzipiell jünger als die Mineralzemente sind die jeweiligen Kluftfüllungen. Letztere können zudem verschiedenen alten Kluftgenerationen zugeordnet werden.

Die selten zu beobachtenden niedrig salinen Fluide der Kluft- und Drusenminerale stellen die ältesten Bildungen in den permokarbonen Sedimenten sowie den permokarbonen Vulkaniten dar. Möglicherweise handelt es sich sogar um hydrothermale Bildungen, welche einer Nachphase des Rotliegend-Vulkanismus zugeordnet werden können. Die meisten Flüssigkeitseinschlüsse in den Kluftfüllungen weisen jedoch Salinitäten von ca. 20 - 35 Gew. % NaCl+CaCl₂ Äquiv. auf (Abb. 7-11). Als Hinweise auf eine „vulkanische“ Herkunft dieser Wässer können einerseits die Salinität der eingeschlossenen Fluide und andererseits die Ausbildung der zugehörigen Wirtsminerale betrachtet werden. So sind die entsprechenden Fluide auf nicht lumineszierende Kalzite und nicht oder schwach lumineszierende Quarze in Drusen beschränkt.

Im räumlichen Vergleich der mikrothermometrischen Daten der Flüssigkeitseinschlüsse fällt auf, dass in Bohrungen an den Beckenrändern sowie im Bereich von Horst-Graben-Strukturen (z.B. Bohrung Rügen 1/63; Roxförde 2/64) neben einem älteren, hochthermalen Fluidsystem häufig ein deutlich niedriger thermales Fluid identifiziert werden kann. Im Beckenzentrum konnte zudem neben dem bereits beschriebenen hochthermalen Fluid lokal ein jüngerer, deutlich höher temperiertes Fluidsystem nachgewiesen werden.

Die teufenabhängige Temperaturverteilung (Anhang F) spiegelt weiterhin für die Rotliegend-Sedimente einen geothermalen Gradienten von 40 bis 50 °C/km wider. Abweichend davon konnte in den Rotliegend-Vulkaniten nur ein Gradient < 10°C/km nachgewiesen werden, welcher sich nicht durch die Wärmeleitfähigkeiten dieser Gesteine erklären lässt. Als Ursache dieses Phänomens ist möglicherweise ein konduktiver Wärmetransport in den Sedimenten im Gegensatz zu einem advektiven oder konvektiven Wärmetransport in den permokarbonen Vulkaniten verantwortlich. Hierbei bildet das Zechstein-Salinar eine Barriere für den Fluidtransport und wirkt als Druckkissen für die aufsteigenden Fluide der liegenden Gesteinseinheiten. Auf diesem Modell beruht auch die Ermittlung der Paläo-Drücke im NEDB, wobei für das Pre-Zechstein ein Druckgradient von durchschnittlich $0,020 \pm 0,004$ MPa / m ermittelt wurde. Mit Hilfe von Geobarometrie an CH₄-Einschlüssen konnten die „modellhaft“ ermittelten Paläodrücke bestätigt werden. Zudem konnte auf diesem Wege für die permokarbonen Sedimente die Migration von Kohlenwasserstoffen in Paläo-Tiefenlagen zwischen 3100 m und 3600 m nachgewiesen werden, was unter Berücksichtigung der Versenkungsgeschichte (vgl. Abb. 5-1) der jeweiligen Gesteinsproben zeitlich dem Jura entspricht.

Um die mikrothermometrisch ermittelten Paläo-Temperaturen zu validieren, wurden Daten anderer Thermometer genutzt. Am besten geeignet zeigten sich hierbei die Vitrinitreflexionen. Diese spiegeln deutlich die Beckenversenkung wider, was ebenfalls durch die Fluid-Temperaturen in den spätdiagenetischen Mineralzementen und den älteren, hochthermalen Fluiden der Kluftfüllungen nachgewiesen werden konnte. Allerdings können das mikrothermometrisch ermittelte, lokale, hochthermale Ereignis im Beckenzentrum und das niedrigthermale, kretazische bzw. tertiäre Fluidereignis mit Hilfe der Vitrinitdaten nicht aufgelöst werden. Zudem sind die Fluidtemperaturen durchschnittlich 30 °C höher, als die „Vitrinit-Temperaturen“. Ebenfalls geeignet ist das Chlorit-Thermometer, welches vor allem auch die Temperaturen des hochthermalen Fluidereignisses von 350 °C widerspiegelt (BRECHT 1999, WOLFGRAFF et al. 1998). Allerdings zeigen die Daten eine breite Streuung, so dass nur mit Mittelwerten gearbeitet werden kann (BRECHT 1999). Weiterhin wurde ein geochemisches Thermometer genutzt, welches auf der Fluidchemie hydrothermaler Fluide aufbaut. Grundlage bildete die mit Hilfe der Cryo-REM-EDX ermittelte Fluidzusammensetzung. Hierbei zeigte sich vor allem das Ca-Na-K-Thermometer (FOURNIER & TRUESDELL 1973) als geeignet, welches die mikrothermometrischen Daten stützt. Ein Vergleich von rezenten Bohrlochtemperaturen mit den mikrothermometrischen Daten ergab, dass während der Trias und des Jura ein deutlich höherer Wärmefluss existiert haben muss. Die Fluidtemperaturen sind, wie schon bei den Vitrinitdaten, durchschnittlich 20 - 50 °C höher als die korrigierten Bohrlochtemperaturen. Interessant sind zudem die auf Bohrlochmessungen basierenden Temperaturverteilungsmuster. Sowohl lateral, als auch vertikal spiegelt sich teilweise der oben beschriebene Einfluss der permokarbonen Vulkanite auf den Wärmefluss wider. Mit Hilfe der Flüssigkeits-einschlussanalyse und verschiedener Thermometer wurde somit die mehrphasige Fluidentwicklung rekonstruiert und durch Modelle gestützt.

8 Herkunft der Fluide

8.1 Geochemie stabiler Isotope ($d^{34}\text{S}$, $d^{13}\text{C}$, $d^{18}\text{O}$)

Aussagen zur Herkunft von Fluiden, deren Migrationswege und Gestein-Wasser-Wechselwirkungen können durch isotopengeochemische Untersuchungen gemacht werden. Zur Evaluierung der petrographisch und mikrothermometrisch ermittelten Daten sowie der daraus resultierenden Modelle wurden ergänzend stabile Isotope an Primär- und Sekundärmineralen untersucht. Im Folgenden soll zum allgemeinen Verständnis auf einige wichtige Zusammenhänge eingegangen werden.

Änderungen in der Isotopenzusammensetzung werden (u.a. HOEFS 1997) durch kinetische Prozesse und Gleichgewichtsprozesse erzeugt. Zu den kinetischen Prozessen, die vor allem in funktionalem Zusammenhang mit der Masse und der Bindungsenergie der Moleküle bzw. Atome stehen, gehören beispielsweise Diffusionsvorgänge, biologische Prozesse und die Evaporation. Bei den Gleichgewichtsprozessen handelt es sich um rein thermodynamische Prozesse, wobei der Fraktionierungsfaktor eine Funktion der Temperatur ist.

Der Fraktionierungsfaktor α einer Reaktion ist definiert als:

$$\alpha = R_A / R_B \quad (8.1)$$

Dabei ist R das Verhältnis von schweren zu leichten Isotopen der Phase A bzw. B. Die Konzentration der Isotope wird in der Regel als δ -Notation in Beziehung zu einem Standard als Abweichung in Promille angegeben. Es gilt:

$$\delta_{\text{Probe}} = (R_{\text{Probe}} / R_{\text{Standard}} - 1) * 10^3 (‰) \quad (8.2)$$

Die in dieser Arbeit verwendeten Standards sind in Tab. 8-1 dargestellt. Ausführliche Diskussionen zu Theorien der Isotopeneffekte und der Isotopenfraktionierung sind u.a. bei UREY (1947), HOEFS (1987, 1997) und VALLEY et al. (1986) enthalten. Da die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte des Karbonatsauerstoffs gegen den Standard PDB (Tab. 8-1) gemessen wurden, erfolgte eine Überführung in die $\delta^{18}\text{O}_{(\text{SMOW})}$ -Werte unter Verwendung der Umwandlungsgleichung von COPLIN et al. (1983):

$$\delta^{18}\text{O}_{(\text{SMOW})} = 1.03091 * \delta^{18}\text{O}_{(\text{PDB})} + 30.91 \quad (8.3)$$

Standard	Abkürzung	Isotop
Standard Mean Ocean Water	SMOW	^{18}O ,
Belleminitella americana aus der kretazischen Peedee-Formation, South Carolina	PDB	^{13}C , ^{18}O
Troilite (FeS) des Canyon Diablo Eisenmeteorits	CDT	^{34}S

Tab. 8-1: Weltweite Standards für stabile Isotope (nach HOEFS, 1997)

8.2 Allgemeiner und regionaler Rahmen

Die isotopengeochemischen Untersuchungen beschränken sich auf hydrothermal und diagenetisch gebildete Sulfate, Sulfide und Karbonate, wobei Anreicherungs- bzw. Abreicherungsprozesse der Schwefel- und Kohlenstoffisotope sowie der jeweiligen Sauerstoffisotope zur Identifikation von Fluidquellen und Migrationspfaden verwandt werden.

Im Schwefelkreislauf spielen kinetische Prozesse eine dominierende Rolle. Schwefel (^{34}S) wird generell in Verbindungen mit der größten Bindungsstärke konzentriert. Extrem langsame Isotopenaustauschprozesse können durch relativ rasche Reduktions-Oxidationsprozesse überlagert werden. Bei

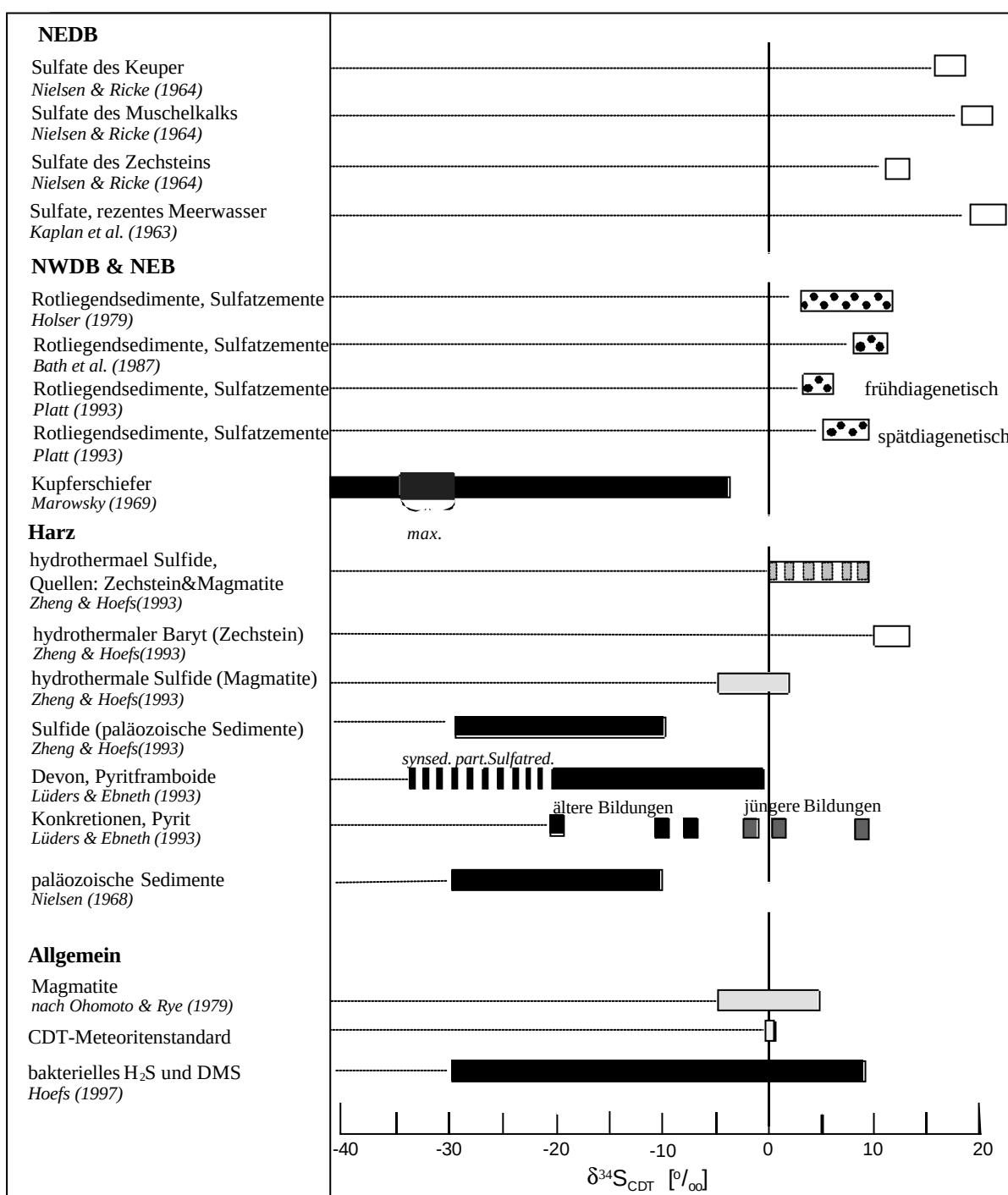


Abb. 8-1: Schwefelisotopendaten aus Vergleichsgebieten bzw. aus Literaturdaten

der bakteriellen Sulfatreduktion können Sulfide gegenüber dem Ausgangssulfat im ^{34}S extrem abgereichert sein. Bei der Oxidation von Sulfiden findet dagegen i.w. keine Isotopenfraktionierung statt. Zuerst soll ein Überblick über bereits bekannte Daten aus regional angrenzenden Gebieten bzw. aus Literaturdaten erfolgen, welcher einen Vergleich mit den im Anschluss dargestellten Daten ermöglicht.

Aus den angrenzenden Gebieten des NEDB sind bereits eine Anzahl von Schwefelisotopendaten bekannt. So bearbeiteten ZHENG & HOEFS (1993) einige Blei-Zink-Ganglagerstätten des Harzes mit Hilfe stabiler Isotope ($\delta^{34}\text{S}$, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$). NIELSEN & RICKE (1964) untersuchten die im Norddeutschen Becken vorkommenden Sulfatgesteine isotopengeochemisch und HOLSER (1979) untersuchte authigene Anhydrite der Rotliegend-Sedimente des NWDB. BATH et al. (1987) führten Isotopenuntersuchungen an Anhydrit-Zementen in Rotliegend-Sedimenten des Niederländisch-Englischen Be-

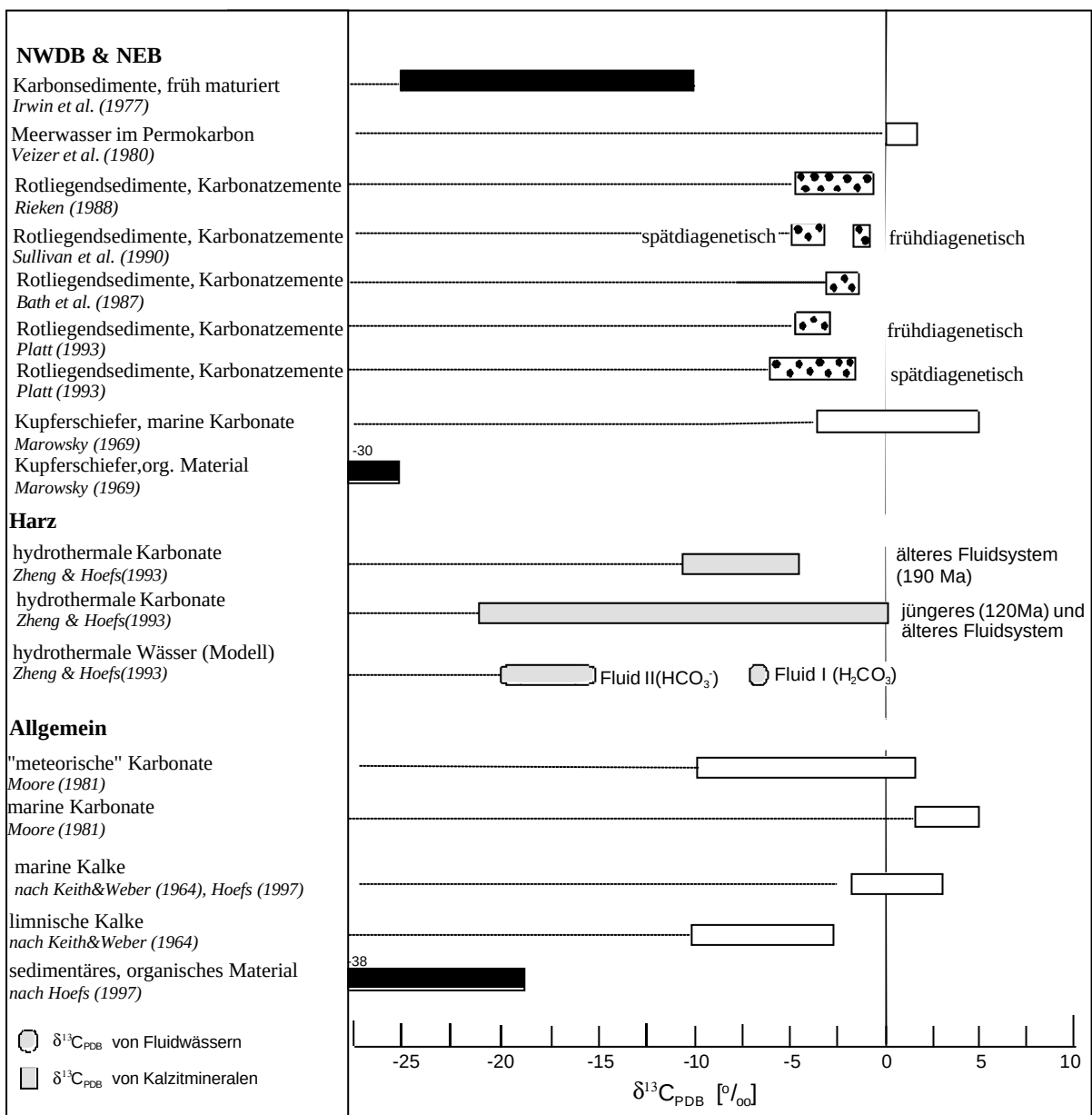


Abb. 8-2: Kohlenstoffisotopendaten aus Vergleichsgebieten sowie aus Literaturdaten

ckens durch und PLATT (1993) bearbeitete Äquivalente des NWDB und aus dem Bereich der Nordsee. Zu Vergleichszwecken wurden ebenfalls die Schwefel-Isotopendaten des Kupferschiefers (MAROWSKY 1969) verwandt. Die genannten Isotopenverhältnisse sind in Abb. 8-1 zusammengefasst.

Die $\delta^{34}\text{S}$ -Werten frühdiagenetischer, formationsgebundener Rotliegend-Porenwässer schwanken nach PLATT (1993) zwischen +4 und +7 ‰ CDT. Evaporite des Zechsteins haben $\delta^{34}\text{S}$ -Werte von $+11.5 \pm 1$ ‰ CDT (NIELSEN & RICKE 1964). Der Einfluss von Zechsteinwässern soll für die erhöhten $\delta^{34}\text{S}$ -Werte der spätdiagenetischen Rotliegend-Zemente im Bereich von +5 bis +9.7 ‰ CDT verantwortlich sein (PLATT 1993).

Die $\delta^{34}\text{S}$ -Werte von "magmatischem" Schwefel liegen bei etwa 0 ± 5 ‰ CDT (u.a. OHOMOTO & RYE 1979). ZHENG & HOEFS (1993b) geben an, dass eines der erzbildenden Fluide des Harzes magmatisch gewesen sein muss ($\delta^{34}\text{S}$ -Werte von -5 bis +2 ‰ CDT). Dieses hat durch Zumischung von Zechstein-Wässern $\delta^{34}\text{S}$ -Werte von 0 bis +13 ‰ CDT angenommen. Zudem beschreiben die Autoren für Baryte der Harzer Ganglagerstätten $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von +12 bis +17 ‰ SMOW sowie in einem Fall von +1.7 ‰ SMOW. Die erste Gruppe von Baryten wird dabei als hypogen gebildet und der einzelne, isotopisch leichte Baryt als supergen gebildet beschrieben (ZHENG & HOEFS 1993b).

Die hypogenen Sulfate entstammen nach ZHENG & HOEFS (1993b) einem krustalen Fluidsystem, wobei die Sulfate sich durch eine deutliche Anreicherung von ^{34}S charakterisieren lassen. Die supergenen Sulfate hingegen sind durch deszendierende Oberflächenwässer beeinflusst worden, welche auch für die Oxydation von Sulfiden verantwortlich sein könnten.

NIELSEN (1968) beschreibt Harzer Ganglagerstätten, bei denen kohlenstoffhaltige Sedimente ($\delta^{34}\text{S}$ -Werte von -10 bis -30 ‰ CDT) als eine der Schwefelquellen angesehen wird.

MAROWSKY (1969) bearbeitete den Kupferschiefer auf der Basis von 600 Isotopenmessungen. Die $\delta^{34}\text{S}$ -Werte der Sulfide schwanken zwischen -4 und -44 ‰ CDT, mit einem deutlichen Maximum bei -30 bis -35 ‰ CDT. MAROWSKY (1969) leitete daraus eine Sulfidbildung infolge bakterieller Sulfatreduktion in einem überwiegend geschlossenen System ab. Die bei MAROWSKY (1969) im Zusammenhang mit dem Kupferschiefer bearbeiteten Sulfate weisen durchgehend hohe $\delta^{18}\text{O}$ -Werte (ca. +20 bis +40 ‰ SMOW) auf, so dass eine Korrelation mit den hier bearbeiteten Anhydriten und Baryten nicht möglich ist.

LÜDERS & EBNETH (1993) untersuchten die Schwefelisotopen von synsedimentären und hydrothermalen Pyriten im Harz. Die $\delta^{34}\text{S}$ -Werte des Gesamtgesteins der devonischen Schiefer liegen zwischen -34.4 und +7.4 ‰ CDT. LÜDERS & EBNETH (1993) geben als Quellen des Sulfidschwefels zum einen die synsedimentäre Bildung von Sulfiden im Bereich eines devonischen Ozeans, zum anderen die Zufuhr eines erzführenden Tiefenfluids sowie deszendierende permische Sulfatwässer an. Weiterhin wird die Sulfatbildung auf Pyrit-Oxydation zurückgeführt. Die anschließend gebildeten Sulfatminerale Anhydrit und Baryt lassen sich durch relativ geringe $\delta^{34}\text{S}$ -Werte erkennen.

Untersuchungen an Kohlenstoffisotopen von Karbonaten können als wichtiges Indiz der Herkunft und Charakterisierung von Paläo-Wässern verwandt werden. Der Kohlenstoff kann vor allem aus drei Quellen stammen (Abb. 8-2): (1) biogenes CO₂, (2) krustales CO₂ und (3) magmatogenes CO₂. MOORE (1881) unterscheidet Karbonate mariner und meteorischer Herkunft (Abb. 8-2). VEIZER et al. (1980) geben für die Isotopenzusammensetzung des permischen Meerwassers Isotopenverhältnisse von +0 bis +2 ‰ PDB an. Umfangreiche Untersuchungen an den Rotliegendezementen wurden für die westlichen Teilbecken des Mitteleuropäischen Beckens durchgeführt (Abb. 8-2). RIEKEN (1988) geht von einer Mischung aus zwei Kohlenstoffquellen aus. Der überwiegende Teil des zur Fällung von Karbonaten notwendigen CO₂ entstammt sedimentären Karbonaten und ein geringer Anteil von CO₂ wurde während der Diagenese durch Oxydation von organischem Material generiert. Die Karbonatbildung aus meteorischen Wässern wird von RIEKEN (1988) durch Ergebnisse mikrothermometrischer Untersuchungen ausgeschlossen. Ähnliche Aussagen treffen auch PLATT (1993) und SULLIVAN et al. (1990). So können frühdiagenetische Karbonate mit leichter isotopischer Zusammensetzung von spätdiagenetischen Zementen mit schwererer isotopischer Zusammensetzung unterschieden werden (Abb. 8-2). ZHENG & HOEFS (1993a) untersuchten hydrothermal gebildete Gang-Karbonate und ermittelten zwei Fluidsysteme, deren isotopische Zusammensetzung breit streut (Abb. 8-2).

Regional bezogene Isotopendaten des Karbonatsauerstoffs sind umfangreich bekannt. So können die von RIEKEN (1988) für das Niedersächsische Becken, von PLATT (1993) für das NWDB und die Nordsee ermittelten Daten mit den hier dokumentierten Daten verglichen werden, da diese sich e-

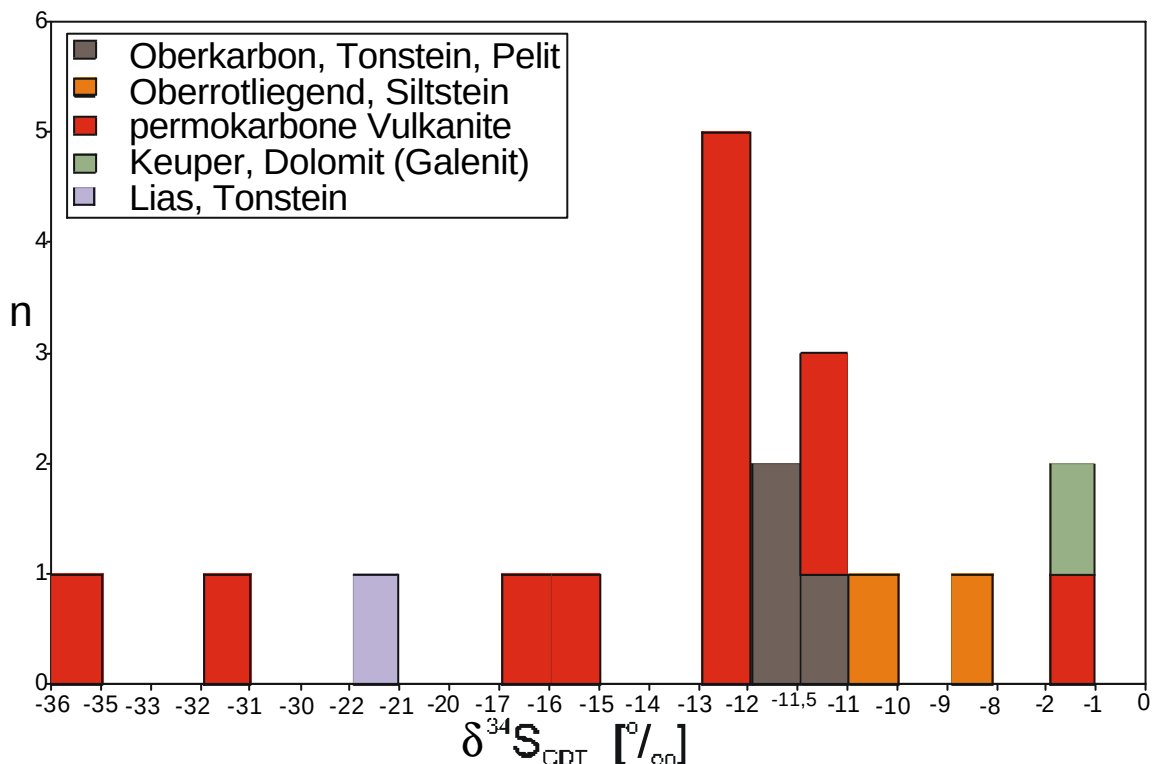


Abb. 83: Häufigkeitsverteilung der ³⁴S-Isotopendaten an Sulfiden aus dem Bereich des NEDB

benfalls auf das Rotliegend beziehen. PLATT (1993) differenziert sogar zwischen früh- und spätdiagenetischen Karbonaten (Abb. 8-2), was unter Berücksichtigung der ermittelten Daten für den Bereich des NEDB nicht möglich ist. Zudem errechneten mehrere Autoren modellhaft die Sauerstoffisotopen-Zusammensetzung von Paläo-Porenwasser, wobei prinzipiell zwischen basinalen Tiefenwässern mit $\delta^{18}\text{O}$ -Werten von +10 bis +14 ‰ SMOW (RIECKEN 1988) und zwei hydrothermalen Fluidensystemen (ZHENG & HOEFS 1993a) mit $\delta^{18}\text{O}$ -Werten von ca. +10 ‰ SMOW (älteres Fluidsystem) und 0 ‰ SMOW (jüngeres Fluidsystem) differenziert werden kann. Die Sauerstoffisotopenwerte von etwa 0 ‰ SMOW sind dabei für paläometeorische Wässer charakteristisch (vgl. ZHENG & HOEFS 1993a). Infolge verschiedener diagenetischer Prozesse erfolgte eine Anreicherung des ^{18}O -Isotops. Durch Gesteins-Wasser-Wechselwirkungen von alterierten Gesteinen und diagenetischen Mineralbildungen erhöhten sich die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte basinaler Tiefenwässer auf +10 bis +14 ‰ SMOW oder entsprechend höhere Werte bei höheren Temperaturen (BARKER & HALLEY 1986, RIECKEN 1988).

8.3 Schwefel-Isotopen-Untersuchungen

Bei der Auswertung der regional bekannten Daten (Abb. 8-1) können prinzipiell vier Schwefelquel-

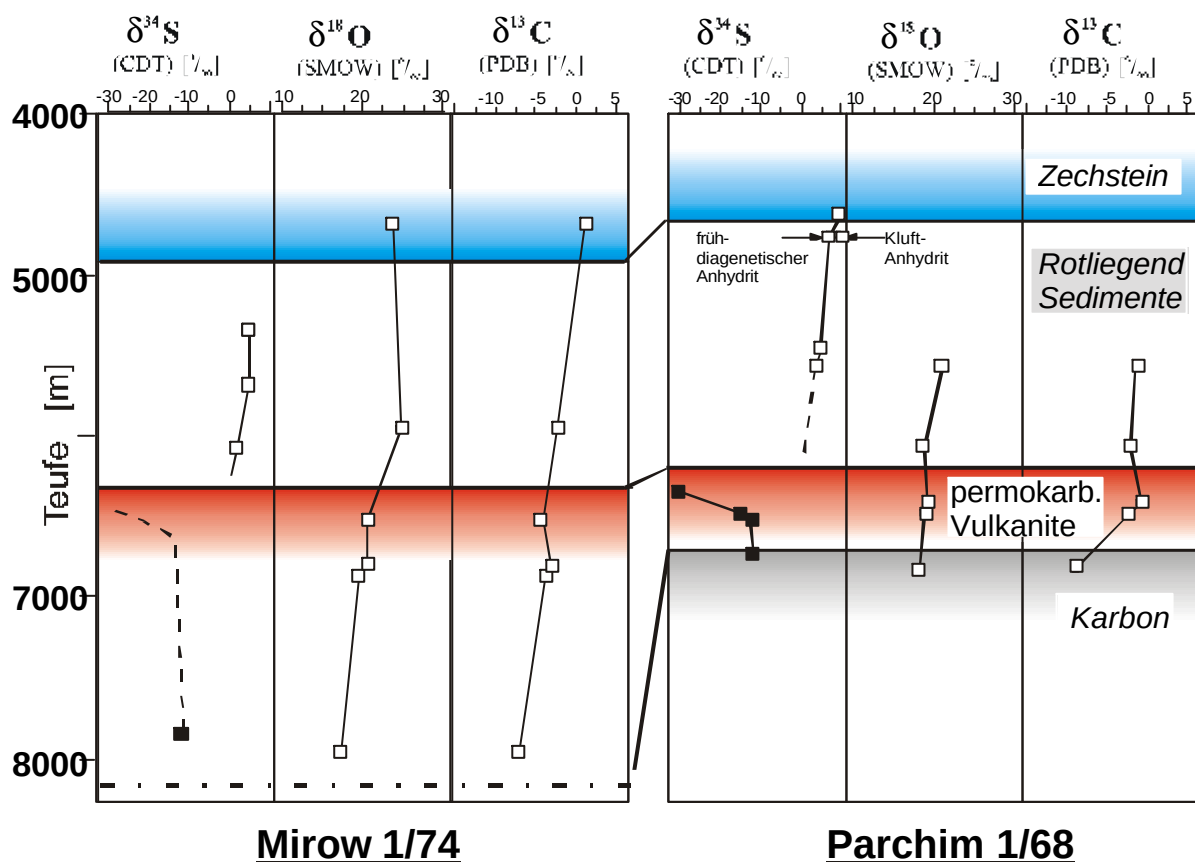


Abb. 8-4: Vertikale Verteilung der stabilen Isotope an Karbonaten (^{18}O , ^{13}C), Sulfiden (schwarze Quadrate, ^{34}S) und Sulfaten (weiße Quadrate, ^{34}S) für die Bohrungen Mirow 1/74 und Parchim 1/68

len unterschieden werden, die sich zum Teil relativ gut durch ihre Isotopenverhältnisse voneinander abgrenzen lassen. Das sind:

- Evaporite bzw. Paläo-Meerwasser z.B. des Zechsteins ($\delta^{34}\text{S}$: $+11.5 \pm 1$ ‰CDT),
- Früh- und spätdiagenetisches Rotliegend-Porenwasser ($\delta^{34}\text{S}$: $+3$ bis $+7$ ‰CDT),
- Aszendierendes magmatisches oder hydrothermales Wasser ($\delta^{34}\text{S}$: 0 ± 5 ‰CDT),
- Wässer aus kohlenstoffhaltigen, paläozoischen Sedimenten oder des Kupferschiefers ($\delta^{34}\text{S}$: -10 bis -30 ‰CDT).

$\delta^{34}\text{S}$ -Werte wurden im Untersuchungsgebiet an Sulfaten (Anhydrit, Baryt) sowie Sulfiden (Pyrit, Galenit) aus verschiedenen stratigraphischen Bereichen bestimmt.

8.3.1 Sulfide

Sulfide wurden mit größeren Anteilen am Gesamtvolumen der Gesteine nur in wenigen Proben beobachtet. Besonders hervorzuheben sind hierbei die permokarbonen Vulkanite und Sedimente der Bohrungen Parchim 1/68, Huy-Neinstedt 1/85 und die permokarbonen Magmatite der Aufschlüsse des Flechtinger Höhenzuges. Meist befinden sich die idiomorph ausgebildeten Pyrite und z.T. Chalkopyrite auf Klüften oder fein verteilt und blastetisch gewachsen in den permokarbonen Vulkaniten. An 19 Sulfidproben verschiedener Bohrungen (Anhang E) wurden die Schwefel-Isotopenverhältnisse massenspektrometrisch bestimmt.

In einer Probe eines liassischen Tonsteins konnten außerdem frühdiaagenetische Pyrite und in einem Keuper-Dolomit sekundär auf Klüften gebildeter Galenit separiert und isotopengeochemisch bear-

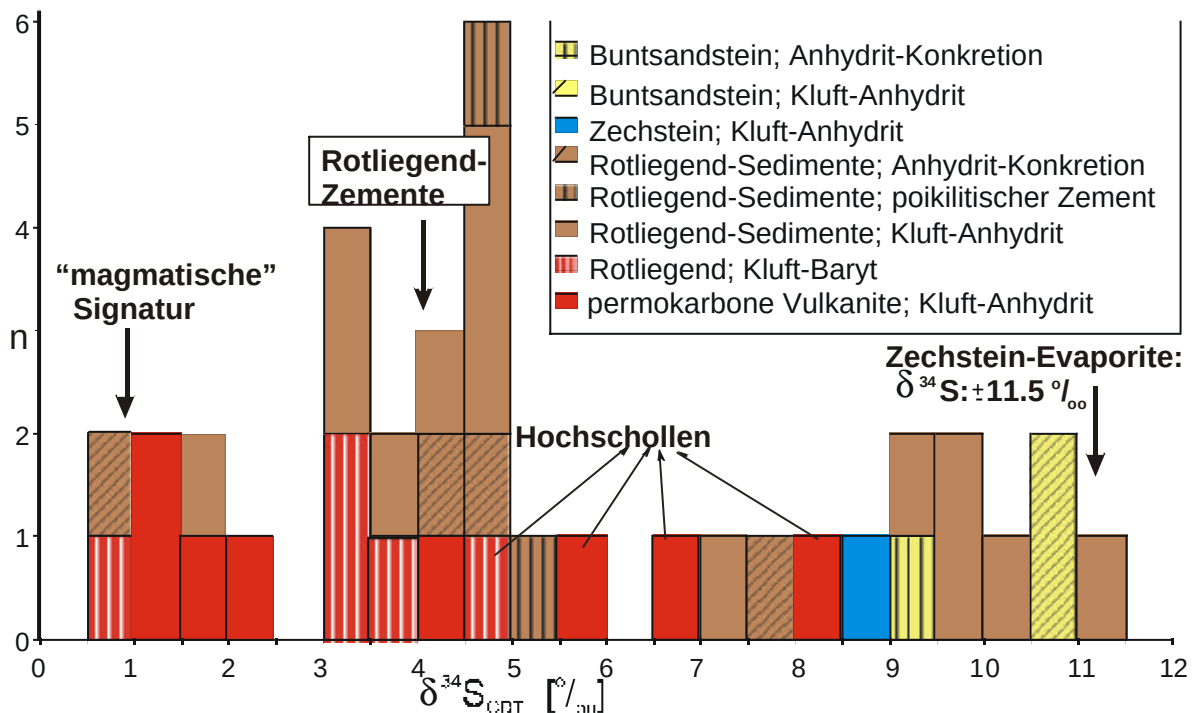


Abb. 8-5: Häufigkeitsverteilung der Isotopenverhältnisse vom Schwefel der Sulfate aus dem Bereich des NEDB

beitet werden.

Die $\delta^{34}\text{S}$ -Werte der bearbeiteten Sulfide schwanken zwischen -1.37‰ CDT und -35.40‰ CDT, wobei ein deutliches Maximum zwischen -10‰ CDT und -13‰ CDT zu beobachten ist (Abb. 8-3).

Die $\delta^{34}\text{S}$ -Werte der frühdiagenetischen Pyrite des postsalinaren liassischen Tonsteins betragen etwa -21.26‰ CDT und die des Galenits auf Klüften eines Keuper-Dolomits etwa -1.37‰ CDT. Die sedimentgebundenen, präpermischen, spätdiagenetischen Pyritbildungen schwanken in ihren $\delta^{34}\text{S}$ -Werten zwischen -8.88 und -11.90‰ CDT und die von Pyriten der permokarbonen Vulkanite (Bohrung Parchim 1/68) über einen Bereich von -1.43 bis -35.40‰ CDT, wobei hier die ^{34}S -Isotope mit der Tiefe zunehmen (Abb. 8-4; Anhang E).

Es konnten keine signifikanten Unterschiede zwischen Pyriten der Gesteinsmatrix und Pyriten in hydrothermalen Gangphasen ermittelt werden (Anhang E; Bohrung Parchim 1/68, Huy-Neinstedt 1/85).

8.3.2 Sulfate ($\delta^{34}\text{S}$, $\delta^{18}\text{O}$)

Die $\delta^{34}\text{S}$ -Werte der diagenetischen und hydrothermalen Sulfate weisen eine differenzierte Verteilung auf (Abb. 8-5). So variieren die der diagenetisch gebildeten Anhydritkonkretionen und -zemente in den Rotliegend-Sedimenten von $+0.5$ bis $+7.6\text{‰}$ CDT, und die $\delta^{34}\text{S}$ -Werte der entsprechenden Kluftfüllungen von $+1.9$ bis $+11.3\text{‰}$ CDT; prinzipiell weisen die kluftgebundenen Sulfatbildungen

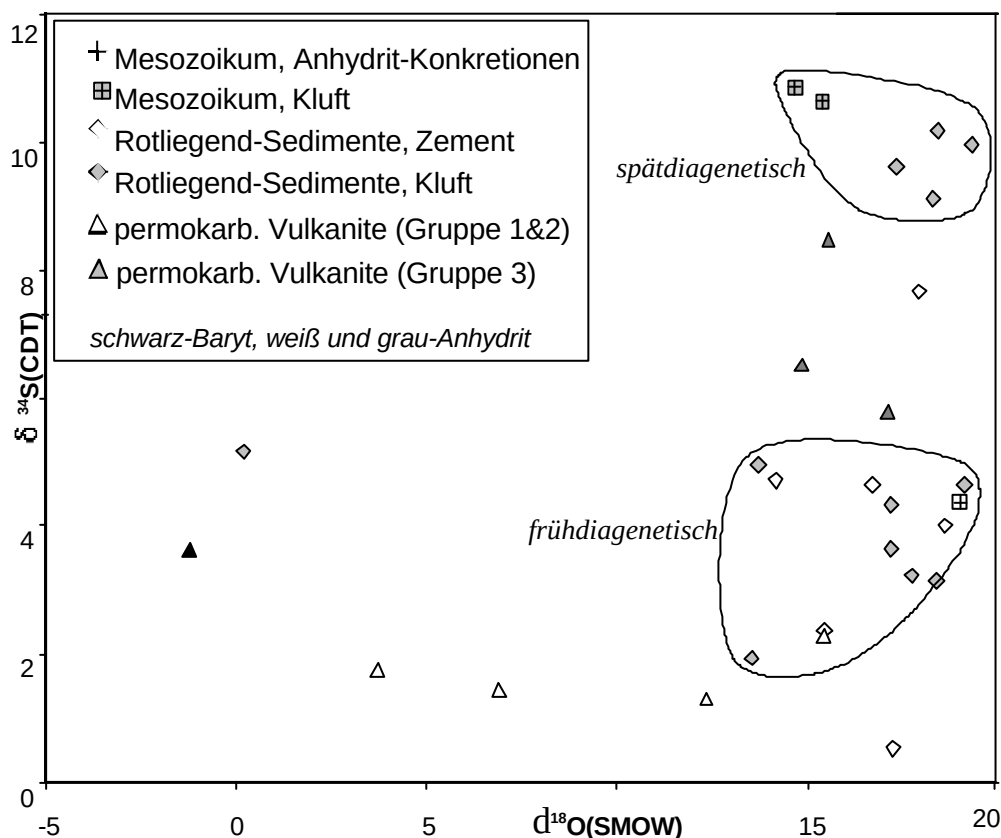


Abb. 8-6: Isotopie der bearbeiteten Sulfate (vgl. Anhang E)

deutlich höhere $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ -Verhältnisse auf. Diese unterschiedlichen Isotopenwerte zwischen frühdiagenetischen Anhydritzementen oder -konkretionen und Kluftanhydriten konnten auch in einer Probe bestimmt werden (Probe Pa11: Anhydritkonkretion= +7.6 ‰ CDT; Kluftanhydrit= +9.1 ‰ CDT). Eine Abhängigkeit der Isotopenverhältnisse von diagenetischen Anhydriten in den Rotliegend-Sedimenten zur jeweiligen Lage im Becken (Beckenrandbereich, zentrales Becken) konnte nicht nachgewiesen werden. Zusätzlich kann noch festgestellt werden, dass die jüngeren Anhydritbildungen in Klüften meist höhere $\delta^{18}\text{O}$ -Werte (ca. +15 bis +20 ‰ SMOW) aufweisen (Abb. 8-6), als die frühdiagenetischen Anhydrit-Konkretionen oder -Zemente (ca. +13 bis +17 ‰ SMOW). Dieser Effekt wird auf den temperatur- und pH-Wert-abhängigen Isotopenaustausch zwischen dem ^{18}O des gelösten Sulfats und dem Wassermolekül im Verlaufe der progressiven Subsidenz des Beckens zurückgeführt. Im Vergleich mit PLATT's (1993) Interpretationen (Abb. 8-1) handelt es sich bei diagenetisch gebildeten Sulfaten der Rotliegend-Sedimente mit $\delta^{34}\text{S}$ -Werte von etwa +3 bis +5 ‰ CDT um frödiagenetische Bildungen, während Anhydritzemente und Kluftfüllungen mit $\delta^{34}\text{S}$ -Werte von etwa +5 bis +11.5 ‰ CDT als spätdiagenetisch interpretiert werden können (Abb. 8-5; 5-6). Aus der Isotopenzusammensetzung der Sulfate (Abb. 8-6) geht ebenfalls hervor, dass die hydrother-

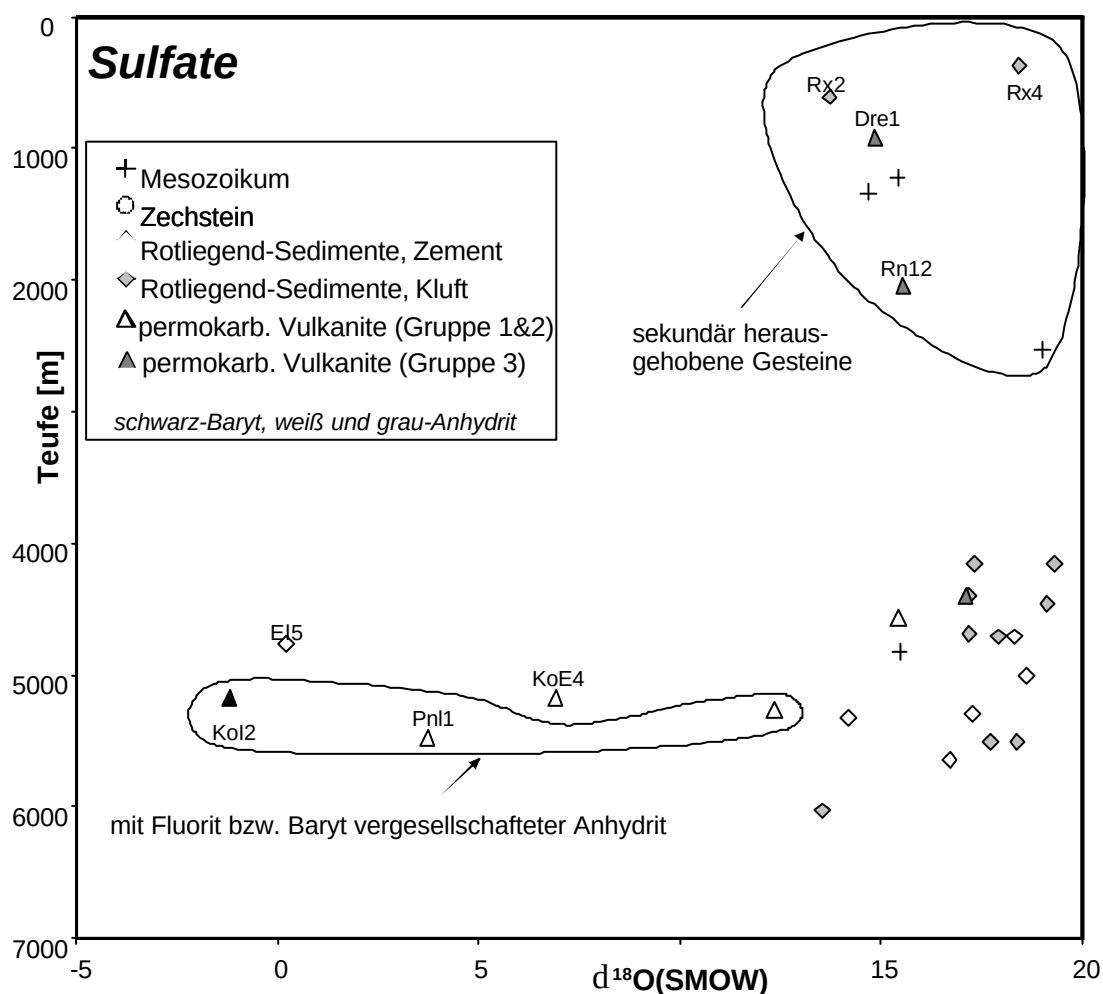


Abb. 8-7: Sauerstoffisotopendaten - gegen Tiefe der Sulfate des NEDB

malen Sulfate der permokarbonen Vulkanite sich deutlich von denen der jüngeren Schichtenfolgen unterscheiden (Abb. 8-6). Es können drei Gruppen differenziert werden:

1. Anhydrite aus dem Bereich des Beckenzentrums sind durch $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von ca. +15 bis +17 ‰ SMOW bei einheitlich niedrigen $\delta^{34}\text{S}$ -Werten von ca. +0.5 bis +3.5 ‰ CDT charakterisiert und weisen somit ähnliche $\delta^{18}\text{O}$ /Teufe-Signaturen auf, wie die sekundären Anhydrite aus den Rotliegend-Sedimenten (Abb. 8-6, 8-7).
2. Eine weitere Gruppe sekundärer Sulfate in permokarbonen Vulkaniten aus dem östlichen Beckenrandbereich zeigt bei ähnlichen $\delta^{34}\text{S}$ -Werten von ca. +0.5 bis +3.5 ‰ CDT relativ große Schwankungen der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte zwischen ca. -1.5 bis +16 ‰ SMOW. Bei diesen Sulfaten handelt es sich entweder um Baryt oder um mit Fluorit vergesellschafteten Anhydrit (Abb. 8-6, 8-7).
3. Im Gegensatz dazu zeigen die Kluft-Anhydrite der Vulkanite aus dem Bereich der südlichen und nördlichen Störungszone eine geringe Variabilität der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von ca. +15 bis +17.5 ‰ SMOW und deutlich höhere $\delta^{34}\text{S}$ -Werten mit ca. +5 bis +7.5 ‰ CDT (Abb. 8-6, 8-7; graue Dreiecke). Für die Bildung der Kluftanhydrite der permokarbonen Vulkanite aus dem Beckenzentrums scheinen andere Prozesse oder Schwefelquellen als in den Beckenrandbereichen ursächlich zu sein. Ein Charakteristikum der Gesteine der südlichen Störungszone ist die kretazische Heraushebung entsprechender Krustenschollen mit vertikalen Versatzbeträgen bis zu 4000 m.

In zwei Fällen wurden die Isotope einer zweiphasigen Anhydrit-Kluftfüllung bestimmt. Die $\delta^{34}\text{S}$ -Werte im Gangzentrum sind hierbei jeweils um 0.1 bis 0.3 ‰ CDT niedriger, als am Gangrand, wobei sich diese Unterschiede im Messfehlerbereich ($\pm 0,15\text{‰}$) befinden.

8.4 Kohlenstoff- und Sauerstoff-Isotope der Karbonate

Unter Berücksichtigung bekannter Isotopendaten (Abb. 8-2) kommen folgende Kohlenstoffquellen in Frage:

- sedimentäre, anorganische Karbonate des Zechsteins ($\delta^{13}\text{C}$: 0 bis +2 ‰ PDB),
- sedimentäre Karbonate der Rotliegend-Sedimente ($\delta^{13}\text{C}$: -5 bis -3 ‰ PDB),
- sedimentäres organisches Material ($\delta^{13}\text{C}$: -38 bis -17 ‰ PDB),
- Karbonsedimente ($\delta^{13}\text{C}$: -25 bis -10 ‰ PDB)
- magmatische oder hydrothermale Tiefenfluide ($\delta^{13}\text{C}$: -22 bis 0 ‰ PDB)
- meteorische Karbonate ($\delta^{13}\text{C}$: -10 bis +2 ‰ PDB).

Es wurden von 61 Karbonatproben aus Klüften und Zementen die Isotopenverhältnisse des Kohlenstoffs und des Sauerstoffs bestimmt, wobei 55 Kalzite, 4 Ankerite (aus postpermischen Gesteinen) und 2 Dolomite analysiert wurden (Abb. 8-8). Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte schwanken zwischen -11,7 und +6,1 ‰ PDB. Hohe Isotopenverhältnisse des Kohlenstoffs konnten nur für die 4 Kluftkalzitproben

des Zechsteins bestimmt werden, während die kleineren Isotopenverhältnisse für die sekundären Karbonate von permokarbonen Vulkaniten, Rotliegend- und Karbon-Sedimenten und für zwei mafische Gänge in den permokarbonen Vulkaniten (MiW2; MiX2) charakteristisch sind. Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von diagenetisch und hydrothermal gebildeten Karbonaten anderer stratigraphischer Einheiten schwanken zwischen ca. -8 und 0 ‰ PDB (Abb. 8-8).

Die Rotliegend-Sedimente enthalten Zemente mit $\delta^{13}\text{C}$ -Werten zwischen -1 und 0 ‰ PDB. Eine Ausnahme ist die Probe Rx2 mit Werten von -7.8 ‰ PDB. Kluftfüllungen aus dem Bereich der Rotliegend-Sedimente sind durch $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von -3 bis 0 ‰ PDB charakterisiert. Zwei Proben besitzen dabei abweichende Werte (Bohrung Pretzier 1/77: Proben Prz6, Prz4). Die Kluftkalzite der permokarbonen Vulkanite weisen generell leichtere Isotopenverhältnisse von -8.3 bis 0 ‰ PDB auf, wobei die Basaltoide als jüngste Vulkanitserie (Kap. 4.5) meist die schwersten Werte aufweisen (Abb. 8-8). Für die Variation der Kohlenstoffisotopie sind verschiedene Quellen aber auch die fortschreitende Diagenese verantwortlich. So weisen die sekundären Karbonate des Zechsteins Signaturen von anorganisch gefällten Karbonaten auf (Abb. 8-2), während die Isotope der Kluftkalzite der Karbon-Sedimente deutlich einen erhöhten Anteil an organischem Kohlenstoff zeigen.

Die Abnahme der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (Abb. 8-8) vom Zechstein in die liegenden Schichten kann teilweise auf den zunehmenden Einfluss an organischem Kohlenstoff mit fortschreitender Diagenese zurückgeführt werden. Hierbei erfolgt mit zunehmender Diagenese eine verstärkte Freisetzung von CO_2 in

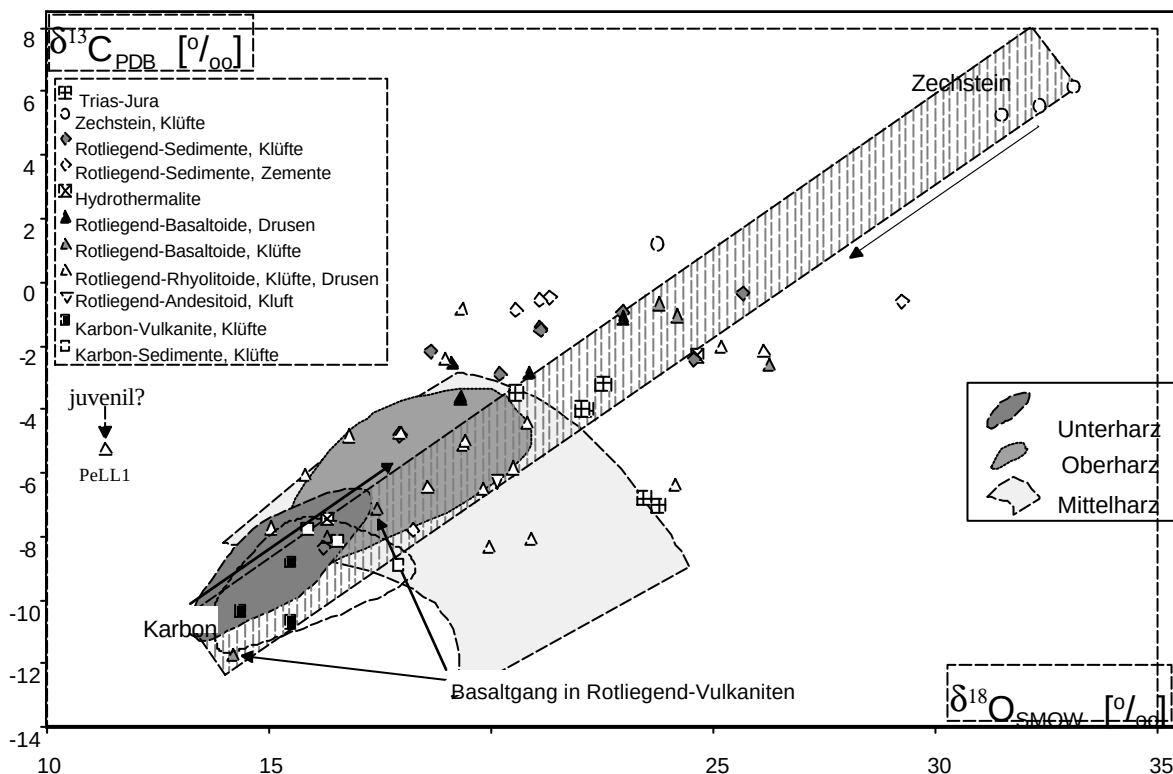


Abb. 8-8: Isotopenzusammensetzung von sekundär gebildeten Karbonaten im NEDB. Das gestrichelte Feld deutet eine generelle Korrelation der Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope an, zu Vergleichszwecken sind Isotopenverteilungen des Harz nach ZHENG & HOEFS (1993) dargestellt

Folge der abiotischen Oxydation von organischen Material. Außerdem erfolgt wahrscheinlich eine Mischung der aufsteigenden kohlenstoffreichen Wässer der Karbonschichten mit den Formationswässern der permokarbonen Vulkanite sowie der hangenden Sedimente.

Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der sekundären Karbonate variieren sehr stark mit Werten zwischen +11 und +33 ‰ SMOW und lassen jeweils eine Abhängigkeit vom Diageneseegrad, der Lithologie und Stratigraphie erkennen (Abb. 8-8; Anhang E). So weisen die sekundären Kluftkalzite der Zechsteinschichten neben den höchsten $\delta^{13}\text{C}$ -Werten auch die höchsten $\delta^{18}\text{O}$ -Werte mit ca. +24 bis +33 ‰ SMOW auf, während bei den Karbon-Sedimenten und permokarbonen Vulkaniten ein entgegengesetzter Trend zu beobachten ist (Abb. 8-8). Die Sauerstoff-Isotope der Rotliegend-Sedimente und der permokarbonen Vulkanite zeigen eine breite Streuung mit $\delta^{18}\text{O}$ -Werten von ca. +14 bis ca. +28 ‰ SMOW. Die Probe PeLL1 weist bei einem $\delta^{13}\text{C}$ -Wert von +5 ‰ PDB einen $\delta^{18}\text{O}$ -Wert von +11 ‰ SMOW auf (Abb. 8-8). Diese Isotopen könnten auf eine juvenile Herkunft des CO_2 hindeuten (vgl. ZHENG & HOEFS 1993a, HOEFS 1997). Es scheint von großer Bedeutung zu sein, dass der ^{18}O -Anteil mit zunehmender Tiefe abnimmt (Abb. 8-4), was die Temperaturabhängigkeit der Sauerstoffisotope widerspiegelt. Allerdings lässt sich diese Korrelation nur separat für jede ein-

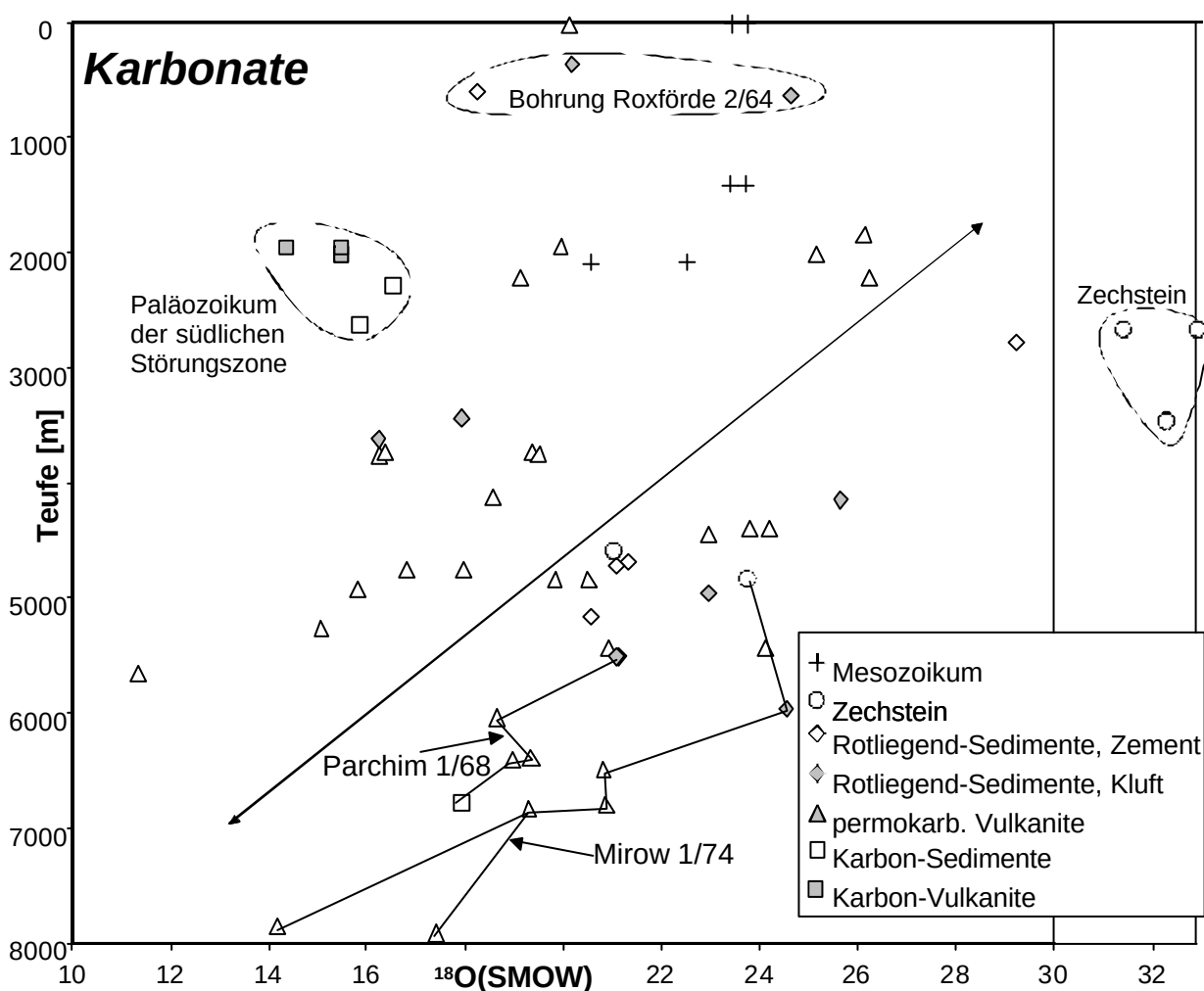


Abb. 8-9: Sauerstoff-Isotope der Karbonate des NEBD gegen Tiefe

zelne Bohrung zeigen (Abb. 8-4, 8-9). Im Vergleich aller Sauerstoffisotope (Abb. 8-9) ist ein Zusammenhang zwischen $\delta^{18}\text{O}$ -Werten und Versenkungstiefe kaum erkennbar. Dies resultiert in der unterschiedlichen Versenkungsgeschichte. So wurden beispielsweise die Gesteine, welche in der Bohrung Roxföörde 2/64 aufgeschlossen sind, in Folge der kretazischen Bewegungen herausgehoben. Offensichtlich wurden die sekundären Karbonate während der Heraushebung der Calvörder Scholle gebildet, wobei eine Re-equilibrierung der Sauerstoffisotope nicht oder nur unvollständig erfolgte. Dies spiegelt sich in den niedrigen $\delta^{18}\text{O}$ -Werten entsprechender Proben wider (Abb. 8-9). Zum anderen ist der Paläo-Temperaturverlauf nicht linear (Anhang F). So ist der geothermale Gradient in den permokarbonen Vulkaniten meist $<10^\circ\text{C}/\text{km}$, während er in den Sedimenten $>40^\circ\text{C}/\text{km}$ ist (Kap.7). Da die Vulkanite entsprechend der Beckenkonfiguration in ihrer Tiefenlage variieren, wird somit eine beckenweite Korrelation der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte erschwert. Auch ist die Mischung verschiedener Paläo-Wässer möglich (vgl. Kap. 8.4.1).

Als genereller Trend kann eine Korrelation zwischen Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopen beobachtet werden (Abb. 8-8).

8.4.1 Isotopenfraktionierung und Mineralbildungstemperaturen

Da sowohl die mikrothermometrisch ermittelten Bildungstemperaturen (Kap. 7), als auch die Isotopenzusammensetzung der Karbonate bekannt sind, lässt sich die isotopische Zusammensetzung der

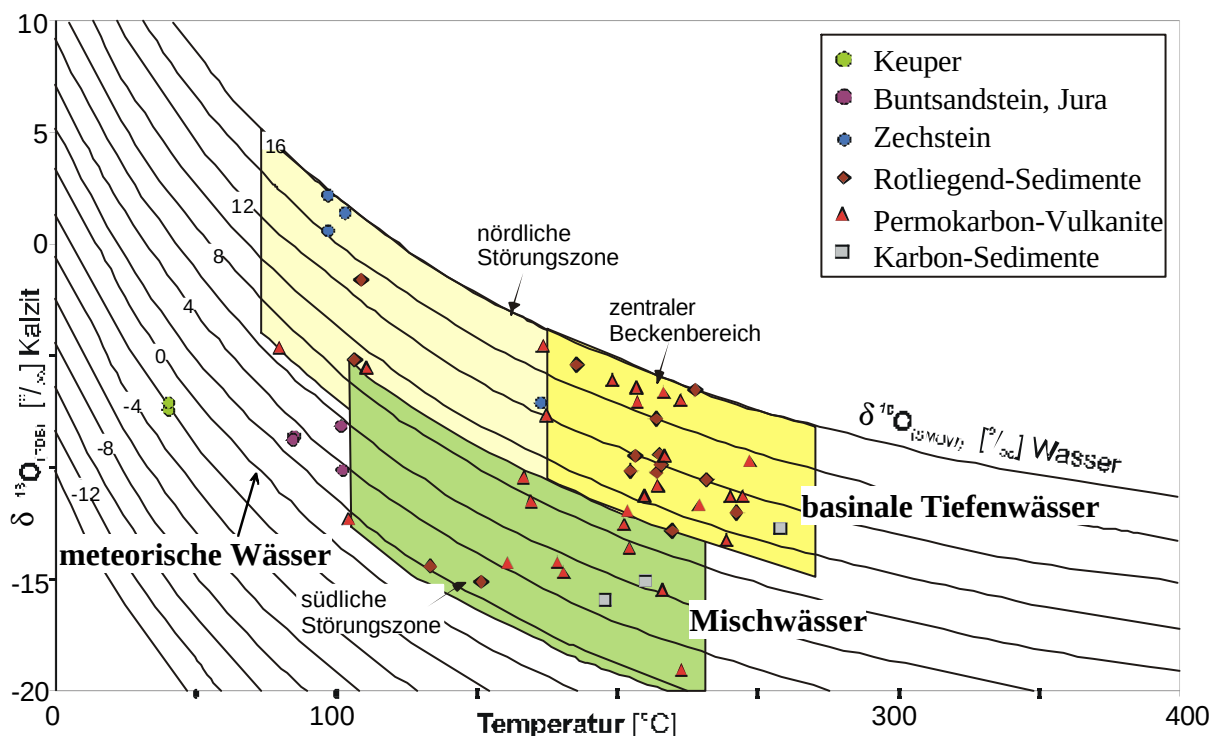


Abb. 8-10: Berechnete $d^{18}\text{O}$ -Werte der Paläo-Wässer, aus denen die Kalzite ausgefällt wurden; Voraussetzung hierfür ist, dass Fluide und Kalzit zur Bildung im Gleichgewicht standen; die Berechnung erfolgte nach der Gleichung von FRIEDMANN & O'NEIL (1977); Temperaturen sind Bildungstemperaturen der Kalzite, abgeleitet aus druckkorrigierten Homogenisierungstemperaturen der Fluideinschlüsse.

Fluide, aus denen die Karbonate gefällt wurden, ableiten. Dies geschieht nach der experimentell ermittelten Gleichung von FRIEDMAN & O'NEIL (1977):

$$1000 \ln \alpha_{\text{Kalzit-Lösung}} = 2.78 * (10^6 * T^{-2}) - 2.89 \quad (8.4)$$

Dabei ist $\alpha_{\text{Kalzit-Lösung}}$ der Fraktionierungsfaktor zwischen dem $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ von Kalzit und $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ des Fluids (H_2O). Die Temperatur wird in °Kelvin angegeben. Die errechneten $\delta^{18}\text{O}$ -Werte für Fluide sind durch die im Diagramm verlaufenden Kurven gegeben (Abb. 8-10). Die gegen die Isotopenzusammensetzung der Kalzite dargestellten Bildungstemperaturen der Kalzite befinden sich in definierten Bereichen (Abb. 8-10). Für die Proben aus dem Beckenzentrum als auch für die der nördlichen Störungszone können Paläo-Wässer mit $\delta^{18}\text{O}$ -Werten von +8 bis +16 ‰ SMOW abgeleitet werden, während im Bereich der südlichen Störungszone und der Bohrung Penkun 1/71 die isotopische Zusammensetzung mit $\delta^{18}\text{O}$ -Werten von +2 bis +8 ‰ SMOW deutlich leichter ist. Somit ist der Einfluss eines zweiten Fluidsystems im Bereich der südlichen Störungszone und entlang tieferreichender Brüche möglich, welches für die Abweichungen der Isotopie in Abb. 8-10 verantwortlich sein könnte.

Das isotopisch schwerere Fluid aus dem zentralen Beckenbereich ist stark temperaturabhängig. Die Karbonate entstammen einem hochsalinen basinalen Wasser, wovon die nach FRIEDMAN & O'NEIL (1977) berechneten $\delta^{18}\text{O}$ -Werten des Porenwassers von +8 bis +16 ‰ SMOW zeugen, aus denen die genannten Mineralphasen ausgefällt wurden. Dieses Fluid ist korrelierbar mit dem von RIEKEN (1988) für das Niedersächsische Becken nachgewiesene basinale, hochsaline Tiefenwasser. Das isotopisch leichtere Fluidsystem ($\delta^{18}\text{O}_{\text{Wasser}}$: +2 bis +8 ‰ SMOW) scheint durch Mischung des älteren, basinalen Wassers mit paläo-meteorischen Wässern ($\delta^{18}\text{O}_{\text{Wasser}}$: ca. 0 ‰ SMOW) charakterisiert zu sein. Ein Modell für deszendierende meteorische Wässer entlang von Störungsbahnen in Tiefen bis zu 20 km zeigen NESBITT (1992) und NESBITT & MUEHLENBACH (1990).

ZHENG & HOEFS (1993a) unterschieden im Harz ebenfalls zwei isotopisch unterschiedliche Fluide, wobei ersteres durch $\delta^{18}\text{O}_{\text{Wasser}}$ -Werte von ca. +10 ‰ SMOW gekennzeichnet ist und als Tiefenfluid interpretiert wurde. Das zweite, jüngere Fluid im Harz (Abb. 8-2) mit deutlich niedrigeren $\delta^{18}\text{O}_{\text{Wasser}}$ -Werten von 0 ‰ SMOW wurde als oberflächennahes Wasser gedeutet. Zudem alteriert das jüngere Fluid die Mineralbildungen des höher temperierten älteren Fluidsystems (ZHENG & HOEFS 1993a).

Auch im NEDB alteriert das jüngere Fluidsystem das höher temperierte ältere Fluid (Kap. 6; Kap. 7). Das zeigt sich beispielsweise in den Kathodolumineszenz-Untersuchungen der Karbonate. Die älteren nicht bzw. dunkelblau lumineszierenden Kalzite werden durch eine orange lumineszierende Karbonatphase verdrängt (Tafel 8). Zudem kommen die jüngeren Kalzite paragenetische mit Fluorit, Anhydrit und Baryt vor, welche als jüngste Mineralbildungen im Bereich des NEDB ermittelt wurden (Kap. 4-6).

8.5 Zusammenfassende Diskussion der Isotopendaten

Mit Hilfe der stabilen Sauerstoff-, Kohlenstoff- und Schwefelisotope von Karbonaten, Sulfiden und Sulfaten können Aussagen zur Herkunft und zu den Migrationswegen der verschiedenen Fluide getroffen werden.

Die Fluide der verschiedenen lithologischen Einheiten sind meist formationsgebunden (Fluid I bis VI; Abb. 8-11), wobei in den Kontaktbereichen und entlang von Störungszonen eine Mischung der je-

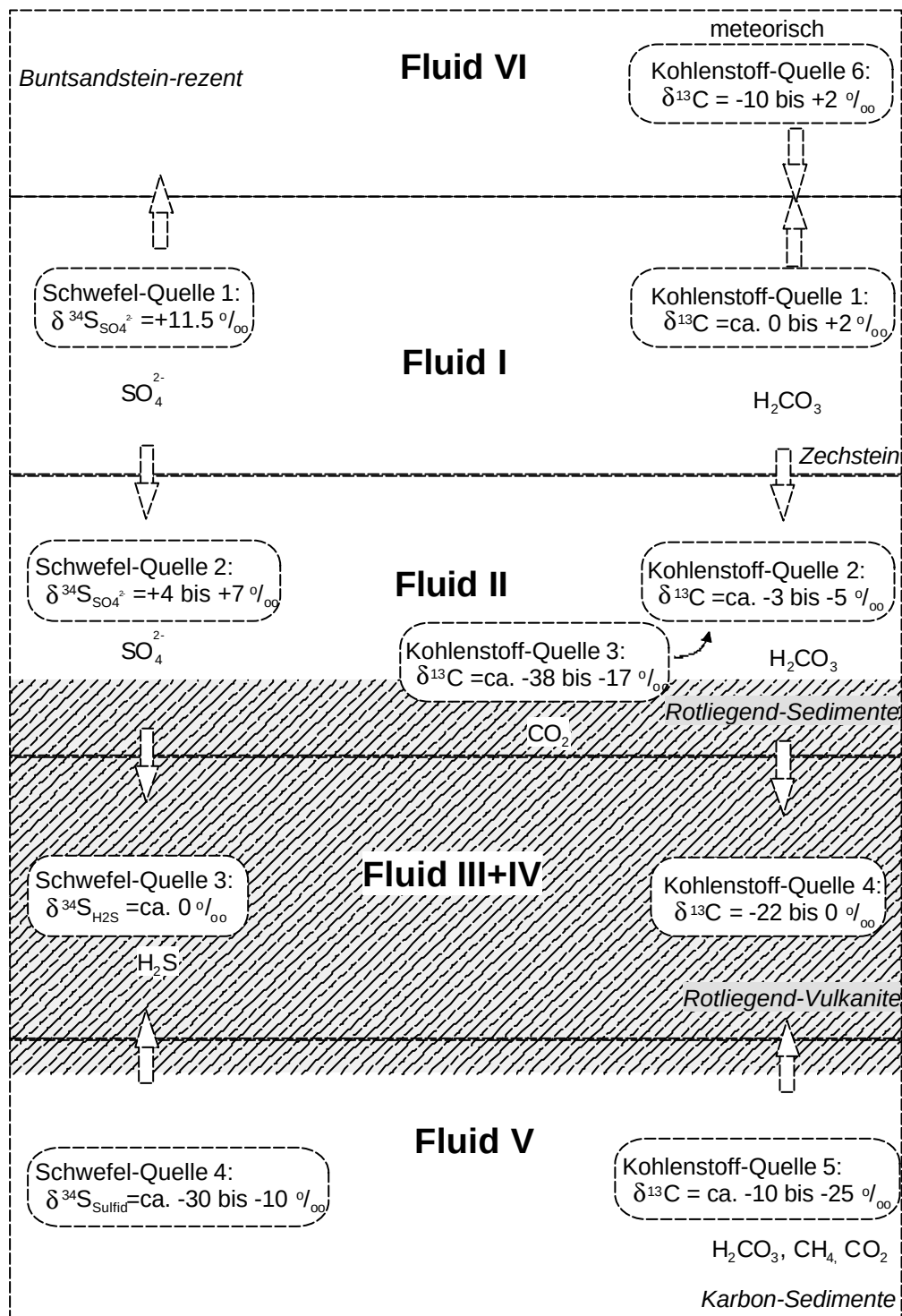


Abb. 8-11: Wirksame Fluide im NEDB; gestricheltes Feld zeigt Bereiche starker Fluidbewegungen und Alterationen an

weiligen Fluide erfolgte (Abb. 8-11, 8-12). Die Kohlenstoff- und Schwefelquellen sind in Abb. 8-11 unter Berücksichtigung ihrer Isotopien zusammengefasst dargestellt.

Die Isotopensignaturen im Bereich des zentralen Beckens unterscheiden sich deutlich von denen der südlichen Störungszone. Dies deutet auf ein Fluidsystem hin, welches mit der kretazischen Heraushebung der Krustenschollen von Calvörde und Flechtingen sowie des Harzes und der subherzynen Mulde im Zusammenhang steht (Abb. 8-12).

In den Sauerstoffisotopen spiegelt sich die zunehmende Versenkung der Gesteine des Beckens wider. Die Porenwässer, aus denen die entsprechenden Karbonate ausgefällt wurden, zeigen für den Bereich des zentralen Beckens Signaturen eines basinalen Tiefenwassers (Abb. 8-10), zudem besteht eine Korrelation von Isotopenverhältnissen und der jeweiligen Tiefe (Abb. 8-6). Abweichungen von der Tiefenabhängigkeit und der isotopischen Zusammensetzung der Porenwässer sind für Proben aus dem Bereich der südlichen Störungszone charakteristisch. Die intensiv gestörten und geklüfteten Gesteine bilden scheinbar Wegsamkeiten für ein zweites Fluidsystem oder sind auf eine Mischung

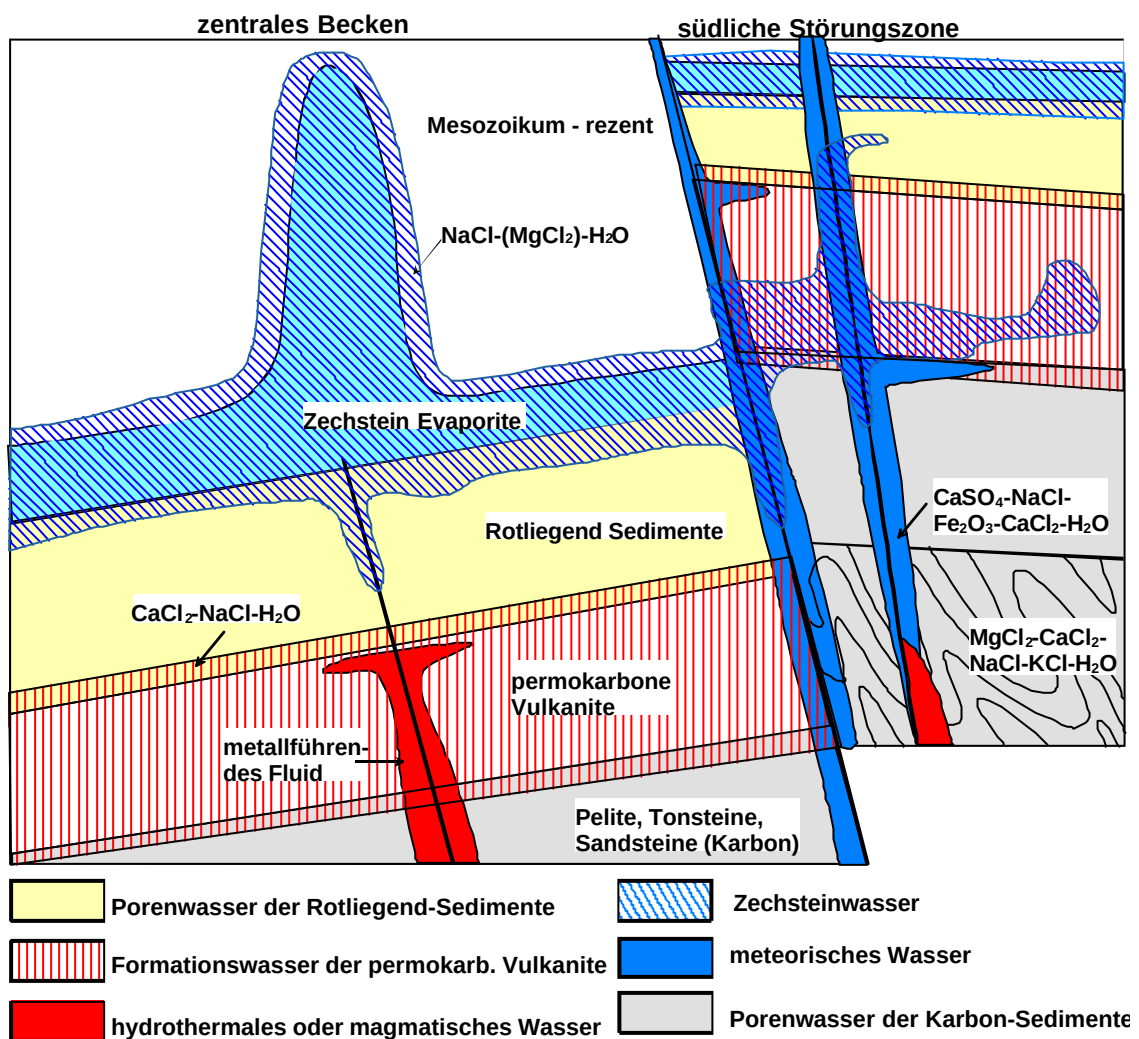


Abb. 8-12: Schematische Darstellung der Fluidausbreitung von Wässern verschiedener Quellen im NEDB. Besonders stark ist der Fluidtransport in den Vulkaniten und entlang von Störungen.

von paläometeorischen Wässern und basinalen Tiefenwässern zurückzuführen ist (Abb. 8-12).

Sulfide der permokarbonen Vulkanite

Die authigenen Sulfide in den permokarbonen Vulkaniten des NEDB bildeten sich möglicherweise vergleichbar mit den im Harz nachgewiesenen Sulfidvererzungen. So wurden die Sulfide der Harzer Gang-Lagerstätten Bad Grund Lauthental, St. Andreasberg etc. während eines spätdiagenetischen Prozesses im Unteren Jura (Sulfid-Stadium; LÜDERS & EBNETH 1993) gebildet. Deszendierendes Sulfatwasser der mesozoischen Deckschichten wurde im Bereich der kohlenstoffhaltigen Mittel-Devonschiefer thermochemisch reduziert. Das gebildete H_2S -Wasser mischte sich mit einem weiteren, aufsteigenden metallreichen Fluid und die resultierenden Sulfide wurden im Bereich von Klüften ausgefällt (LÜDERS & EBNETH 1993). Parallel dazu könnten die Sulfide des NEDB gebildet worden sein. Dafür spricht beispielsweise, dass die Sulfide mit größerem Volumenanteil nur in wenigen Bohrungen angetroffen wurden. Diese Bohrungen befinden sich entweder in der Nähe des Harzes (Huy-Neinstedt 1/85) oder im Beckenzentrum (Parchim 1/68). Die ermittelten Isotopendaten decken sich auch weitestgehend mit den bei ZHENG & HOEFS (1993b) dargestellten $\delta^{34}S$ -Werten der Pb-Zn-Lagerstätte vom St. Andreasberg (Harz), wobei die Autoren biogene Sedimente als Schwefelquelle angenommen haben. Auch NIELSEN (1968) gibt als Schwefelquelle der hydrothermalen Gang-Sulfid-Vererzungen im Harz Sedimente mit organischem Gehalt an.

Sulfate der Rotliegend-Sedimente

Die $\delta^{34}S$ -Werte der untersuchten frühdiagenetischen Anhydrit-Konkretionen und -Zemente der Rotliegend-Sedimente (Abb. 8-5) sind vergleichbar mit denen von PLATT (1993) und anderen Autoren (Abb. 8-1). Sie spiegeln in ihrer Isotopie die frühdiagenetischen Porenwässer der Rotliegend-Sedimente wider. Erhöhte ^{34}S -Isotopenwerte konnten in Bereichen, welche sich räumlich nahe den Zechstein-Evaporiten befanden, in Anhydrit- oder in Kalzit-Anhydrit-Klüften der Rotliegend-Sedimente nachgewiesen werden. Für die erhöhten Isotopendaten ist eine Mischung von Zechsteinwässern ($\delta^{34}S$ -Werte: $+11,5 \pm 1\text{‰}$ CDT, NIELSEN & RICKE 1964) mit den Rotliegend-Porenwässern besonders entlang von Klüften und Störungen ursächlich.

Sulfate der permokarbonen Vulkanite

Die relativ niedrigen $\delta^{34}S$ -Werte der Kluft-Anhydrite und -baryte permokarboner Vulkanite (Abb. 8-5) zeigen eine "magmatische" Signatur ($\delta^{34}S$: ca. $+0,5$ bis $+7,0\text{‰}$ CDT; Abb. 8-1).

Hierbei können zwei Sulfatgruppen aufgrund ihrer isotopischen Zusammensetzung als auch ihrer Position im Becken (Beckenzentrum, Beckenrand) unterschieden werden, die sich deutlich von denen der oben beschriebenen Anhydrite der Rotliegend- und jüngeren Sedimente abgrenzen lassen (Abb. 8-5). Somit sind für die Sulfatbildungen der Vulkanite andere Fluide, Schwefelquellen oder Bildungsprozesse anzunehmen, als es bei denen der Sedimente der Fall ist. Unter Berücksichtigung der

geologischen Gegebenheiten können die Anhydrite und Baryte der südlichen Störungszone (ca. +5 bis +7.5 ‰ CDT) als sehr jung gebildet (wahrscheinlich kretazisch) interpretiert werden. Sie wurden aus einem sehr jungen Fluid ausgefällt. Dieses deszendierende Fluidsystem nahm Sulfat-Wasser der Zechstein-Evaporite ($\delta^{34}\text{S}$: +11.5 ‰ CDT) auf und vermischte sich mit Sulfatwässern, welche in Folge der Pyrit-Oxydation von Sulfiden der permokarbonen Vulkanite ($\delta^{34}\text{S}$: ca. 0 ‰ CDT; Abb. 8-1), der Karbonsedimente ($\delta^{34}\text{S}$: -10 bis -39 ‰ CDT; Abb. 8-1) oder aus Klüften gebildet wurde. Die oxidierenden Verhältnisse spiegeln sich auch in der Hämatitisierung der umgebenden Gesteine wider. Hämatitgänge konnten im Bereich der südlichen Störungszone identifiziert und zeitlich in die Kreide eingeordnet werden. Die Sulfatbildungen weisen ähnliche isotopische Verhältnisse auf, wie sie von ZHENG & HOEFS (1993b) für die Harzer Ganglagerstätten Siebertal, Wolkenhügel, Charlotte Magdalena etc. dokumentiert sind.

Die Kluftanhydrite und -baryte der permokarbonen Vulkanite aus dem Bereich des Beckenzentrums hingegen weisen sehr niedrige $\delta^{34}\text{S}$ -Werte (ca. +0.5 bis 3.5 ‰ CDT) bei einer stark schwankenden Sauerstoffisotopenzusammensetzung auf (Abb. 8-6). Diese Sulfatbildungen wurden möglicherweise aus einem Fluid ausgefällt, welches kaum durch deszendierende Zechsteinwässer beeinflusst wurde. Somit kommen als Schwefelquellen lediglich die Sulfide der permokarbonen Vulkanite ($\delta^{34}\text{S}$: ca. 0 ‰ CDT; Abb. 8-1) oder der Karbonsedimente ($\delta^{34}\text{S}$: -10 bis -39 ‰ CDT; Abb. 8-1) in Frage. Diese Sulfide wurden durch ein hochsalinares Fluid oxidiert und das resultierende Sulfat an ^{18}O gegenüber dem Ausgangsfluid angereichert. Für die Schwankungen der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte sind vor allem die lokal unterschiedlichen pH-Werte und Temperaturen verantwortlich.

Karbonate

Die Kohlenstoffisotope zeigen, ähnlich den Sauerstoffisotopen, mit zunehmender Versenkung abnehmende Verhältnisse (Abb. 8-4). Dies zeugt möglicherweise von steigendem Anteil an biogenem Kohlenstoff. Zum einen kann dies auf die erhöhte Maturation der organischen Partikel mit zunehmender Versenkung der Beckensedimente zurückgeführt werden. Zum anderen könnte sich die Erhöhung des ^{12}C -Anteils durch aszendierende Wässer aus den kohlenstoffhaltigen Sedimenten des Karbons und die anschließende Mischung mit den Formationswässern der permischen Gesteine erklären lassen. Im Vergleich von bereits bekannten $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (Abb. 8-2) mit den gemessenen Werten (Anhang E; Abb. 8-8) zeigt sich, dass die sekundären Karbonate (ca. +1 bis +6 ‰ PDB) des Zechsteins Isotopenverhältnisse mariner Karbonate aufweisen.

Karbonate der permokarbonen Vulkanite

In Auswertung der petrographischen und isotopengeochemischen Daten können drei karbonatische Fluidsysteme in den permokarbonen Vulkaniten des NEDB unterschieden werden. Das älteste Fluidsystem dokumentiert sich in den nicht lumineszenten, dunkelblau lumineszenten und zonierten Kalzit (Kap. 4.2.1), wobei die entsprechenden isotopengeochemischen Signaturen vor allem in den jün-

geren Vulkanitfolgen (z.B. Drusenfüllungen in den Basaltoiden) durch hohe $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (-1 bis -3 ‰ PDB) dokumentiert sind. Zwei jüngere Fluidsysteme, mit den im Harz vorkommenden Gangsystemen vergleichbar (ZHENG & HOEFS 1993a), alterieren diese älteren Karbonate. Die Autoren unterscheiden ein älteres Fluid mit $\delta^{18}\text{O}$ -Werten von etwa +10 ‰ SMOW von einem jüngeren mit $\delta^{18}\text{O}$ -Werten (SMOW) von 0 ‰ SMOW. Vergleichbar konnten im NEDB ein älteres Fluid mit $\delta^{18}\text{O}$ -Werten von +8 bis +16 ‰ SMOW und ein zweites Fluidsystem mit $\delta^{18}\text{O}$ -Werten der Karbonatwässer von +2 bis +8 ‰ SMOW bestimmt werden (Abb. 8-10). Während das ältere Fluidsystem auf ein basinales Tiefenwasser hindeutet, werden die niedrigeren Isotopenverhältnisse der Paläo-Wässer im Bereich der südlichen Störungszone auf eine Mischung des basinalen Tiefenfluids mit Wässern einer meteorischen Signatur zurückgeführt. Charakteristisch für diese Kalzite ist das häufig beobachtete paragenetische Vorkommen mit Fluorit, Anhydrit und Baryt. Ein Modell für descendierende meteorische Wässer entlang von Störungsbahnen in Tiefen bis zu 20 km zeigen NESBITT (1992) und NESBITT & MUEHLENBACH (1990). Unter Berücksichtigung dieser Hypothese könnten Fluorit, Anhydrit und Baryt aus dem überlagernden Zechstein oder aus dem Zechstein der nahegelegenen Grabenschollen entstammen. Dies würde auch die von KOCH (1994) mit der Teufe abnehmenden Fluorgehalte der Bohrung Roxförde 2/64 erklären, da als Fluorquelle die Salinarfolgen des Zechsteins angenommen werden könnten, wobei mit zunehmender Entfernung von der Fluorquelle die Gehalte abnehmen sollten. Die Homogenisierungstemperaturen der relevanten Minerale weisen auf einen extrem hohen geothermischen Gradienten von bis zu 70°C/km hin (Mineralbildungstemperaturen von 70°C bis 130 °C bei Teufenlagen von << 2000m). Diese Temperaturen repräsentieren scheinbar die herausgehobene Krustenscholle von Calvörde vor deren thermischer Equilibrierung.

Karbonate der Rotliegend-Sedimente

Die Karbonatzemente in den Rotliegend-Sedimenten weisen die gleiche Signatur auf, wie sie bereits für frühdiagenetische Sandstein-Zemente des Rotliegend anderer Becken ermittelt wurden (Abb. 8-2). Als CO_2 -Quelle der Karbonatzemente im sedimentären Rotliegend kommen mehrere Quellen in Frage. RIECKEN (1988), welcher ähnliche Isotopenverhältnisse für die Rotliegend-Zemente des Niedersächsischen Beckens ermittelte, wie sie hier für das NEDB dokumentiert sind, gibt eine Mischung des CO_2 aus zwei Quellen an. Hierbei stammt der überwiegende Teil aus sedimentären Karbonaten und ein geringer Teil aus der diagenesegebundenen Oxydation von organischem Material, wobei dieser organische Anteil mit der progressiv verlaufenden Diagenese zunimmt. Dies würde auch die grobe Korrelation von temperatur- und tiefenabhängigen Sauerstoffisotopen und den entsprechenden Kohlenstoffisotopen erklären.

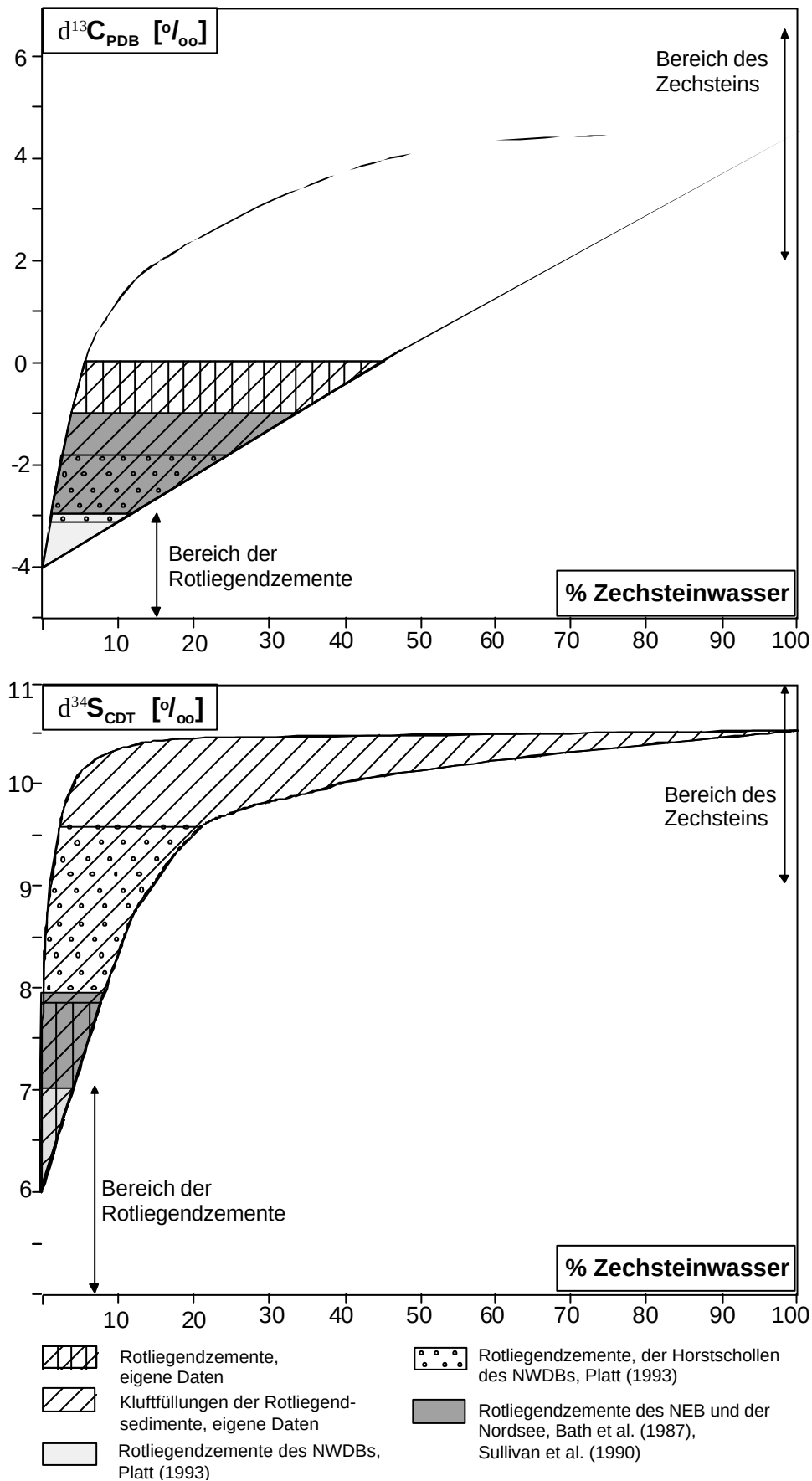


Abb. 8-13: Mischung von Wässern des Zechsteins und des Rotliegend nach der Gleichung von PLATT (1993)

Mischung von Rotliegend- und Zechstein-Porenwässern

Im Bereich des NEDB kann eine Mischung von deszendierenden Zechsteinwässern mit den Porenwässern der Rotliegend-Sedimente verzeichnet werden. Um dieses Mischungsverhältnis beider Fluide zu quantifizieren, verwandte PLATT (1993) ein Zwei-Komponenten-Mischungsmodell, welches für die vorliegende Arbeit übernommen wurde:

$$f = \frac{X_R (R_R - R_M)}{(R_M - X_R) - R_X X_Z + R_R X_R} \quad (8.5)$$

f = Anteil an Zechsteinwasser; X_R = Elementkonzentration im Rotliegendwasser, R_R = Isotopenverhältnis des Elements in Rotliegendwasser, X_Z = Elementkonzentration im Zechsteinwasser, R_Z = Isotopenverhältnis des Elements in Zechsteinwasser, R_M = Isotopenverhältnis des Elements der Fluidmischung

Die Isotopenverhältnisse von Rotliegend- und Zechsteinwässern (R_R , R_Z) und die Elementkonzentrationen (X_R , X_Z) wurden der Literatur entnommen (z.B. NIELSEN & RICKE 1964), die bei PLATT (1993) diskutiert werden.

Die resultierenden Abbildungen (Abb. 8-13) zeigen eine Mischung von Zechsteinwässern mit den Porenwässern der Rotliegend-Sedimente. Die frühdiagenetischen Anhydritzemente, welche aus einem Rotliegend-Porenwasser gefällt wurden, sind durch eine Zumischung von Zechsteinwasser <10

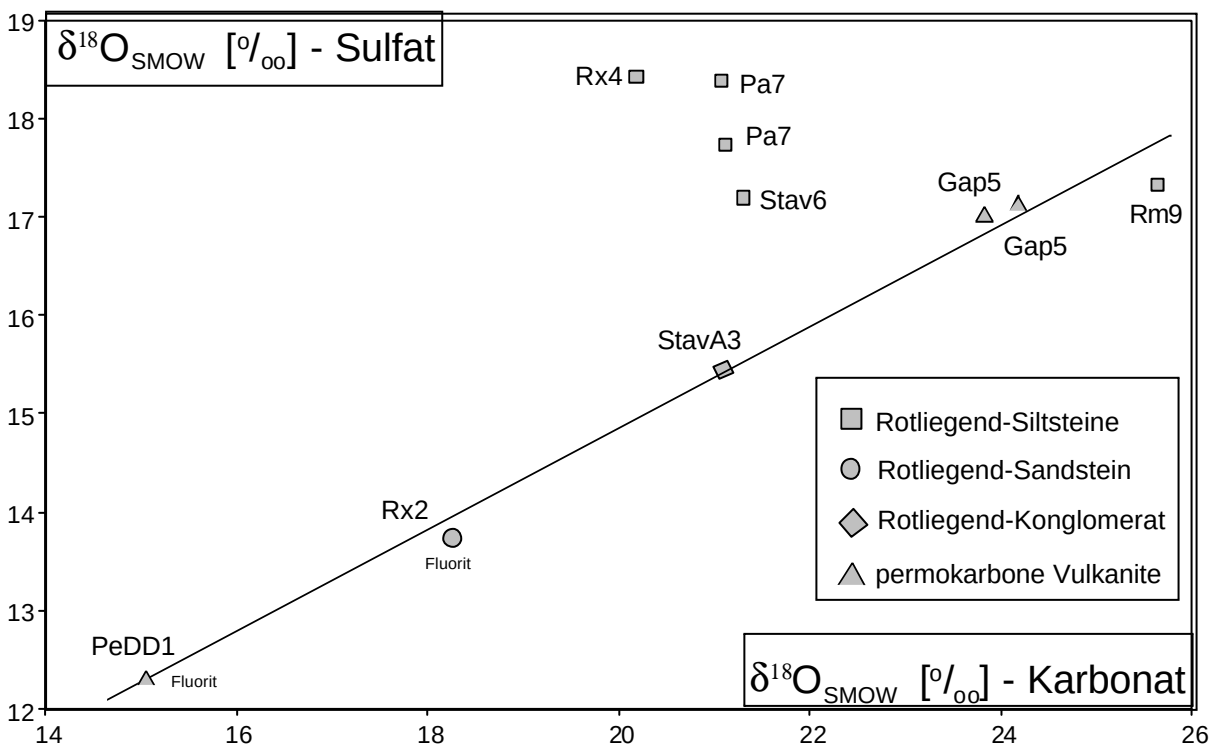


Abb. 8-14: Sauerstoffisotope in paragenetisch vorkommendem Karbonat und Anhydrit gegeneinander aufgetragen; in zwei Proben kommt paragenetisch mit Anhydrit auch Fluorit vor

% charakterisiert. Der Zechsteinwasseranteil bei den Karbonatzementen liegt bei 5 bis 45 %, was deutlich über den Werten des NWDB (PLATT 1993) und etwas höher als im NEB und der Nordsee (SULLIVAN et al. 1990; BATH et al. 1987) liegt (Abb. 8-13). Die Kluftfüllungen weisen für die Anhydrite Zechsteinwasseranteile von bis zu 100 % nach, während bei den Karbonaten wiederum nur <45 % der evaporitischen Fluide zugemischt wurden. Daraus lässt sich schließen, dass die Karbonatzemente und -klüfte wahrscheinlich aus einem offenen Fluidsystem entstammen, während die sulfatischen Anhydritkonkretionen und -zemente einem hauptsächlich geschlossenen System entstammen. Eine Mischung der Rotliegend-Porenwässer mit Zechsteinwässern erfolgte zum größten Teil über Kluftsysteme.

Durch die Korrelation zwischen den Sauerstoffisotopenwerten der Karbonate und Sulfate aus paragenetisch gebildeten Mineralen einer Probe wird deutlich, dass hier zwei Gruppen von Fluiden zu unterscheiden sind (Abb. 8-14). Ein Fluidsystem ist meist auf hochpermeable Gesteine (Konglomerate, Vulkanite) der südliche Störungszone beschränkt, wobei die analysierten Karbonate und Sulfate oft paragenetisch mit Fluorit vorkommen. Bei einem weiteren Fluidsystem, welches sich in senkrechten Anhydrit-Kalzit-Klüften der feinkörnigen Rotliegend-Sedimente nachweisen lässt, konnte keine Korrelation der jeweiligen Sauerstoffisotopendaten beobachtet werden. Dies ist möglicherweise auf die geringe Varianz der Daten zurückzuführen (Abb. 8-14).

9 DISKUSSION DER ERGEBNISSE UND RESULTIERENDE MODELLE

9.1 Beckenentwicklung und Diagenese

Die lithologisch-strukturelle Beckenentwicklung lässt sich in vier bzw. fünf Stadien gliedern (Kap. 2), welche wie folgt zusammengefasst werden können: Nach der initialen Beckenbildung, welche sich insbesondere in den permokarbonen Vulkaniten dokumentiert, sind die permotriassische Hauptabsenkung und anschließende jurassische Differenzierung und Strukturierung des Beckens zu nennen (z.B. NÖLDECKE & SCHWAB 1977, SCHECK 1997). Intensive halokinetische Bewegungen setzten vor allem im Rhät ein und es entstanden mächtige Salzkissen und Salzdiapire (WIENHOLZ 1965, MEINHOLD & REINHARDT 1967, BENOX et al. 1997). Die kretazische Inversion, welche besonders an den Beckenrändern sowie im Bereich der Horst-Grabenstrukturen (Flechtlinger Scholle, Calvörder Scholle, Harz) nachgewiesen ist, ist durch vertikale Schichtversätze von bis zu 4000 m charakterisiert (SCHECK 1997, BENOX et al. 1997).

Die Beckenentwicklung spiegelt sich in einer Reihe von diagenetischen Mineralbildungen wider (Kap. 46; GAUPP 1994, GAST et al. 1998), welche vor allem vom jeweiligen Wirtsgestein sowie der Absenkungs- und Deformationsgeschichte abhängen (Tab. 4-4). Dabei konnte nachgewiesen werden, dass verschiedene authigene Mineralparagenesen auch an bestimmte lithologische Einheiten gebunden sind. Im Kontaktbereich der verschiedenen Gesteine treten die jeweiligen Kluft- und Zementminerale nebeneinander auf. Mit zunehmender Entfernung vom Muttergestein ist eine Abnahme des Gehalts der entsprechenden Mineralphase zu beobachten, z.B. nimmt der volumenmäßige Anteil an authigen gebildetem Anhydrit vom Zechstein in die liegenden Schichten ab.

Die lokal in den permokarbonen Vulkaniten enthaltenen sekundären Sulfatbildungen basieren nach Auswertung der Schwefelisotopen-Daten auf der Pyrit-Oxydation durch deszendierende Sulfatwässer des Zechsteins und damit auf eine zweite Schwefelquelle. Die sekundären Mineralparagenesen der permokarbonen Vulkanite sind Ausdruck einer intensiven Alteration der Gesteine, welche auch auf erhöhte Aktivität der relevanten Porenfluide zurückgeführt werden kann. Ausdruck einer andauernden hydrothermalen Aktivität sind die zonierten Kluftquarze, welche fast ausschließlich in den permokarbonen Vulkaniten identifiziert wurden. In den Rotliegend-Sedimenten war die Fluidbewegung hingegen nicht stark. So haben sich frühdiagenetische Mineralzemente (z.B. Dolomit, Anhydrit) umfangreich erhalten und wurden nur teilweise durch spätdiagenetische Mineralzemente (z.B. Kalzit) verdrängt. Dabei scheint als Kalzium-Quelle in den Sedimenten vor allem der sich zersetzende vulkanoklastische Detritus verantwortlich zu sein. Neben dieser vertikalen Variabilität der authigenen Mineralbildungen konnte auch eine laterale Differenzierung nachgewiesen werden. So unterscheiden sich die Mineralbildungen des zentralen Beckenbereichs z.T. deutlich von denen der Randbereiche sowie dem Bereich der südlichen Störungszonen, welche sich durch intensive vertikale Versätze charakterisieren lässt. Zu nennen sind hier z.B. die verschiedenen Karbonatgeneratio-

nen. Während im zentralen Becken meist orange lumineszierende Kalzite beobachtet werden können, sind am nördlichen Beckenrand blau lumineszierende Kalzite (Bohrung Rügen 1/63), am östlichen Beckenrand zonierte Kalzite (Bohrung Penkun 1/71) und im Bereich der südlichen Störungszonen Selten-Erd-Element (SEE)-haltiger Karbonate (Bohrung Roxförde 2/64) nachgewiesen worden. Das Auftreten verschiedener Mineralparagenesen ist Ausdruck des Wirkens verschiedener Fluidsysteme. Die Zusammensetzung der unterschiedlichen Fluide wurde durch verschiedene Gesteins-Fluid-Wechselwirkungen beeinflusst. Als interne Prozesse sind hierbei diagenetische Mineralbildungsreaktionen und Alterationsprozesse zu nennen. Externe Prozesse stehen im Zusammenhang mit der tektonothermalen Entwicklung des Beckens. Diese Reaktionen spiegeln sich in der chemischen und isotopengeochemischen Zusammensetzung der Flüssigkeitseinschlüsse bzw. deren Wirtsminerale wider.

9.2 Fluidzusammensetzung als Resultat diagenetischer Prozesse

Die chemische Zusammensetzung der bearbeiteten Paläo-Fluide ist zum einen geprägt durch die gelösten Bestandteile in den Paläo-Formationswässern und zum anderen durch die Ionenzufuhr oder den Ionenaustausch in Folge diagenetischer Mineralreaktionen. Des weiteren sind lokal auch externe Fluid-Quellen nachgewiesen. Als Paläo-Formationswässer sind beispielsweise die meteorisch geprägten Porenwässer des Ober-Rotliegend-Beckens zu nennen, wobei die entsprechenden frühdigenetischen Karbonate und Sulfate in Folge von Evaporationsprozessen ausgefällt wurden. Während der progressiven Versenkung dieser Sedimente und der anderen Gesteine wurden die bestehenden Mineralzemente und die eingeschlossenen Fluide durch differenzierte diagenetische und Alterationsprozesse beeinflusst.

Umwandlungsreaktionen	Prozess	Ionenaustausch; pH	T [°C]
Diagenese von organischem Material	Dekarboxylierung	CO ₂ , pH↓	50-150
Diagenese von tonreichen Lagen	Diagenese von Ton	Mg ²⁺ , Ca ²⁺ , Al ³⁺	>50
$\text{Ca}^{2+} + 2 \text{HCO}_3^- \rightarrow \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} + \text{CaCO}_3$	Karbonatisierung	CO ₂ , Ca ²⁺	>50
$2\text{KAlSi}_3\text{O}_8 + 2\text{H}^+ + 9\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4 + 2\text{K}^+ + 4 \text{H}_4\text{SiO}_4$	Kaolinitisierung	K ⁺ , pH↑	50-120
$2\text{KAlSi}_3\text{O}_8 + \text{H}_2\text{O} + 2\text{H}^+ \rightarrow \text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4 + 4\text{SiO}_2 + 2\text{K}^+$	Kaolinitisierung	K ⁺ , pH↑	50-120
$2\text{KAl}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2 + 3\text{H}_2\text{O} + 2\text{H}^+ \rightarrow 3\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4 + 2\text{K}^+$	Kaolinitisierung	K ⁺ , pH↑	50-120
$\text{Smektit} + \text{K}^+ + \text{Al}^{3+} \rightarrow \text{Illit} + \text{Quarz} + \text{H}^+$	Illitisierung	pH↓, K ⁺ , Al ³⁺	50-200
$3\text{KAlSi}_3\text{O}_8 + 2\text{H}^+ \rightarrow \text{KAl}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2 + 6\text{SiO}_2 + 2\text{K}^+$	Illitisierung	K ⁺	120-200
$\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 + 2\text{Na}^+ + 4\text{H}_4\text{SiO}_4 \rightarrow 2\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 + \text{Ca}^{2+} + 8\text{H}_2\text{O}$	Albitisierung	Ca ²⁺ ; H ₂ O Na ²⁺	>120
$5\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 + \text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4 + \text{SiO}_2 + 2\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Mg}_5\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_8 + 5\text{CaCO}_3 + 5\text{CO}_2$	Chloritisierung	(Mg ²⁺), CO ₂	>150
$15\text{Dolomit} + 2\text{Muskovit} + 3\text{SiO}_2 + 11\text{H}_2\text{O} \rightarrow 3\text{Mg-Chlorit} + 2\text{K}^+ + 2\text{OH}^- + 15\text{CO}_2$	Chloritisierung	K ⁺ , (Mg ²⁺), pH↓	>150

Tab. 9-1: Verschiedene, z.T. vereinfachte diagenetische Reaktionsgleichungen nach TEICHMÜLLER et al. (1979), LAND & MILLIKEN (1981), BJØRLYKKE (1983), RIEKEN (1988), HOTH (1993).

Kursiv= Ionen werden für Reaktion benötigt, normal=Ionen werden durch Reaktion freigesetzt, pH⁻= pH-Wert-Erniedrigung in Folge der Reaktion; pH⁺=pH-Wert-Erhöhung infolge der Reaktion

In Tab. 9-1 sind die diagenetischen Mineralreaktion aus Kap. 4 sowie der dafür charakteristischen Temperaturen zusammengefasst. Zusätzlich sind die im Verlauf der entsprechenden

Reaktionen abgegebenen oder aufgenommen Ionen dargestellt. Bestimmte Temperaturbereiche sind für verschiedene Mineralreaktionen charakteristisch. So wird Kaolinit unter leicht sauren Verhältnissen und Temperaturen ab etwa 50 °C als Alterationsprodukt von Kalifeldspat oder Muskovit gebildet (HOTH 1993). Unter höheren Temperaturen von 120 – 150 °C ist Kaolinit nicht mehr stabil und wird in Illit umgewandelt. Da Kaolinitzemente nur in wenigen Proben beobachtet werden konnten, kann die Illitisierung u.a. als einer der dominantesten Alterationsprozesse gewirkt haben.

Eine Voraussetzung für das Ablaufen der jeweiligen Reaktionen ist das Vorhandensein der hierfür notwendigen Ionen. Die Albitneubildung setzt z.B. voraus, dass genügend Al^{3+} und Na^+ im Porenwasser enthalten ist, wobei das Al^{3+} durch die Auflösung smektitischer Lagen oder die Alteration von Kalifeldspäten freigesetzt werden kann, während Na^+ einer externen Quelle bedarf. Als Na^+ -Quelle kommen im NEDB in erster Linie deszendierende Zechsteinwässer in Frage. Da Kalifeldspäte ab Temperaturen von 120 °C nicht mehr stabil sind (HOWER et al. 1976), ist eine Albitisierung ab dieser Temperatur möglich.

Unter Berücksichtigung der bekannten diagenetischen Reaktionen wird ersichtlich, dass mit zunehmender Versenkung der Gesteine und prograder Diagenese vor allem Ca^{2+} , K^+ und Mg^{2+} freigesetzt und Na^+ konsumiert werden (Tab. 9-1). Zudem lassen sich mit den wechselnden pH- und Eh-Werten Minerallösungs- und Mineralfällungsreaktionen sowie die Umlagerung von z.B. Karbonat- und Anhydritzementen erklären.

In Auswertung aller Fluiddaten können hierbei folgende Ergebnisse für den Bereich des NEDB besonders hervorgehoben werden:

- Die Salinität der Einschlusslösungen nimmt mit zunehmender Versenkung generell zu.
- Diese Zunahme ist kein kontinuierlicher Prozess, sondern es können bestimmte Temperaturbereiche unterschieden werden. Somit lassen sich vor allem die in Kap.7.1 differenzierten Fluidgruppen erklären.
- Die jüngsten Fluide der Mineralzemente der permokarbonen Gesteine sind zumeist niedrigrisalin. Diese sind möglicherweise im Bereich konsolidierter, stabiler Mineralphasen gebildet worden, in denen Gesteins-Fluid-Wechselwirkungen weitestgehend auszuschließen sind. Dies könnte als Ursache des geringen Lösungsinhaltes der Fluide angesehen werden.
- Die Mineralbildungstemperaturen der Quarzzemente permokarboner Sandsteine liegen zwischen 120 - 200 °C. Damit scheinen die authigenen Quarze das Produkt einer intensiven Illitisierung der permokarbonen Gesteine zu sein.
- Als Ursachen der Karbonatzementbildung kommen vor allem Karbonatisierung und Chloritisierung in Frage.
- Die in den Klüften identifizierten Mineralbildungen sind zumeist das Produkt einer tiefgreifenden Alteration der Gesteine. Zudem werden einige Mineralbildungen mit den involvierten Fluiden einer hydrothermalen Nachphase des Rotliegend-Vulkanismus zugeordnet. Die jüngsten Kluftfüllungen stehen aber wahrscheinlich im

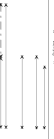
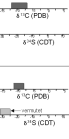
Fluidphase	Zeitraum: Rotliegend			Stadium der Beckenentwicklung: "hydrothermale Nachphase" des Rotliegend-Vulkanismus				
	Gefüge	auth. Minerale	Prozesse	Thermometrie	Fluid-Chemie		KL	Isotope
Karbon		Kalzit Quarz Chlorit Albit Epidot				NaCl-(CaCl ₂)-H ₂ O	Quarz  Karbonate 	
	Quarz verdrängt Ankerit und Kalzit	Kalzit, Ankerit Quarz Chlorit Epidot Orbit						
2. Fluidphase	Zeitraum: Ober-Rotliegend-Zechstein			Stadium der Beckenentwicklung: 1. Phase des "Hauptablenkungsstadiums"				
	Gefüge	auth. Minerale	Prozesse	Thermometrie	Fluid-Chemie		KL	Isotope
Zechstein		Anhydrit, (Kalzit), Cockerit, Fluorit				NaCl-(CaCl ₂)-(MgCl ₂)-H ₂ O	Quarz  Karbonate 	
	Konkretionen 	Anhydrit, (Kalzit) Hemimorphit?						
Rotliegend		Anhydrit, Dolomit, Kalzit, Hemimorphit, Illit				NaCl-(CaCl ₂)-(MgCl ₂)-H ₂ O	Quarz  Karbonate 	
	Karbon 	Kalzit ersetzt Dolomit						
3. Fluidphase	Zeitraum: Zechstein-Keuper			Stadium der Beckenentwicklung: 2. Phase des "Hauptablenkungsstadiums"				
	Gefüge	auth. Minerale	Prozesse	Thermometrie	Fluid-Chemie		KL	Isotope
Zechstein		Anhydrit, (Kalzit)				NaCl-(CaCl ₂)-H ₂ O	Karbonate 	
		Anhydrit, (Kalzit), Magnesit, Dolomit, Pyrit						
Rotliegend		Anhydrit, (Dolomit), (Kalzit)				NaCl-CaCl ₂ -MgCl ₂ -KCl-H ₂ O	Karbonate 	
		Anhydrit, Kalzit, Albit, Quarz, Illit, Chlorit						
Karbon		Kalzit, Albit, Quarz, Illit, Chlorit				CaCl ₂ -NaCl-(KCl)-H ₂ O	Quarz  Karbonate 	
		Siderit, Quarz, Chlorit, Illit				NaCl-CaCl ₂ -MgCl ₂ -KCl-(Fe-O ₂)-H ₂ O	Quarz  Karbonate 	
4. Fluidphase	Zeitraum: Röh - Jura			Stadium der Beckenentwicklung: "Differenzierungsstadium"				
	Gefüge	auth. Minerale	Prozesse	Thermometrie	Fluid-Chemie		KL	Isotope
Zechstein		Anhydrit, Kalzit, Ankerit, Dolomit				NaCl-CaCl ₂ -H ₂ O	Quarz  Karbonate 	
		Anhydrit, (Kalzit), Halt, Schwefel, Pyrit				NaCl-MgCl ₂ -(CaCl ₂)-H ₂ O	Karbonate 	
Rotliegend		Anhydrit, Kalzit, (Quarz)				NaCl-CaCl ₂ -MgCl ₂ -KCl-H ₂ O N ₂ (CH ₄ , CO ₂)	Quarz  Karbonate 	
		Anhydrit, Kalzit, Albit, Quarz, Illit, Chlorit, Hemimorphit				NaCl-CaCl ₂ -(KCl)-H ₂ O N ₂ (CH ₄ , CO ₂)	Quarz Karbonate 	
Karbon		Dolomit, Quarz, Chlorit, Illit, Kalzit				NaCl-CaCl ₂ -MgCl ₂ -KCl-H ₂ O CH ₄ (H ₂ S, N ₂ , CO ₂)	Karbonate 	
5. Fluidphase	Zeitraum: Jura (150 - 200 Ma)			Stadium der Beckenentwicklung: "Hydrothermales Ereignis im Differenzierungsstadium"				
	Gefüge	auth. Minerale	Prozesse	Thermometrie	Fluid-Chemie		KL	Isotope
Zechstein								
Rotliegend		Kalzit, Quarz, Chlorit, Illit				NaCl-CaCl ₂ -(KCl)-H ₂ O N ₂ (CH ₄ , CO ₂)	Quarz Karbonate 	
Karbon								
6. Fluidphase*	Zeitraum: Kreide			Stadium der Beckenentwicklung: "Inversionsstadium"				
	Gefüge	auth. Minerale	Prozesse	Thermometrie	Fluid-Chemie		KL	Isotope
Zechstein		Kalzit, Quarz, Goethit...				NaCl-CaCl ₂ -Fe-O ₂ -CaSO ₄ -H ₂ O	Karbonate 	
		Opal, Kalzit, Anhydrit, Pyrit, Hemimorphit, Holz	Verglasung			NaCl-CaCl ₂ -MgCl ₂ -KCl-H ₂ O N ₂ (CH ₄ , CO ₂)	Quarz Karbonate 	
Rotliegend		Anhydrit, Pyrit, Hemimorphit, Quarz				NaCl-CaCl ₂ -(KCl)-Fe-O ₂ -CaSO ₄ -H ₂ O BaSO ₄ , H ₂ O N ₂ (CH ₄ , CO ₂)	Quarz Karbonate 	
		Kalzit, (Siderit), Anhydrit, Pyrit, Hemimorphit, Fluorit, Baryt, Illit, Chlorit				NaCl-CaCl ₂ -MgCl ₂ -KCl-H ₂ O CH ₄ (H ₂ S, N ₂ , CO ₂)	Quarz Karbonate 	
Karbon		Kalzit, (Siderit), Pyrit, Hemimorphit, Illit, Chlorit				NaCl-CaCl ₂ -MgCl ₂ -KCl-H ₂ O CH ₄ (H ₂ S, N ₂ , CO ₂)	Quarz Karbonate 	
7. Fluidphase	Zeitraum: Tertiär - Quartär			Stadium der Beckenentwicklung: "Stabilisierungsstadium"				
	Gefüge	auth. Minerale	Prozesse	Thermometrie	Fluid-Chemie		KL	Isotope
Zechstein							Quarz Karbonate 	
		Kalzit						
Rotliegend		Kalzit				NaCl-(CaCl ₂)-(KCl)-H ₂ O	Quarz Karbonate 	
		Kalzit						
Karbon		Kalzit						

Abb. 9-1: Die Fluidentwicklung des NEDB lässt sich in Kombination verschiedener Methoden in sieben Phasen gliedern.

Zusammenhang mit der kretazischen Zerblockung des NEDB und den damit verbundenen Fluiden.

- Die Isotopien der Probe PeLL1 (Abb. 8-8) könnte auf eine juvenile Herkunft des karbonathaltigen Wassers zurückgeführt werden. Die Kluftkarbonate der Vulkaniten aus Proben der Bohrung Penkun 1/71 unterscheiden sich auch in anderen Eigenschaften von allen anderen. So konnten nur hier zonierte Kalzite beobachtet werden.

Die Veränderung der Paläo-Porenwässer während der Beckenversenkung sowie das Wirken externer Fluidquellen spiegelt sich sowohl in den authigen gebildeten Mineralparagenesen (Abb. 4-25; Tab. 4-4) als auch in der Zusammensetzung der Einschlusslösungen (Tab. 6-3) wider. Als Beispiel sind hier die eisenreichen, jungen Paläo-Fluide (Tab. 6-3) zu nennen. Gleichmaßen wurden junge ENE - WSW streichende Hämatitgänge im Steinbruch Bodendorf (Flechtinger Scholle) beobachtet, wobei diese als kretazisch gebildet interpretiert werden. Die Fluidzusammensetzung spiegelt sich sowohl in der chemischen Analyse der Einschlusslösungen, als auch in den ausgefällten authigenen und hydrothermalen Mineralen wider.

9.3 Paläotemperaturen, Paläo-Wärmefluss

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurden durch Flüssigkeitseinschlussanalyse Paläo-Temperaturen im Bereich des NEDB ermittelt. Diese mit Hilfe einer direkten Methode bestimmten Daten wurden anschließend mit Temperaturen indirekter Methoden (Vitrinitreflexion) und dem rezenten Temperaturfeld verglichen (Kap.7.5).

Dabei zeigt sich deutlich, dass mikrothermometrisch ermittelte Daten unter Berücksichtigung der petrographischen Gegebenheiten die Temperaturentwicklung im Bereich von Sedimentbecken deutlich besser auflösen als die Daten anderer Methoden. Der größte Vorteil liegt in der Unterscheidbarkeit verschiedener Fluidereignisse. Im Gegensatz dazu spiegeln die Vitrinite durch ihr Reflexionsverhalten nur die Temperatur ihrer maximalen Überprägung wider, welche über einen Zeitraum von mindestens 3 Ma gedauert haben muss (TEICHMÜLLER 1979). Ähnlich ist es mit weiteren Geothermometern. Der Vergleich von Bohrlochtemperaturen und mikrothermometrisch ermittelten Paläo-Temperaturen zeigt die Veränderung des Wärmeflusses im Verlauf der Beckenentwicklung. So veränderte sich der geothermische Gradient von ca. 50 °C / km in der Trias auf ca. 33 °C / km heute. Dabei konnten kurzzeitige, lokal begrenzte Temperaturereignisse mit thermischen Gradienten bis zu 70 °C / km nachgewiesen werden, welche u.a. durch die Bildung authigener Illite gekennzeichnet sind. Die Abschätzung des Paläo-Tiefengradienten erfolgte dabei unter Berücksichtigung der Paläo-Teufenlage untersuchter Fluideinschlüsse.

Der Vergleich der Bohrlochtemperaturen mit den Paläo-Fluiddaten zeigt auch in der lateralen und vertikalen Temperaturverteilung vergleichbare Muster. So korrelieren die ermittelten Temperaturgradienten. Dies zeigt sich besonders in Bezug zu den permokarbonen Vulkaniten. So beobachteten BEER & HURTIG (1999) eine Korrelation der Vulkanit-Mächtigkeitsminima mit den Temperaturmaxima der geophysikalischen Bohrlochdaten. Der geothermische Tiefengradient im Bereich der Vulkanite ist im Gegensatz zu den benachbarten Sedimenten gene-

rell sehr niedrig. Dieses Phänomen zeigt sich auch in der Verteilung der ermittelten Homogenisierungstemperaturen von Flüssigkeitseinschlüssen (Anhang F). Als Ursache dieses vertikalen Temperaturverlaufs wird ein advektiver oder konvektiver Fluidtransport in den permokarbonen Vulkaniten angenommen. Ein ähnliches Modell nutzte bereits JOWETT (1986) als Basis für die Genese des Kupferschiefers. Grundlage der starken Fluidbewegungen in den Vulkaniten sind einerseits die starke Klüftigkeit und damit hohe Permeabilität der Gesteine andererseits die geringe Permeabilität der hangenden Salinarfolgen des Zechsteins. Diese verhindern die Aszendenz der Tiefenwässer.

In Sedimentgesteinen ist der Fluidtransport nur in deutlich geringerem Maße möglich. Dies zeigt sich zum einen in den Isotopendaten, zum anderen in den ermittelten Temperaturgradienten, die überwiegend auf einen konduktiven Wärmetransport schließen lassen.

Die laterale Temperaturverteilung ist vor allem durch die unterschiedlich wirksamen Fluidsysteme im Beckenzentrum und an den Randbereichen des Beckens geprägt. Im gesamten Becken lassen sich Fluide in Mineralzementen und -neubildungen nachweisen, die im Zusammenhang mit der progressiven Versenkung des Beckens stehen (Kap. 7.6). Die Klüfte hingegen enthalten zumeist Fluideinschlüsse mit einheitlich hohen Salinitäten. Im zentralen Bereich des Beckens können hierbei zwei Fluidsysteme unterschieden werden. Das ältere Fluidsystem kann im gesamten Becken nachgewiesen werden und weist einen geothermalen Gradienten von etwa 50 °C / km auf. Ein jüngeres Fluidsystem, nachgewiesen in sekundären Fluideinschlüssen, ist auf bestimmte Bereiche im Beckenzentrum konzentriert. Dieses Fluidsystem ist durch extrem hohe Bildungstemperaturen bis zu 350 °C in etwa 6 - 7 km Tiefe charakterisiert.

An den Beckenrändern und im Bereich der südlichen Störungszone (Scholle von Calvörde, Flechtinger Scholle) kann neben dem beckenweit relevanten älteren Fluidsystem ein jüngeres, deutlich niedriger temperiertes Fluid nachgewiesen werden (Anhang F; Bohrung Roxförde 2/64). Neben Homogenisierungstemperaturen (Th) primärer Fluide von ca. 200 °C, welche das existente Fluidsystem vor der Heraushebung der jeweiligen Gesteinsschollen charakterisiert, konnten in sekundären Fluideinschlüssen und jüngeren Mineralbildungen Th von ca. 100 °C bestimmt werden. Dieses jüngere Fluid wird mit der kretazischen Heraushebung der Scholle von Calvörde, des Flechtinger Höhenzuges und des Harzes in Beziehung gebracht. Unter der Annahme, dass dieses Fluid nach der Heraushebung der Schichtenfolgen eingeschlossen wurde, ist für dieses Fluidsystem ein extrem hoher geothermischer Gradient von ca. 80 °C / km anzunehmen. Dieser spiegelt das Wärmerückhaltevermögen der bearbeiteten Gesteine wider. Ein Temperatúrausgleich entsprechend der aktuellen Tiefenlage der jeweiligen Gesteine erfolgte nur sehr langsam.

Neben der Bestimmung der Paläo-Temperaturen im Bereich des NEDB wurden die dazugehörigen Paläo-Drücke entsprechend einem Druckmodell (Kap. 7.3) abgeschätzt und diese partiell durch Geobarometrie von Methan-Einschlüssen validiert. Als durchschnittlicher Druckgradient des Prä-Zechsteins wurden $0,020 \pm 0,004$ MPa ermittelt. Die abgeschätzten Drücke

dienten vor allem der Druckkorrektur von Homogenisierungstemperaturen zur Bestimmung der Fluidtemperaturen.

9.4 Phasen der Fluidentwicklung im NEDB

Auf der Basis der durchgeführten Untersuchungen kann eine Rekonstruktion der Paläofluid-Entwicklung im NEDB erfolgen. Es werden unter Berücksichtigung der Beckenentwicklung 7 Fluidphasen unterschieden (Abb. 9-1), welche sich in Kombination ihrer mikrothermometrischen und isotopengeochemischen Signaturen, aber auch ihrer petrographischen und struktureologischen Charakteristika wie folgt (Abb. 9-1) beschreiben lassen:

1. Fluidphase („hydrothermale Nachphase“ des Rotliegend-Vulkanismus)

Vor allem die nicht lumineszierenden Kalzite in Vulkanit-Drusen (Tafel 9b) und in brekzierten Vulkaniten (Tafel 9a, 10c) können dieser ersten Fluidgeneration zugeordnet werden. Paragenetisch treten Epidot, Albit und Chlorit auf. Der Nachweis der entsprechenden authigenen Mineralbildungen bzw. Flüssigkeitseinschlüsse beruht allerdings nur auf wenigen Beobachtungen und ist somit nicht als gesichert anzunehmen. Die niedrig salinaren und hoch temperierten NaCl-dominierten Fluide kommen meist in primären Flüssigkeitseinschlüssen vor. Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von -14 bis -8 ‰ PDB der Kalzite sind in Bezug zu den insgesamt bestimmten Isotopen sehr niedrig.

In Klüften und Zementen der Karbonsedimente konnten Kalzit, Ankerit, Quarz, Chlorit, Epidot und Orthit beobachtet werden, die vergleichbare Eigenschaften wie die oben beschriebenen Drusenfüllungen der Vulkanite aufweisen (Abb. 9-1). Zu beobachten war eine Verdrängung der Karbonate durch Quarz. Charakteristische Alterationsprozesse dieser Fluidphase waren Silifizierung, Chloritisierung, Epidotisierung und Albitisierung.

2. Fluidphase (1. Phase im Hauptabsenkungsstadium des Beckens)

Im Zeitraum vom Ober-Rotliegend bis zum Zechstein wurden siliziklastische und evaporitische Sedimente akkumuliert. In frühdiagenetischen Mineralzementen und Anhydritkonkretionen permischer Sedimente wurden niedrig salinare, niedrig temperierte NaCl-dominierte Grund- und Oberflächenwässer eingeschlossen (Abb. 9-2[I]). Die zugehörigen Flüssigkeitseinschlüsse sind sehr klein (2 - 4 μm) und oft einphasig ausgebildet. Bei einphasigen wässrigen Einschlüssen können Bildungstemperaturen <50 °C (GOLDSTEIN & REYNOLDS 1994) angenommen werden.

Hervorzuheben sind die authigen gebildeten rot lumineszierenden Dolomit-Zemente und die schwach orange bis kaum lumineszierenden Kalzit-Zemente. Die Isotopenwerte von Kohlenstoff und Schwefel weisen charakteristische Signaturen auf. Während die Kluft-Kalzite mit $\delta^{13}\text{C}$ -Werten von 0 bis +5 ‰ PDB und die Kluft-Anhydrite mit $\delta^{34}\text{S}$ Werten von ca. +11.5 ‰ CDT sehr hohe $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ - bzw. $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ -Verhältnisse aufweisen, konnten für die authigenen Karbonate und Sulfate der Rotliegend-Sedimente frühdiagenetische Signaturen (PLATT 1993) nachgewiesen werden. Die entsprechenden $\delta^{13}\text{C}$ -Werte variieren von -3 bis 0 ‰ PDB und

die $\delta^{34}\text{S}$ -Werte etwa von +2 bis +7 ‰ CDT. In den Klüften und Mineralzementen der Karbon-Sedimente konnte beobachtet werden, dass Kalzit die bestehenden Dolomite und Ankerite ersetzt. Letztgenannter Prozess wird aufgrund petrographischer Befunde (Kap. 4.6) ebenfalls der 2. Fluidphase zugeordnet.

3. Fluidphase (2. Phase im Hauptabsenkungsstadium des Beckens)

In die Fluidphase, welche die Zeit vom Zechstein bis zum Keuper umfasste (Abb. 9-2-II), erfolgte die Hauptabsenkung des NEDB. Tektonische Bewegungen fanden in geringerem Maße statt. Die Rotliegend-Gesteine gelangten aber in Tiefenlagen, in welcher die chemischen Umwandlungsreaktionen der Diagenese einsetzte. Dazu gehören die Alteration der Feldspäte sowie Kaolinitisierung, Illitisierung, Chloritisierung, Albitisierung und weitere diagenetische Prozesse. Durch die sich ändernden physiko-chemischen Parameter wurden ältere Mineralzemente partiell durch spätdiagenetische Mineralzemente ersetzt. Authigene Mineralbildungen sind vor allem Zemente aus Kalzit, Albit, Illit, Chlorit und seltener Anhydrit. Infolge der Alteration und der damit verbundenen Minerallösungs- und Ausfällungsreaktionen wurde eine relativ starke Fluidbewegung initiiert, welche hauptsächlich intraformationell erfolgte. Die Flüssigkeitseinschlüsse sind häufig klein (2 - 10 μm), aber immer zweiphasig ausgebildet. Die eingeschlossenen Fluide weisen mit T_B von 50 - 175 °C geringe bis mittlere Temperaturen auf. Die Salinitäten von 20 - 35 Gew. % $\text{NaCl} + \text{CaCl}_2$ equiv. sind hingegen sehr hoch. Die höchsten Stoffkonzentrationen finden sich in Einschlüssen der Anhydrit-Zemente vor allem nahe des Zechsteins. Die Paläowässer sind meist CaCl_2 -dominiert. Daneben treten aber auch NaCl , KCl und MgCl_2 mit kleineren Anteilen auf.

Die Kohlenstoffisotope werden mit zunehmender Tiefe isotopisch leichter und schwanken zwischen -10 und 0 ‰ PDB (Abb. 9-1). Eine Ausnahme bilden die Kalzite des Buntsandsteins mit $\delta^{13}\text{C}$ -Werten von -6 bis -2.5 ‰ PDB. Die $\delta^{34}\text{S}$ -Werte der Anhydritzemente des Ober-Rotliegend weisen mit ca. 5 ‰ CDT spätdiagenetische Signaturen auf.

Die Kalzite dieser Fluidphase lumineszieren orange bis schwach orange, die neugebildeten Quarze weisen oft keine Lumineszenz auf.

4. Fluidphase („Differenzierungsstadium“ des Beckens)

Der Höhepunkt des Hauptabsenkungsstadiums mündet im Differenzierungsstadium des Beckens. Die starke Zerklüftung der Gesteine, Störungen und der Beginn der intensiven Halokinese sind Ausdruck einer hydrothermal aktiven Zeit (Rhät – Jura). Die Alterationsprozesse erreichten beckenweit ihren Höhepunkt. Klüfte und Porenräume sind mit Paragenesen von Anhydrit, Kalzit, Quarz, Albit, Illit und Chlorit gefüllt (Abb. 9-2[II]). Die Zusammensetzung der Fluide schwankt entsprechend der umgebenden Nebengesteine. Während die Zechsteinfluide NaCl -dominiert sind, können in den Rotliegend-Sedimenten CaCl_2 -dominierte Fluide mit Anteilen von NaCl , KCl und MgCl_2 nachgewiesen werden. In den permokarbonen Vulkaniten zirkulieren CaCl_2 - NaCl -dominierte Fluide und die Karbongesteine weisen Paläowässer mit MgCl_2 , KCl , CaCl_2 und NaCl in vergleichbaren Anteilen auf. Die Salinitäten sind

Salinitäten sind prinzipiell hoch, aber niedriger als die der 3. Phase. Die Mineralbildungstemperaturen variieren zwischen etwa 100 °C und 250°C.

Der vertikale Temperaturverlauf lässt zudem Aussagen bezüglich von Wärmetransportprozessen zu. In den Rotliegend- und Karbon-Sedimenten sind die Th parallel zu einem geothermalen Gradienten von 30- 40°C (Anhang F, Abb. 9-3) angeordnet, was auf eine konduktive Wärmeleitung in diesen Gesteinen hinweist. Im Gegensatz dazu ist der Temperaturgradient in den permokarbonen Vulkaniten <10°C. Dieses Phänomen könnte auf eine advective oder sogar konvektive Wärmeleitung in den Magmatiten zurück geführt werden (Anhang F; Abb. 9-3). Zudem konnten kogenetische Gaseinschlüsse beobachtet werden. In den Vulkaniten sind dies hauptsächlich N₂- und in den Karbonsedimenten CH₄-Einschlüsse. Charakteristisch sind auch die Wachstumszonierungen von Kluftquarze der permokarbonen Vulkanite. Zudem treten orange lumineszierende Kalzite und zonierte Kalzite auf.

Die $\delta^{34}\text{S}$ -Werte der Kluftanhydrite des Ober-Rotliegend variieren von +3 bis +10 ‰ CDT was auf eine Mischung von Porenwässern des Rotliegend und des Zechstein deutet. Kluft-Pyrite der permokarbonen Gesteine mit $\delta^{34}\text{S}$ -Werte von -44 bis -10 ‰ CDT werden auf die Mischung aufsteigender, metallführender Tiefenwässer mit absinkenden Zechstein- oder Ober-Rotliegend-Porenwässern zurückgeführt (Kap. 8.3).

5. Fluidphase (Hydrothermales Ereignis im Jura)

In wenigen Proben aus dem Beckenzentrum (Bohrung Mi 1/74, Pa 1/68) konnten in Klüften der älteren Vulkanitserien extrem hoch temperierte sekundäre Flüssigkeitseinschlüsse mit T_B bis 350 °C beobachtet werden (Abb. 9-2[III], 9-3). Die Salinitäten der NaCl-CaCl₂-dominierten Wässer schwanken zwischen 10 - 30 Gew. % NaCl+CaCl₂ equiv. Die Kalzitphasen lumineszieren hellorange bis gelb während die Quarzphasen blau bis hellblau lumineszieren. K/Ar-Datierungen kogenetischer Illite deuten auf eine erhöhte hydrothermale Aktivität im Jura (156 - 206 Ma) hin (BRECHT & WOLFGRAHM 1998).

6. Fluidphase („Inversionsstadium“ des Beckens)

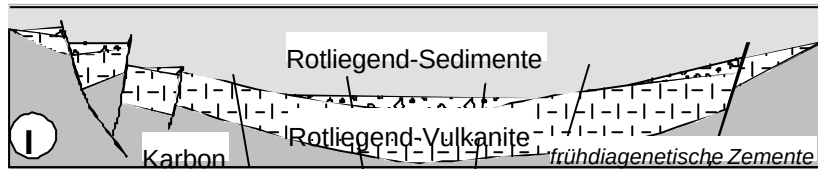
Diagenetische und hydrothermale Mineralbildungen dieser Fluidphase konnten meist nur im Bereich kreidezeitlich angelegter Störungszonen an den Beckenrändern gefunden werden (Scholle von Calvörde und Flechtingen, Grimmener Wall etc.). Krustenschollen weisen Vertikalversätze bis zu 4 km auf, was u.a. zur sekundären Vergipsung von Zechsteinanhydriten führte (Bohrung Rx 2/64). In Mineralphasen vorangegangener Fluidphasen sind sekundäre Einschlussgenerationen zu finden, deren Salinitäten und T_B niedriger sind, als die der primären Einschlüsse. Charakteristische neue Mineralbildungen sind Hämatit, Gips, Fluorit, Baryt, Anhydrit, Kalzit und Siderit (Abb. 9-2[IV]).

Die Fluidchemie unterscheidet sich deutlich von denen älterer Fluide. So treten CaSO₄- und Fe₂O₃-reiche Wässer mit Anteilen an NaCl, KCl, MgCl₂ und CaCl₂ auf. Die z.T. eisenhaltigen Kalzite und Siderite zeigen keine Lumineszenz. Daneben treten aber auch wieder orange lumineszierende Kalzite auf. Charakteristisch sind auch die isotopengeochemischen Signaturen.

Ober- Rotliegend

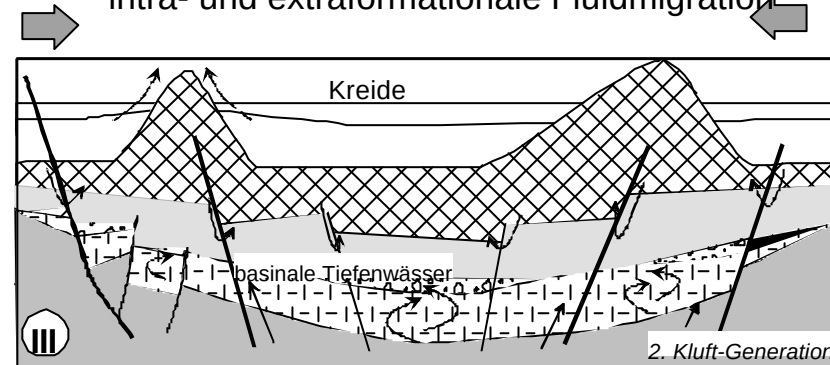
Progressive Diagenese während der Beckenabsenkung

Thermische Subsidenz



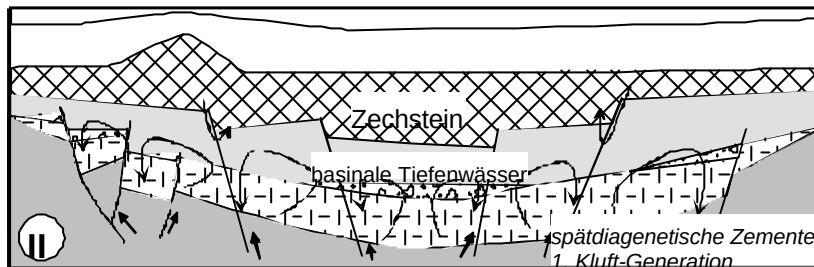
Keuper bis Unter-Kreide

Kurzzeitige hydrothermale Ereignisse
intra- und extraformationale Fluidmigration



Ober-Rotliegend bis Keuper

Starke Fluidbewegung innerhalb der permokarbonen Vulkanite und Alteration der Gesteine



Ober-Kreide bis rezent

Beckeninversion und -konsolidation. Intraformationale Fluidmigration besonders entlang tiefer Brüche. Mischung basinaler Tiefenwässer mit meteorischen Wässern

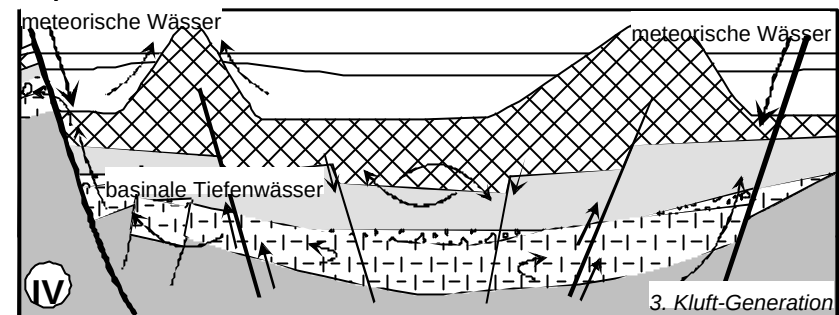
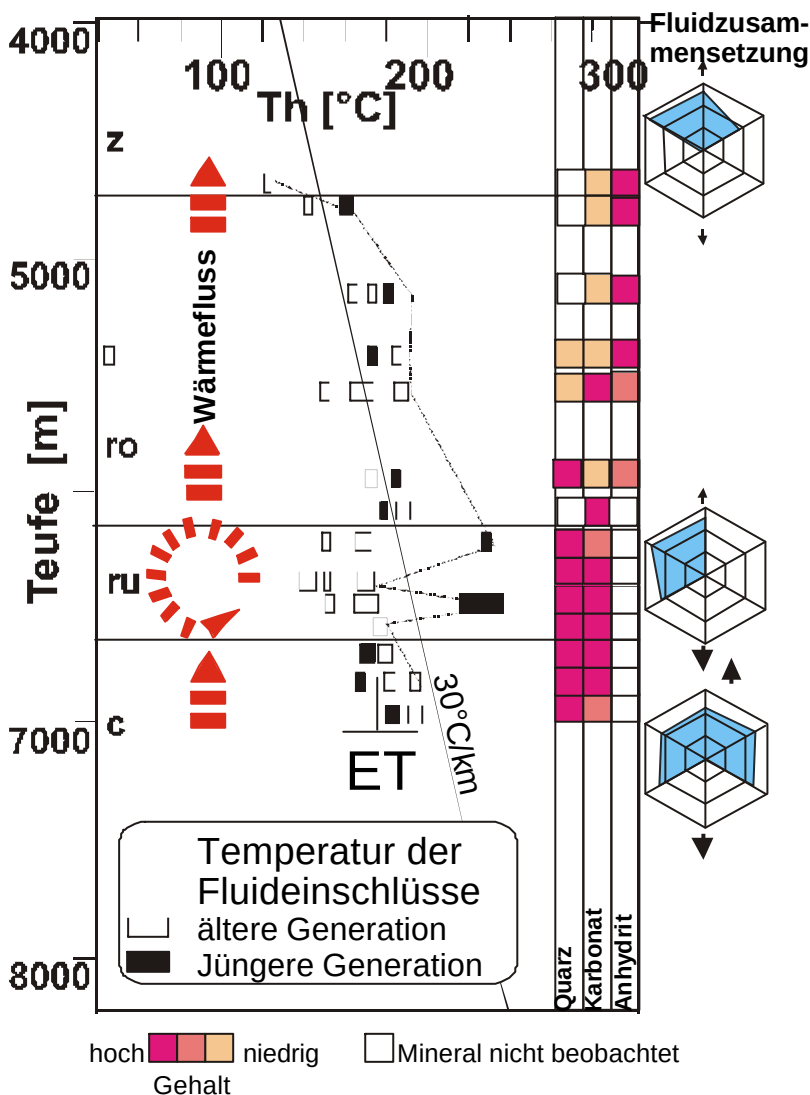


Abb. 9-2: Phasen der Beckenentwicklung unter Berücksichtigung der Paläo-Fluidsysteme I) Progressive Diagenese während der Beckenabsenkung II) Intensive Fluidmobilisation und -migration in den permokarbonen Vulkaniten, Gesteinsalteration III) Kurzzeitige, lokale hydrothermale Aktivität, intra- und extraformationale Fluidmigration IV) Beckeninversion und -konsolidierung; intraformationale Fluidmigration besonders entlang tiefer Brüche; Mischung basinaler Tiefenfluide mit meteorischen Wässern; Graue Pfeile: Subsidenz bzw. das tektonisches Spannungsfeld

Die $\delta^{34}\text{S}$ -Werte der Kluft-Pyrite schwanken zwischen -12 und -2 ‰ CDT und die der Kluft-Baryte und -Anhydrite zwischen +0.5 bis +5.5 ‰ CDT. Die Sulfate sind möglicherweise in Folge der Pyritoxydation durch das Wirken deszendierender meteorischer Wässer gebildet worden. Die Sauerstoffisotopen (Abb. 8-10) der karbonatreichen Paläowässer deuten auf eine Mischung von basinalen Tiefenwässern mit meteorischen Wässern hin. Auch die neugebildeten Minerale wie Hämatit sprechen für das Vorhandensein sauerstoffreicher Wässer, die auf oberflächennahe Quellen zurückgeführt werden könnten.

7. *Fluidphase („Stabilisierungsstadium“ des Beckens im Känozoikum)*

Eine letzte Fluidphase ist vor allem durch eine intensive Kaolinitisierung der feldspathaltigen



Gesteine gekennzeichnet. In sekundären Flüssigkeitseinschlüssen von Mineralzementen und Klüften treten niedrig salinare, hoch temperierte NaCl-dominierte Fluide auf. Scheinbar sind die vorhandenen Mineralphasen in diesem Beckenstadium so stabil gewesen, dass Gesteins-Fluid-Wechselwirkungen kaum noch auftraten. Dies schlägt sich im geringen Ionengehalt der Fluidlösungen nieder. Die Quarzzemente sind meist nicht lumineszent, Risse in detritischen und authigenen Quarzen sind durch bräunlich lumineszierenden Quarz verheilt. Die authigenen Kalzite lumineszieren dagegen stark hellorange bis gelb.

Abb. 9-3: Darstellung der Homogenisierungstemperatur Th verschiedener Fluidgenerationen gegen Teufe. Exemplarisch sind die Gehalte an authigenen Mineralen (Quarz, Karbonat, Anhydrit) dargestellt. Während die Anhydritgehalte mit zunehmender Tiefe abnehmen, nimmt der Anteil an Quarz zu. Die Fluidchemie ist schematisch in Form von Radarplots (vgl. Kap. 6) abgebildet.

z = Zechstein, ro = Ober-Rotliegend, ru = Unter-Rotliegend, c = Karbon, ET = Endteufe der Bohrung

Literatur

- AIGNER, T. & BACHMANN, G.H. (1992): Sequence-stratigraphic framework of the German Triassic.- *Sedimentary Geology*, **80**, 115-135.
- BACHMANN, G.H. (1998): The epicontinental Triassic of the Germanic Basin: an overview.- *Halle-sches. Jahrb. Geowiss. (B)*, **5**, 2-3.
- BACHMANN, G. H. & GROSSE, S. (1989): Struktur und Entstehung des Norddeutschen Beckens - geologisch und geophysikalische Interpretation einer verbesserten Bouguer - Schwerekarte.- *Nds. Akad. Geowiss. Veröfftl.*, **2**, 23-47.
- BACHMANN, G.H. & HOFFMANN, N. (1994): Manteldiapirismus und Genese des Norddeutschen Beckens.- *Zbl. Geol. Paläontol. Teil I.* (1993), 9-10.
- BACHMANN, G.H. & HOFFMANN, N. (1995): Bildung und Entwicklung des Norddeutschen Rotliegend Beckens. In: PLEIN, E. (ed.): *Rotliegend, Teil II, Norddeutsches Rotliegendbecken.*- *Courier Forsch. Inst. Senckenberg*, **183**, 156-169.
- BACHMANN, G.H. & HOFFMANN, N. (1997): Development of the Rotliegend Basin in Northern Germany.- *Geol. Jb.*, **D103**, 9-31.
- BAKKER, R. J. (1997): Clathrates: computer programs to calculate fluid inclusion v-x properties using clathrat melting temperatures.- *Computers, Geoscience*, **23**, **1**, 1-18.
- BAKKER, R.J. (1998): Improvements in clathrate modelling II: the H₂O-CO₂ - CH₄ - N₂ - C₂H₆ fluid systems. In: HENRIET, J.-P. & MIENERT, J. (ed.): *Gas Hydrates: Relevance to world margin stability and climate change.*- *Spec. Publ. Geol. Soc. London*, **137**, 75-105.
- BAKKER, R.J. (1999): Diagenetic development and fluid characteristics of the Muschelkalk in the Oberrheingraben.- *Terra Nostra*, **99/6**, 18-19.
- BAKKER, R. J., DUBESSY, J. & CATHALINEAU, M. (1996): Improvements in clathrate modelling: I. The H₂O-CO₂ system with various salts.- *Geochimica et Chosmochimicia Acta*, **60**, **10**, 1657-1681.
- BALZER, D. (1997): Mikrofazies - Analyse von Ca- Sulfatgesteinen des Zechsteins.- *Geol. Jb.*, **D106**, 3-99.
- BANDLOWA, T. (1998): Erdgasführung im Karbon-Perm-Trias-Komplex der Mitteleuropäischen Senke.- *Geol. Jb.*, **A151**, 3-65.
- BARKER, C.E. & HALLEY, R.B. (1986): Fluid inclusion, stable isotope, and vitrinite reflectance evidence for the thermal history of the Bone Spring Limestone, Southern Guadelupe mountains, Texas.- *Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Pub.*, **38**, 192-203.
- BARKER, C. E., M. J. PAWLEWICZ (1994): Calculation of Vitrinite Reflectance from Thermal Histories and Peak Temperatures: A Comparison of Methods. In: MUKHOPADHYAY, P.K. (ed.): *Vitrinite Reflectance as a Maturity Parameter.*- *American Chemical Society*, 216-229.
- BATH, A.H., MIŁODOWSKI, A.E. & SPIRO, B. (1987): Diagenesis of carbonate cements in Permo-Triassic sandstones in the Wessex and East Yorkshire-Lancashire Basin, UK: a stable isotope study.- In: MARSHALL, J.D. (ed.): *Diagenesis of sedimentary sequences.*- *Spec. Publ. Geol. Soc. London*, **36**, 174-190.

- BAYER, U., SCHECK, M. & KÖHLER, M. (1997): Modelling of the 3D thermal field in the northeast German basin.- *Geol. Rundsch.*, **86**, 241-251.
- BECHTEL, A., ELLIOTT, W.C., WAMPLER, J.M. & OSZCZEPALSKI, S. (1999): Clay mineralogy, crystallinity, and K-Ar ages of illites within the Polish Zechstein basin: implications of the age of Kupferschiefer mineralisation.- *Economic Geology*, **94**, 2, 261-72.
- BEHR, H. J. (1987): Die geologische Aktivität von Krustenfluiden.- *Nds. Akad. Geowiss. Veröff.*, **1**, 4-42.
- BEER, H. (1996): Temperaturmessungen in Tiefbohrungen - Repräsentanz und Möglichkeiten einer näherungsweise Korrektur.- *Brandenburgische Geowiss. Beitr.*, **3**, 1, 28-34.
- BEHR, H. J. & GERLER, J. (1987): Inclusions of sedimentary brines in post-Variscan mineralizations in the Federal Republic of Germany - A study by neutron activation analysis.- *Chem. Geol.*, **61**, 65-77.
- BEHR, H.J., HORN, E.E., FRENTZEL-BEYME, K. & REUTEL, C. (1987): Fluid inclusion characteristics of the Variscan and post-Variscan fluids in the Federal Republic of Germany.- *Chem. Geol.*, **61**, 273-285.
- BEER, H. & HURTIG, E. (1999): Das geothermische Feld in Brandenburg.- *Brandenburgische Geowiss. Beitr.*, **6**, 1, 57-68.
- BERTHELSEN, A. (1992a): Mobile Europe.- In: BLUNDELL, D., FREEMAN, R. & MÜLLER, S. (ed.): *The European Geotraverse - A Continent Revealed*, 11-32.- Cambridge University Press.
- BERTHELSEN, A. (1992b): From Precambrian to Variscian Europe. In: BLUNDELL, D., FREEMAN, R. & MÜLLER, S. (ed.): *The European Geotraverse - A Continent Revealed.*, 153-164. - Cambridge University Press.
- BENEK, R. (1995): Late variscian calderas / volcano-tectonic depressions in eastern Germany.- *Terra Nostra*, **7/95**, 16-19.
- BENEK, R., KRAMER, W., MCCANN, T., SCHECK, M., NEGENDANK, J.F.W., KORICH, D., HUEBSCHER, H. D. & BAYER, U. (1996): Permo-Carboniferous magmatism of Northeast German Basin.- *Tectonophysics*, **266**, 379-404.
- BENOX, D. et al. (1997): Struktur und Entwicklung mesozoischer Störungszonen in der Südwest-Altmark.- *Hallesches Jahrb. Geowiss.*, **B19**, 83-114.
- BETZ, D., FÜHRER, F., GREINER, G. & PLEIN, E. (1987): Evolution of the Lower Saxony basin.- *Tectonophysics*, **137**, 127-170.
- BEUTLER, G. (1987): Kurzreferate und Exkursionsführer zum 3. Triaskolloquium (Paläotektonik der Trias).- Tagung vom 2.-4. 9 1987 in Aschersleben; 18-21, unveröff.
- BEUTLER, G. (1993): Keuper (Upper Triassic: Uppermost Ladinian to Rhaetian) of the Mid European Basin. In: LUCAS, S.G. & MORALES, M. (ed.): *The nonmarine Triassic.- New Mexico Museum of Natural History, Science Bulletin*, 3.
- BEUTLER, G. (1995): Der Einfluß der Mitteldeutschen Hauptabbrüche auf die Mächtigkeitsentwicklung der Trias.- *Berliner geowiss. Abh.*, **A168**, 31-42.
- BHATIA, M.R. (1983): Plate tectonics and geochemical composition of sandstones.- *J. Geol.*, **91**, 611-627.

- BILAL, A. (1997): Fluid inclusion in Syrian Triassic formations physico-chemical and paleothermal study.- European Current Research on Fluid Inclusions XIV, July 1.-4. 1997, Nancy, France, Abstract Volume, 42.
- BJØRLYKKE, K. (1983): Diagenetic reactions in sandstones.- In: PARKER, A. & SELLWOOD, B.W. (ed.): Sediment Diagenesis.- NATO ASI Series C, **115**, 169-211.
- BJØRLYKKE, K. (1994): Fluid flow processes and diagenesis in sedimentary basins.- In: PARNELL, J. (ed.): Geofluids: Origin, Migration and Evolution of fluids in sedimentary basins.- Spec. Publ. Geol. Soc. London, **78**, 127-140.
- BODNAR, R.J. & BETHKE, P.M. (1984): Systematics of stretching of fluid inclusions: I. Fluorite and Sphalerite at 1 atmosphere confining pressure.- Economic Geology, **79**, 141-161.
- BODNAR, R.J. & VITYK, M.O. (1994): Interpretation of Microthermometric Data for H₂O - NaCl Fluid Inclusions.- Short course of the working group IMA in Pontignano Siena, 117-158.
- BOLES, J.R. & FRANKS, S.G. (1979): Clay mineral diagenesis in Wilcox of south-west Texas: Implications of smectite diagenesis in sandstone cementation.- J. Sedim. Petrol., **49**, 55-70.
- BONEß, M. (1987): Die radiometrische Altersbestimmung der Blei-Zink Lagerstätte Grund (Harz) mit der Rb/Sr Methode.- Diss. Universität Göttingen, 170 S, unveröff.
- BORISENKO, A.S. (1978): Study of the salt composition of solution of gas-liquid inclusions in minerals by cryometric method.- Soviet Geol. and Geophys., **18**, 11-19.
- BRECHT, G.A. (1999): Authigene Phyllosilikate in permokarbonen SiO₂-reichen Vulkaniten Ostdeutschlands.- Berliner geowiss. Abh., **A201**, 181 S.
- BRECHT, G.A., MINGRAM, B., HARLOV, D. & HOTH, P. (1999): Characterization of ammonium illites in Permo-Carboniferous Rocks from the eastern part of the North-German-Basin.- J. Conf. Abs., **4**, 331.
- BRECHT, G. A. & WOLFGGRAMM, M. (1998): Mesozoic thermal activity in the NE- German Basin recorded in authigenic phyllosilicates of Permocarboniferous SiO₂-rich volcanic rocks.- Book of Abstracts, 15th Conference on clay Mineralogy and Petrology Brno, September 6-10, **26/1996**, 30-31.
- BREITKREUZ, C., JACOBS, J. & OLESCH, M. (1999): U/Pb - shrimp- und Spaltspurdaterungen an permokarbonen Vulkaniten im NE-Deutschen Becken.- Terra Nostra, **3/99**, 11-12.
- BREITKREUZ, C. & KENNEDY, A. (1999): Magmatic flare-up at the Carboniferous/Permian boundary in the NE German basin revealed by SHRIMP ages.- Tectonophysics, **302**, 307-326.
- BRINDLEY, G.W. & BROWN, G. (1980): Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification.- Mineralogical Society, Monograph., **5**, 966.
- BRUHN, F. & BRUCKSCHEN, P. (1999): „Low limit of Mn²⁺-activated cathodoluminescence of calcite: state of the art“ - Discussion.- Sedimentary Geology, **123**, 147-148.
- BURKE, E.A.J. (1994): Raman Microspectrometry of fluid inclusions: the daily practice. In: DE VINO, B. & FREZZOTI, M.L. (1994): Fluid inclusions in minerals: methods and applications.- Short course of the working group IMA in Pontignano Siena, 25-44.

- BURRUSS, R.C. (1989): Paleotemperatures from fluid inclusions: Advances in Theory and Technique.- In: NAESER, N. & MCCULLOH, T. H. (ed): Thermal history of sedimentary basins- methodes and case histories, 119-131.- Springer Verlag.
- CATHELINEAU, M. (1988): Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature.- *Clay Mineral.*, **23**, 471-485.
- CATHELINEAU, M., BANKS, D., AYT OUGOUDAL, M., PIRONON, J., BOIRON, M.C., DUBESSY, J. & YARDLEY, B. (1997): Fluid Mixing during brine and oil migration in the Rhine Graben (Soultz deep drilling) at the basement-sedimentary cover contact: new fluid chemistry data.- *European Current Research on Fluid Inclusions XIV*, July 1.-4. 1997, Nancy, France, Abstract Volume, 60.
- CATHELINEAU, M. & NIEIVA, D. (1985): A chlorite solid solution geothermometer: The Los Azufres (Mexico) geothermal system.- *Contrib. Mineral. Petrol.*, **91**, 717-726.
- CHOU, I.-M. (1987): Phase relations in the system NaCl - KCl - H₂O. III: Solubilities of halite in vapor - saturated liquids above 445°C and redetermination of phase equilibrium properties in the system NaCl - H₂O to 1000°C and 1500 bars.- *Geochimica et Chosmochimicia Acta*, **51**, 1965-1975.
- CLAUER, N., ZWINGMANN, H. & CHAUDHURI, S. (1996): Isotopic (K-Ar) constrains on the extent and importance of the Liassic hydrothermal activity in Western Europe.- *Clay Minerals*, **31**, 301-318.
- COPLEN, T.B., KENDALL, C. & HOPPLE, J. (1983): Comparsion of stable isotope reference samples.- *Nature*, **302**, 236-238.
- DAVIS, W.D., LOWENSTEIN, T. K. & SPENCER, R.J. (1990): Melting behavior of fluid inclusions in laboratory-grown halite crystals in the systems NaCl - H₂O, NaCl - KCl - H₂O, NaCl - MgCl₂ - H₂O and NaCl - CaCl₂ - H₂O.- *Geochimica et Chosmochimicia Acta*, **54**, 591-601.
- DEKORP-BASIN- Research-Group (1999): The deep crustal structure of the Northeast German Basin: New DEKORP-Basin'96 deep-profiling results.- *Geology*, **27**, 55-58.
- DEMING, D. (1994): Fluid flow and heat transfer in upper continental crust. In: PARANELL, J.(ed.): *Geofluids, Migration and Evolution of fluids in sedimentary basins*.- Spec. Publ. Geol. Soc. London, **78**, 27-42.
- DIAMOND, L. (1994): Salinity of multivolatile fluid inclusions determined from clathrat hydrate stability.- *Geochimica et Chosmochimicia Acta*, **58**, 19-41.
- DUBIOS, M. & MARIGAC, C. (1997): The H₂O - NaCl - MgCl₂ ternary phase diagram with special application to fluid inclusion studies.- *Economic Geology*, **92**, 114-119.
- DUDOK, I.V., PETRICHENKOW, O.I. & PREBEREZHSKY, A.V. (1997): Hydrocarbon inclusions in vein minerals of Eastern Carpathians as an indicator of oil and gas migration.- *European Current Research on Fluid Inclusions XIV*, July 1.-4. 1997, Nancy, France, Abstract Volume, 98.
- EHLING, B.-C., GERMANN, K. G., KOCH, M. M. & STEDINGK (1995): Polystage alteration of Permosilesian magmatic rocks and significance for mineralizing processes in the NE Rhenohercynian Belt (Germany).- *Zbl. Geol. Paläont.*, **I**, **5/6**, 561-565.

- FABRICIUS, J. (1984): Formation temperatures and chemistry of brine inclusions in euhedral quartz from permian salt in the Danish Trough.- *Bull. Mineral.*, **107**, 203-216.
- FAURE, G. (1986): *Isotope Geology*, 589 S.- John Wiley and Sons New York.
- FAURE, G. (1991): *Inorganic Geochemistry*, 32-121.- Macmillan Publishing Company New York.
- FOURNIER, R.O. (1979): A revised equation for the Na/K geothermometer.- *Geothermal Resources Council Transactions*, **3**, 221-224.
- FOURNIER, R.O. & POTTER, R.W. (1979): A magnesium correction for the Na-K-Ca geothermometer.- *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **43**, 1543-1550.
- FOURNIER, R.O. & TRUESDELL, A.H. (1973): An empirical Na-K-Ca-chemical geothermometer for natural waters.- *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **37**, 1255-1275.
- FRANKE, D. (1967): Zu den Varisziden und zum Problem der Kaledoniden im nördlichen Mitteleuropa.- *Ber. Deutsch. Ges. Geol. Wiss.*, **A12**, 83-140.
- FRANKE, D. (1990a): Der präpermische Untergrund der Mitteleuropäischen Senke - Fakten und Hypothesen. *Nds. Akad. Geowiss. Veröfthl.*, **4**, 19-75.
- FRANKE, D. (1990b): The north-west part of the Tornquist-Teisseyre zone - platform margin or intraplate structure?- *Z. Angew. Geol.*, **36(2)**, 45-48.
- FRANKE, D. (1993a): The deformational history of the Caledonian terranes at Baltica's southwest margin.- *Z. Geol. Wiss.*, **22**, 1/2, 67-81.
- FRANKE, D. (1993b): The southern border of Baltica - a review of present state of knowledge.- *Precambrian Research*, **64**, 419-430.
- FRANKE, D., GRÜNDEL, J., LINDERT, W., MEISSNER, B., SCHULZ, E., ZAGORA, I. & ZAGORA, K. (1994): Die Ostseebohrung G 14 - eine Profilübersicht.- *Z. Geol. Wiss.*, **22**, 1/2, 235-240.
- FRANKE, D. & HOFFMANN, N. (1997): Die regionale Stellung der externen variszischen Zone Nordostdeutschlands im Gesamttrahmen Mittel- und Westeuropas.- *Z. Geol. Wiss.*, **25**, 3/4 375-412.
- FRANKE, D., HOFFMANN, N. & KAMPS, J. (1989): Alter und struktureller Bau des Grungebirges im Nordteil der DDR.- *Z. Angew. Geol.*, **35**, **10/11**, 289-296.
- FRANKE, D., HOFFMANN, N. & LINDERT, W. (1995): The Variscan deformation front in East Germany. Part 1: Geological and geophysical constraints.- *Z. Angew. Geol.*, **41**, **2**, 84-93.
- FRANKE, D., HOFFMANN, N. & LINDERT, W. (1996): The Variscan deformation front in East Germany. Part 2: Tectonic Interpretation.- *Z. Angew. Geol.*, **42**, **1**, 44-56.
- FRANZKE, H. J. & ZERJADTKE, W. (1993): Structural control of hydrothermal vein mineralisations in the lower Harz Mountains.- In: MÖLLER, P. & LÜDERS, V. (ed.): *Formation of hydrothermal vein deposits*.- *Monogr. Ser. Min. Deps.*, **30**, 13-33.
- FRANZKE, H. J. (1973): *Zur Strukturanalyse der hydrothermalen Mineralgangsysteme des Unterharzes*.- Diss. Universität Halle, 134 S, unveröff.
- FRIBERG, L., POELCHAU, H.S., KROOß, B. & LITKE, R. (1999): Numerische Simulation der Temperatur- und Absenkungsgeschichte an ausgewählten Bohrungen entlang des DEKORP-Profiles 9601 in NE-Deutschland. *Terra Nostra* **3/99**, 13-14.

- FRIEDMAN, I. & O'NEIL, J.R. (1977): Compilation of stable isotope fraction factors of geochemical interest.- U.S. Geol. Survey Prof. Pap, 440-452.
- FRISCH, W. & LOESCHKE, J.(1990): Plattentektonik, 243 S.- Erträge der Forschung- Wissenschaftliche Buchgesellschaft Darmstadt.
- FÜCHTBAUER, H. (1988): Sedimente und Sedimentgesteine II, 146-184.- E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung Stuttgart.
- GABRIEL, W. (1989): Der permokrabone Vulkanismus der Altmark. Diss. Universität Halle, 191 S, unveröff.
- GAITZSCH, B., RÖSSLER, R., SCHNEIDER, J.W. & SCHRETZENMAYR, S. (1998): Neue Ergebnisse zur Verbreitung potentieller Muttergesteine im Karbon der variscischen Vorsenke in Nordostdeutschland.- Geol. Jb., **A149**, 25-58.
- GAST, R., PASTERNAK, M., PISKE, J. & RASCH, H.-J. (1998): Das Rotliegend im Nordostdeutschen Raum, Stratigraphie, Fazies und Diagenese.- Geol. Jb., **A149**, 59-79.
- GAUPP, R. (1991): Zur Fazies und Diagenese des Mittelrhät - Hauptsandsteins im Gasfeld Thönse.- Nds. Akad. Geowiss. Veröff., **6**, 34-55.
- GAUPP, R. (1994): Diagenesis types and their applications in diagenesis mapping.- Zbl. Geol. Paläont., **I**, **11/12**, 1183-1199.
- GAUPP, R. (2000): Fluid flow episodes in peratlastic basins - constraints from clastic diagenesis.- Mitt. Ges. Geol. Bergbaustudent. Österr., **43**, 48.
- GAUPP, R., MATTER, A., PLATT, J., RAMSEYER, K. & WALZEBUCK, J. (1993): Diagenesis and fluid evolution of deeply buried Permian (Rotliegende) Gas Reservoirs. - AAPG, **V77**, **7**, 1111-1128.
- GEBHARD, U. & PLEIN, E. (1995): Stratigraphische Grundlagen und Methoden, Neue Gliederung. In: PLEIN, E. (ed.): Rotliegend, Teil II, Norddeutsches Rotliegendbecken. Courier Forsch. Inst. Senckenberg, **183**, 18-23.
- GERLER, J., REUTEL, C. & REKEN, R. (1985): Experimental Investigations on the system CaCl_2 - MgCl_2 - NaCl - KCl and their application on fluid inclusion microthermometry (abst.).- Fluid Inclusions, 8th symposium on Current Research, Göttingen.- Fluid Inclusion Research, **18**, 133.
- GERLING, P., IDIZ, E., EVERLEIN, G. & SOHNS, E. (1997): New Aspects on the origin of nitrogen in natural gas in Northern Germany.- Geol. Jb., **D103**, 65-84.
- GOLDSTEIN, R. H., REYNOLDS, T. J. (1994): Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals.- SEPM short course **31**, 199.
- GRAWINKEL, A., STÖCKHERT, B. (1998): Porenfluid-Druck und Kluftmineralisationen in der KTB-Hauptbohrung.- ICDP/ KTB- Kolloquium vom 4.6.-5.6.1998, Universität Bonn.
- GRIMSEHL, E. et al. (1989): Lehrbuch der Physik, **I**, 136-140.- BSB B.G. Teubner Verlagsgesellschaft.
- HABERMANN, D., GÖTZE, J., NEUSER, R.D. & RICHTER, D.K. (1997a): The phenomenon of intrinsic cathodoluminescence: Case studies of quartz, calcite and apatite.- Zbl. Geol. Paläont., **I**, **10-12**, 1275-1284.

- HABERMANN, D., GÖTZE, J., NEUSER, R.D. & RICHTER, D.K. (2000): Quantitative high resolution spectral analysis of Mn^{2+} in sedimentary calcite.- In: PAGEL, M., BARBIN, V., BLANC., OHNSTETTER, D. (ed.): Cathodoluminescence in Geosciences, Springer, in press.
- HABERMANN, D., NEUSER, R.D. & RICHTER, D.K. (1996a): REE-activated cathodoluminescence of calcite and dolomite: High Resolution Spectrometric analysis of CL emission (HRS-CL).- *Sedimentary Geology*, **101**, 1-7.
- HABERMANN, D., NEUSER, R.D. & RICHTER, D.K. (1996b): Hochauflösende Spektralanalyse der Kathodolumineszenz (KL) von Dolomit und Calcit: Beispiele der Mn- und SEE-aktivierten KL in Karbonatsedimenten.- *Zbl.Geol. Paläon.*, **I**, **1/2**, 145-157.
- HABERMANN, D., NEUSER, R.D. & RICHTER, D.K. (1997b): Neue Aspekte zur Mg/Mn-Verteilung in Hoch-Mg-Calcit: Kombinierte Spurenelement-, XRD- und HRS-CL-Analysen.- *Zbl. Geol. Paläont.*, **I**, **10-12**, 1255-1275.
- HABERMANN, D., NEUSER, R.D. & RICHTER, D.K. (1998): Low limit of Mn^{2+} -activated cathodoluminescence of calcite: state of the art.- *Sedimentary Geology*, **116**, 13-24.
- HABERMANN, D., NEUSER, R.D. & RICHTER, D.K. (1999a): „Low limit of Mn^{2+} -activated cathodoluminescence of calcite: state of the art“ - reply.- *Sedimentary Geology*, **123**, 149-151.
- HABERMANN, D., MEIJER, J., NEUSER, R.D., RICHTER, D.K., ROLFS, C. & STEPHAN, A. (1999b): Micro-PIXE and quantitative cathodoluminescence spectroscopy: Combined high resolution trace element analysis in minerals.- *Nuclear Instruments and Methods in Physics Res.*, **B150**, 470-477.
- HAGEDORN, B. & LIPPOLDT, H.J. (1993): Isotopic age constraints for epigenetic mineralizations in the Harz mountains (Germany) from K-Ar, $^{40}Ar/^{39}Ar$ and Rb/Sr data of authigenic K-feldspars.- In: MÖLLER, P. & LÜDERS, V. (ed.): Formation of hydrothermal vein deposits.- *Monogr. Ser. Min. Deps.*, **30**, 87-102.
- HANOR, J. S. (1994): Origin of saline fluids in sedimentary basins.- In: PARNELL, J. (ed.): *Geofluids: Origin, Migration and Evolution of fluids in sedimentary basins.*- Spec. Publ. Geol. Soc. London, **78**, 151-174.
- HEIN, U. F. (1993): Synmetamorphic Variscian siderite mineralisation of the rhenish Massif, Central Europe.- *Mineralogical Magazine*, **57**, 451-467.
- HELLMUTH, H.-J. & SÜSSMUTH, S. (1993): Die lithostratigraphische Gliederung des jüngeren Oberrotliegenden (Oberrotliegendes II) in Nordostdeutschland.- *Geol. Jb.*, **A131**, 31-55.
- HETZER, H. & KATZUNG, G. (1985): Zur Bildung der Erdgaslagerstätten im Rotliegenden der Mitteleuropäischen Senke.- *Z. Angew. Geol.*, **31**, 285-290.
- HOEFS, J. (1987): Zur Herkunft und Wechselwirkung von Fluiden in kontinentaler und ozeanischer Kruste.- *Nds. Akad. Geowiss. Veröfthl.*, **1**, 43-48.
- HOEFS, J. (1997): *Stable Isotope Geochemistry*, 201 S.- Springer Verlag Berlin.
- HOFFMANN, N. (1989): Zur dynamischen Entwicklung des Präzechsteins in der Nordostdeutschen Senke.- *Nds. Akad. Geowiss. Veröfthl.*, **4**, 5-18.
- HOFFMANN, N. (1990): Zur paläodynamischen Entwicklung des Präzechsteins in der Nordostdeutschen Senke.- *Nds. Akad. Geowiss. Veröfthl.*, **4**, 5-18.

- HOFFMANN, N., FLUCHE, B., JÖDICKE, H., JORDING, A., KALLHAUS, G., MÜLLER, W. & PASTERNAK, G. (1997): Erforschung des tieferen Untergrundes der Nordostdeutschen Senke - ein Beitrag der Magnetotellurik zur Untersuchung des präwestfalen Muttergesteinspotentials.- BMBF Forschungsvorhaben 032 7105 C, Abschlußbericht, unveröff.
- HOFFMANN, N. & FRANKE, D. (1997): The Avalonia-Baltica Suture in NE Germany - New Constraints and Alternative Interpretations.- Z. Geol. Wiss, **25**, 1/2, 3-14.
- HOFFMANN, N., JÖDICKE, H., FLUCHE, B., JORDING, A. & MÜLLER, W. (1998): Modellvorstellungen zur Verbreitung potentieller präwestfalischer Erdgas-Muttergesteine in Norddeutschland- Ergebnisse neuer magnetotellurischer Messungen. Z. Angew.Geol., **33**, 3, 140-158.
- HOLSER, W.T. (1979): Rotliegend Evaporites, Lower Permian of Northwestern Europe.- Erdöl u. Kohle, **32**, 4, 159-162.
- HOTH, K., HUEBSCHER, H.-D., KORICH, D., GABRIEL, W. & ENDERLEIN, F. (1993b): Die Lithostratigraphie der permokarbonischen Effusiva im Zentralabschnitt der Mitteleuropäischen Senke - Der permokarbonische Vulkanismus im Zentralabschnitt der Mitteleuropäischen Senke, Teil 1.- Geol. Jb., **A131**, 179-196.
- HOTH, K., RUSBÜLT, J., ZAGORA, K., BEER, H. & HARTMANN, O. (1993a): Die tiefen Bohrungen im Zentralabschnitt der Mitteleuropäischen Senke - Dokumentation für den Zeitabschnitt 1962 - 1990.- Schriftenreihe. f. Geowiss.; **2**, 7-145.
- HOTH, P. (1993): Fazies, Diagenese und schwache Metamorphose klastischer Präperm-sedimente zwischen Harz und Ostsee.- Diss. TU Berlin, **D83**, 158 S, unveröff.
- HOTH, P. (1997): Fazies und Diagenese von Präperm-Sedimenten der Geotraverse Harz - Rügen.- Schriftenreihe f. Geowiss., 139 S.
- HOWER, J., ESLINGER, E.V., HOWER, M.E. & PERRY, E.A. (1976): Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediments. Mineralogical and geochemical evidence.- Bull. Geol. Soc. Amer., **87**, 725-737.
- HUEBSCHER, H.D. (1989): Petrologie der andesitischen subsequenten Vulkanite im Ostbrandenburger Vulkanitkomplex und deren epigenetische Umwandlungen.- Diss. Universität Greifswald, 143 S.
- IRWIN, H., CURTIS, C.D. & COLEMAN, M.L. (1977): Isotopic evidence for source of diagenetic carbonates formed during burial of organic-rich sediments.- Nature, **269**, 209-213.
- JACOB, G., LANGWICH, M., NEUMANN, S., SCHWAB, M. & WITZKE, T. (1994): The structural position of hydrothermal mineralisations in Permian volcanic rocks of the Flechtingen - Roßlau block.- Zbl. Geol. Paläont., **I**, 5/6, 567-569.
- JAGSCH, R., KNAPE, H. (1995): Das Zechsteinprofil der Struktur von Rüdersdorf.- Berliner geowiss. Abh., **A168**, 23-30.
- JENKINS, R. (1988): X-Ray Fluorescence Spectroscopy. **99**, 175 S.,- Wiley-Interscience Pub. New York.
- JOCHUM, J. et al. (1994): Occurrence of hydrocarbons in ore minerals of the Triassic sandstone-hosted leadzinc deposits Maubach and Mechernich, Germany. In: FORSTER, R.P. (ed.): Abstract

- volume - Economic geology in Europa and beyond II, Department of Geology University Southampton, 13-14.04 1994, 25-27.
- JORDAN, H. & KOCH, J. (1975): Inkohlungsuntersuchungen im Unterkarbon des Nordwestharzes.- Geol. Jb., **A29**, 33-44.
- Jowett, E.C. (1986): Genesis of Kupferschiefer Cu-Ag deposits by convective flow of Rotliegende brines during Triassic rifting.- Economic Geology, **81**, 1823-1837.
- KAPLAN, I.R., EMERY, K.O. & RITTENBERG, S.C. (1963): The distribution and isotopic abundance of sulphur in recent marine sediments of Southern California.- Geochimica et Cosmochimica Acta, **27**, 297-331.
- KARNOWSKI, P. H. (1994): Rotliegend lithostratigraphy in the central part of the Polish Permian Basin.- Panstwowy Geol. Inst., Geol. Quart., **36**, **1**, 27-42.
- KARNOWSKI, P. H. (1999): Origin and evolution of the Polish Rotliegend Basin.- Polish Geological Institute Special Paper, **3**, 1-93.
- KATZUNG, G. (1975): Tektonik, Klima und Sedimentation in der Mitteleuropäischen Saxon-Senke und in angrenzenden Gebieten.- Z. Geol. Wiss., **3**, **11**, 1453-1472.
- KATZUNG, G. (1995): Prä-Zechstein in Zentral- und Ostbrandenburg.- Berliner geowiss. Abh., **A168**, 5-21.
- KATZUNG, G. & EHMKE, G. (1993): Das Prätertiär in Ostdeutschland, 139 S.- Verlag Sven von Loga Köln.
- KAUTZSCH, E. et al. (1965): Über die Bestimmung von Pb-Isotopenhäufungen an Bleierzen der DDR.- Abh. Deutsch. Akad. Wiss., Klasse Chem. Geol. Biol., 865-876.
- KEITH, M.L., WEBER, I.N. (1964): Carbon and oxygen isotopes composition of selected limestones and fossils. Geochimica et Cosmochimica Acta, **28**, 1787-1816.
- KERHOF, A.M. van den (1988): The System CO₂ - CH₄ - N₂ in Fluid Inclusions: Theoretical modelling and Geological Applications.- PhD Thesis Univ. Amsterdam, 206 S, unveröff.
- KERHOF, A.M. van den (1990): Isochoric Phase Diagrams in system CO₂-CH₄ and CO₂-N₂: Application to Fluid Inclusions.- Geochimica et Cosmochimica Acta, **54**, 621-629.
- KERHOF, A.M. van den (1991): Heterogeneous fluids in high-grade siliceous marbles of Pusula (SW Finland).- Geol. Rundschau, **80**, 249-258.
- KHARAKA, Y. K. & MARINER, R. (1989): Chemical Geothermometers and their application to formation waters from sedimentary basins.- In: NAESER, N., MCCULLOH, T. H. (ed): Thermal history of sedimentary basins- methods and case histories.- Springer Verlag, 99-117.
- KLUG, H.P. & ALEXANDER, L.E. (1974): X-Ray diffraction procedures, 495 S.- Wiley Interscience Pub. New York.
- KNAPPE, H., TRÖGER, K.-A. (1988): Die Geschichte von den neun Meeren.- Harzmuseum Wernigerode, 73-78.
- KOCH, J., KOCKEL, F., KRULL, P. (1997): Coalification at the Base of Zechstein and the pre-Permian Surface in Northern Germany.- Geol. Jb., **D103**, 33-42.
- KOCH, J. (1975): Die Inkohlung in Gesteinen des Rhät und Lias im südlichen Nordwestdeutschland.- Geol. Jb., **A29**, 45-55.

- KOCH, M. (1994): Mineralogisch-geochemische Untersuchungen an Rotliegendvulkaniten im Ostteil der Norddeutschen Senke.- Dipl.-Arbeit TU Berlin, 1-38, unveröff.
- KOCKEL, F. et al. (1995): Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland, 1:300000, herausgegeben von der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe.
- KOPF, M. (1967): Der Dichteansatz für das Norddeutsch-Polnische Becken unter besonderer Berücksichtigung des vertikalen Dichtegradients, *Geologie*, **16**, 1-10, 181-199.
- KORICH, D. (1989): Zum Stoffbestand jungpaläozoischer basischer Magmatite aus dem DDR-Anteil der Mitteleuropäischen Senke.- *Z. Angew. Geol.*, **35**, 72-78.
- KORICH, D. (1992a): Zum Stoffbestand und Genese der sauren und intermediären Vulkanite des Darß-Uckermark-Eruptivkomplexes in Mecklenburg-Vorpommern.- *Z. Geol. Wiss.*, **20**, 337-350.
- KORICH, D. (1992b): Zur Vulkanologie und Korrelation der permosilesischen Vulkanite des Darß-Uckermark-Eruptivkomplex / Nordostdeutschland.- *Z. Geol. Wiss.*, **20**, 467-473.
- KRIEBEL, U., LÜDERS, V., RAPPILBER, I., SCHÖNBERG, G. & STEDINGK, K. (1997): Die Harz-nordrand-Störung am Ostende des Benzingeröder Vorsprunges bei Blankenburg - ein jungvariszisches Strukturelement.- *Mittl. Geol. Sachsen-Anhalt*; **3**, 59-77.
- KUSCHKA, E. (1972): Über Ergebnisse einer Neubearbeitung hydrothermaler Gangmineralisationen des Erzgebirges, Granulitgebirges und Vogtlandes.- *Z. Angew. Geol.*, **18-3**, 97-108.
- KUSCHKA, E. (1973): Verdrängungserscheinungen an Baryt, Fluorit, Karbonaten und Quarz in hydrothermalen Mineralgängen.- *Z. Angew. Geol.*, **19-2**, 71-80.
- LAND, L.S. & MILLIKEN, K.L. (1981): Feldspar diagenesis in the Trio Formation, Brazoria Country, Texas Gulf Coast.- *Geology*, **9**, 314-318.
- LANGBEIN, R. (1979): Petrologische Aspekte der Anhydritbildung. -*Z. Geol. Wiss.*, **7**, 7, 913-926.
- LANSON, B., BEUFORT, D., BERGER, G., BARADAT, J, LACHARPAGNE, J.-C. (1996): Illitization of diagenetic kaolinite-to-dickite conversion series: Late-stage diagenesis of the lower permian Rotliegend sandstone reservoir, offshore of the Netherlands.- *J. of the Sed. Res.*, **66**, **3**, 501-518.
- LE MAITRE, R.W. (1989): A classification of igneous rocks and glossary of terms. Recommendations of the International Union of Geological Science Subcommittee on Systematic of Igneous Rocks.- Blackwell Scientific Publications, 193 S.
- LEISCHNER, K. (1994): Kalibration simulierter Temperaturgeschichten von Sedimentgesteinen.- Diss. Universität Bochum, **D294**, 309 S.
- LEISCHNER, K., WELTE, D.H. & LITKE, R. (1993): Fluid inclusions and organic maturity parameters as calibration tools in basin modelling.- In: DORE, A.G. et al. (ed.): *Advances and Applications*.- NPF Special publication, **3**, 161-172.
- LINDERT, W., WARNCKE, D. & STUMM, M. (1990): Probleme der lithostratigraphischen Korrelation des Oberrotliegenden (Saxon) im Norden der DDR. *Z. Angew. Geol.*, **36**, 368-375.
- LINKE, W.F. (1965): Solubilities, Inorganic and Metal-organic Compounds.- *Amer. Chem. Soc.*, **II**, 1914 S.

- LIU, J.G. (1993): Stabilities of natural epidotes.- 125 years Knappenwand in Neukirchen am Großvenediger, 7-16.
- LIU, J.G., MARUYAMA, S. & CHO, M. (1987): Very low-grade metamorphism of volcanic and volcanoclastic rocks - mineral assemblages and mineral facies. In: FREY, M. (ed.): Low Temperature metamorphism, 59-113, Glasgow and London (Blackie).
- LITTKKE, R., KROOSS, B., IDIZ, E. & FRIELINGSDORE, J. (1995): Molecular Nitrogen in Natural Gas Accumulations: Generation from Sedimentary Organic Matter at High Temperatures.- AAPG Bulletin, **79**, **3**, 410-430.
- LUZHNAJA, N.P., VERESHCHETINA, I.P. (1946): Sodium, calcium and magnesium chlorides in aqueous solution at -57°C to +25°C (polythermal solubility).- Zhurnl. Prikl. Khimil, **19**, 723-733.
- LÜDERS, V. & EBNETH, J. (1993): Sulfur isotopes in shales and their relation to vein sulfides (and barite) of the Upper and Middle Harz Mountains.- In: MÖLLER, P. & LÜDERS, V. (ed.): Formation of hydrothermal vein deposits.- Monogr. Ser. Min. Deps., **30**, 231-240.
- LÜDERS, V., GERLER, J., HEIN, U.F. & REUTEL, C. (1993a): Chemical and thermal development of ore-forming solutions in the Harz mountains: A summary of fluid inclusion studies. In: MÖLLER, P. & LÜDERS, V. (ed.): Formation of hydrothermal vein deposits.- Monogr. Ser. Min. Deps., **30**, 117-132.
- LÜDERS, V., HOTH, P. & REUTEL, C. (1999): Fluid- and Gasmigration in the eastern part of the North German Basin.- Terra Nostra, **99/6**, ECROFI XV - Tagungsband, 193-195.
- LÜDERS, V., STEDINGK, K. & FRANZKE, H. J. (1993b): Review of geological setting and mineral paragenesis.- In: MÖLLER, P. & LÜDERS, V. (ed.): Formation of hydrothermal vein deposits.- Monogr. Ser. Min. Deps., **30**, 5-12.
- MACDONALD, G.A. (1968): Composition and origin of Hawaiian Lavas. In: COATS, R.R., HAY, R.L. & ANDERSON, C.A. (ed.): A Memoir in Honour of Howel W. Williams.- Geol. Soc. Am. Mem., **116**, 477-522.
- MAROWSKY, G. (1969): Schwefel-, Kohlenstoff- und Sauerstoff-Isotopenuntersuchungen am Kupferschiefer als Beitrag zur genetischen Deutung.- Contr.Mineral. and Petrol., **22**, 290-344.
- MARX, J. (1993): Permokarbonischer Vulkanismus in Niedersachsen. - Zbl. Geol. Paläont., **I**, 1429-1442.
- MARX, J. (1994): Die permokarbonen Magmatite Nordwestdeutschlands im Vergleich zu den magmatischen Serien angrenzender Gebiete.- Verbreitung, Petrographie, Geochemie, Vulkanostratigraphie.- Diss. Universität Hannover, 198 S, unveröff.
- MARX, J., HUEBSCHER, H.-D., HOTH, K., KORICH, D. & KRAMER, W. (1995): Vulkanostratigraphie und Geochemie der Eruptivkomplexe. In: PLEIN, E. (ed.): Rotliegend, Teil II, Norddeutsches Rotliegendbecken.- Courier Forsch. Inst. Senckenberg, **183**, 54-83.
- MCCANN, T. (1998): Sandstone and provenance of the Rotliegend of the NE German Basin.- Sedimentary Geology, **116**, 177-198.
- MCKENZIE, D.P. (1978): Some remarks on the development of sedimentary basins.- Earth planet. Sci. Letters., **40**, 25-32.

- MEINHOLD, R., REINHARDT, H.-G. (1967): Halokinese im Nordostdeutschen Tiefland.- Ber.deutsch.Ges.Geol.Wiss. A Geol. Paläont., **12**, 3/4, 329-353.
- MENNING, M.(1995): Magnetostratigraphie.- In: PLEIN, E. (ed.): Rotliegend, Teil II, Norddeutsches Rotliegendbecken.- Courier Forsch. Inst. Senckenberg, **183**, 40-45.
- MILITZER, H., OELSNER, C. & WEBER, F. (1985): Geothermik.- In: MILITZER, H., WEBER, F. (ed.): Angewandte Geophysik.- Springer Verlag, **II**, 215-278.
- MÖLLER, P. & LÜDERS, V. (Hrsg., 1993): Formation of Hydrothermal Vein Deposits.- Monogr. Ser. Mineral Deposits, **30**, 291 S.
- MOORE, C.H. & DRUCKMANN, Y. (1981): Burial diagenesis and porosity evolution, Upper Jurassic Smackover, Arkansas and Louisiana.- AAPG, **65**, 597-628.
- MOORE, D. M. & REYNOLDS, R. C. (1997): X-ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals.- Oxford University Press, 378 S.
- MUCHEZ, P., ZHANG, Y., DEJONGHE, L., VIAENE, W. & KEPPENS, E. (1998): Evolution of paläofluids at the Variscian thrust front in eastern Belgium.- Geol. Rundschau, **87**, 373-380.
- MÜLLER, A., SELTMANN, R. & BEHR, H.-J. (1999): Application of Cathodoluminescence to Magmatic Quartz in a Tin Granit - Case study from the Schellerhau Granit Complex, Eastern Erzgebirge, Germany.- in prepare.
- MÜLLER, E. P. (1990): Genetische Modelle der Bildung von Erdgaslagerstätten im Rotliegenden.- Nds. Akad. Geowiss. Veröfftl., **4**, 77-90.
- MÜLLER, E. P., DUBSLAFF, H., EISERBECK, P. & SALLUM, R. (1993): Zur Entwicklung der Erdöl- und Erdgasexploration zwischen Ostsee und Thüringer Wald.- Geol. Jb., **A131**, 5-30.
- NESBITT, B.E. (1992): Orogeny, crustal hydrogeology and the generation of epigenetic ore deposits in the Canadian Cordillera.- In: STUMPFL, E.F.(ed.): Metamorphic fluids and minerals deposits; proceedings of the IGCP291 Project symposium.- Mineralogy and Petrology, 153-179.
- NESBITT, B.E. & MUEHLENBACHS, K. (1989): Origins and movement of fluids during deformation and metamorphism in the Canadian Cordillera.- Science, **245** (4919), 733-736.
- NEUSER, R.D. (1988): Zementstratigraphie und Kathodolumineszenz des Korallenoolith (Malm) im Südniedersächsischen Bergland. Bochumer geol.u.geotechn.Arb., **32**, 12-33.
- NEUSER, R.D., BRUHN, F., GÖTZE, J., HABERMANN, D. & RICHTER, D.K. (1995): Kathodolumineszenz: Methodik und Anwendung.- Zbl. Geol. Paläont., **I**, 1/2, 287-306.
- NIELSEN, H. (1968): Schwefel-Isotopenverhältnisse aus St. Andreasberg und anderen Erzvorkommen des Harzes.- N.Jb.Min.Abh., **109**, 289-321.
- NIELSEN, H., RICKE, W. (1964): Schwefel-Isotopenverhältnisse von Evaporiten aus Deutschland: Ein Beitrag zur Kenntnis von ³⁴S im Meerwasser-Sulfat.- Geochimica et Cosmochimica Acta, **28**, 577-591.
- NÖLDEKE, W., SCHWAB, G.(1977): Zur tektonischen Entwicklung des Tafeldeckgebirges der Norddeutsch - Polnischen Senke unter besonderer Berücksichtigung des Nordteils der DDR.- Z. Angew. Geol., **23-8**, 369-379.
- OAKES, C.S., BODNAR, R.J. & SIMONSON, J.M. (1990): Das System NaCl-CaCl₂-H₂O: I. The ice liquidus at 1 atm total pressure.- Geochimica et Cosmochimica Acta, **54**, 603-610.

- OHOMOTO, H. & RYE, R.O. (1979): Isotopes of sulfur and carbon.- In: BARNES, H.L. (ed.): Geochemistry of hydrothermal ore deposits.- Wiley and Sons New York, 509-567.
- ONDRAK, R., CLESER, C., FÖRSTER, A. & SCHECK, M. (1999): Das 3D Temperaturfeld des Nordostdeutschen Beckens - Vergleiche zwischen Bohrlochmessungen und einem 3-D Modell des konduktiven Wärmetransportes.- Terra Nostra, **3/99**, 33-37.
- ONDRAK, R., FÖRSTER, A., SCHECK, M. & GERISCH, R. (2000): The present-day temperature field of the Northeast German Basin - a comparison of temperature measurements and 3D-modeling.- Tagungsband Paris, 111-114.
- ONDRAK, R., WENDEROTH, F., SCHECK, M. & BAYER, U. (1997): Integrated geothermal modeling on different scales in the Northeast German basin.- Geol. Rundsch., **87**, 32-42.
- PERNY, B., EBERHARDT, P., RAMSEYER, K., MULLIS, J. & PANKRATH, R. (1992): Microdistribution of Al, Li and Na in α -Quarz: Possible causes and correlation with short-lived cathodoluminescence.- Amer. Mineral., **77**, 534-544.
- PETTIJOHN, F.J., POTTER, P.E. & SIEVER, R. (1973): Sand and Sandstone.- Springer Verlag, 617 S.
- PISKE, J. & RASCH, H.J. (1998): Gesetzmäßigkeiten der Erdöl- und Erdgasverteilung in Lagerstätten des Ca2 am Südrand des Zechsteinbeckens (Plattformhang, Karbonatsandbarre).- Geol. Jb., **A149**, 255-286.
- PLATT, J. D. (1994): Geochemical evolution of pore waters in the Rotliegend (Early Permian) of northern Germany.- Marine and Petroleum Geology, **11**, 66-78.
- PLEIN, E. (1979): Das deutsche Erdöl und Erdgas.- Jh. Ges. Naturkde. Württ., **134**, 5-33.
- PLEIN, E. (1993): Bemerkungen zum Ablauf der paläogeographischen Entwicklung im Stefan und Rotliegend des Norddeutschen Beckens.- Geol. Jb., **A131**, 99-116.
- POTTER R.W., CLYNNE, M.A. & BROWN, D.L. (1978): Freezing point Depression of aqueous sodium solution.- Economic Geology, **73**, 284-285.
- PRIBNOW, D. & SCHELLSCHMIDT, R. (2000): Thermal Tracking of Upper Crustal Fluid Flow in the Rhine Graben.- Geophysical Research Letters, **27(13)**, 1957-1960.
- REINHARDT, H.-G. (1993): Structure of Northeast Germany: Regional depth and thickness maps of Permian to Tertiary intervals compiled from seismic reflection data.- Special Publication of the European Petroleum Geoscientists, **3**, 155-165.
- REUTEL, CH. & LÜDERS, V. (1998): Fluid-Evolution im südlichen Randbereich des Nordostdeutschen Beckens - Untersuchungen an Flüssigkeitseinschlüssen in Kluftmineralisationen und im Werra-Anhydrit.- Geol. Jb., **A149**, 169-183.
- REUTER, A. (1985): Korngrößenabhängigkeit von K/Ar-Datierungen und Illit-Kristallinität anchizonaler Metapelite und assoziierter Metatuffe aus dem östlichen Rheinischen Schiefergebirge.- Göttinger Arbeit. zur Geol. u. Paläont., **27**, 87 S.
- RICHTER, D.K. (1984): Zur Zusammensetzung und Diagenese natürlicher Mg-Kalzite. Bochumer geol.u.geotechn.Arb., **15**, 310 S.

- RIEKEN, R. (1988): Lösungszusammensetzung und Migrationsprozesse von Paläo-Fluidsystemen in Sedimentgesteinen des Norddeutschen Beckens.- Göttinger Arbeit. Z. Geol. u. Paläont., **37**, 116 S.
- RIEKEN, R. & GAUPP, R. (1991): Fluideinschluß-Untersuchungen an Sandsteinen des Gasfeldes Thönse.- Nds. Akad. Geowiss.Veröfftl., **6**, 68-95.
- ROEDDER, E. (1963): Studies of Fluid Inclusions II: Freezing data and their interpretation.- Economic Geology., **58**, 167-211.
- ROEDDER, E. (1984): Fluid Inclusions.- Mineral Soc. Amer., Reviews in Mineralogy, **12**, 644 S.
- ROSER, B.P. & KORSCH, R.J. (1986): Determination of tectonic settings of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio.- J. Geol., **94**, 635-650.
- ROTTKE, W. (1997): Die diagenetische Evolution mittel- und oberdevonischer Kalksteine im nord-westlichen Linksrheinischen Schiefergebirge.- Zbl. Geol. Paläont., **I**, **10-12**, 1237-1254.
- SCHECK, M. (1997): Dreidimensionale Strukturmodellierung des Nordostdeutschen Beckens unter Einbeziehung von Krustenmodellen.- Scientific Technical Report **STR97/10**, 126 S.
- SCHECK, M. & BAYER, U. (1999): Rolle des Zechstein -Salzes fuer die mesozoische Entwicklung des Nordostdeutschen Beckens.- Terra Nostra, **3/99**, 38-40.
- SCHMIDT, K. & FRANKE, D. (1977): Zur lithologisch-faziellen Entwicklung des Präpermis im Nord-teil der DDR.- Z. Angew. Geol., **23**, **11**, 541-548.
- SCHMIDT, K., KATZUNG, G. & FRANKE, D. (1977): Zur Entwicklung des präpermischen Untergrundes und des Magnetismus im südwestlichen Vorland der Osteuropäischen Tafel.- Z. Angew. Geol., **23**, 426-436.
- SCHNEIDER, N. (1993): Das lumineszenzaktive Strukturinventar von Quarzphänokristen in Rhyolithen.- Göttinger Arb. Geol. Paläont., **60**, 81 S.
- SCHNEIDER, J. & GEBHARDT, U. (1993): Litho- und Biofaziesmuster in intra- und extramontanen Senken des Rotliegend (Perm Nord- und Ostdeutschland).- Geol. Jb., **A131**, 57-98.
- SCHRETZENMAYER, S. (1993): Bruchkinematik des Haldenslebener und Gardelegener Abbruchs.- Geol. Jb., **A131**, 219-238.
- SCHRÖDER, L. et al. (1995): Stratigraphische Neugliederung des Rotliegend im Norddeutschen Becken.- Geol. Jb., **A148**, 3-27.
- SCHULZE, G. (1964): Erste Ergebnisse geologischer Untersuchungsarbeiten im Gebiet der Scholle von Calvörde.- Z. Angew. Geol., **10**, **7**, 338-348.
- SCHULZ, R. (1991): Nutzung von geothermischer Energie - ein Überblick.- In: BUßMANN, W., KABUS, F., SEIBT, P. (ed.): Geothermie Wärme aus der Erde, 6-19.- Verlag C.F. Müller GmbH Karlsruhe.
- SCHWAB, G. (1988): Paläomobilität der Norddeutsch-Polnischen Senke.- Diss. B AdW DDR Berlin, 196 S, unveröff.
- SHEPHERD, TH.J., AYORA, C., CENDON, D.I., CHENERY, S.R. & MOISSETTE, A. (1998): Quantitative solute of single fluid inclusions in halite by LA-ICP-MS and cryo-SEM-EDS: complementary microbeam techniques.- Eur. J. Mineral., **10**, 1097-1108.

- STACKEBRAND, W. (1997): Zur Strukturgeologie am Südrand der Nord(ost)deutschen Senke.- Z. Geol. Wiss., **25**, **1/2**, 239-243.
- STEIN, H.J. & CATHLES, L.M. (1997): How long can a hydrothermal system be sustained by a single intrusive event.- Economic Geology, **92**, **7/8**, 766-771.
- STEDINGK, K. (1997): Zur regionalen Position, Ausbildung und Altersstellung des Granits von Flechtingen.- Z. Geol. Wiss., **25**, **3/4**, 317-329.
- Strunck, P, Gaupp, R. & Steffan, M. (1998): Halokinesis of late permian salt during the early Triassic (Northern Germany).- Hallesches. Jahrb. Geowiss. (B), **5**, 166-167.
- SULLIVAN, M.D., HASZELDINE, R.S. & FALICK, A.E. (1990): Linear coupling of carbon and strontium isotopes in Rotliegend sandstone, North Sea: evidence for crossformational fluid flow.- Geology, **18**, 1215-1218.
- SWEENEY, J. J. & BURNHAM, A.K. (1990): Evaluation of a simple model of vitrinite reflectance based on chemical kinetics.- AAPG, **74**, **10**, 1559-1570.
- TEICHMÜLLER, M. (1979): Die Diagenese der kohligen Substanzen in den Gesteinen des Tertiärs und des Mesozoikums des mittleren Oberrhein-Grabens.- Fortschr.Geol.Rheinld. u.Westf., **27**, 19-49.
- TEICHMÜLLER, M, TEICHMÜLLER, R. & BARTENSTEIN, H. (1984): Inkohlung und Erdgas - eine neue Inkohlungskarte der Karbon-Oberfläche in Nordwestdeutschland.- Fortschr.Geol. Rheinld.u.Westf., **32**, 11-34.
- TEICHMÜLLER, M., TEICHMÜLLER, R. & WEBER, K. (1979): Inkohlung und Illit-Kristallinität - Vergleichende Untersuchungen im Mesozoikum und Paläozoikum von Westfalen.- Fortschr.Geol.Rheinld.u.Westf., **27**, 201-276.
- THIERY, T., VAN DEN KERKHOF, A.M., DUBESSY, J. (1994): vX Modelling of CH₄ - CO₂ and CO₂ - N₂ fluid inclusions (T<31°C, P<400 bars).- European J. of Min., **6**, 753-772.
- TISCHENDORF, G., BIELICKI, K.-H. & FRANZKE H. J. (1993): On the genesis of Permian and Post-Permian hydrothermal mineralizations in the haz mountains according to new Pb-Isotope measurements.- In: MÖLLER, P. & LÜDERS, V. (ed.): Formation of hydrothermal vein deposits.- Monogr. Ser. Min. Deps., **30**, 65-76.
- THOMASER, P. (1982): Inkohlung und Kohlenwasserstoff-Generation des Präperm im Nordteil der DDR.- ZGI-Bericht, unveröff.
- TORNQUIST, A. (1908): Die Feststellung des Südwestrandes des baltisch-russischen Schildes und die geotektonische Zugehörigkeit der osteuropäischen Scholle.- Schr. d. Phys.-ökon. Ges., **49**, 1-12.
- TURESDALL, A.H. (1976): Geochemical techniques in exploration, summary of section III.- Proceedings of Second United Nations Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources, San Francisco, Berkley CA, University of California, **I**, 53-78.
- UREY, H.C. (1947): The thermodynamic properties of isotopic substances.- J.Chem.Soc., 562 S.
- VALLEY, J.W. & O'NEIL, J.R. (1984): Fluid heterogeneity during granulite facies metamorphism in the Adirondacks: stable isotope evidence.- Contr. Mineral. Petrol., **85**, 158-173.

- VALLEY, J.W., TAYLOR, JR., H.P. & O'NEIL, J.R. (1986): Stable isotopes in high temperature geological processes.- *Reviews in Mineralogy*, **16**, 570 S.
- VEIZER, J. & HOEFS, J. (1976): The nature of $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ secular trends in sedimentary carbonate rocks.- *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **40**, 1387-1395.
- VEIZER, J., HÖLSER, W.T. & WILGUS, C.K. (1980): Correlation of $^{13}\text{C} / ^{12}\text{C}$ and $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ secular variations.- *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **44**, 579-587.
- WALTER, R. (1992): *Geologie von Mitteleuropa*, 561 S.- E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung Stuttgart.
- WÄCHTER, K. (1965): *Geologische Exkursionen in der Umgebung von Magdeburg*.- Magdeburger Börde, **3**, 120 S.
- WASSOJEWITSCH, N.B., KORTSCHAGINA, J.I., IOPATION, N.W., TSCHERMYSCHEW, W.W. & TSCHERNIKOW, K.A. (1969): Die Hauptphase der Erdölbildung.- *Z. Angew. Geol.*, **15**, 612-621.
- WEAVER, C.E. (1978): Shale dehydration, salinity, cracking and migration.- *AAPG*, **62**, 571.
- WEIHE, T. (1997): Sedimentologie und Fazies des Rotliegenden (unteres Perm) nördlich des Wolstyn-Hochs, Westpolen, im Spiegel der Beckenentwicklung.- *Clausth. Geowiss. Diss.*, **51**, 142 S.
- WELTON, J.E. (1980): SEM Petrology atlas.- *AAPG, methods in exploration series*, **4**, 237 S.
- WEMMER, K. (1991): K/Ar-Altersdatierungsmöglichkeiten für retrograde Deformationsprozesse im spröden und duktilen Bereich - Beispiele aus der KTB - Vorbohrung (Oberpfalz) und dem Bereich der Insubrischen Linie (N-Italien).- *Göttinger Arbeit. Zur Geol. u. Paläont.*, **51**, 61 S.
- WERNICKE, B. (1981): Low-angle normal fault in the Basin and range Province: nappa tectonics an extending orogen.- *Nature*, **291**, 645-648.
- WIENHOLZ, R. (1965): Über den geologischen Bau des Untergrundes im Norddeutschen Flachland.- *Jb. Geol.*, **1**, 1-87.
- WITZKE, T. & JACOB, G. (1995): Nachweis von Synchesit-(Ce) und Gladit in Vulkaniten der Flechtingen-Roßlauer Scholle.- *Z. Geol. Wiss.*, **23-4**, 443-448.
- WOLFGRAMM, M., BRECHT, G.A., SCHMIDT MUMM, A. & BREITKREUZ, C. (1998): Reconstruction of the thermal evolution in the NE-German Basin during the Mesozoic.- *Halle-sches. Jahrb. Geowiss. (B)*, **5**, 187-189.
- WOLFGRAMM, M. & SCHMIDT MUMM, A. (1999a): Fluid inclusion trapping conditions in diagenetic minerals, the NE German Basin.- *Terra Nostra*, **99/6**, ECROFI XV - Tagungsband, 324-325.
- WOLFGRAMM, M. & SCHMIDT MUMM, A. (1999c): Fluid inclusions as indicators of thermal events in the NE German Basin.- *J. Conf. Abs.*, **4**, 303.
- WOLFGRAMM, M. & SCHMIDT MUMM, A. (2000): Spatial correlation of fluid inclusion generations: reconstruction fluid flow during basin evolution.- *Journal of Geochemical Exploration*, **69-70**, 397-402.
- WOLFGRAMM, M., SCHMIDT MUMM, A., BACHMANN, G.H. & BORG, G. (1999b): Thermische und chemische Entwicklung von Fluidsystemen im NE-Deutschen Becken.- *Terra Nostra*, **99/3**, 41-43.

- WOLFGRAMM, M. & SCHMIDT MUMM, A., STRAUCH, H. (2000): Diagenesis and fluid evolution of the NE German Basin.- Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.Österr., **43**, 150-151.
- YANATIEVA, O.K. (1946): Polytherms of solubility of salt in the tropic systems $\text{CaCl}_2\text{-MgCl}_2\text{-H}_2\text{O}$ and $\text{CaCl}_2\text{-NaCl-H}_2\text{O}$.- Zurnal Prikladnoj Chimi, **19**, 709-722.
- ZAGORUCHENKO, V.A. & ZHURAVLEV, A.M. (1969): Thermophysical properties of gaseous and liquid methane.- Israel progr. Sci. Transl. 1970.
- ZIEGENHARDT, W., SCHÖN, M. & GILCH, M. (1980): Einige Ergebnisse der strukturgeologischen Erkundung von Untergrundspeichern.- Z. Angew. Geol., **26**, **4**, 165-171.
- ZIEGLER, M.A. (1989): North German Zechstein facies patterns in relation to their substrate.- Geologische Rundschau, **78/1**, 105-127.
- ZIEGLER, P. (1982): Geological Atlas of Western and Central Europe.- The Hague (Shell), 130 S.
- ZIEGLER, P. (1990): Geological Atlas of Western and Central Europe.- Shell, The Hague, 239 S.
- ZIMMERLE, W. (1994): Detrital quartz as guide to provenance.- Zbl. Geol. Paläont., **I**, **11/12**, 1153-1182.
- ZHANG, Y. & FRANTZ, J.D. (1987): Determination of the homogenisation temperatures and densities of supercritical fluids in the system $\text{NaCl-KCl-CaCl}_2\text{-H}_2\text{O}$ using synthetic fluid inclusions.- Chem. Geol., **64**, 335-350.
- ZHENG, Y.F. & HOEFS, J. (1993a): Stable isotope geochemistry of hydrothermal mineralizations in the Harz mountains: I. Carbon and oxygen isotopes of carbonates and implications for the origin of hydrothermal fluids.- In: MÖLLER, P. & LÜDERS, V. (ed.): Formation of hydrothermal vein deposits.- Monogr. Ser. Min. Deps., **30**, 169-188.
- ZHENG, Y.F. & HOEFS, J. (1993b) Stable isotope geochemistry of hydrothermal mineralizations in the Harz mountains: II. Sulfur and oxygen isotopes of sulfides and sulfate and constraints on metallogenetic models.- In: MÖLLER, P. & LÜDERS, V. (ed.): Formation of hydrothermal vein deposits.- Monogr. Ser. Min. Deps., **30**, 211-230.
- ZWART, E.W. & TOURET, J. L. R. (1994): Melting behaviour and composition of aqueous fluid inclusions in fluorite and calcite: applications within the system $\text{H}_2\text{O} - \text{CaCl}_2 - \text{NaCl}$.- European J. of Min., **6**, 773-786.
- ZWINGMANN, H. (1995): Study of conditions of gas emplacement in sandstone reservoirs (Rotliegend of Germany). Mineralogical, morphological, geochemical and isotopical aspects.- Diss. Universität Strasbourg, 197 S., unveröff.

Foto-Tafeln

Tafel 1: Karbonate im REM

Abb. a:

Ein typischer Siderit-Dolomitgang in einem jurassischen Tonstein (BE-Aufnahme); Probe KdN2 der Bohrung Karstädt-Nord 4/64, Teufe: 854,0 m; Der Nachweis der Karbonatzusammensetzung erfolgte mit Hilfe der EDX-Analyse.

Abb. b:

Authigen gebildete Dolomitekristalle als Zementminerale eines oberkarbonischen Sandsteins (SE-Aufnahme); Probe Ric7 der Bohrung Richtenberg 4/65, Teufe: 4032,9 m

Abb. c:

Zwei Generationen von Kalzit (BE-Aufnahme); Der eingezeichnete Ausschnitt ist vergrößert in Taf. 1e zu sehen. Probe Rx1 der Bohrung Roxförde 2/62, Teufe: 639,7 m; Der Chemismus der verschiedenen Kalzite ist durch die EDX-Analyse nachgewiesen worden (Taf. 1d, f, g).

Abb. d:

EDX-Spektrum der ersten Kalzitgeneration aus Taf. 1c. Deutlich sind die zwei Hauptpeaks des Kalziums und ein Peak des Mangans ausgebildet.

Abb. e: (Ausschnitt aus Taf. 1c)

Die jüngere Kalzitgeneration zeichnet sich durch eine geringfügig höhere Helligkeit aus, was auf eine größere Dichte dieses Karbonats zurückgeführt werden kann. Im EDX-Spektrum fällt neben den Kalzium- und Manganpeaks so auch ein sehr kleiner Eisenpeak auf, welcher für den Dichteunterschied sorgt. In der jüngeren Kalzitgeneration „schwimmen“ idiomorphe Quarzkristalle und sehr helle, Selten-Erd-Element (SEE)-reiche Karbonate (Synchesit, vgl. WITZKE et al. 1995). Diese Minerale wurden scheinbar in dem eisenhaltigen Karbonat bewegt, so dass eine gewisse Einregelung der Quarze zu beobachten ist. Das EDX-Spektrum dieser SEE-reichen Karbonate ist auf Taf. 1g zu sehen.

Abb. f:

EDX-Spektrum der eisenhaltigen Kalzitgeneration (Kalzit 2) aus Taf. 1c bzw. Taf. 1e

Abb. g:

EDX-Spektrum der SEE-haltigen Karbonate aus Taf. 1c und Taf. 1e

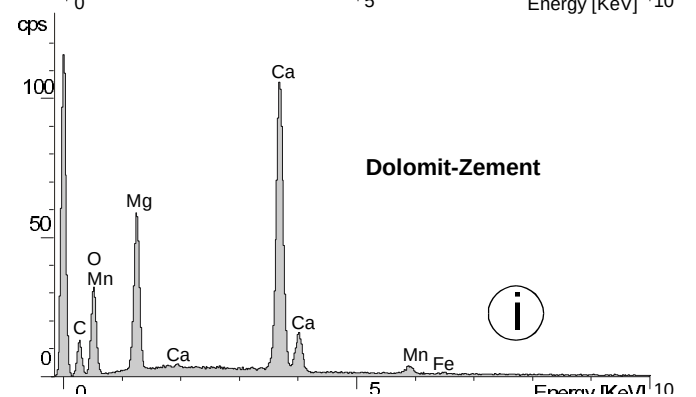
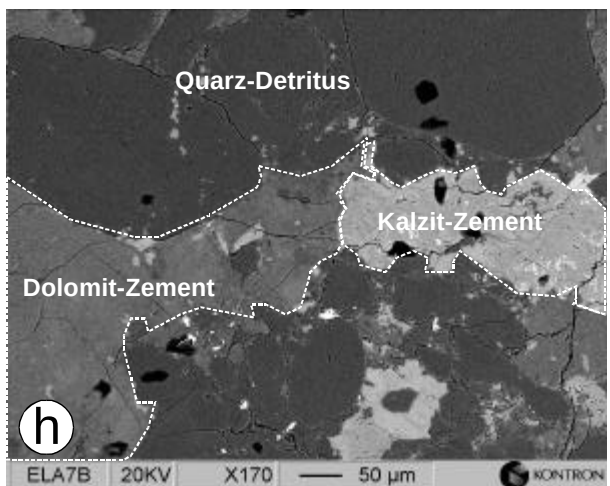
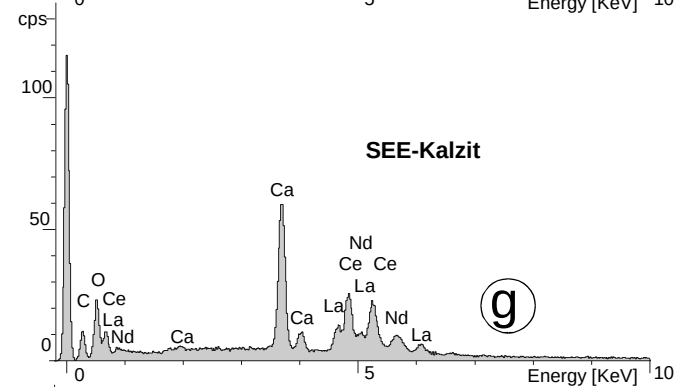
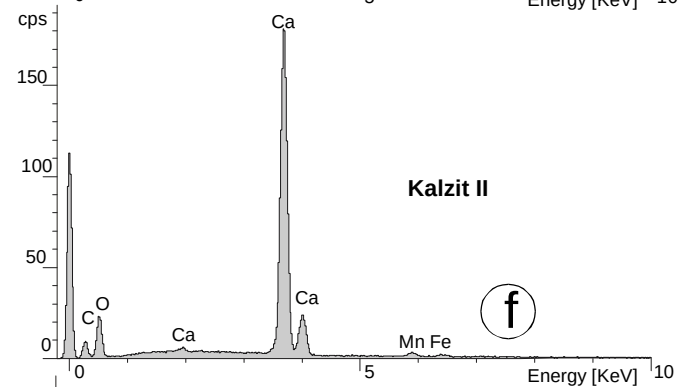
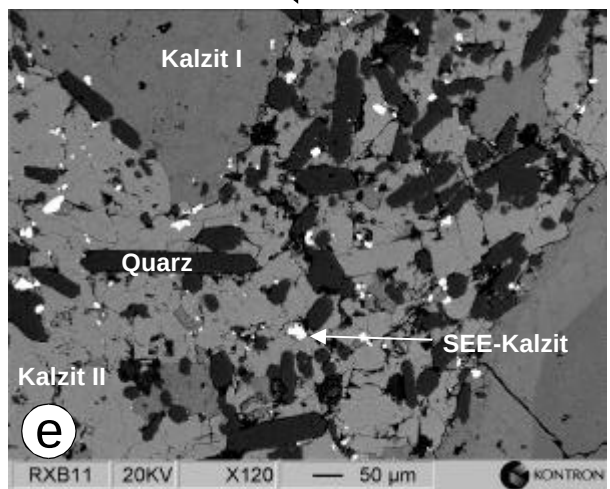
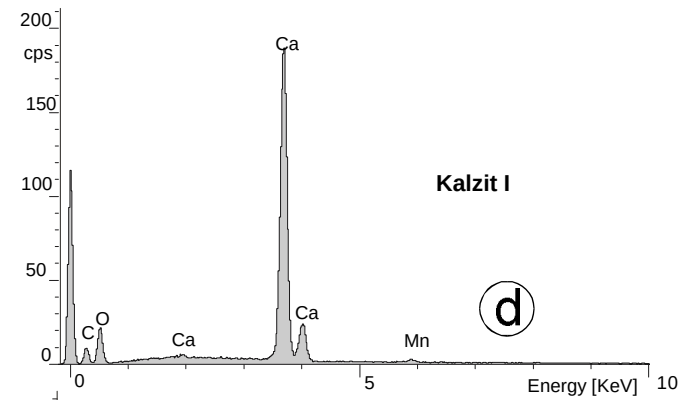
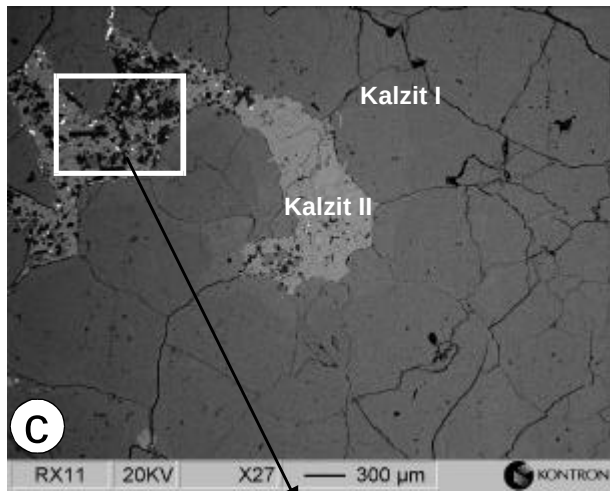
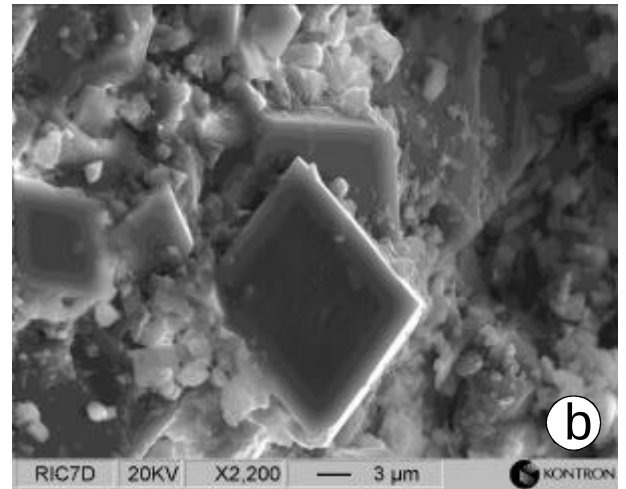
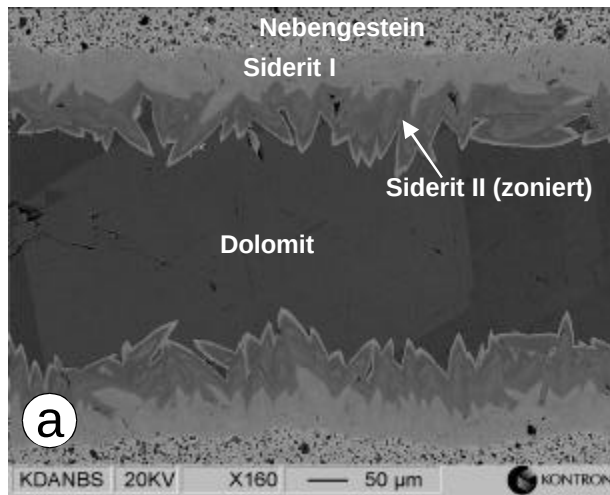
Abb. h:

Typische Kalzit- und Dolomitzemente eines äolischen Rotliegend-Sandsteins (BE-Aufnahme); Probe: ELA7 der Bohrung Eldena 1/74; Teufe: 4452,1 m; Der Nachweis der Karbonatchemie erfolgte mit Hilfe der EDX-Analyse (z.B. Taf. i).

Abb. i:

EDX-Spektrum des Dolomitzements der Taf. H; Deutlich sind die Kalzium- und Magnesium-Peaks und schwach die Mangan- und Eisen-Peaks ausgebildet.

Tafel 1: Karbonate im REM



Tafel 2: Sulfate im REM

Abb. a:

Typische Anhydrit-Kalzit-Extensionskluftfüllung in einem Tonstein des Unteren Buntsandsteins (BE-Aufnahme); Probe Sw14 der Bohrung Salzwedel 2/64, Teufe: 2685,4 m; Der Nachweis der Karbonat- und Sulfatzusammensetzung erfolgte mit Hilfe der EDX-Analyse.

Abb. b:

Quarz-Kalzit-Baryt-Kluftfüllung eines Rotliegend-Vulkanits (SE-Aufnahme); Probe Sw6 der Bohrung Salzwedel 2/64, Teufe: 3732,5 m; Der Baryt ist eine sekundäre Kluftfüllung und enthält ca. 3% Strontium. Der Nachweis der chemischen Zusammensetzung erfolgte mit Hilfe der EDX-Analyse (Taf. 2f).

Abb. c:

Anhydrit-Fluorit-Baryt-Hämatit-Gang in einem äolischen Rotliegend-Sandstein (BE-Aufnahme); Probe Rx2 der Bohrung Roxförde 2/62, Teufe: 606,1 m; Im Fluorit befinden sich oft Einschlüsse von Anhydrit. Sekundärer Anhydrit und Baryt wurde zudem in der Kluftfüllung neben Baryt identifiziert. Der Nachweis der Mineralphasen erfolgte mit Hilfe der EDX-Analyse.

Abb. d:

EDX-Spektrum des Anhydrits aus Taf. 2c; Deutlich sind die zwei Hauptpeaks des Kalziums und ein Doppel-Peak des Schwefels ausgebildet.

Abb. e:

Quarz-Anhydrit-Illit-Kluftfüllung in einem brekzierten Rotliegend-Vulkanit (BE-Aufnahme); Probe Gap7 der Bohrung Garlipp 1/68, Teufe: 4565, 5m; Der Quarzgang wurde ebenso wie das Gestein brekziiert. Sekundär wurden dann zuerst Anhydrit und anschließend Illit gebildet. Der Nachweis der Mineralphasen erfolgte mit Hilfe der EDX-Analyse.

Abb. f:

EDX-Spektrum des Baryts aus Taf. 2c. Neben den 6 deutlichen Barium-Peaks treten der Schwefel-Doppelpeak sowie ein Strontium Doppel-Peak auf. Zwei weitere Neben-Peaks des Strontium wurden bei 14,2 KeV bzw. 15,8 KeV beobachtet.

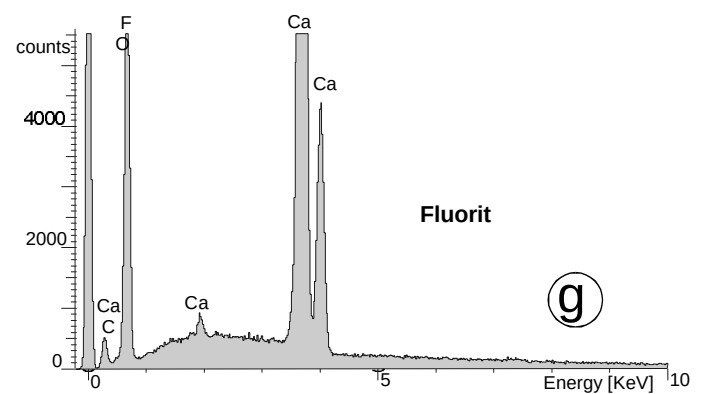
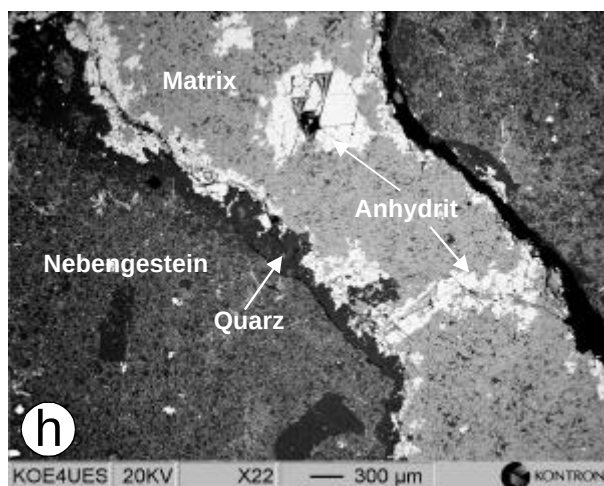
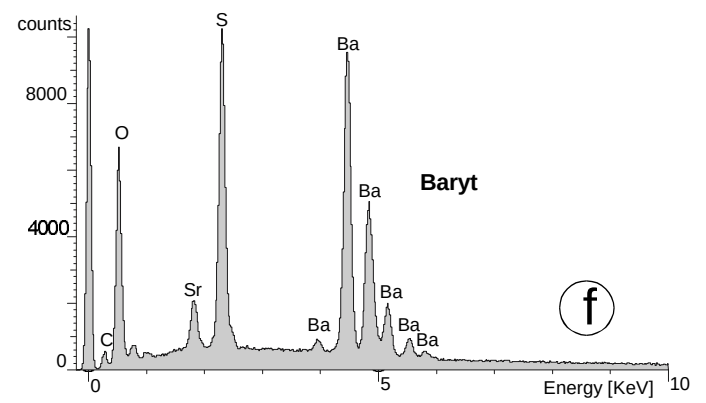
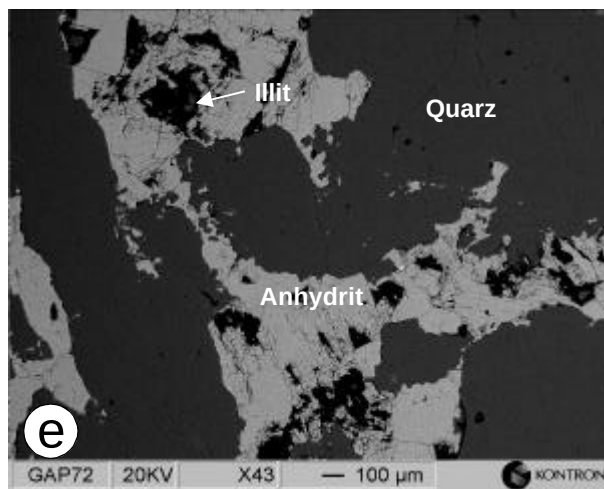
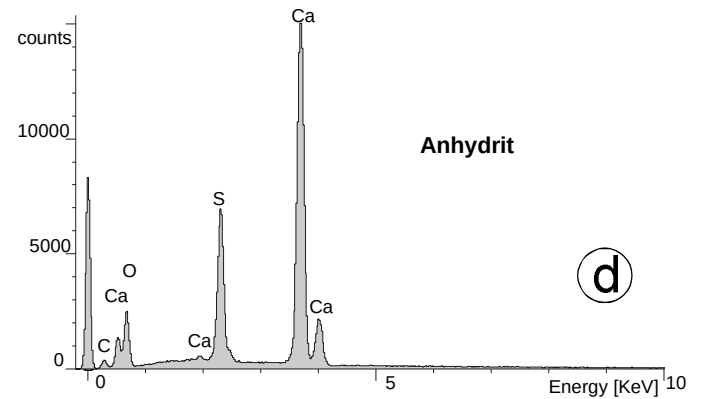
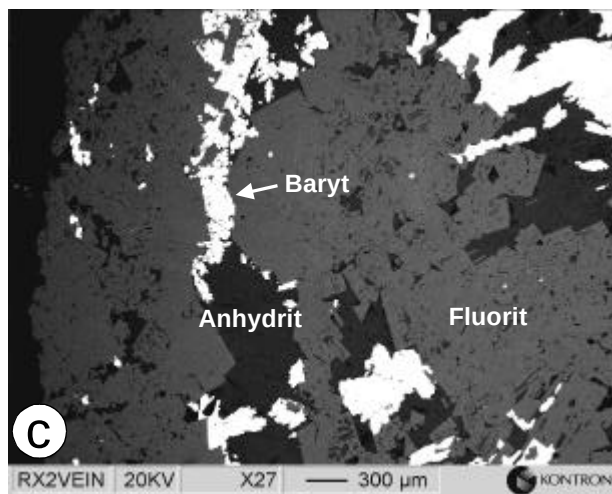
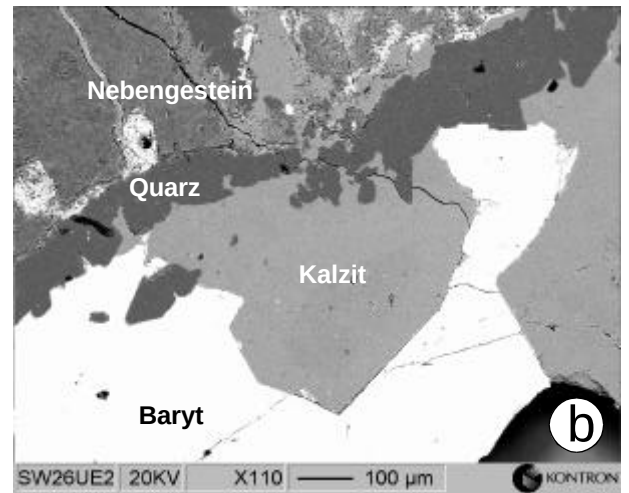
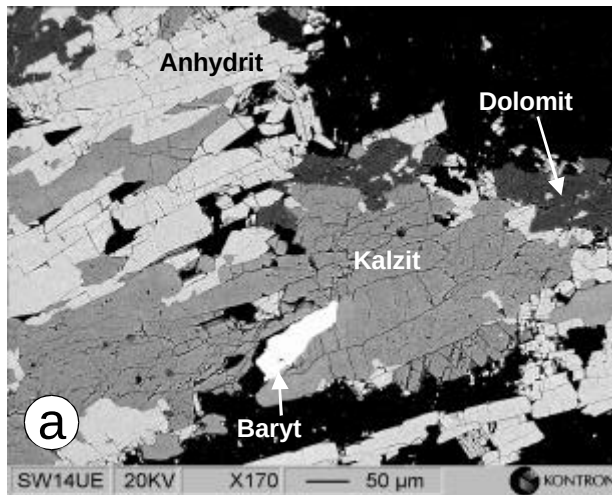
Abb. g:

EDX-Spektrum des Fluorits der Taf. 2c. Neben den Kalzium-Peaks tritt ein deutlicher Fluor-Peak auf, welcher allerdings durch den Sauerstoff-Peak überlagert wird.

Abb. h:

Quarz-Karbonat-Anhydrit-Kluftfüllung (BE-Aufnahme); Probe: KoE4 der Bohrung Kotzen 4/74; Teufe: 5172,0 m; Am Gangrand wurde zuerst Quarz gebildet und anschließend wurde der Gang mit einem sehr feinkörnigen Quarz-Illit-Karbonatgemisch gefüllt. Entlang sekundärer Hohlräume wurde anschließend Anhydrit ausgefällt. Der Nachweis der Minerale erfolgte mit Hilfe der EDX-Analyse.

Tafel 2: Sulfate im REM



Tafel 3: Quarz und Epidot im REM

Abb. a:

Kalzit-Chalcedon-Kluftfüllung in einem Rotliegend-Vulkanit (BE-Aufnahme); Probe Rn11 der Bohrung Rügen 1/63, Teufe: 2044,2 m; Der Nachweis der Minerale erfolgte mit Hilfe der EDX-Analyse. Der Kalzit wird sekundär durch Chalcedon ersetzt.

Abb. b:

Quarz-Kaolinit-Kluftfüllung in einem fluviatilen Karbon-Siltstein (SE-Aufnahme); Probe Rn3 der Bohrung Rügen 1/63, Teufe: 3457,2 m; Der Quarz ist idiomorph ausgebildet. Auf sekundären Bahnen durch den Quarz wurde Kaolinit gebildet. Der Nachweis der chemischen Zusammensetzung erfolgte mit Hilfe der EDX-Analyse.

Abb. c:

Idiomorpher authigener Quarz (SE-Aufnahme); Probe FleEi1 aus dem Steinbruch Eiche (Flechtingen); Der Quarz ist teilweise korrodiert und mehrphasig gewachsen. Der Nachweis der Mineralphasen erfolgte mit Hilfe der EDX-Analyse.

Abb. d:

EDX-Spektrum des Epidots aus Taf. 3e; Deutlich ausgebildet sind die Kalzium-Aluminium-, Eisen- und Silizium-Peaks.

Abb. e:

Epidot-Drusenfüllung in einem Rotliegend-Vulkanit (BE-Aufnahme), Probe MiN2 der Bohrung Mirow 1/74, Teufe: 6791,1 m; Der Epidot kommt paragenetisch mit Albit und Kalzit vor.

Abb. f:

EDX-Spektrum des Orthits von Taf. 3g; Neben den für Epidot typischen Peaks (vgl. Taf. 3d) sind eine Reihe von Peaks zu beobachten, die auf das Vorhandensein von Selten-Erd-Elementen deuten (Zer, Lanthan, und Ytterbium).

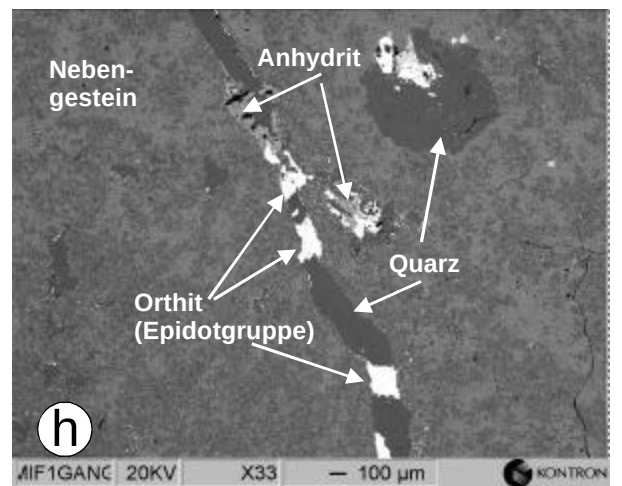
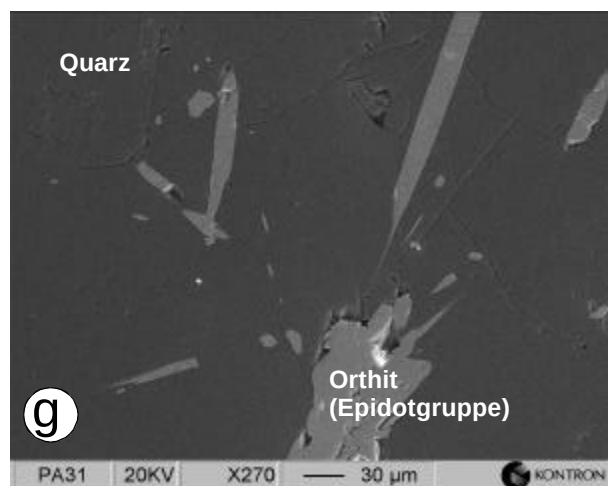
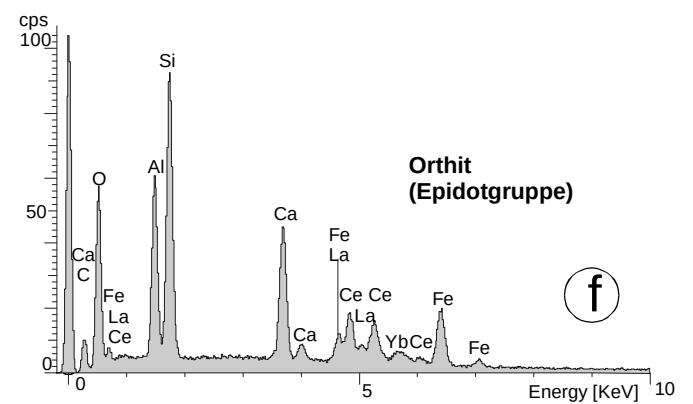
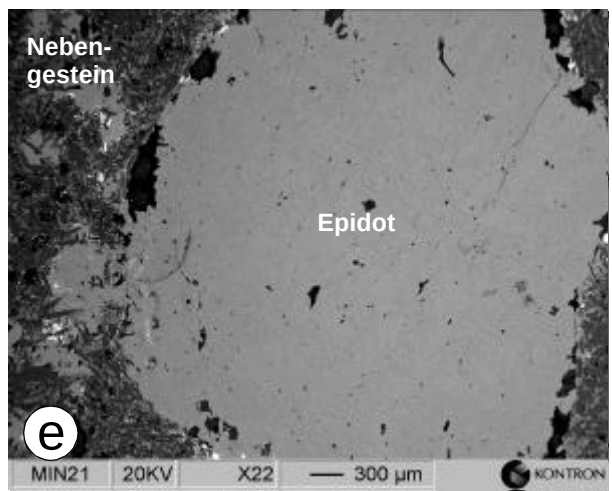
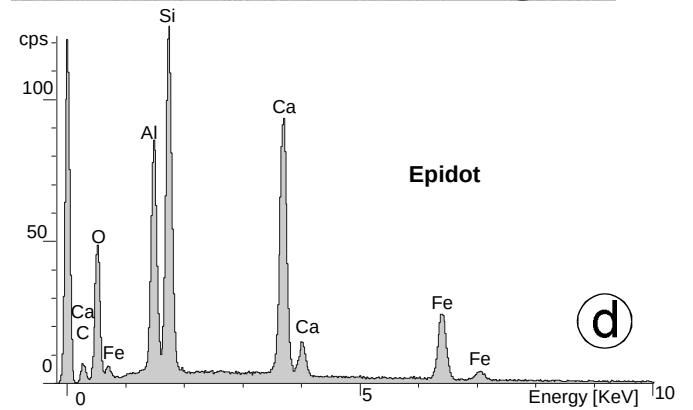
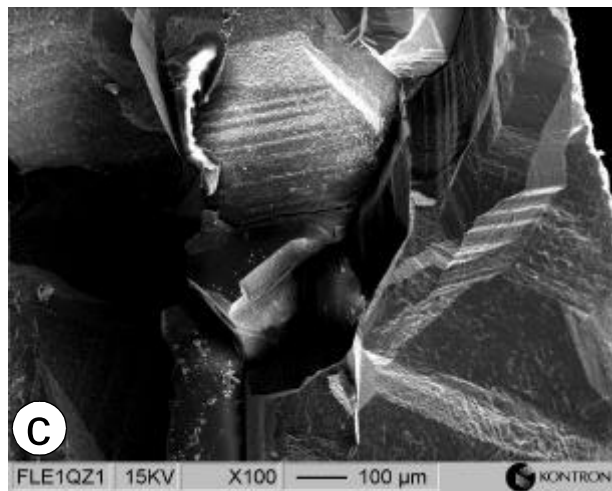
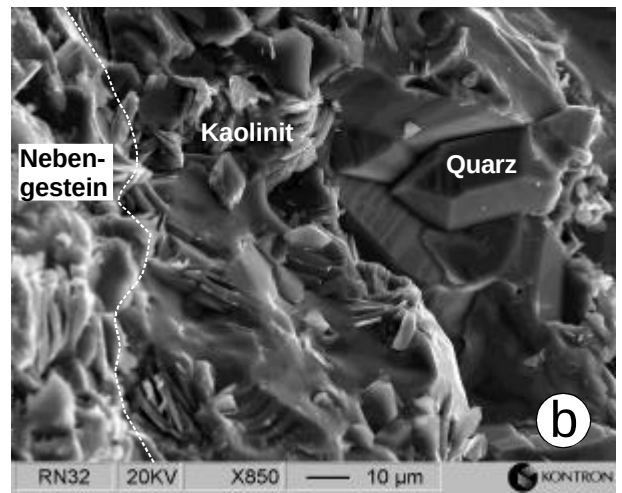
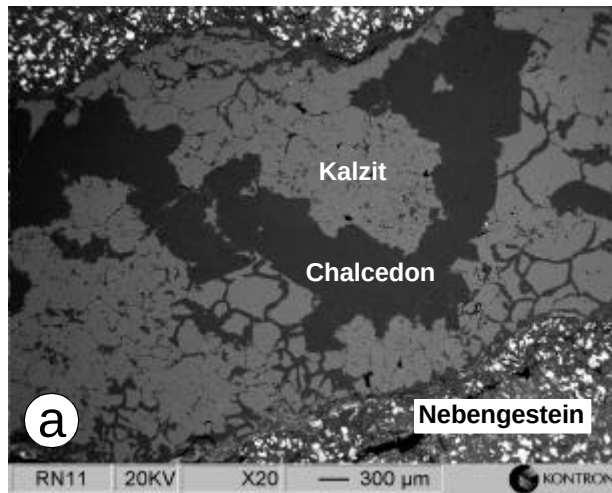
Abb. g:

Orthit-Quarz-(Kalzit)-Chlorit-Kluftfüllung in einem karbonischem Pelit (BE-Aufnahme); Probe Pa3 der Bohrung Parchim 1/68, Teufe: 6972,8 m; Das EDX-Spektrum des Orthits ist auf Taf. 3f zu sehen.

Abb. h:

Quarz-Orthit-(Anhydrit)-Kluftfüllung in einem Rotliegend-Vulkanit (BE-Aufnahme); Probe: MiF1 der Bohrung Mirow 1/74; Teufe: 6498,7 m; Der Nachweis der Minerale erfolgte mit Hilfe der EDX-Analyse.

Tafel 3: Quarz und Epidot im REM



Tafel 4: Tonminerale im REM

Abb. a:

Quarz-Kaolinit-Kluftfüllung in einem fluviatilen Oberkarbon-Siltstein (SE-Aufnahme); Probe Rn3 der Bohrung Rügen 1/63, Teufe: 3457,2 m; Der Nachweis der Minerale erfolgte mit Hilfe der EDX-Analyse (z.B. Taf. 4c).

Abb. b:

Quarz-Kaolinit-Illit-Kluftfüllung in einem permokarbonen Vulkanit (SE-Aufnahme); Probe FLEi1 des Steinbruchs Eiche (Flechtingen); Es handelt sich hier um einen kleinen Ausschnitt von Taf. 3c. Der Quarz ist mehrphasig gebildet worden, wobei er Illit einschließt, welcher in Wachstumsruhephasen an der jeweiligen Quarzoberfläche gebildet wurde. Als letzte Mineralbildung konnte Kaolinit beobachtet werden. Der chemischen Zusammensetzung wurde mit Hilfe der EDX-Analyse ermittelt (z.B. Taf. 4d).

Abb. c:

Authigener Quarz (SE-Aufnahme) mit eingewachsenen Illiten in einer Quarz-Anhydrit-Illit-Kluftfüllung eines Rotliegend-Vulkanits (SE-Aufnahme); Probe Gap7 der Bohrung Garlipp 1/68, Teufe: 4565,5 m; Der Nachweis der Mineralphasen erfolgte mit Hilfe der EDX-Analyse (z.B. Taf. 4f).

Abb. d:

EDX-Spektrum des Kaolinites von Taf. 4b. Deutlich ausgebildet sind die Aluminium- und Silizium-Peaks.

Abb. e:

Plattige Illite sind auf authigenem Quarz aufgewachsen. Die Minerale befinden sich in einem Rotliegend-Vulkanit (SE-Aufnahme). Probe Gap7 der Bohrung Garlipp 1/68, Teufe: 4565,5 m; Der Nachweis der Mineralphasen erfolgte mit Hilfe der EDX-Analyse.

Abb. f:

EDX-Spektrum eines Illits von Taf. 4c; Charakteristisch sind vor allem die Kalium-Peaks.

Abb. g:

EDX-Spektrum eines authigenen Chlorits in einem Rotliegend-Vulkanit; Probe Gap5 aus der Bohrung Garlipp 1/68, Teufe: 4400,0 m; Charakteristisch ist vor allem der hohe Magnesium-Peak, bzw. bei den vorkommenden eisenhaltigen Chloriten die hohen Eisen-Peaks.

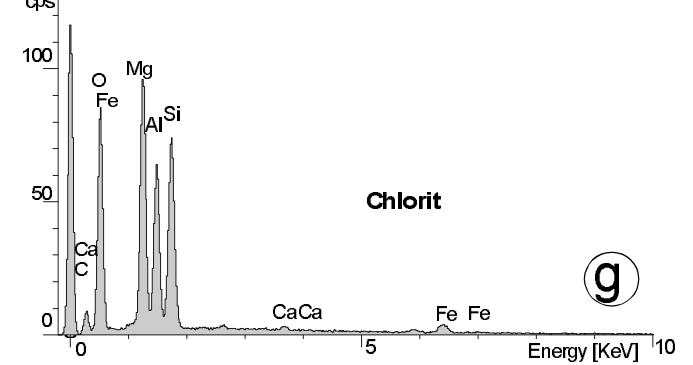
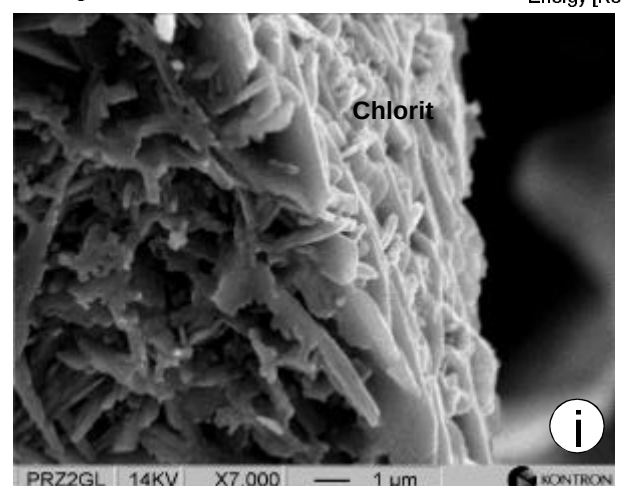
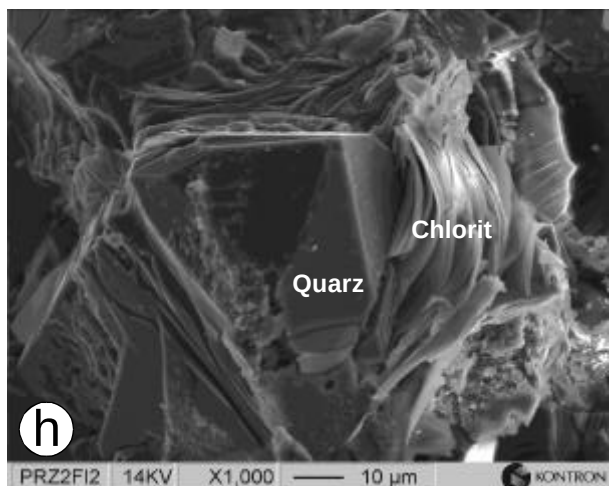
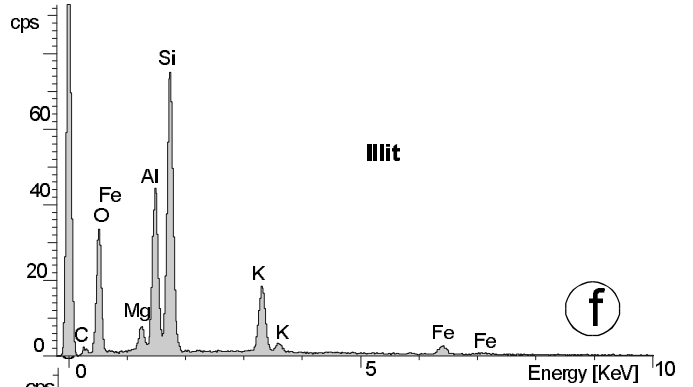
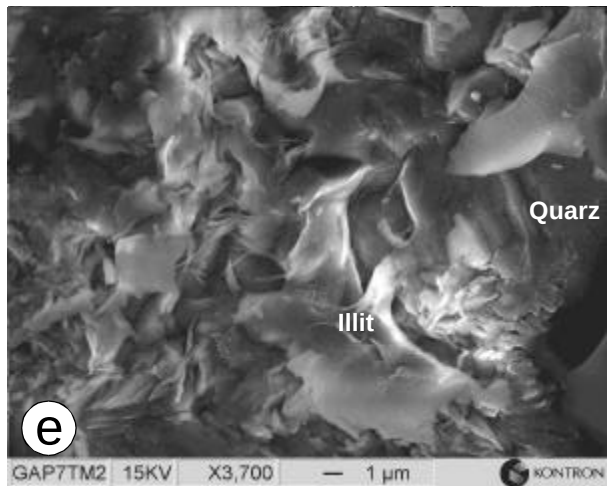
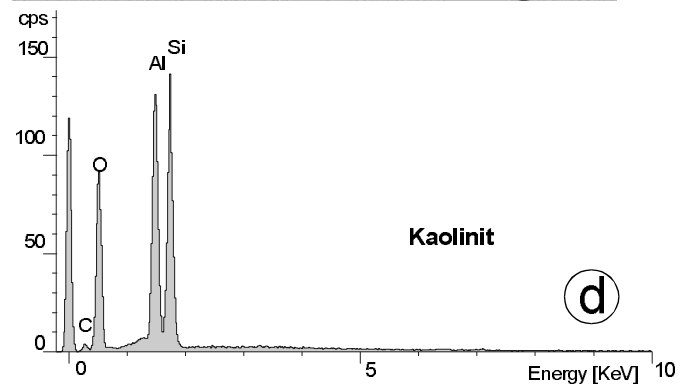
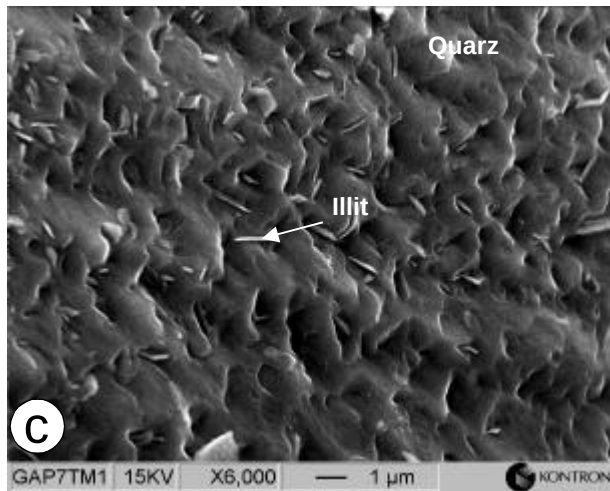
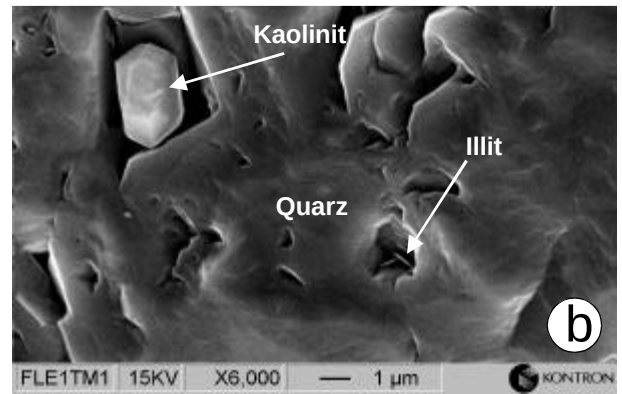
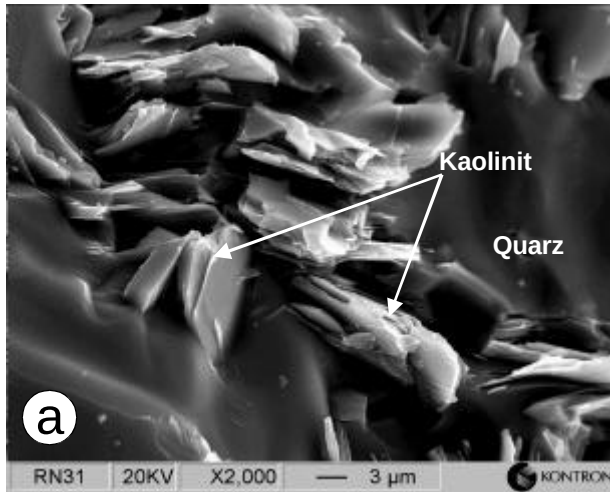
Abb. h:

Authigener Chlorit umhüllt idiomorphen authigenen Quarz in einem Hydrothermalit der Rotliegend-Vulkanite (SE-Aufnahme). Probe Prz2 der Bohrung Pretzier 1/77, Teufe: 3745,2 m; Die Identifizierung der Mineralphasen erfolgte mit Hilfe der EDX-Analyse.

Abb. i:

Tafelige Chlorite sind als Rasen auf authigenem Quarz in sekundären Hohlräumen eines Hydrothermalits ausgebildet (SE-Aufnahme). Probe: Prz2 der Bohrung Pretzier 1/77, Teufe: 3745,2 m; Die Identifizierung der Mineralphasen erfolgte mit Hilfe der EDX-Analyse.

Tafel 4: Tonminerale im REM



Tafel 5: Authigene Mineralparagenesen im REM

Abb. a:

Eine jüngere Gangphase bestehend aus Albit (dunkelgrau) und Kalifeldspat (Adular, mittelgrau), welche sich am Gangrand befindet, wurde sekundär von Kalzit und Anhydrit zementiert. Diese SE-Aufnahme stammt von der Probe Nei3 der Bohrung Huy-Neinstedt 1/85, Teufe: 1964,2 m. Der Nachweis der Mineralzusammensetzung erfolgte mit Hilfe der EDX-Analyse.

Abb. b:

Eine ältere Ganggeneration von Chalcedon wird von der jüngsten Mineralbildung (Pyrit) überwachsen. Die jüngere Ganggeneration (Taf. 5a) durchschneidet den Chalcedongang. Diese SE-Aufnahme stammt von der Probe Nei3 der Bohrung Nei 1/85, Teufe: 1964,2 m. Der Nachweis der Mineralphasen erfolgte mit Hilfe der EDX-Analyse.

Abb. c:

Sekundärer Fluorit in einem Zechstein-Karbonat (BE-Aufnahme); Probe Ric2 der Bohrung Richenberg 4/65, Teufe: 2679,9 m; Am Gangrand sind kleine Quarzminerale zu beobachten. Im Gangzentrum sind Kalzit und Anhydrit zu sehen, welche von Fluorit ersetzt werden. Die Identifikation der Mineralphasen erfolgte mit Hilfe der EDX-Analyse.

Abb. d:

Quarz-Anhydrit-Baryt-Kluftfüllung in einem Rotliegend-Vulkanit (BE-Aufnahme); Probe KoI2 der Bohrung Kotzen 4/74 Teufe: 5440,2 m. Am Gangrand wurde Quarz als älteste Mineralbildung identifiziert. Als zweite Mineralphase wurde Anhydrit und als letzte Baryt gebildet. Letzterer durchsetzt und ersetzt den Anhydrit. Die Identifikation der Mineralphasen erfolgte mit Hilfe der EDX-Analyse.

Abb. e:

Quarz-Kalzit-Illit-Zemente in einem Rotliegend-Sandstein (BE-Aufnahme); Probe Rx2 der Bohrung Roxförde 2/62; Teufe: 606,1 m; Der Quarz- und Feldspat-Detritus wird von frühdiagenetischem Illit umhüllt und anschließend werden die Porenräume durch spätdiagenetischen Quarz- und Kalzitcement verfüllt. Der Nachweis der Mineralphasen erfolgte mit Hilfe der EDX-Analyse.

Abb. f:

Quarz-Anhydrit-Baryt-Kluftfüllung in einem Rotliegend-Vulkanit (BE-Aufnahme); Probe KoI2 der Bohrung Kotzen 4/74 Teufe: 5440,2 m; Deutlich wird, dass Anhydrit von Baryt ersetzt wird.

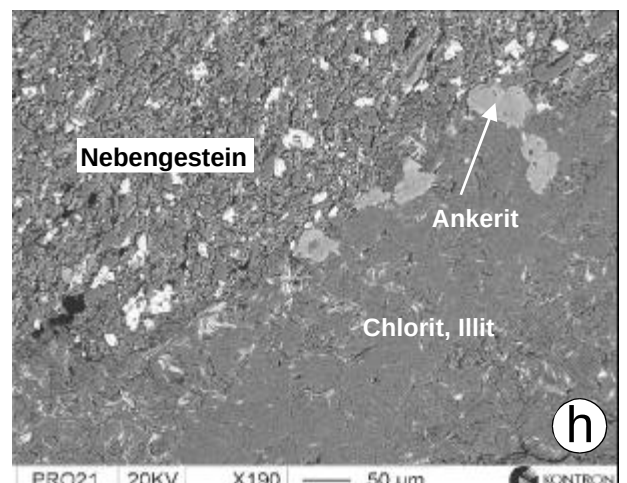
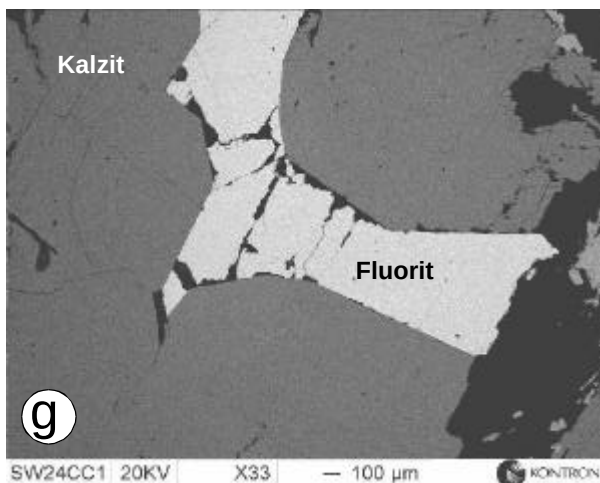
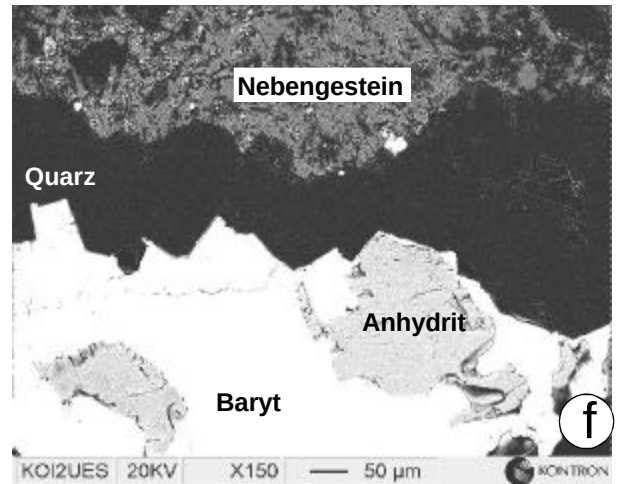
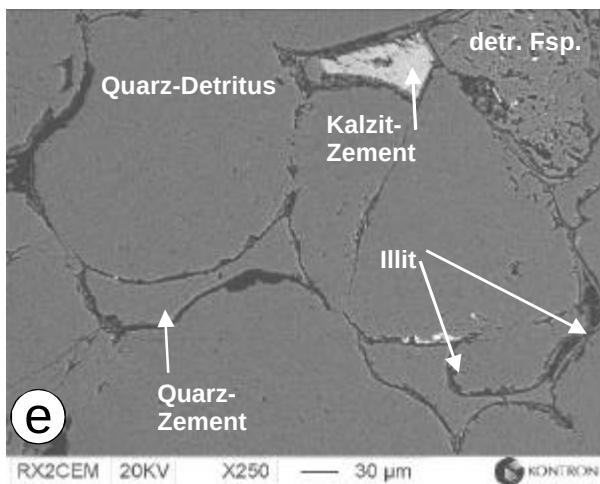
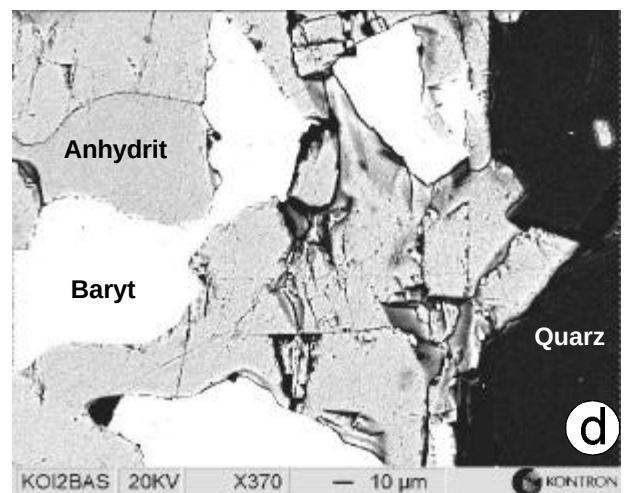
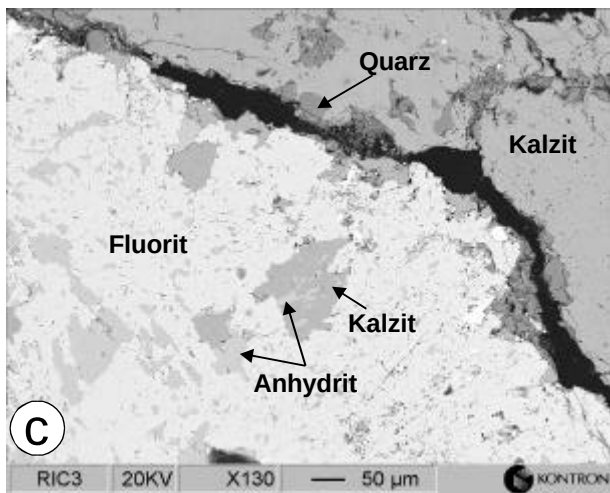
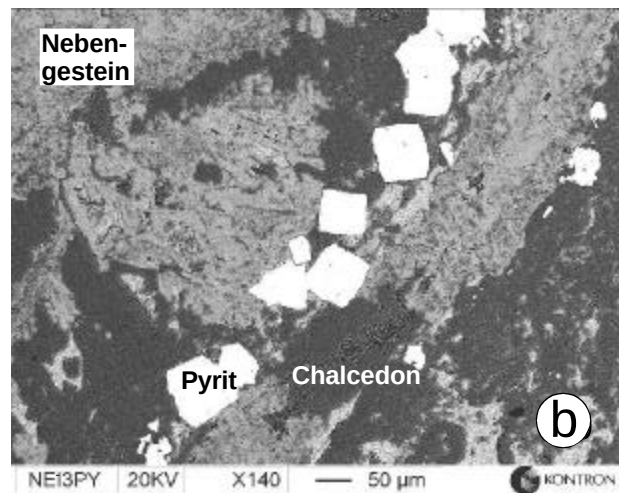
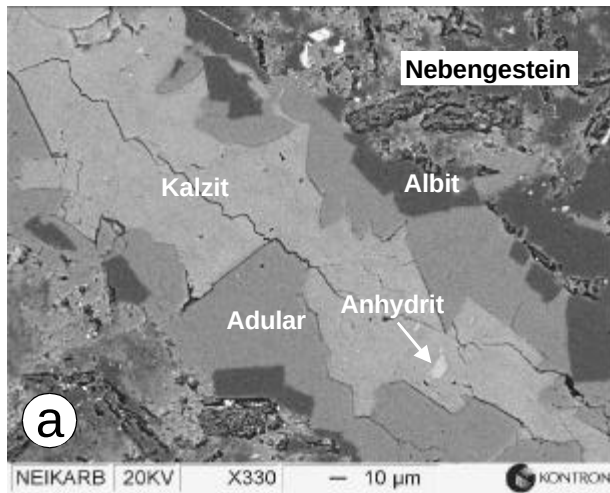
Abb. g:

Kalzit-Anhydrit-Fluorit-Quarz-Kluftfüllung in einem Rotliegend-Vulkanit (BE-Aufnahme). Probe Sw2-4 der Bohrung Sw2/64; Teufe: 3897,6 m. Im Bildausschnitt ist zu sehen, dass Fluorit sekundär den älteren Kalzit zementiert. Die Identifikation der Mineralphasen erfolgte mit Hilfe der EDX-Analyse.

Abb. h:

Karbon-Pelit mit zweiphasiger Kluftfüllungen (BE-Aufnahme). Am Rand des diagonal durchs Bild verlaufenden Ganges ist reliktsicher Ankerit zu sehen. Sekundär wurde dieser scheinbar von Tonmineralen verdrängt. Die Identifizierung der Mineralphasen erfolgte mit Hilfe der EDX-Analyse.

Tafel 5: Authigene Mineralparagenesen



Tafel 6: Dünnschliffbilder

Abb. a:

Tholeiit-Basalt (β II-2) der Rotliegend-Vulkanite (Dünnschliff-Foto, Aufnahme mit gekreuzten Polarisatoren); Intersertales Gefüge: Plagioklas-Leisten befinden sich in einer Clinopyroxen-matrix, wobei sekundär gebildeter Kalzit beobachtet werden kann. Probe Rn10 der Bohrung Rü-gen 1/63; Teufe: 2219,9 m

Abb. b:

Ignimbrit (λ IVc) der Rotliegend-Vulkanite (Dünnschliff-Foto, Aufnahme im Hellfeld); Einsprenglinge von Quarz (hell) und Plagioklas (bräunlich) in holokristalliner Matrix bilden ein vitrophyrisches Gefüge aus. Probe Stav1 der Bohrung Stavenhagen 1/76; Teufe: 4997,6 m

Abb. c, d:

Fluviatiler Rotliegend-Sandstein (Havel-Folge) mit eingewehten, äolischen Quarz-Körnern (Dünnschliff-Fotos: c - Aufnahme im Hellfeld; d - Aufnahme mit gekreuzten Polarisatoren); Der Sandstein ist gekennzeichnet durch frühdiagenetische Hämatit-Säume um die detritischen Körner und durch poikilitisch ausgebildeten, frühdiagenetischen Dolomit-Zement (Satteldolomit). Probe Mi8 der Bohrung Mirow 1/74, Teufe: 5527,2 m

Abb. e:

Fluviatiler Rotliegend-Sandstein (Havel-Folge) mit frühdiagenetischen, poikilitischen Zementen zweier Generationen (Dünnschliff-Foto; Aufnahme mit gekreuzten Polarisatoren). Die erste Generation von Anhydrit ist gekennzeichnet durch fleckenhaft verteilte, blau erscheinende Minerale, wohingegen die zweite Generationen flächenhaft verteilt ist und den älteren Anhydrit ersetzt. Probe Pa6 der Bohrung Parchim 1/68, Teufe: 5751,2 m

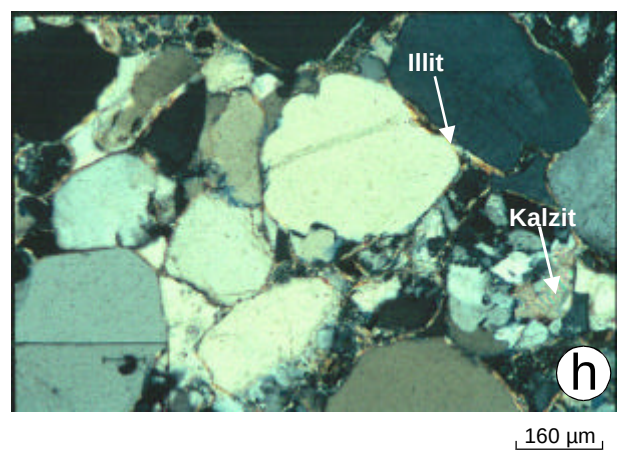
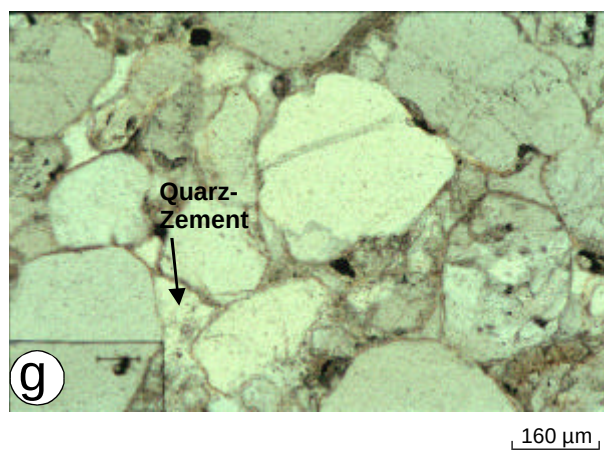
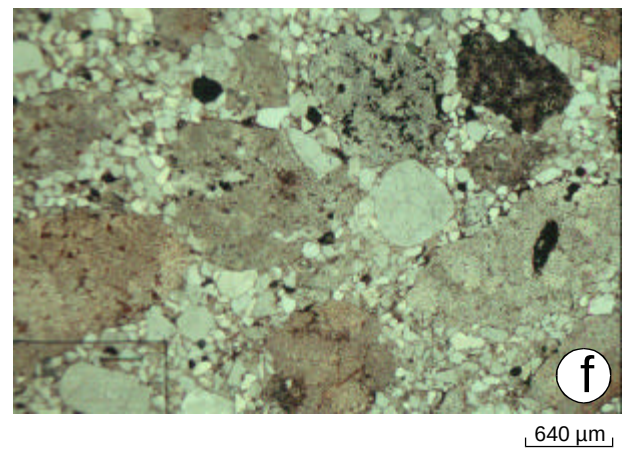
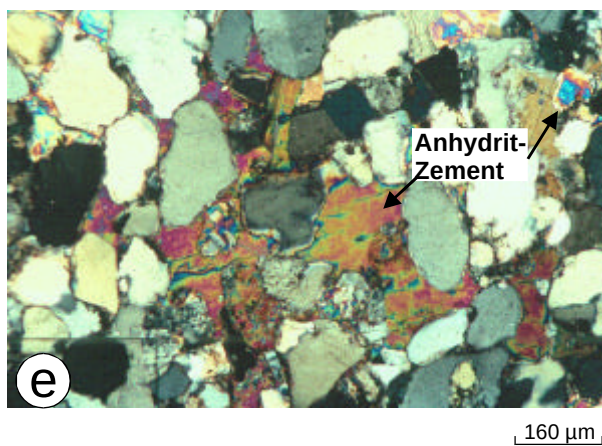
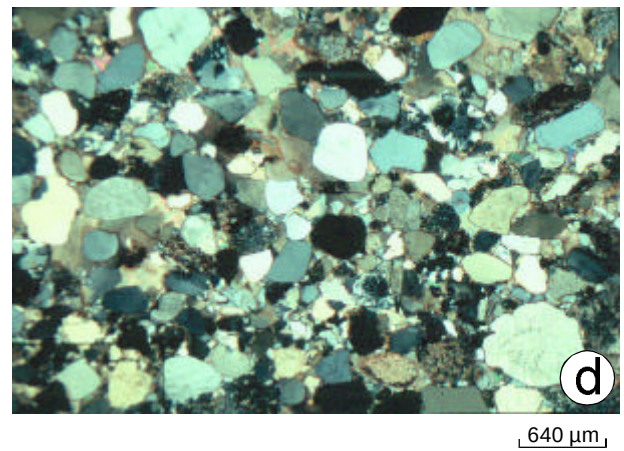
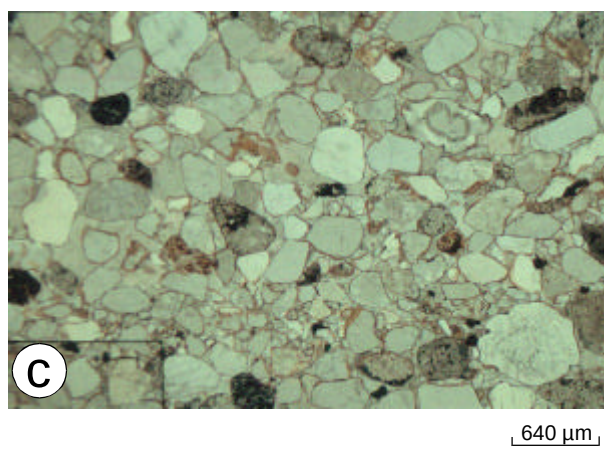
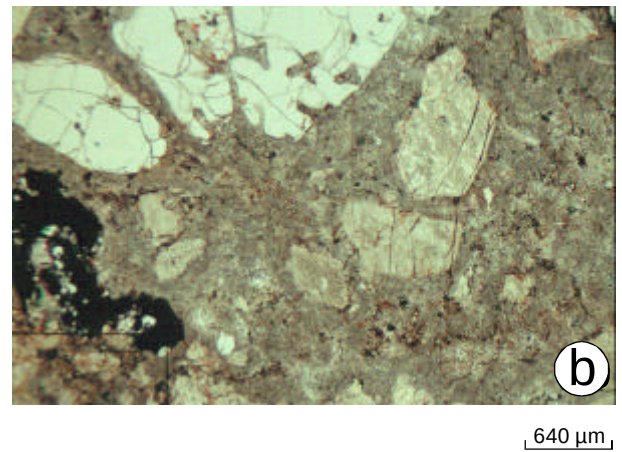
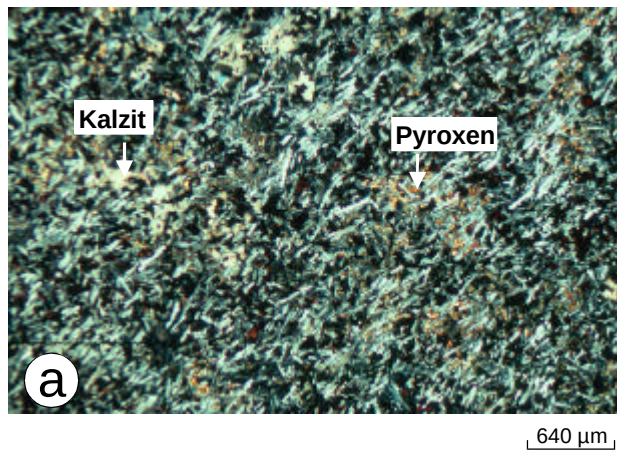
Abb. f:

Matrixgestütztes Konglomerat (Rotliegend-Sedimente) der Havel-Folge (Dünnschliff-Foto, Aufnahme im Hellfeld); In einer karbonatisch zementierten, sandigen Matrix schwimmen Vulkanoklasten (rhyolitische und dazitische Laven, Tuffe und Ignimbrite). Probe EIA6 der Bohrung Eldena 1/84, Teufe: 4759,9 m

Abb. g, h:

Äolischer Rotliegend-Sandstein (Elbe-Folge) mit frühdiagenetischen Illitsäumen um die Detriten und flächenhaft verteilten Quarz-Zement; Im Bereich feldspathaltiger Gesteinsbruchstücke ist sowohl die Auflösung der Feldspäte als auch eine beginnende Kalzitisierung zu beobachten (Dünnschliff-Fotos: g - Aufnahme im Hellfeld; h - Aufnahme mit gekreuzten Polarisatoren). Probe Rx2 der Bohrung Roxförde 2/62; Teufe: 606,1 m

Tafel 6: Dünnschliffbilder



Tafel 7: Dünnschliffbilder

Abb. a:

Orthit-Quarz-(Kalzit)-Chlorit-Kluftfüllung in einem Pelit des Karbons (Dünnschliff-Foto, Aufnahme im Hellfeld); Idiomorphe, hochlichtbrechende Orthitminerale im Quarzgang stellen sekundäre Bildung dar, welche den Quarz überwachsen. Probe Pa3 der Bohrung Parchim 1/68, Teufe: 6972,8 m

Abb. b:

Hydrothormaler Quarz-Siderit-Ankerit-Gang in einem karbonischen Tonstein (Dünnschliff-Foto; Aufnahme mit gekreuzten Polarisatoren); Der idiomorphe Gangquarz besitzt Anwachsäume (vgl. Taf. 9g) und wird sekundär von zwei Karbonatgenerationen zementiert. Die ältere Karbonatgeneration ist hierbei deutlich eisenreicher. Probe El2 der Bohrung Eldena 1/84; Teufe: 5149,3 m

Abb. c:

Quarzgang eines Rotliegend-Vulkanits wird sekundär und entlang von Störungszonen durch Chlorit, Quarz und Kalzit ersetzt (Dünnschliff-Foto: Aufnahme im Hellfeld). Dabei ist zu beobachten, dass die jüngeren Mineralphasen aus dem Nebengestein in den Gang „gepresst“ werden. Der Quarz zeigt undulöses Auslöschen und hervorragende Sektorzonierungen (Taf. 9d). Kluftfüllung in Rotliegend-Vulkanit (Rhyodazit); Probe: PaL1 der Bohrung Parchim 1/68; Teufe: 6468,0 m

Abb. d:

In Rotliegend-Vulkaniten (Rhyodazit) können häufig ehemalige Feldspat-Einsprenglinge nur noch an den entsprechenden Umrissen identifiziert werden. Die Feldspäte sind vollständig alteriert und durch authigene Bildungen (Albit, Quarz, Kalzit gelblich, Chlorit, Epidot, Pyrit etc.) ersetzt worden (Dünnschliff-Foto: Aufnahme im Hellfeld). Probe: PaL1 der Bohrung Parchim 1/68; Teufe: 6468,0 m

Abb. e:

Syngenetisch bzw. kurz nach der Extrusion der Vulkanite gebildete Kalzit-Quarz-Illit-Chlorit-Drusenfüllungen werden oft durch jüngere Kalzite durchsetzt (Dünnschliff-Foto; Aufnahme mit gekreuzten Polarisatoren). Dabei unterscheiden sich die verschiedenen Karbonatphasen u.a. durch ihr unterschiedliches Lumineszenzverhalten (vgl. Taf. 8b). Probe MiX3 der Bohrung Mirow 1/74; Teufe: 7911,1 m

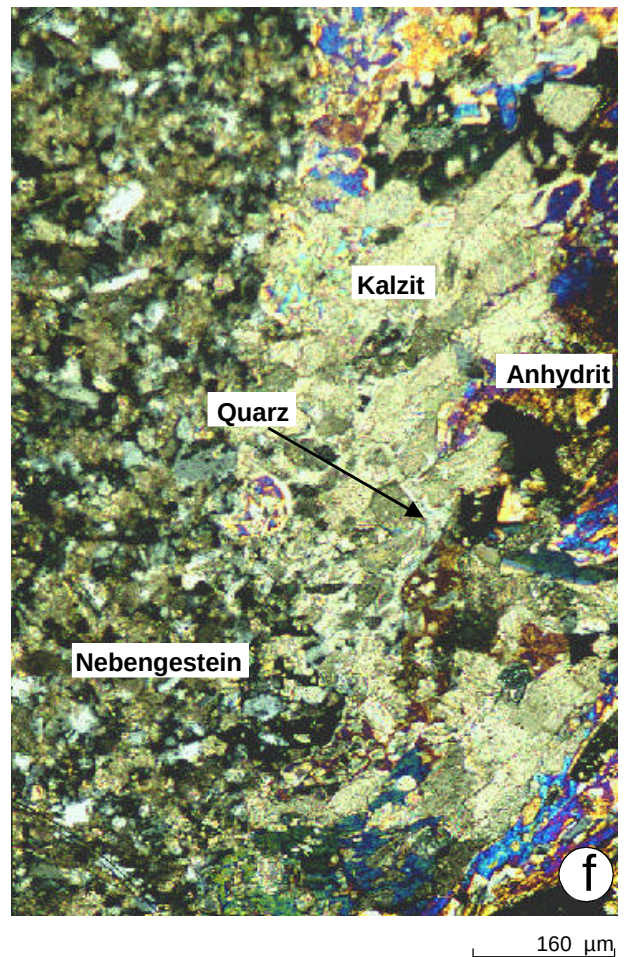
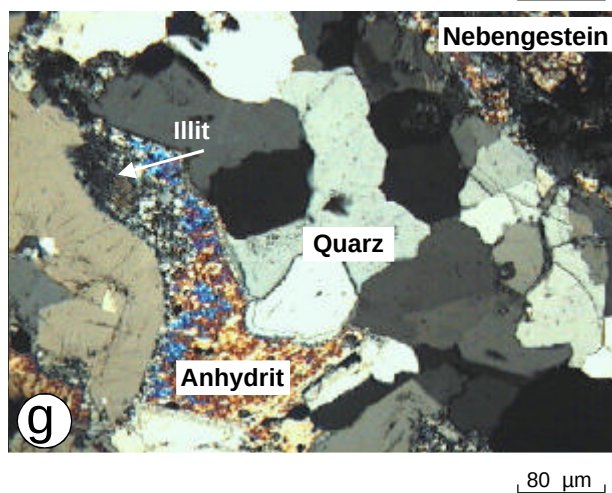
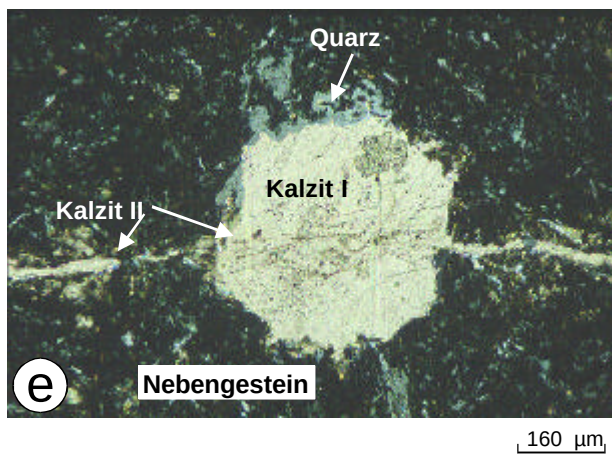
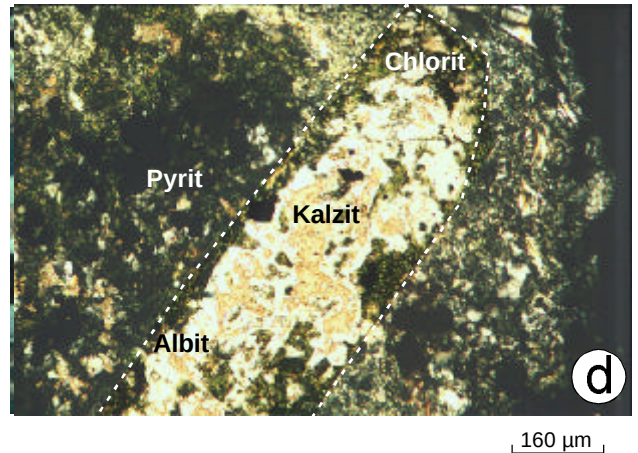
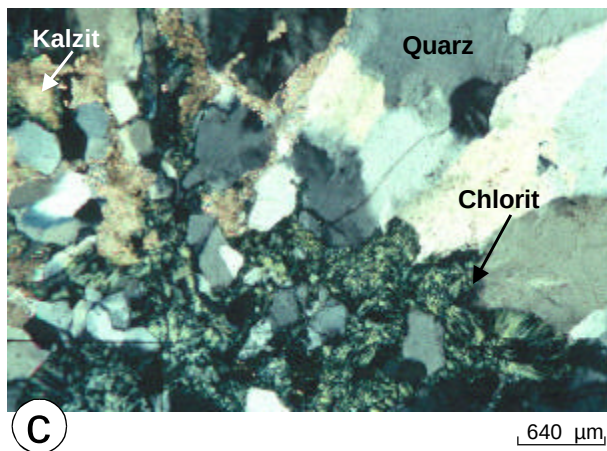
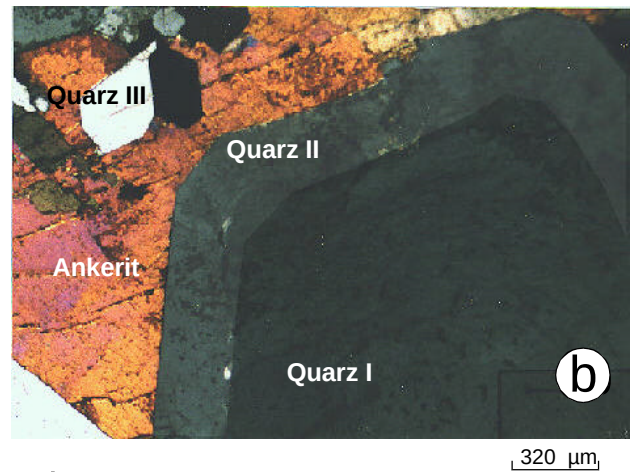
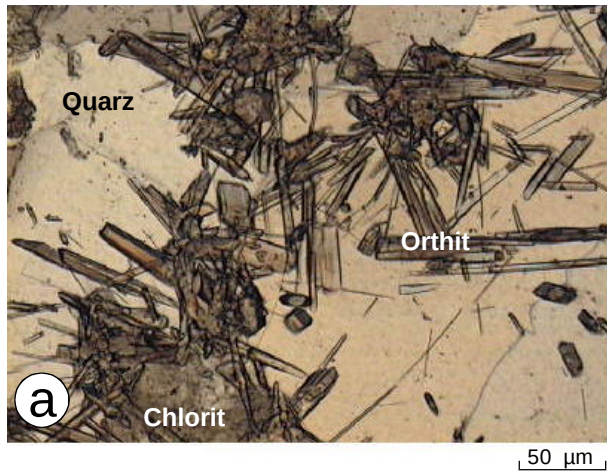
Abb. f:

Extensionskluftfüllung in einem Buntsandstein-Siltstein (Dünnschliff-Foto; Aufnahme mit gekreuzten Polarisatoren); Zweiphasige Anhydrit-Kalzit-Dolomit-Klüfte sind oft horizontal ausgelegt. Sekundär wurde die Kluftfüllung durch Quarz, Kalzit, Anhydrit und Baryt verdrängt (vgl. Taf. 2a). Probe Sw2-14 der Bohrung Salzwedel 2/64, Teufe: 2685,4 m

Abb. g:

Mehrere Kluftgenerationen in diesem Rotliegend-Andesit (Dünnschliff-Foto: Aufnahme mit gekreuzten Polarisatoren); Die ältesten authigenen Bildungen sind zonierte Quarze, die sekundär zuerst von Anhydrit und anschließend von Illit ersetzt wurden. Probe Gap7 der Bohrung Garlipp 1/86; Teufe: 4565,5 m

Tafel 7: Dünnschliffbilder



Tafel 8: Kathodolumineszenz der Karbonate

Abb. a:

Älterer, nicht lumineszenter Kalzit (I) wird von jüngerem, orange lumineszierendem Kalzit (II), welcher paragenetisch mit idiomorphem Quarz auftritt, zementiert. Zwischen beiden Kalzitphasen existiert ein gelb lumineszierender „Reaktionssaum“ (Kalzit III). Kluftfüllung eines Rotliegend-Vulkanits (Rhyolitoid); Probe MiF1 der Bohrung Mirow 1/74; Teufe: 6498,7 m; (KL-Aufnahme)

Abb. b:

Es sind zwei ältere Kalzitphasen (Kalzit I, II) in Drusen, welche nicht bzw. schwach orange lumineszieren und eine jüngere, kluftgebundene, orange bis orangegelb lumineszierende Kalzitphase (Kalzit III) zu sehen. Kluftfüllung eines Rotliegend-Vulkanits (mafische Intrusion); Probe MiX3 der Bohrung Mirow 1/74; Teufe: 7911,1 m; (KL-Aufnahme)

Abb. c:

Eine ältere, nicht lumineszierende Kalzitgeneration (Kalzit I) wird von einer orange lumineszierenden Kalzitphase (Kalzit II) durchdrungen und umschlossen. Die zweite Kalzitphase wird wiederum von einer schwach orange lumineszierenden Kalzitgeneration (Kalzit III) zementiert. Dieselbe Probe im REM ergab eine Gliederung in zwei Karbonatphasen (vgl. Taf. 1c, 1e), wobei die Generationen I und II (Taf. 8c) der Generation I im REM (Taf. 1c) entspricht und die Generation III (Taf. 8c) der Generation II (Taf. 1c). Hydrothermalit innerhalb der Rotliegend-Vulkanite (Rhyolit), Probe Rx1 der Bohrung Roxförde2/62; Teufe: 639,7 m; (KL-Aufnahme)

Abb. d:

Der zonierte Kalzit (Kalzit I) wurde sekundär alteriert und scheinbar zu nicht lumineszendentem Kalzit umgewandelt (Kalzit II). Entlang von Störungsbereichen ist orange lumineszierender Kalzit (III) eingedrungen. Kluftfüllung in Rotliegend-Vulkanit (Rhyodazit); Probe: PeL1 der Bohrung Penkun 1/71; Teufe: 4839,6 m; (KL-Aufnahme)

Abb. e:

Blau lumineszierender Kalzit (I) wird sekundär durch Chalcedon und orange lumineszierenden Kalzit (Kalzit II) entlang von Korngrenzen und Spaltrissen ersetzt. Kluftfüllung im Rotliegend-Vulkanit (Basalt), Probe: Rn11 der Bohrung Rügen 1/63; Teufe: 2044,2 m; (KL-Aufnahme)

Abb. f:

Schwach orange lumineszierender Kalzit (Kalzit I) wird entlang von Korngrenzen und Spaltrissen durch orange lumineszierenden Kalzit ersetzt. Kluftfüllung im Rotliegend-Vulkanit (Rhyodazit), Probe Sw2-2 der Bohrung Salzwedel 2/64, Teufe: 4927,4 m; (KL-Aufnahme)

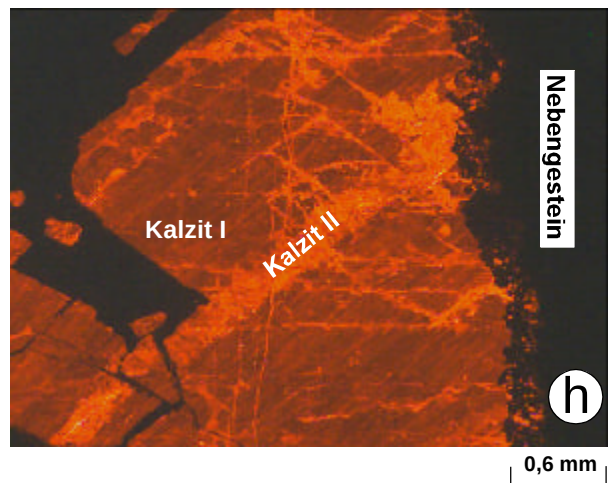
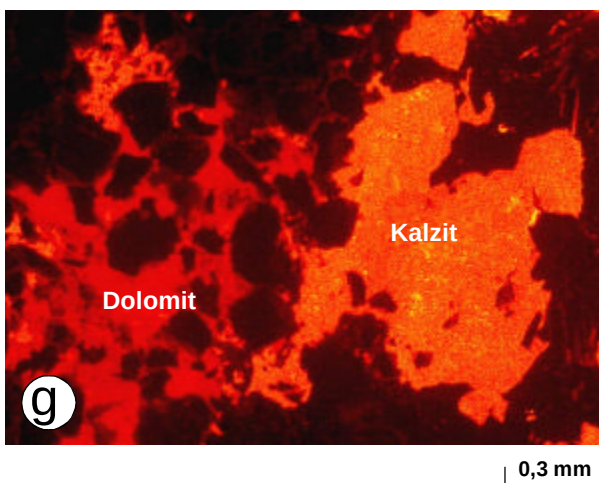
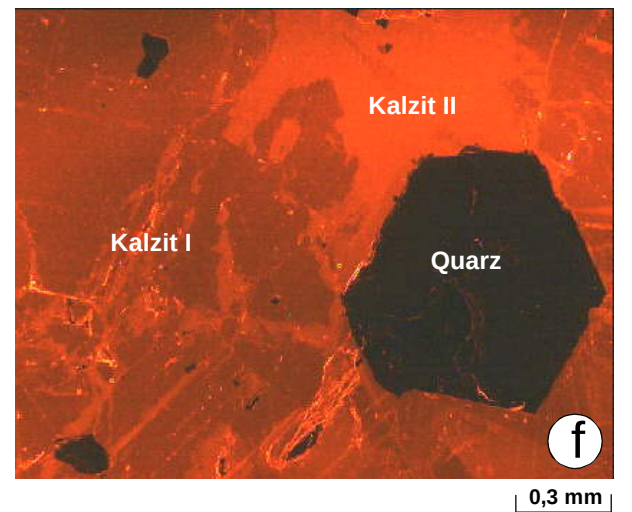
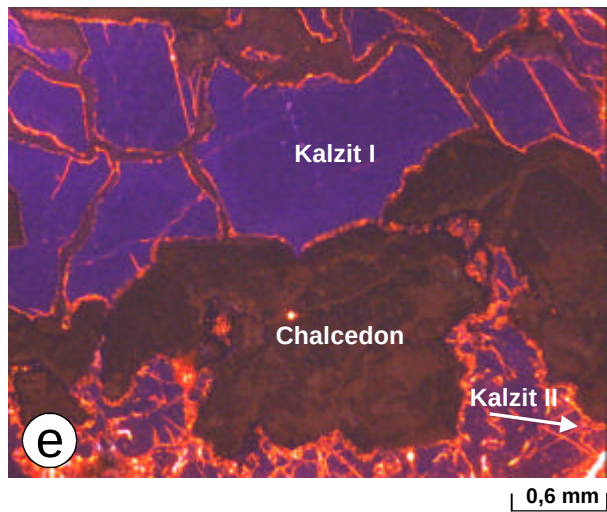
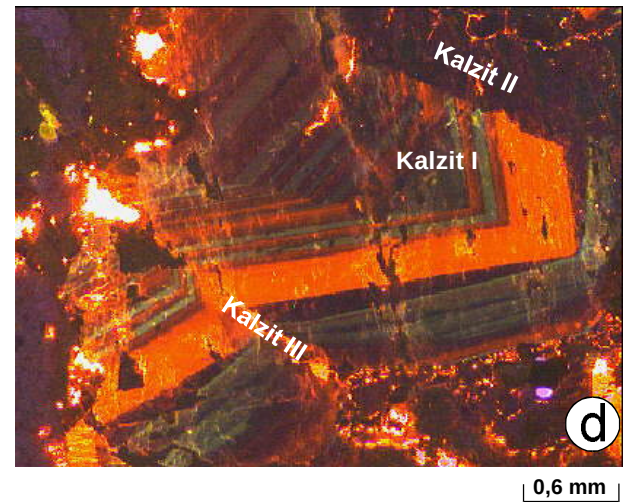
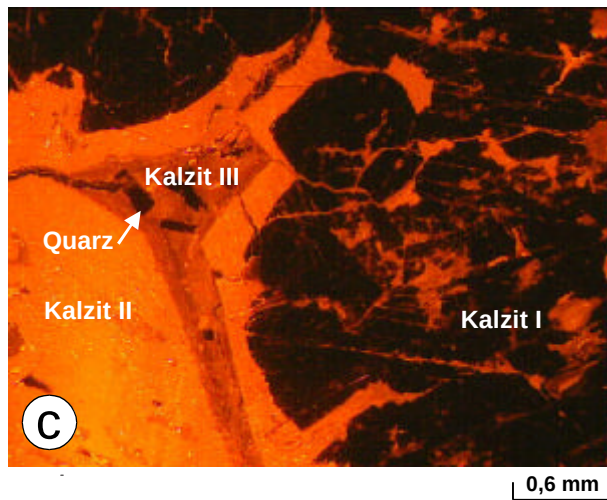
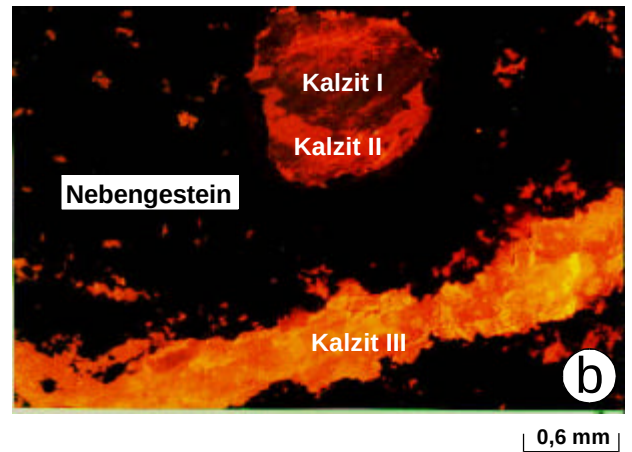
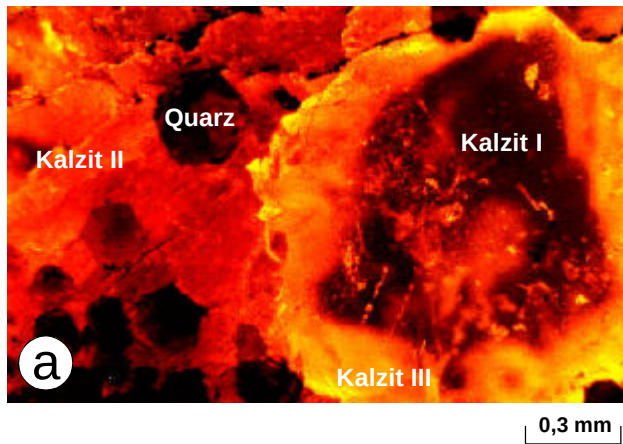
Abb. g:

Kalzit-Zement (orange) verdrängt frühdiagenetischen Dolomitzement (rot) in einem Rotliegend-Sandstein. Probe Pa 6 der Bohrung Parchim 1/68; Teufe: 5751,2 m; (KL-Aufnahme)

Abb. h:

Schwach orange lumineszierender Kalzit (Kalzit I) wird entlang von Korngrenzen und Spaltrissen durch orange lumineszierenden Kalzit (II) ersetzt. Kluftfüllung im Karbon-Pelit; Probe Pa1 der Bohrung Parchim 1/68; Teufe: 6782,8 m; (KL-Aufnahme)

Tafel 8: Kathodolumineszenz der Karbonate



Tafel 9: Kathodolumineszenz von Quarz, Feldspat & Fluorit

Abb. a:

Blau lumineszierende Fluorite in Paragenese mit Anhydrit und Baryt verdrängen orange lumineszierenden Kalzit. Die abgebildeten Minerale befinden sich in einer Kluftfüllung in Rotliegend-Sandsteinen. Probe Rx2 der Bohrung Roxförde 2/62; Teufe: 606,1 m; (KL-Aufnahme)

Abb. b:

Gelblich grünlich lumineszierender Albit zementiert einen Quarzgang von blau lumineszierendem, fein zoniertem Quarz. Es handelt sich um eine Kluftfüllung eines Rotliegend-Vulkanits (Rhyodazit). Probe MiJ1 der Bohrung Mirow 1/74; Teufe: 6646,7 m; (KL-Aufnahme)

Abb. c:

Zwei blau lumineszierende Quarzgenerationen als Drusenfüllung in einem Rotliegend-Vulkanit (Rhyolitoid); Probe MiW2 der Bohrung Mirow 1/74; Teufe: 7855,2 m; (KL-Aufnahme)

Abb. d:

Blau-rot zonierter Quarz wird sekundär durch Quarz, Kalzit und Chlorit entlang von Störungszonen verdrängt. Es handelt sich um eine Kluftfüllung eines Rotliegend-Vulkanits (Rhyodazit); Probe: PaL1 der Bohrung Parchim 1/68; Teufe: 6468,0 m; (KL-Aufnahme)

Abb. e:

Blau lumineszierender Quarz-Detritus wird durch dunkelblau lumineszierenden Quarz zementiert. Kretazischer Sandstein der Teufelsmauer bei Neinstedt (Königsstein); Probe: Teuf1; (KL-Aufnahme)

Abb. f:

Diese dreiphasige Kluftfüllung besteht aus (1) blau lumineszierendem Chalcedon, (2) fein zoniertem Quarz und (3) massigem Quarz. Es handelt sich um die Kluftfüllung eines permokarbonen Magmatits. Probe Pa2 der Bohrung Parchim 1/68, Teufe: 6607,1 m; (KL-Aufnahme)

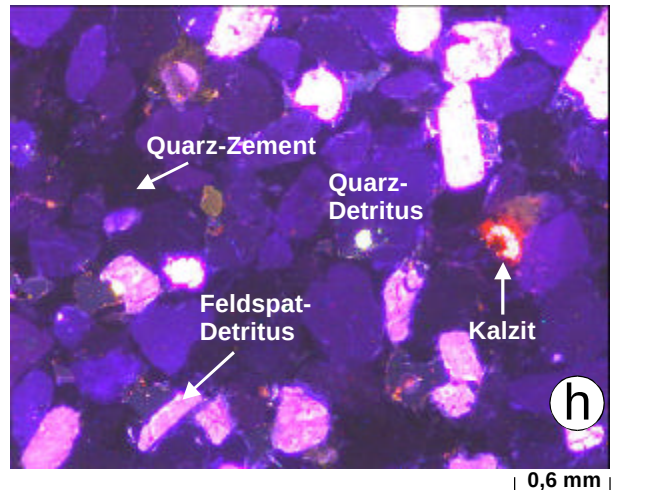
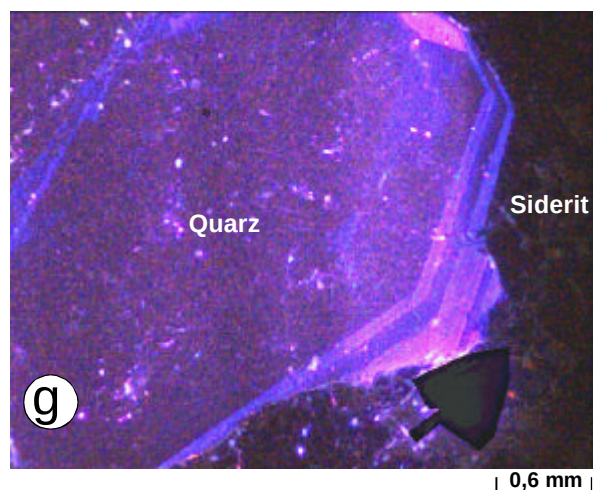
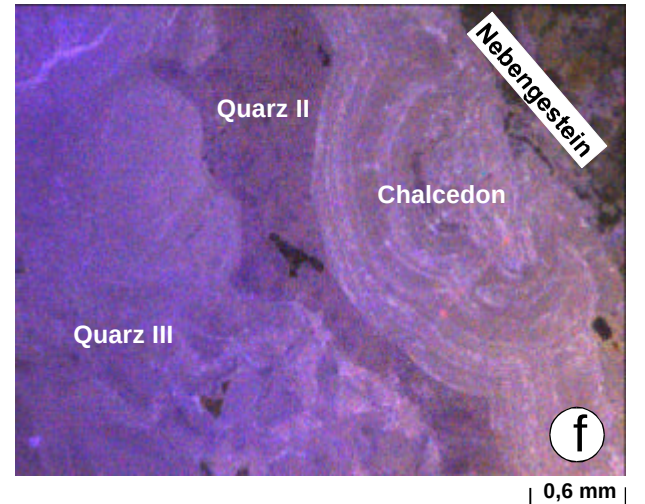
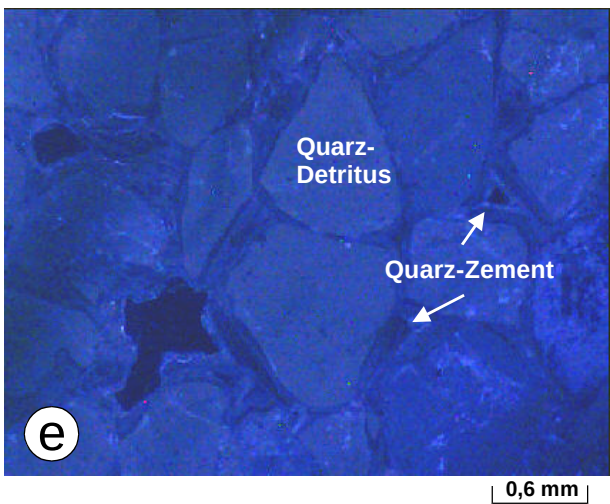
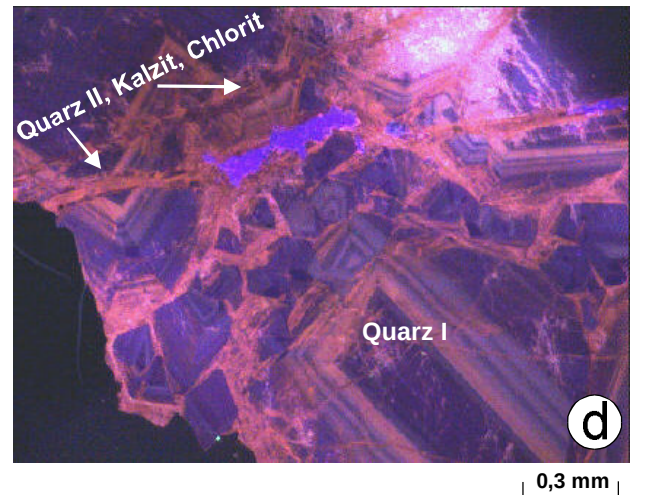
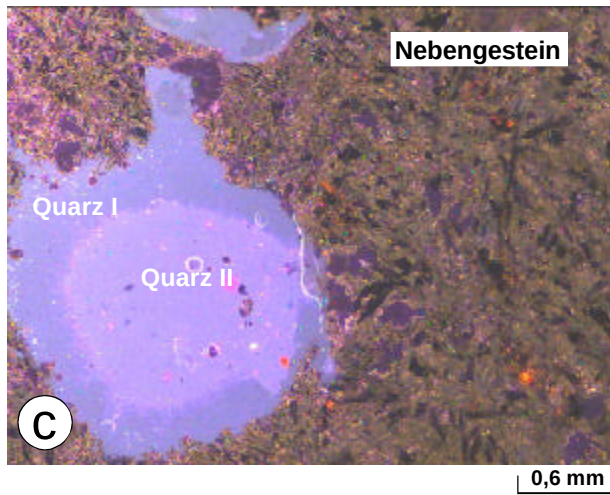
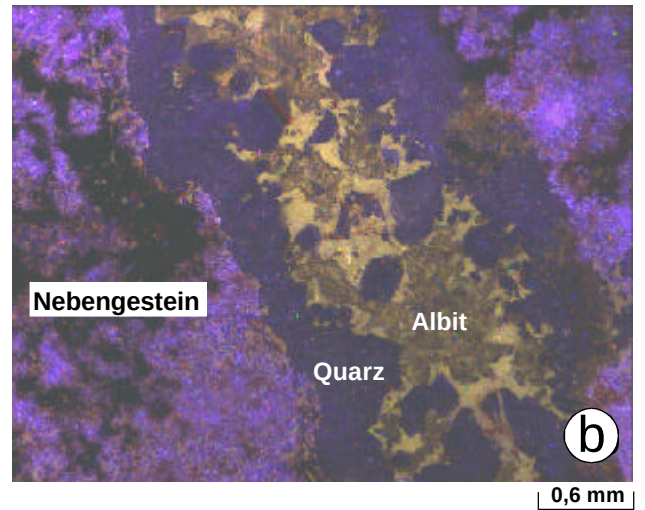
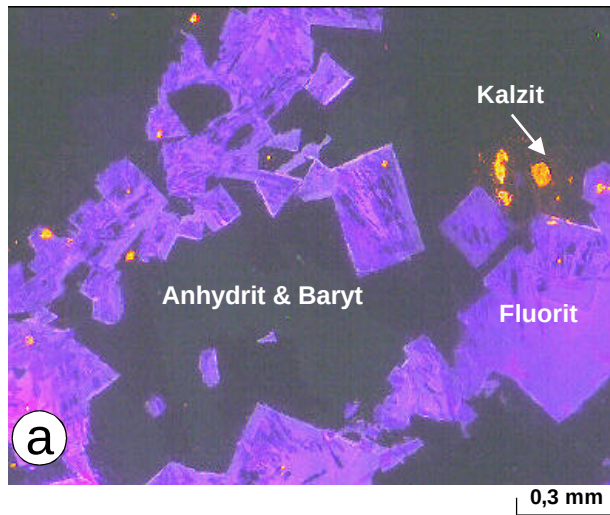
Abb. g:

Der blau lumineszierende Quarz mit Quarz-Anwachssäumen wird sekundär durch Ankerit und Dolomit zementiert. Es handelt sich um die Kluftfüllung eines Karbon-Pelits. Probe El2 der Bohrung Eldena 1/84; Teufe: 5149,3 m, (KL-Aufnahme)

Abb. h:

Ein nicht lumineszierender Quarz-Zement verdrängt einen orange lumineszierenden Kalzit-Zement. Im Detritus lassen sich blau lumineszierender Quarz und blau-violetter (z.T. durch „Überstrahlung“ rosa-weiß) Feldspat unterscheiden. Buntsandstein-Sandstein; Probe Sde4 der Bohrung Schilde 1/69; Teufe: 2665,0 m, (KL-Aufnahme)

Tafel 9: Kathodolumineszenz von Quarz, Feldspat und Fluorit



Tafel 10: Gesteinsbilder

Abb. a:

Bohrkern eines Rotliegend-Vulkanits mit zwei Kluftgenerationen; Die erste Generation besteht aus zonierte Quarz, welcher sekundär durch Baryt ersetzt wurde. Probe KoI2 der Bohrung Kotzen 4/74; Teufe: 5440,2 m

Abb. b:

Bohrkern einer rhyodazitischen Rotliegend-Lava; Sekundär sprosst Pyrit im Gestein. Probe PaF2 der Bohrung Parchim 1/68; Teufe: 6352,7 m

Abb. c:

Brekzierte SiO₂-reiche Rotliegend-Lava; Die ersten sekundären Mineralbildungen sind durch den dunkelgrau erscheinenden Quarz und den weißen Kalzit gegeben, welche die Brekzierung sichtbar machen. Eine kalzitische, diagonal verlaufende Kluft bildet die jüngste Mineralbildung. Probe KoI1 der Bohrung Kotzen 4/74; Teufe: 5438,2 m

Abb. d:

Bohrkern eines andesitoiden Rotliegend-Ignimbrits; Sekundär wurde ein rhyolitoider Vulkanit in einen dazitischen Vulkanit eingeschuppt, wobei als „Flussmittel“ Quarz diente. Sekundär wurde die Mineralisationsfolge von Anhydrit und Illit ersetzt (vgl. Tafel 7g). Probe Gap7 der Bohrung Garlipp 1/86; Teufe: 4565,5 m

Abb. e:

Bohrkern eines mesozoischen Kalksteins; Authigene Tonmineralbildungen werden sekundär von ankeritgefüllten Klüften geschnitten. Probe Kgg1 der Bohrung Königsberg 7/71; Teufe: 2088,1 m

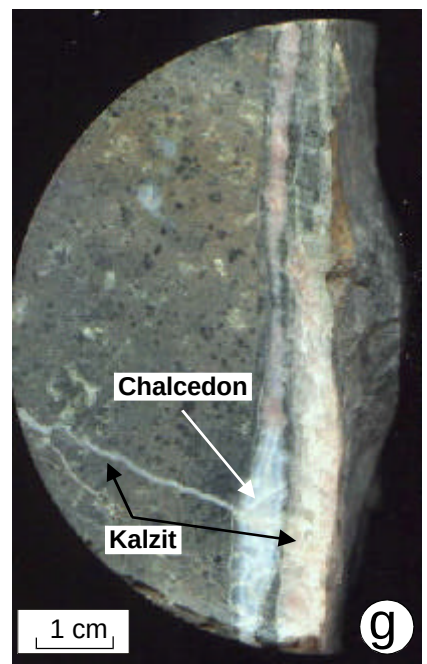
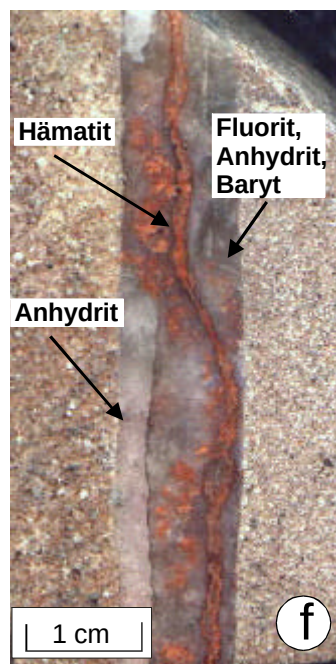
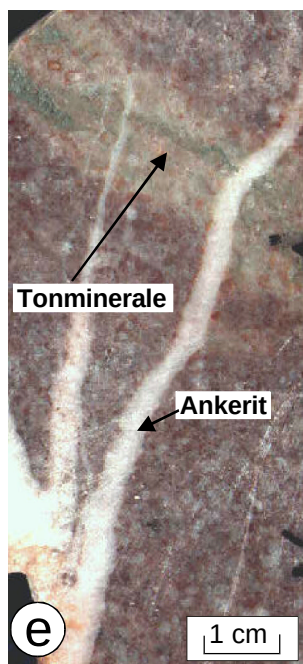
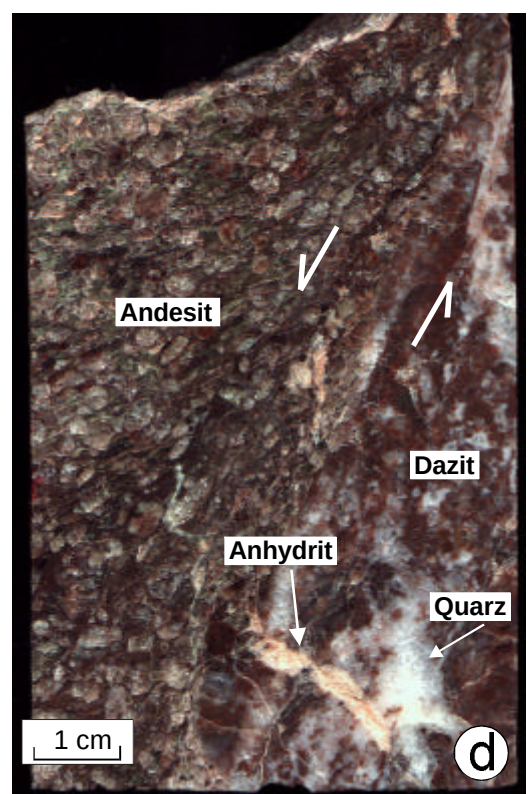
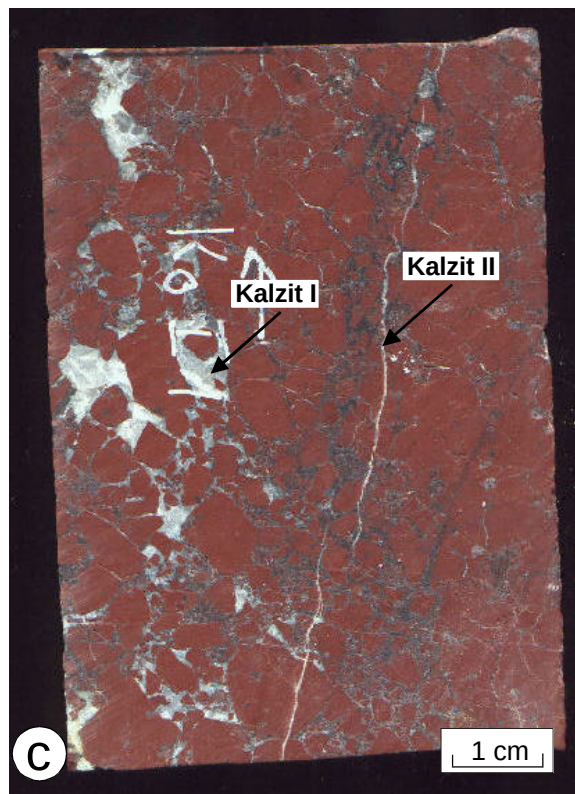
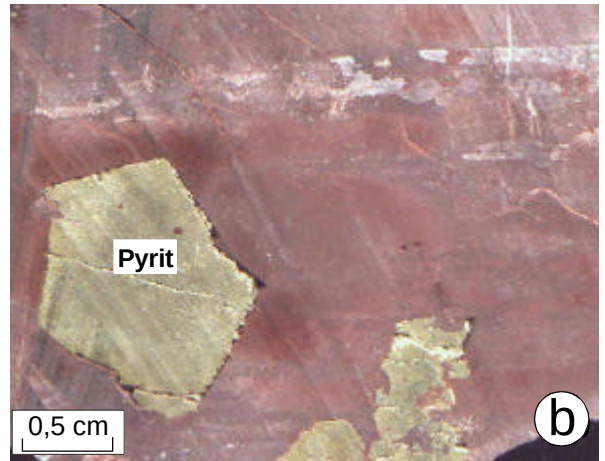
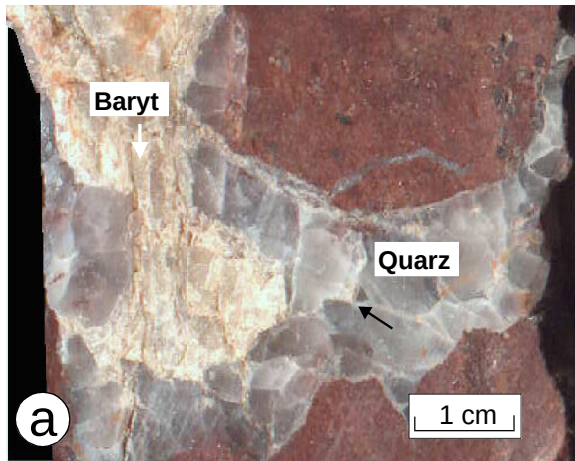
Abb. f:

Bohrkern eines äolischen Rotliegend-Sandsteins. Die Kluftfüllung ist mehrphasig, wobei zuerst Anhydrit, anschließend in verschiedenen Phasen Fluorit sowie Anhydrit und Baryt intrudierten. Als letzte Kluftgeneration konnte Hämatit beobachtet werden. Probe Rx2 der Bohrung Roxförde 2/62; Teufe: 606,1 m.

Abb. g:

Bohrkern eines permokarbonen Vulkanits; Die erste makroskopisch erkennbare Kluftfüllung ist Chalcedon, welche sekundär von Albit, Adular, Kalzit und Anhydrit sowie Pyrit ersetzt wird (vgl. Tafel 5a). Probe Nei3 der Bohrung Huy-Neinstedt 1/85, Teufe: 1964,2 m

Tafel 10: Gesteinsbilder



Inhaltsverzeichnis des Anhangs

		Seite
Anhang 0	Probenliste	
Anhang 01	Tabelle: bearbeitete Bohrungen	0-1
Anhang 02	Tabelle: bearbeitete Aufschlüsse	0-2
Anhang 03	Tabelle: Probenliste	0-3
Anhang A	Mikrothermometrie	
Anhang A1	Tabelle: Fluiddaten (mikrothermometrische Daten, Fluiddrücke, Mineralbildungstemperaturen)	A-1
Anhang A2	Diagramme: Homogenisierungstemperatur (Th) gegen Schmelztemperatur ($T_{m_{Eis}}$)	A-9
Anhang A3	Diagramme: Homogenisierungstemperatur (Th) gegen Einschlussgröße	A-27
Anhang A4	Histogramme: initiale Schmelztemperatur (T_e)	A-45
Anhang A5	ternäre Diagramme: NaCl-CaCl ₂ -H ₂ O	A-60
Anhang B	Petrographie	
Anhang B1	Tabelle: Authigene Mineralbildungen der einzelnen Proben, Klassifizierung der Gesteine	B-1
Anhang B2	Tabelle: Kathodolumineszenzverhalten der bearbeiteten Proben	B-8
Anhang B3	Tabelle: Zusammensetzung der bearbeiteten Sandsteine („point counting“)	B-15
Anhang B4	Tabelle: Chemische Zusammensetzung der bearbeiteten Sandsteine und Vulkanite (XRF)	B-17
Anhang C	Thermometrie-Daten	
Anhang C1	Tabelle: Chlorit-Thermometrie-Daten (BRECHT 1999)	C-1
Anhang C2	Tabelle: Resultierende Temperaturen aus Vitritreflexionsdaten von FRIBERG (2000; pers. Mitt.), KRULL (2000; pers. Mitt), HOTH (1993)	C-3
Anhang C3	Tabelle: Cryo-REM-EDX-Daten und resultierende Temperaturen	C-4
Anhang C4	Tabelle: rezente Bohrlochtemperaturen von FÖRSTER (2000, pers. Mitt.)	C-6
Anhang D	Methoden und Analyseverfahren	D-1
Anhang E	Daten stabiler Isotope	E-1
	Tabelle: $\delta^{18}O$ von Sulfaten und Karbonaten; $\delta^{13}C$ von Karbonaten; $\delta^{34}S$ von Sulfaten und Sulfiden)	
Anhang F	Diagramme F1 und F2: Homogenisierungstemperatur (Th) zur Teufe für verschiedene Bohrungen	F-1
Anhang G	Geologische Profile durch die bearbeiteten Bohrungen	Einlage

Anhang O1: Bearbeitete Bohrungen

Bohrung	geogr. Koordinaten		Ansatz [m NN]	End- teufe [m]	Kern- lager*	Probenan- zahl**	Stratigraphie der beprobten Bereiche
E Gm 1/62	4569801,4	6004326,2	21,6		MeVo	2	Zechstein- Rotliegend
E Gm 21/64	4567996,1	6003721,1	16,5	1875,0	MeVo	2	Zechstein
E MirNs 1/74	4547521,5	5899959,3	74,7	8008,6	MeVo	19	Jura-Rotliegend
E MnzO 101/64	4516645,5	5916271,4	69,2	1377,6	MeVo	3	Jura
E Pa 1/68	4494533,6	5911705,7	92,4	7030,0	MeVo	17	Zechstein-Karbon
E Pnl 1/75	4562416,6	5933025,9	93,0	5506,7	MeVo	8	Zechstein-Rotliegend
E Pkn 1/71	5449557,0	5910426,2	32,0	6015,0	MeVo	6	Rotliegend
E Ric 4/65	4560584,9	6015966,9	11,5	4780,0	MeVo	8	Zechstein- Karbon
E Rn 1/63	4579725,5	6024669,6	9,7	3500,7	MeVo	15	Buntsandstein-Karbon
E Sam 101/62	4584923,0	6029151,5	14,6	2022,3	MeVo	11	Muschelkalk-Rotliegend
E Stav 1h2/76	4556468,2	5953867,4	54,8	5000,0	MeVo	10	Zechstein- Rotliegend
E Tbe 1/65	4550205,3	5997819,0	15,5	3210,0	MeVo	6	Zechstein- Rotliegend
E Ela 1/74	4470859,6	5895702,2	42,4	5206,0	B	7	Zechstein - Namur
E Kgg 7/71	4521471,8	5889011,2	79,0	2500,0	B	3	Buntsandstein
E KdN 4/64			60,2	2040,7	B	5	Keuper - Jura
E Kotz 4/74	4523370,4	5835904,4	27,6	5499,0	B	3	Rotliegend
E Pröt 1/82	4470753,2	5895679,3	43,4	7008,9	B	3	Karbon
E Rmwl 11a/69	4464047,1	5883827,4	16,5	4249,7	B	1	Zechstein
E Rmwl 12/69	4463685,9	5884095,4	16,0	3347,7	B	1	Zechstein
E Rmwl 14h/69	4456920,0	5880912,0	15,8	4000,0	B	3	Zechstein
E Rmwl 17/70	4472184,4	5891289,2	43,0	4584,0	B	8	Zechstein- Rotliegend
E Sde 1/69	4483800,4	5881352,0	23,4	2873,0	B	7	Buntsandstein
E Dren 3/70	4453874,2	5777915,2	138,7	980,5	SA	4	Zechstein - Rotliegend
E Gpa 1/68	4472960,2	5834826,9	61,5	4587,2	SA	7	Rotliegend
E HuyNei 1/85	4424005,1	5758757,7	269,4	2640,0	SA	6	Rotliegend - Karbon
E MbgOg 3/73	4479997,7	5853069,0	19,2	4980,0	SA	2	Rotliegend
E Prz/77	4450696,0	5853883,4	32,4	3750,5	SA	6	Rotliegend
E Rx 2/64	4461683,3	5815379,8	65,4	2858,1	SA	8	Rotliegend - Karbon
E Sw2/64	4453472,0	5856457,3	35,1	4987,9	SA	15	Buntsandstein- Rotliegend

* MeVo - Geologisches Landesamt Mecklenburg - Vorpommern; B - Geologisches Landesamt Brandenburg; SA - Geologisches Landesamt Sachsen - Anhalt, ** nur die petrographisch bearbeiteten Proben sind aufgeführt;

Anhang O2: Bearbeitete Aufschlüsse

Lokalität	geogr. Koordinaten		Stratigraphie	Mineralparagenesen	Probenanzahl
Teufelsmauer, „Königsstein“ bei Neinstedt			Kreide	Quarzzement	1
Teufelsmauer, Hamburger Wappen bei Blankenburg			Kreide	Quarzzement	1
Teufelsmauer, Großvater bei Blankenburg			Kreide	Quarzzement	1
Tongrube bei Wanzleben			Keuper	Kalzit-Baryt- Galenitgänge	3
Flechtinger Scholle, Steinbruch Bodendorf	4452500	5794300	Permokarbon	Kalzit-Quarz-Baryt- Fluoritgänge.	4
Flechtinger Scholle, Steinbruch Eiche	4454700	5792600	Permokarbon	Kalzit-Quarz-Baryt- Hämatitgänge	3
Flechtinger Scholle, Steinbruch Holzmühlental	4446500	5798200	Permokarbon	Kalzit-Quarz-Baryt- Fluoritgänge	3
Flechtinger Scholle, Klärstation bei Bebertal			Permokarbon	Baryt-Hämatit- Chalkopyritgänge	1

Probenliste

Lfd. Nr	Proben-Nr.	Gesteinstyp	Verwendung										Datum	Bohrung / Lokalität	Kernmarsch	Kiste	Teufe [m]	Stratigraphie
			Mi	Fl	Raman	KL	K-Ar	stab.Iso.	XRD	XRF	REM	Cryo-REM						
1	Pa1	Siltstein	+	+		+						23.03.98	Parchim 1/68	6778,4-6783,0	762	6782,8	Namur	
2	Pa2	Granodiorit	+	+		+		+			+	+	23.03.98	Parchim 1/68	6598,0-6608,0	702	6607,1	Namur
3	Pa3	Siltstein	+	+		+		+				+	23.03.98	Parchim 1/68	6967,7-6982,0	823	6972,8	Namur
4	Pa4	Sandstein	+	+				+					23.03.98	Parchim 1/68	6035,0-6129,7	500	6039,0	Unter-Rotliegend
5	Pa5	Konglomerat	+	+									23.03.98	Parchim 1/68	5996,3-5998,8	480	5997,2	Havel-Folge
6	Pa6	Sandstein	+	+		+							23.03.98	Parchim 1/68	5745,7-5782,2	426	5751,2	Havel-Folge
7	Pa7	Silt-Tonstein	+	+				+					23.03.98	Parchim 1/68	5506,2-5524,2	264	5509,8	Havel-Folge
8	Pa8	Siltstein	+	+				+					23.03.98	Parchim 1/68	5460,0-5478,0	248	5467,3	Elbe-Folge
9	Pa9	Tonstein	+	+									23.03.98	Parchim 1/68	5250,5-5268,8	178	5257,7	Elbe-Folge
10	Pa10	Siltstein	+	+									23.03.98	Parchim 1/68	4994,2-5012,2	144	5003,6	Elbe-Folge
11	Pa11	Sandstein	+	+		+		+					23.03.98	Parchim 1/68	4701,3-4718,3	75	4710,2	Elbe-Folge
12	Pa12	Anhydrit											23.03.98	Parchim 1/68	4671,7-4688,7	46	4688,3	Werra-Folge
13	Pa13	Anhydrit	+	+	+			+					23.03.98	Parchim 1/68	4671,7-4688,7	45	4687,1	Werra-Folge
14	PaA1	Rhyodazit	+	+									18.01.96	Parchim 1/68	6258,7-6267,2	588	6260,5	Unter-Rotliegend
15	PaF2	Rhyodazit						+					13.11.96	Parchim 1/68	6350,2-6356,6	632	6352,7	Unter-Rotliegend
16	PaH5	Rhyodazit	+	+		+		+			+	+	13.11.96	Parchim 1/68	6290,4-6398,9	645	6393,8	Unter-Rotliegend
17	Pal1	Rhyodazit	+	+		+		+					18.01.96	Parchim 1/68	6410,2-6418,7	651	6410,3	Unter-Rotliegend
18	Pak3	Rhyodazit						+					18.01.96	Parchim 1/68	6458,3-6467,3	667	6462,0	Unter-Rotliegend
19	PaL1	Rhyodazit	+	+		+					+	+	18.01.96	Parchim 1/68	6467,3-6476,3	674	6468,0	Unter-Rotliegend
20	Stav1	Rhyodazit	+	+							+		23.03.98	Stavenhagen 1/76	4995,0-5000,0	403	4997,6	Unter-Rotliegend
21	Stav2	Konglomerat	+	+	+	+		+					23.03.98	Stavenhagen 1/76	4954,9-4958,1	388	4957,6	Havel-Folge
22	Stav3	Siltstein	+	+									23.03.98	Stavenhagen 1/76	4820,1-4829,1	294	4820,7	Havel-Folge
23	Stav4	Siltstein											23.03.98	Stavenhagen 1/76	4691,4-4700,4	187	4697,5	Elbe-Folge
24	Stav5	Siltstein	+	+									23.03.98	Stavenhagen 1/76	4692,1-4799,5	268	4797,8	Havel-Folge
25	Stav6	Feinsandstein						+					23.03.98	Stavenhagen 1/76	4688,9-4691,4	180	4689,4	Elbe-Folge
26	Stav7	Siltstein											23.03.98	Stavenhagen 1/76	4654,6-4663,6	148	4657,6	Elbe-Folge
27	Stav8	Ton-Siltsein	+	+		+							23.03.98	Stavenhagen 1/76	4465,0-4474,0	78	4473,1	Elbe-Folge
28	Stav9	Anhydrit											23.03.98	Stavenhagen 1/76	4280,0-4290,7	7	4287,4	Staßfurt-Folge
29	Stav10	Anhydrit	+	+									23.03.98	Stavenhagen 1/76	4280,0-4290,7	3	4283,2	Staßfurt-Folge
30	StavA3(I)	Sandstein							+	+			27.10.98	Stavenhagen 1/76	4714,0-4723,0	208	4714,3	Elbe-Folge
31	StavA3(II)	Sandstein	+	+		+	+	+	+	+			27.10.98	Stavenhagen 1/76	4714,0-4723,0	208	4715,1	Elbe-Folge
32	StavA3(III)	Sandstein							+	+			27.10.98	Stavenhagen 1/76	4750,0-4754,0	248	4753,1	Elbe-Folge
33	StavA3(IV)	Sandstein							+	+			27.10.98	Stavenhagen 1/76		249	4754,4	Elbe-Folge
34	StavA3(V)	Sandstein							+	+			27.10.98	Stavenhagen 1/76		249	4753,9	Elbe-Folge
35	Pnl1	Rhyolit, brekz.	+	+				+		+			24.03.98	Penzlin 1/75	5467,4-5476,2	704	5474,5	Unter-Rotliegend
36	Pnl2	Rhyolit, brekz.	+	+		+							24.03.98	Penzlin 1/75	5467,4-5476,2	703	5473,7	Unter-Rotliegend
37	Pnl3	Tonstein						+					24.03.98	Penzlin 1/75	5284,1-5302,1	513	5291,7	Havel-Folge
38	Pnl4	Sandstein	+	+	+	+		+					24.03.98	Penzlin 1/75	5156,3-5174,3	408	5167,9	Havel-Folge
39	Pnl5	Siltstein											24.03.98	Penzlin 1/75	5077,3-5094,9	328	5090,5	Havel-Folge
40	Pnl6	Siltstein	+	+				+					24.03.98	Penzlin 1/75	4995,0-5012,3	239	5003,1	Elbe-Folge
41	Pnl7	Siltstein	+	+									24.03.98	Penzlin 1/75	4691,0-4709,0	92	4698,6	Elbe-Folge
42	Pnl8	Anhydrit	+	+									24.03.98	Penzlin 1/75	4550,0-4568,0	7	4557,9	Werra-Folge
43	Pnl1A1	Sandstein	+	+			g		+	+			27.10.98	Penzlin 1/75	5174,3-5185,5	419	5177,2	Havel-Folge
44	Pnl1A2	Sandstein							+	+			27.10.98	Penzlin 1/75	5138,3-5156,3	389	5148,6	Havel-Folge
45	Pnl1A2(II)	Sandstein							+	+			27.10.98	Penzlin 1/75	5138,3-5156,3	389	5149,0	Havel-Folge
46	Rn1	Anhydrit	+	+									24.03.98	Rügen 1/63	2034,1-2037,8	204	2035,7	Werra-Folge
47	Rn2	Anhydrit	+	+									24.03.98	Rügen 1/63	1684,0-1699,3	195	1685,6	Leine-Folge
48	Rn3	Tonstein	+	+		+					+		24.03.98	Rügen 1/63	3450,7-3457,4	191	3457,2	Westfal C
49	Rn4	Tonstein	+	+		+					+		24.03.98	Rügen 1/63	3450,7-3457,4	185	3451,1	Westfal C
50	Rn5	Sandstein	+	+		+							24.03.98	Rügen 1/63	3206,9-3210,6	174	3210,4	Westfal C
51	Rn6	Sandstein	+	+									24.03.98	Rügen 1/63	2935,9-2940,4	153	2940,2	Westfal D
52	Rn7	Feinsandstein											24.03.98	Rügen 1/63	2793,6-2800,6	129	2796,9	Stefan
53	Rn8	Sandstein	+	+	+	+							24.03.98	Rügen 1/63	2629,3-2633,6	118	2632,8	Stefan
54	Rn9	Basaltoid						+		+			24.03.98	Rügen 1/63	2219,3-2221,6	104	2220,9	Unter-Rotliegend
55	Rn10	Basaltoid	+	+		+		+		+	+		24.03.98	Rügen 1/63	2219,3-2221,6	103	2219,9	Unter-Rotliegend
56	Rn11	Basaltoid	+	+		+				+	+	+	24.03.98	Rügen 1/63	2043,7-2045,1	98	2044,2	Unter-Rotliegend

Mi= Mikroskopie, Fl= Flüssigkeitseinschluss-Analyse, Raman= Raman-Spektroskopie, KL= Kathodolumineszenz-Mikroskopie, stab. Iso= Geochemie stabiler Isotope, XRF= Röntgenfluoreszenzanalyse, XRD= Pulver-Röntgen-Diffraktometrie, REM= Rasterelektronenmikroskop, cryo-REM= Rasterelektronenmikroskop mit Gefrierapplikation, K-Ar= K-Argon-Datierungen von Illiten, += verwendet, g= geplant

Probenliste

Lfd. Nr.	Proben-Nr.	Gesteinstyp	Verwendung										Datum	Bohrung / Lokalität	Kernmarsch	Kiste	Teufe [m]	Stratigraphie
			Mi	Fl	Raman	KL	K-Ar	stab. Iso.	XRD	XRF	REM	Cryo-REM						
57	Rn12	Rhyolit, brekz.	+	+				+					24.03.98	Rügen 1/63	2041,4-2043,6	94	2043,5	Unter-Rotliegend
58	Rn13	Anhydrit											24.03.98	Rügen 1/63	1699,3-1799,5	35	1699,5	Staßfurt-Folge
59	Rn14	Anhydrit											24.03.98	Rügen 1/63	1580,3-1699,3	34	1580,2	Nordhausen-F.
60	Rn15	Sandstein						+					24.03.98	Rügen 1/63	1334,7-1346,7	3	1335,2	Bernburg-Folge
61	RnA4(I)	Sandstein							+	+			27.10.98	Rügen 1/63	2935,9-2940,4	152	2936,1	Westfal D
62	RnA4(II)	Sandstein					+		+	+			27.10.98	Rügen 1/63	2935,9-2940,4	153	2937,2	Westfal D
63	RnA4(III)	Sandstein	+						+	+			27.10.98	Rügen 1/63	2935,9-2940,4	154	2938,5	Westfal D
64	RnA4(IV)	Sandstein							+	+			27.10.98	Rügen 1/63	2935,9-2940,4	155	2939,3	Westfal D
65	Sam1	Anhydrit	+	+									25.03.98	Samtens 101/62	1663,5-1702,1	338	1679,7	Werra-Folge
66	Sam2	Anhydrit											25.03.98	Samtens 101/62	1632,45-1650,6	330	1641,2	Werra-Folge
67	Sam3	Anhydrit	+	+									25.03.98	Samtens 101/62	1523,4-1525,6	324	1523,7	Leine-Folge
68	Sam4	Rhyodazit	+	+		+		+			+		25.03.98	Samtens 101/62	2018,3-2022,3	303	2019,4	Unter-Rotliegend
69	Sam5	Rhyodazit	+	+		+		+		+	+	+	25.03.98	Samtens 101/62	1840,8-1843,1	302	1841,6	Unter-Rotliegend
70	Sam6	Sandstein											25.03.98	Samtens 101/62	1736,8-1739,3	248	1737,0	Werra-Folge
71	Sam7	Sandstein	+	+				+					25.03.98	Samtens 101/62	1208,0-1221,1	63	1220,1	Bernburg-Folge
72	Sam8	Sandstein	+	+									25.03.98	Samtens 101/62	1176,0-1186,0	35	1177,2	Vollpriehausen-F.
73	Sam9	Anhydrit	+	+									25.03.98	Samtens 101/62	810,0813,5	27	813,2	Anhydrit-Folge
74	Sam10	Sandstein											25.03.98	Samtens 101/62	650,0-654,0	17	651,5	Lias (Hettang)
75	Sam11	Feuerstein											25.03.98	Samtens 101/62	68,0-73,0	6	334,0	Turon
76	Mnz1	Sandstein											25.03.98	Marnitz-Ost 101/64	1258,8-1268,8	88	1263,1	Lias (Hettang)
77	Mnz2	Kalkstein	+	+		+							25.03.98	Marnitz-Ost 101/64	1191,1-1194,4	60	1194,0	Lias (Hettang)
78	Mnz3	Sandstein	+	+		+							25.03.98	Marnitz-Ost 101/64	1156,1-1159,0	52	1156,4	Lias (Hettang)
79	Mi1	Sandstein	+	+									25.03.98	Mirow 1/74	1708,0-1717,0	9	1713,5	Lias (Hettang)
80	Mi2	Stinkkalk	+	+				+					25.03.98	Mirow 1/74	4694,8-4708,6	32	4706,2	Werra-Folge
81	Mi3	Anhydrit											25.03.98	Mirow 1/74	4694,8-4708,6	24	4697,9	Werra-Folge
82	Mi4	Tonstein	+	+									25.03.98	Mirow 1/74	4799,7-4807,4	141	4804,9	Elbe-Folge
83	Mi5	Tonstein											25.03.98	Mirow 1/74		220	4921,2	Elbe-Folge
84	Mi6	Tonstein	+	+									25.03.98	Mirow 1/74	5040,0-5052,3	327	5043,6	Elbe-Folge
85	Mi7	Tonstein						+					25.03.98	Mirow 1/74	5311,3-5326,6	422	5323,7	Elbe-Folge
86	Mi8	Sandstein	+	+		+							25.03.98	Mirow 1/74	5520,3-5538,3	631	5527,2	Havel-Folge
87	Mi9	Grobsandstein						+					25.03.98	Mirow 1/74	5640,2-5655,9	751	5643,4	Havel-Folge
88	Mi10	Konglomerat	+	+		+							25.03.98	Mirow 1/74	5873,9-5891,9	1006	5882,9	Havel-Folge
89	Mi11	Tonstein						+					25.03.98	Mirow 1/74	5954,3-5972,3	1096	5968,2	Unter-Rotliegend
90	Mi12	Mittelsandstein	+	+		+		+					25.03.98	Mirow 1/74	6023,0-6040,9	1136	6032,8	Unter-Rotliegend
91	Mi13	Konglomerat	+	+	+								25.03.98	Mirow 1/74	6183,3-6191,3	1181	6189,4	Unter-Rotliegend
92	MiF1	rhyolit. Lava	+	+		+		+			+		12.11.96	Mirow 1/74	6497,0-6500,0	1273	6498,7	Unter-Rotliegend
93	MiJ1	rhyolit. Lava	+	+		+					+		12.11.96	Mirow 1/74	6646,5-6649,8	1291	6646,7	Unter-Rotliegend
94	MiN2	Basalt	+	+		+		+	+				12.11.96	Mirow 1/74	6785,7-6793,3	1316	6791,1	Unter-Rotliegend
95	MiO5	Basalt	+	+		+		+	+				17.01.96	Mirow 1/74	6827,6-6836,0	1326	6835,0	Unter-Rotliegend
96	MiW2	Rhyolitoid	+	+		+		+					12.11.96	Mirow 1/74	7854,7-7857,7	1364	7855,2	Unter-Rotliegend
97	MiX3	maf. Intrusion	+	+		+							12.11.96	Mirow 1/74	7910,9-7915,7	1367	7911,1	Unter-Rotliegend
98	MiX2	Rhyolitoid						+					12.11.96	Mirow 1/74	7910,9-7915,7	1369	7913,6	Unter-Rotliegend
99	Gr1	Siltstein	+	+									23.03.98	Grimmen 21/64	1584,1-1598,0	244	1586,4	Nordhausen-F.
100	Gr2	Stinkkalk	+	+							+		23.03.98	Grimmen 21/64	1793,0-1797,5	282	1797,6	U. Leine-Anhydrit
101	Gr3	Rhyolitoid	+	+		+							23.03.98	Grimmen 1/62	3006,0-3009,0	100	3007,1	Unter-Rotliegend
102	Gr4	Anhydrit	+	+									23.03.98	Grimmen 1/62	1864,1-1837,6	32	1797,2	Zechstein
103	Ric1	Anhydrit											23.03.98	Richtenberg 4/65	2651,4-2669,9	1	2653,5	Staßfurt-Folge
104	Ric2	Stinkkalk	+	+				+			+		23.03.98	Richtenberg 4/65	2669,9-2680,0	21	2679,9	Werra-Folge
105	Ric3	Grobsandstein	+	+		+		+					23.03.98	Richtenberg 4/65	2776,0-2784,1	89	2779,5	Elbe-Folge
106	Ric4	Siltstein											23.03.98	Richtenberg 4/65	2900,2-2906,6	113	2905,1	Havel-Folge
107	Ric5	Rhyolitoid	+	+									23.03.98	Richtenberg 4/65	3035,0-3040,1	125	3037,5	Unter-Rotliegend
108	Ric6	Feinsandstein	+	+									23.03.98	Richtenberg 4/65	3818,0-3831,7	140	3820,0	Stefan

Mi= Mikroskopie, Fl= Flüssigkeitseinschluss-Analyse, Raman= Raman-Spektroskopie, KL= Kathodolumineszenz-Mikroskopie, stab. Iso= Geochemie stabiler Isotope, XRF= Röntgenfluoreszenzanalyse, XRD= Pulver-Röntgen-Diffraktometrie, REM= Rasterelektronenmikroskop, cryo-REM= Rasterelektronenmikroskop mit Gefrierapplikation, K-Ar= K-Argon-Datierungen von Illiten, += verwendet, g= geplant

Probenliste

Lfd. Nr.	Proben-Nr.	Gesteinstyp	Verwendung								Datum	Bohrung / Lokalität	Kernmarsch	Kiste	Teufe [m]	Stratigraphie
			Mi	Fl	Raman	KL	K-Ar	stab. Iso.	XRD	XRF	REM					
109	Ric7	Sandstein	+	+							+	23.03.98	Richtenberg 4/65	4030,5-4039,5	165	4032,9 Westfal D
110	Ric8	Sandstein	+	+	+							23.03.98	Richtenberg 4/65	4504,0-4513,4	258	4508,2 Westfal C
111	RicA5(I)	Sandstein					g		+	+		27.10.98	Richtenberg 4/65	4531,0-4540,0	270	4533,2 Westfal C
112	RicA5(II)	Sandstein							+	+		27.10.98	Richtenberg 4/65	4457,8-4467,3	233	4460,8 Westfal C
113	RicA5(III)	Sandstein	+	+					+	+		27.10.98	Richtenberg 4/65	4457,8-4467,3	234	4461,3 Westfal C
114	Tbe1	Anhydrit	+	+								24.03.98	Triebsees 1/65	2479,8-2482,5	69	2481,8 Staßfurt-Folge
115	Tbe2	Anhydrit										24.03.98	Triebsees 1/65	3135,0-3168,7	165	3138,2 Werra-Folge
116	Tbe3	Anhydrit	+	+								24.03.98	Triebsees 1/65	3135,0-3168,7	176	3155,8 Werra-Folge
117	Tbe4	Siltstein	+	+								24.03.98	Triebsees 1/65	3168,7-3189,7	193	3188,2 Elbe-Folge
118	Tbe5	Siltstein										24.03.98	Triebsees 1/65	3198,7-3210,0	207	3208,7 Elbe-Folge
119	Tbe6	Anhydrit	+	+								24.03.98	Triebsees 1/65	2400,0-2410,4	50	2406,1 Leine-Folge
120	PeH1	Rhyolit	+	+	+			+	+	+		25.02.97	Penkun 1/71	4763,0-4766,0	367	4763,5 Unter-Rotliegend
121	PeL1	Rhyolit	+	+	+			+	+	+		25.02.97	Penkun 1/71	4837,0-4845,5	400	4839,6 Unter-Rotliegend
122	PeDD1	Rhyolit	+	+	+			+	+	+		25.02.97	Penkun 1/71	5268,9-5280,6	580	5268,9 Unter-Rotliegend
123	PeGG1	Rhyolit	+	+	+			+	+	+		25.02.97	Penkun 1/71	5400,0-5413,0	608	5406,2 Unter-Rotliegend
124	PeLL1	Rhyolit	+	+	+			+	+	+		25.02.97	Penkun 1/71	5649,7-5658,7	634	5649,7 Unter-Rotliegend
125	PeQQ1	Rhyolit	+	+				+	+	+		25.02.97	Penkun 1/71	5939,0-5942,2	683	5950,0 Unter-Rotliegend
126	KoE4	Rhyolit	+	+	+			+		+		25.02.97	Kotzen 4/74	5158,0-5176,0	652	5172,0 Unter-Rotliegend
127	KoL1	Rhyolit	+	+	+			+		+		25.02.97	Kotzen 4/74	5437,7-5455,5	793	5438,2 Unter-Rotliegend
128	KoL2	Rhyolit	+	+	+			+		+	+	25.02.97	Kotzen 4/74	5437,7-5455,5	795	5440,2 Unter-Rotliegend
129	KoJ1	Rhyolit						+				04.03.97	Kotzen 4/74	5455,5-5473,5	?	5461,7 Unter-Rotliegend
130	Sde1	Sandstein	+	+	+							09.03.98	Schilde 1/69		17	2570,0 Mit. Buntsandstein
131	Sde2	Sandstein	+	+				+				09.03.98	Schilde 1/69		1	2531,5 Mit. Buntsandstein
132	Sde3	Sandstein	+	+								09.03.98	Schilde 1/69		85	2626,0 Mit. Buntsandstein
133	Sde4	Sandstein	+	+	+							09.03.98	Schilde 1/69		111	2665,0 Mit. Buntsandstein
134	Sde5	Sandstein	+	+								09.03.98	Schilde 1/69		127	2681,0 Mit. Buntsandstein
135	Sde6	Sandstein	+	+	+							09.03.98	Schilde 1/69		139	2680,0 Mit. Buntsandstein
136	Sde7	Sandstein	+	+							+	09.03.98	Schilde 1/69		194	2846,0 Mit. Buntsandstein
137	KdN1	Sandstein	+	+								10.03.98	Karstädt-Nord 4/64		43	698,2
138	KdN2	Geode	+	+	+					+		10.03.98	Karstädt-Nord 4/64		97	854,0
139	KdN3	Tonstein	+	+	+			+		+		10.03.98	Karstädt-Nord 4/64		143	1415,2
140	KdN4	Sandstein	+	+								10.03.98	Karstädt-Nord 4/64	1718,4-1809,9	197	
141	KdN5	Sandstein										10.03.98	Karstädt-Nord 4/64		222	1858,5
142	Kgg1	Kalkstein	+	+	+			+				10.03.98	Königsberg 7/71		12	2088,1 Solling-Folge
143	Kgg2	Kalkstein	+	+				+				10.03.98	Königsberg 7/71		15	2092,2 Hardeggen-Folge
144	Kgg3	Siltstein	+	+								10.03.98	Königsberg 7/71		27	2104,0 Hardeggen-Folge
145	Rm1	Anhydrit	+	+								10.03.98	Rambow 11/69		21	3365,0 Salzstock
146	Rm2	Kalkstein	+	+	+			+				10.03.98	Rambow 12/69		4	3330,0 Salzstock
147	Rm3	Anhydrit										10.03.98	Rambow 14h/69		19	3104,0 Werra-Folge
148	Rm4	Siltstein						+	+			10.03.98	Rambow 14h/69	3658,0-3678,0	98	3672,5 Elbe-Folge
149	Rm5	Sandstein										10.03.98	Rambow 14h/69	3954,0-4000,0	195	3961,2 Elbe-Folge
150	Rm6	Anhydrit	+	+								10.03.98	Rambow 17h/70		8	3547,6 Salzstock
151	Rm7	Anhydrit	+	+								11.03.98	Rambow 17h/70		31	3699,0 Werra-Folge
152	Rm8	Tonstein	+	+								11.03.98	Rambow 17h/70		87	4155,1 Elbe-Folge
153	Rm9	Tonstein	+	+				+				11.03.98	Rambow 17h/70		84	4152,0 Elbe-Folge
154	Rm10	Tonstein	+	+								11.03.98	Rambow 17h/70	4246,6-4259,9	96	4247,0 Elbe-Folge
155	Rm11	Siltstein	+	+					+	+		11.03.98	Rambow 17h/70	4246,6-4259,9	97	4248,0 Elbe-Folge
156	Rm12	Siltstein	+	+								11.03.98	Rambow 17h/70	4342,3-4357,3	122	4346,2 Elbe-Folge
157	Rm13	Siltstein	+	+				+				11.03.98	Rambow 17h/70	4384,5-4393,5	142	4392,3 Elbe-Folge

Mi= Mikroskopie, Fl= Flüssigkeitseinschluss-Analyse, Raman= Raman-Spektroskopie, KL= Kathodolumineszenz-Mikroskopie, stab. Iso= Geochemie stabiler Isotope, XRF= Röntgenfluoreszenzanalyse, XRD= Pulver-Röntgen-Diffraktometrie, REM= Rasterelektronenmikroskop, cryo-REM= Rasterelektronenmikroskop mit Gefrierapplikation, K-Ar= K-Argon-Datierungen von Illiten, += verwendet, g= geplant

Probenliste

Lfd. Nr.	Proben-Nr.	Gesteinstyp	Verwendung										Datum	Bohrung / Lokalität	Kernmarsch	Kiste	Teufe [m]	Stratigraphie
			Mi	Fl	Raman	KL	K-Ar	stab. Iso.	XRD	XRF	REM	Cryo-REM						
158	Rm17A9(I)	Sandstein							+	+			28.10.98	Rambow 17h/70	4342,3-4357,3	118	4342,3	Elbe-Folge
159	Rm17A9(II)	Sandstein							+	+	+		28.10.98	Rambow 17h/70	4342,3-4357,3	119	4343,3	Elbe-Folge
160	Rm17A9(III)	Sandstein							+	+			28.10.98	Rambow 17h/70	4342,3-4357,3	119	4344,1	Elbe-Folge
161	Rm17A9(IV)	Sandstein							+	+			28.10.98	Rambow 17h/70	4325,8-4341,9	111	4336,6	Elbe-Folge
162	Rm17A10(I)	Sandstein							+	+			28.10.98	Rambow 17h/70	4246,6-4259,9	98	4250,3	Elbe-Folge
163	Rm17A10(II)	Sandstein	+	+		+			+	+			28.10.98	Rambow 17h/70	4246,6-4259,9	100	4252,0	Elbe-Folge
164	Rm17A10(III)	Sandstein							+	+			28.10.98	Rambow 17h/70	4246,6-4259,9	99	4251,2	Elbe-Folge
165	Rm17A10(IV)	Sandstein							+	+			28.10.98	Rambow 17h/70	4246,6-4259,9	95	4247,6	Elbe-Folge
166	Rm17A11	Sandstein							+	+			28.10.98	Rambow 17h/70	4384,5-4393,5	141	4392,3	Elbe-Folge
167	Pröt1	Siltstein											10.03.98	Pröttlin 1/82	5660,0-5667,0	21	5666,1	Namur
168	Pröt2	Siltstein	+	+							+		10.03.98	Pröttlin 1/82	5660,0-5667,0	16	5663,2	Namur
169	Pröt3	Sandstein	+	+		+							10.03.98	Pröttlin 1/82	5399,0-5405,0	9	5402,8	Namur
170	Ei1	Anhydrit	+	+							+	+	10.03.98	Eldena 1/74	3787,0-3796,0	2w	3790,2	Werra-Folge
171	Ei2	Siltstein	+	+	+	+					+	+	10.03.98	Eldena 1/74	5145,0-5154,0	599	5149,3	Namur
172	Ei3	Sandstein	+	+									10.03.98	Eldena 1/74	5030,8-5035,9	540	5035,2	Namur
173	Ei4	Sandstein	+	+									10.03.98	Eldena 1/74	4762,0-4771,0	429	4767,2	Havel-Folge
174	Ei5	Konglomerat	+	+		+	+						10.03.98	Eldena 1/74	4762,0-4771,0	424	4764,5	Havel-Folge
175	Ei6	Sandstein	+	+		+					+		10.03.98	Eldena 1/74	4706,1-4716,5	372	4709,3	Havel-Folge
176	Ei7	Sandstein	+	+				+			+		10.03.98	Eldena 1/74	4464,4-4475,2	120	4465,1	Elbe-Folge
177	EiA6	Sandstein	+	+					+	+			28.10.98	Eldena 1/74	4754,1-4762,2	419	4759,9	Havel-Folge
178	EiA7(I)	Sandstein					+		+	+			28.10.98	Eldena 1/74	4436,4-4453,6	104	4448,8	Elbe-Folge
179	EiA7(II)	Sandstein							+	+			28.10.98	Eldena 1/74	4436,4-4453,6	104	4448,4	Elbe-Folge
180	EiA7(III)	Sandstein	+			+			+	+	+		28.10.98	Eldena 1/74	4436,4-4453,6	105	4452,1	Elbe-Folge
181	EiA8(I)	Sandstein					+		+	+			28.10.98	Eldena 1/74	4493,2-4510,1	158	4500,4	Elbe-Folge
182	EiA8(II)	Sandstein							+	+			28.10.98	Eldena 1/74	4493,2-4510,1	158	4500,7	Elbe-Folge
183	EiA8(III-V)	Sandstein							+	+			28.10.98	Eldena 1/74	4493,2-4510,1	159	4500,9	Elbe-Folge
184	EiA8(VI-VII)	Sandstein							+	+			28.10.98	Eldena 1/74	4493,2-4510,1	159	4501,5	Elbe-Folge
185	Sw2-1	Rhyodazit	+	+					+	+	+		13.02.98	Salzwedel 2/64		526	4927,1	Unter-Rotliegend
186	Sw2-2	Rhyodazit	+	+		+		+					13.02.98	Salzwedel 2/64		526	4927,4	Unter-Rotliegend
187	Sw2-3	Rhyodazit	+	+				+	+				13.02.98	Salzwedel 2/64		492	4132,4	Unter-Rotliegend
188	Sw2-4	Rhyodazit	+	+		+			+	+			13.02.98	Salzwedel 2/64		473	3897,6	Unter-Rotliegend
189	Sw2-5	Rhyolit	+	+				+	+	+			13.02.98	Salzwedel 2/64		453	3742,4	Unter-Rotliegend
190	Sw2-6	Rhyolit	+	+				+	+	+			13.02.98	Salzwedel 2/64		445	3732,5	Unter-Rotliegend
191	Sw2-7	Sandstein	+	+									13.02.98	Salzwedel 2/64		345	3550,1	Elbe-Folge
192	Sw2-8	Sandstein	+	+									13.02.98	Salzwedel 2/64		338	3554,1	Elbe-Folge
193	Sw2-9	Sandstein	+	+									13.02.98	Salzwedel 2/64		270	3348,4	Werra-Folge
194	Sw2-10	Stinkkalk	+	+									13.02.98	Salzwedel 2/64		257	3334,7	Werra-Folge
195	Sw2-11	Anhydrit	+	+									13.02.98	Salzwedel 2/64		185	3097,7	Leine-Folge
196	Sw2-12	Anhydrit	+	+					+	+			13.02.98	Salzwedel 2/64		168	3082,9	Leine-Folge
197	Sw2-13	Anhydrit	+	+									13.02.98	Salzwedel 2/64		132	2824,4	Aller-Folge
198	Sw2-14	Sandstein	+	+		+		+	+	+			13.02.98	Salzwedel 2/64		6	2685,5	Bernburg-Folge
199	Sw2-15	Anhydrit	+	+				+					13.02.98	Salzwedel 2/64		59	2743,5	Aller-Folge
200	Sw2A12	Sandstein	+			+	+						15.10.98	Salzwedel 2/64	3614,3-3631,6	395	3621,5	Elbe-Folge
201	Sw-Halit	Halit	+	+						+	+		13.02.98	Salzwedel 2/64			3097,0	Leine-Folge
202	Prz1	Rhyolit	+	+		+		+	+	+			13.02.98	Pretzier 1/77	3740,0-3748,2	319	3740,8	Unter-Rotliegend
203	Prz2	Hydrothermalit	+	+		+		+			+		13.02.98	Pretzier 1/77	3740,0-3748,2	323	3745,2	Unter-Rotliegend
204	Prz3	Sandstein	+	+		+							13.02.98	Pretzier 1/77	3678,0-3687,4	250	3682,4	Elbe-Folge
205	Prz4	Sandstein	+	+		+		+					13.02.98	Pretzier 1/77	3622,0-3626,0	200	3624,0	Elbe-Folge
206	Prz5	Sandstein	+	+		+							13.02.98	Pretzier 1/77	3622,0-3626,1	199	3623,2	Elbe-Folge
207	Prz6	Siltstein	+	+		+		+					13.02.98	Pretzier 1/77	3426,0-3434,0	7	3439,2	Elbe-Folge
208	PrzA15	Sandstein	+				g		+	+			15.10.98	Pretzier 1/77	3712,4-3713,4	287	3712,2	Elbe-Folge

Mi= Mikroskopie, Fl= Flüssigkeitseinschluss-Analyse, Raman= Raman-Spektroskopie, KL= Kathodolumineszenz-Mikroskopie, stab. Iso= Geochemie stabiler Isotope, XRF= Röntgenfluoreszenzanalyse, XRD= Pulver-Röntgen-Diffraktometrie, REM= Rasterelektronenmikroskop, cryo-REM= Rasterelektronenmikroskop mit Gefrierapplikation, K-Ar= K-Argon-Datierungen von Illiten, += verwendet, g= geplant

Probenliste

Lfd. Nr	Proben-Nr.	Gesteinstyp	Verwendung									Datum	Bohrung / Lokalität	Kernmarsch	Kiste	Teufe [m]	Stratigraphie
			Mi	Fl	Raman	KL	K-Ar	stab.Iso.	XRD	XRF	REM						
209	MbgA13	Sandstein	+	+		+	g		+	+		15.10.98	Meseberg-Ost 3/73	4922,0-4924,9	464	4923,1	Unter-Rotliegend
210	MbgA14	Sandstein					g		+	+		15.10.98	Meseberg-Ost 3/73	4933,0-4939,5	478	4934,2	Unter-Rotliegend
211	Mgb1	Rhyodazit	+	+						+	+	28.01.99	Meseberg-Ost 3/73	4951,0-4960,0	493	4954,2	Unter-Rotliegend
212	Gap1	Sandstein	+	+								28.01.99	Garlipp 1/86	4010,0-4028,0	4	4013,5	Elbe-Folge
213	Gap2	Sandstein	+	+		+						28.01.99	Garlipp 1/86	4160,4-4178,4	88	4165,7	Elbe-Folge
214	Gap3	Sandstein	+	+								28.01.99	Garlipp 1/86	4242,7-4260,8	172	4244,4	Havel-Folge
215	Gap4	Sandstein	+	+								28.01.99	Garlipp 1/86	4369,7-4365,9	258	4351,2	Havel-Folge
216	Gap5	Basaltoid	+	+		+	+			+		28.01.99	Garlipp 1/86	4418,0-4400,8	264	4400,0	Unter-Rotliegend
217	Gap6	Basaltoid	+	+		+	+		+	+	+	28.01.99	Garlipp 1/86	4470,0-4465,0	296	4452,0	Unter-Rotliegend
218	Gap7	Rhyolit, brekz.	+	+		+	+		+	+	+	28.01.99	Garlipp 1/86	4581,0-4575,9	343	4565,5	Unter-Rotliegend
219	Nei1	Rhyolitoid	+	g		+			+			28.01.99	HuyNeinstedt 1/85	1538,0-1547,0	7	1538,4	Unter-Rotliegend
220	Nei2	Rhyolitoid	+	g		+	+					28.01.99	HuyNeinstedt 1/85	1952,0-1960,9	54	1957,9	Stefan
221	Nei3	Rhyolitoid	+	g			+			+	+	28.01.99	HuyNeinstedt 1/85	1960,9-1969,8	63	1964,2	Stefan
222	Nei4	Tonstein	+	g		+	+					28.01.99	HuyNeinstedt 1/85	2278,2-2286,1	116	2285,7	Frasne
223	Nei5	Diabas	+	g		+	+					28.01.99	HuyNeinstedt 1/85	2570,0-2579,0	158	2570,9	Givet
224	Nei6	Tonstein	+	g		+	+					28.01.99	HuyNeinstedt 1/85	2633,0-2640,0	182	2637,6	Givet
225	Dre1	Rhyolitoid	+	g			+					28.01.99	Dreileben 3/70	899,9-909,6	158	908,7	Unter-Rotliegend
226	Dre2	Sandstein	+	g						+		28.01.99	Dreileben 3/70	971,2-977,1	198	977,0	Vise
227	Dre3	Sandstein	+	g		+						28.01.99	Dreileben 3/70	854,8-863,1	105	854,8	Elbe-Folge
228	Dre4	Anhydrit	+	g								28.01.99	Dreileben 3/70	756,0-756,4	16	764,8	Werra-Folge
229	Rx1	Hydrothermalit	+	+		+	+			+	+	28.01.99	Roxförde 2/62	639,5-640,1	31	639,7	Unter-Rotliegend
230	Rx2	Sandstein	+	+		+	+			+		28.01.99	Roxförde 2/62	604,3-606,8	28	606,1	Elbe-Folge
231	Rx3	Anhydrit	+	+								28.01.99	Roxförde 2/62	282,2-288,2	1	282,7	Leine-Folge
232	Rx4	Siltstein	+	+		+	+					28.01.99	Roxförde 2/62	330,5-371,2	9	370,5	Elbe-Folge
233	Rx5	Rhyolitoid	+	+		+						28.01.99	Roxförde 2/62	1531,5-1536,3	39	1531,7	Unter-Rotliegend
234	Rx6	Rhyolitoid	+	+								28.01.99	Roxförde 2/62	1879,0-1880,3	45	1879,6	Unter-Rotliegend
235	Rx7	Rhyolitoid	+	+		+	+			+		28.01.99	Roxförde 2/62	2019,0-2021,6	54	2020,3	Stefan
236	Rx8	Sandstein	+	+		+						28.01.99	Roxförde 2/62	2401,0-2402,4	56	2402,0	Namur
237	Elb	Sandstein	+	+								10.10.98	Elbsandsteingebirge, Tiefer Grund				Turon
238	Teuf1	Sandstein	+	+		+						03.04.99	Neinstedt, Teufelsmauer (Königsstein)				Kreide
239	Kö1	Sandstein	+	+		+						03.04.99	Neinstedt, Teufelsmauer (Königsstein)				Kreide
240	Grov	Sandstein	+	+		+						03.04.99	Blankenburg, Teufelsmauer (Großvater)				Kreide
241	Wap	Sandstein										03.04.99	Blankenburg, Teufelsmauer (Hamburger Wappen)				Kreide
242	Ei1	Andesitoid	+	+		+	+			+		10.05.99	Flechtingen, Stbr. Eiche/Dönst.				Stefan C
243	Ei2	Andesitoid	+	+		+	+			+		10.05.99	Flechtingen, Stbr. Eiche/Dönst.				Stefan C
244	Bo1	Andesitoid	+	+				+				11.05.99	Flechtingen, Stbr.Bodendorf				Stefan C
245	Fl1	Rhyolitoid	+	+								12.05.99	Flechtingen, Stbr.Holzmühlental				Unter-Rotliegend
246	Fl2	Rhyolitoid	+	+								12.05.99	Flechtingen, Stbr.Holzmühlental				Unter-Rotliegend
247	Wanz1	Dolomit	+	+				+		+		23.11.99	Wanzleben, Tongrube				U. Lettenkeuper
248	Wanz2	Dolomit	+	+		+	+					23.11.99	Wanzleben, Tongrube				U. Lettenkeuper
249	Wanz3	Dolomit	+									23.11.99	Wanzleben, Tongrube				U. Lettenkeuper
250	Fl38	Hydrothermalit	+	g		+			+			19.11.96	Flechtingen, Stbr.Bodendorf				Stefan C
251	Fl43	Hydrothermalit	+	g		+						19.11.96	Flechtingen, Stbr. Eiche/Dönst.				Stefan C

Mi= Mikroskopie, Fl= Flüssigkeitseinschluss-Analyse, Raman= Raman-Spektroskopie, KL= Kathodolumineszenz-Mikroskopie, stab.Iso= Geochemie stabiler Isotope, XRF= Röntgenfluoreszenzanalyse, XRD= Pulver-Röntgen-Diffraktometrie, REM= Rasterelektronenmikroskop, cryo-REM= Rasterelektronenmikroskop mit Gefrierapplikation, K-Ar= K-Argon-Datierungen von Illiten, += verwendet, g= geplant

Anhang A1: Mikrothermometrie

Proben	Teufe (m)	Wirtsmineral	F.I.-Generation	n	F.I. Typ	Mikrothermometrie (°C)										Druck (MPa)		Bildungstemperaturen (°C)										Salinität (Gew.%)			Größe (µm)	
						T _e		T _{mEis}		T _{mHH}		T _{mCL}		T _h	T _{hmittel}	p1	p2	T _b	T _{b21}	T _{b22}	T _{bK1}	T _{bK2}	T _{bK3}	T _{bD1}	T _{bD2}	gesamt	Anteil NaCl	Anteil CaCl ₂	von	bis		
						von	bis	von	bis	von	bis	von	bis																			
Bohrung Eldena 1/74																																
E11	3790,2	Kluftanhydrit	prim. 2-phasige	7	LV	-55,2	-65,7	-30,6	-31,7	-42,8	-43,1			145-150	148	44,3		166-171			169				26,4	2,2	24,2	2,8	9,3			
	3790,2	Kluftkalzit	s.&ps. 2-phasige	8	LV	-65,5	-67,1	-32,5	-33,7	-37,3	-38,1			145-150	148	44,3		166-171			169				27,2	3,1	24,1	3,3	18,3			
	3790,2	Kluftkalzit	p.&sek. 2-phasige	7	LV			-30,6	-30,7			16,3	17,1	145-149	147	44,3		166-170			168				26,4	2,2	24,2	8,2	23,4			
	3790,2	Kluftkalzit	sek. 2-phasige	21	LV									127-155	143	44,3		146-175			163				35,0	1,8	33,3	2,8	9,4			
	3790,2	Kluftkalzit	sek. 2-phasige	6	LV			-0,7	-19,4					138-147	142	44,3		159-168			163				22,4	22,4	0,0	2,8	3,4			
	3790,2	Kluftkalzit	sek. N ₂ F.I.	3	L									-151,7	-152	44,3												4,3	5,1			
E17	4465,1	Kluftanhydrit	prim. 2-phasige	5	LV			-5,6	-6,1					129-138	134	51,6		151-161			160				8,9	8,9	0,0	2,1	2,7			
	4465,1	Quarz-Detritus	sek. 2-phasige	7	LV			-0,2	-0,6					160-180	170	51,6		187-207				197			0,8	0,8	0,0	3,2	4,3			
	4465,1	rekristall. Quarz?	sek. 2-phasige	11	LV	-4,4	-4,5	-1,9	-2,3					158-178	168	51,6		185-205			195				3,3	3,3	0,0	2,3	8,6			
	4465,1	Quarz-Detritus	sek. 2-phasige	3	LV			-0,2	-0,4					225-290	235	51,6		261-327				231			0,5	0,5	0,0	4,6	4,8			
	4465,1	rekristall. Quarz?	sek. N ₂ F.I.	3	L									-151,4	-151	51,6												6,4	7,5			
E16	4709,3	Kluftanhydrit	prim. 2-phasige	2	LV	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	168-169	168	54,0		192-193			192				35,0	1,8	33,3	4,0	4,1			
	4709,3	Kluftkalzit	prim. 2-phasige	25	LV	-55,8	-65,6	-40,8	-42,4					167-209	169	54,0		190-233			192				29,1	2,8	26,3	3,2	7,5			
	4709,3	Kluftkalzit (I)	prim. 2-phasige	6	LV	-65,3	-65,3	-40,8	-40,8					188-206	196	54,0		212-230					220		29,0	2,7	26,3	5,2	10,4			
	4709,3	Kluftkalzit	sek. 2-phasige	6	LV	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	197-209	204	54,0		221-233							35,0	1,8	33,3	3,8	6,2			
E15	4764,5	Kalzit-Zement	prim? 2-phasig	6	LV	-70,2	-72,8	-23,1	-24,9	-30,0	-30,4			164-188	186	54,5		187-212	190	210					24,3	5,8	18,5	3,9	15,2			
	4764,5	Quarz-Zement	sek? 2-phasige	6	LV	-65,1	-66,3	-27,8	-28,1	-30,1	-30,4			154-161	158	54,5		177-185		183					26,0	6,2	19,8	2,8	6,5			
	4764,5	Quarz-Detritus	sek. 2-phasige	31	LV	-27,1	-35,2	-0,2	-15,7					165-191	190	54,5		181-217					190	215	19,3	19,3	0,0	2,8	9,5			
	4764,5	Quarz-Detritus	sek. 2-phasige	5	LV	-47,5	-48,1	-24,2	-25,1					173-176	175	54,5		199-202						201	24,6	3,1	21,5	3,1	15,2			
E14	4767,2	Quarz-Detritus	sek? 2-phasige	4	LV	-20,6	-20,8	-0,9	-1,7					161-163	162	54,5		187-189					188		2,0	2,0	0,0	2,8	3,9			
	4767,2	Quarz-Detritus	sek. 2-phasige	4	LV	-17,6	-20,6	-0,6	-0,8					287-291	290	54,5		325-329					328		1,2	1,2	0,0	2,3	6,7			
	4767,2	Kluftkalzit	sek. 2-phasige	9	LV	-68,1	-69,1	-23,3	-26,7	-26,8	-26,8			163-180	165	54,5		189-206			191	206			24,7	6,7	18,0	3,1	6,8			
E13	5035,2	Quarz-Detritus	sek. 2-phasige	14	LV	-23,1	-23,1	-1,1	-2,2					168-177	170	57,2		197-206					200	207	1,8	1,8	0,0	2,5	4,3			
	5035,2	Quarz-Detritus	sek. 2-phasige	7	LV			-0,2	-2,1					214-301	292	57,2		253-340					331		1,7	1,7	0,0	2,4	7,5			
	5035,2	Quarz-Detritus	sek. 2-phasige	12	LV	-51,8	-52,1	-8,4	-11,8					228-247	235	57,2		263-282					270		1,7	1,7	0,0	2,4	7,2			
E12	5149,3	Kluft-Quarz (I)	sek. 2-phasige	13	LV	-52,1	-53,7	-22,9	-24,0	-36,5	-38,1			186-293	195	58,3		216-323			225	320			23,3	2,8	20,5	2,8	24,0			
	5149,3	Kluft-Quarz (II)	sek. 2-phasige	3	LV	-52,3	-53,2	-23,3	-24,0					199-203	201	58,3		229-233			231				23,3	2,8	20,5	2,7	23,1			
	5149,3	Kluft-Quarz (II)	sek. 2-phasige	5	LV	-53,1	-55,2	-23,5	-23,7					292-293	292	58,3		322-323					322		23,4	2,8	20,6	15,0	17,8			
	5149,3	Kluft-Quarz (II)	sek. 1-phasige	7	L									-79 b. -88	-82	58,3	52,8											8,4	21,9			
	5149,3	Kluft-Siderit (I)	prim. 2-phasige	4	LV	-52,8	-55,6	-29,8	-30,8	-38,5	-38,5			248-293	252	58,3		279-324					283		26,1	3,1	23,0	2,3	5,1			
	5149,3	Kluft-Siderit (I)	prim. 1-phasige	4	V									-87 b. -89	-88	58,3	55,2											11,2	13,4			
	5149,3	Kluft-Siderit (II)	prim. 2-phasige	6	LV			-23,2	-24,1					178-183	180	58,3								23,3	2,9	20,4	2,3	5,1				
	5149,3	Kluft-Dolomit (II)	prim. 2-phasige	9	LV	-55,3	-55,6	-23,2	-24,1					195-201	198	58,3		225-231					228		23,3	2,9	20,4	4,0	16,4			
	5149,3	Kluft-Dolomit (II)	prim. 1-phasige	2	V									-86 b. -88	-87	58,3	55,2											10,2	11,0			
Bohrung Mirow 1/74																																
Mi13	6189,4	Anhydritzement	prim. 2-phasig	9	LV	-52,0	-54,2	-6,9	-8,1					188-239	189	84,3		234-285	235	285					10,5	10,5	0,0	2,2	3,4			
	6189,4	Quarz-Zement	prim.? 2-phasig	5	LV	-52,2	-55,1	-0,1	-0,4					193-201	198	84,3		239-247	244						0,6	0,6	0,0	3,2	3,5			
	6189,4	Quarz-Detritus	sek. 2-phasig(I)	15	LV	-46,9	-55,4	-7,9	-24,8					188-212	195	84,3		234-258					242		24,5	5,9	18,6	3,6	14,1			
	6189,4	Quarz-Detritus	sek. 2-phasig (II)	6	LV	-55,2	-55,5	-1,2	-1,6					189-194	192	84,3		235-241					239		2,3	2,3	0,0	2,8	3,1			
Mi12	6032,8	Kluftkalzit	prim. 2-phasig	9	LV	-26,5	-27,8	-26,8	-27,6			-0,2	-0,4	196-283	198	82,7		237-324			239	324			25,8	3,6	22,2	3,3	6,8			
	6032,8	Kluftanhydrit	prim. 2-phasig	10	LV	-46,8	-50,1	-26,8	-27,4			-0,2	-0,8	195-211	210	82,7		236-243					242		25,8	3,6	22,2	2,0	4,7			
	6032,8	Anhydritzement	sek. 2-phasig	5	LV			-8,0	-1,4					208-295	208	82,7		254-341	254	340					1,8	1,8	0,0	2,1	6,0			
	6032,8	Kalzitement	sek. 2-phasig	2	LV			-3,2	-3,7					206-208	297	82,7		252-254					253		5,7	5,7	0,0	2,1	2,6			
	6032,8	Quarz-Detritus	sek. 2-phasig	13	LV			-1,2	-3,5					185-193	191	82,7		231-239						237	4,6	4,6	0,0	2,9	8,3			
	5882,9	Quarz-Zement	prim? 2-phasig	5	LV			-0,2	-0,7					178-180	179	81,3		224-226	225						0,8	0,8	0,0	2,2	3,0			
Mi10	5882,9	Quarz-Detritus	sek. 2-phasig	14	LV	-48,6	-52,4	-31,8	-32,6					179-191	187	81,3		224-244					240		27,0	3,2	23,8	2,4	4,1			
	5882,9	Quarz-Detritus	sek. 2-phasig	16	LV			-0,2	-2,3					175-179	177	81,3		221-225					223		1,8	1,8	0,0	2,2	8,3			
	5882,9	Quarz-Detritus	prim? 2-phasig	6	LV	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	278-286	280	81,3		224-232					226		35,0	1,8	33,3	4,4	5,5			
	5527,2	Quarz-Zement	p.&sek. 2-phasig	13	LV	-20,1	-20,4	-0,2	-15,7					161-173	167	77,8		200-212	206						14,0	14,0	0,0	3,0	6,2			
	5527,2	Quarz-Detritus	ps& sek. 2-phasig	18	LV			-0,1	-15,4					164-202	170	77,8		203-241					209	240	13,9	13,9	0,0					

F.I.= Flüssigkeitseinschluss, n= Anzahl,

Anhang A1: Mikrothermometrie

				Mikrothermometrie (°C)												Druck (MPa)		Bildungstemperaturen (°C)										Salinität (Gew.%)			Größe (µm)	
Proben	Teufe (m)	Wirtsmineral	F.l.-Generation	n	F.l. Typ	Te		Tm _{Eis}		Tm _{HH}		Tm _{CL}		Th	Th _{mittel}	p1	p2	Tb	Tb _{z1}	Tb _{z2}	Tb _{K1}	Tb _{K2}	Tb _{K3}	Tb _{d1}	Tb _{d2}	gesamt	Anteil NaCl	Anteil CaCl ₂	Größe			
						von	bis	von	bis	von	bis	von	bis																von	bis		
Bohrung Mirow 1/74																																
Mi6	5043.6	Quarz-Zement	sek. 2-phasig	6	LV			-0,1	-1,2					173-179	175	73,0		210-216	212							1,0	1,0	0,0	3,9	4,5		
	5043.6	Anhydritzement	sek. 2-phasig	4	LV	-63,8	-64,9	-34,4	-35,1					174-176	175	73,0		211-213	212							27,8	2,3	25,5	3,1	15,1		
	5043.6	Quarz-Detritus	sek. 2-phasig	20	LV			-0,2	-1,4					155-179	172	73,0		192-216						209		1,2	1,2	0,0	2,3	6,4		
Mi4	4804.9	Kalzit	sek. 2-phasig	3	LV			-0,1	-0,2					158-160	159	70,7		193-195	194							0,2	0,2	0,0	2,9	3,2		
	4804.9	Anhydritzement	sek. 2-phasig	3	LV			-0,1	-0,2					163-165	164	70,7		198-200	199							0,2	0,2	0,0	5,0	5,2		
	4804.9	Quarz-Zement	sek. 2-phasig	8	LV			-0,2	-1,4					159-164	162	70,7		194-199	197							1,0	1,0	0,0	2,0	4,1		
	4804.9	Quarz-Detritus	sek. 2-phasig	7	LV	-51,3	-58,1	-13,8	-20,1					147-164	155	70,7		177-194						185		23,0	23,0	0,0	3,1	17,3		
	4804.9	Quarz-Detritus	sek. 2-phasig	10	LV	-19,7	-33,1	0,0	-5,6					158-177	165	70,7		188-207						200		23,1	4,6	18,5	2,1	8,2		
Mi2	4706.2	Kluftkalzit	sek. 2-phasig	9	LV	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	127-146	142	69,7		158-177			173					35,0	1,8	33,3	3,1	13,4		
	4706.2	Kluftanhydrit	prim. 2-phasig	4	LV	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	137-146	142	69,7		168-177			173					35,0	1,8	33,3	3,7	14,2		
MiW2	7855.2	Drusen-Kalzit	prim. 2-phasig	26	LV	-47,7	-58,2	-3,7	-13,7	-20,9	-21,8			176-183	179	100,6		232-239			235					12,9	12,9	0,0	3,6	10,2		
	7855.2	Drusen-Kalzit	p.&sek. 2-phasig	19	LV	-47,6	-52,3	-4,7	-12,5	-21,0	-21,7			188-208	198	100,6		244-264				254				9,1	9,1	0,0	6,5	31,9		
MiN2	6791.1	Drusen-Kalzit	prim. 2-phasig	22	LV	-55,3	-58,6	-0,8	-21,8	-31,2	-33,2			194-210	201	90,2		241-257			248					22,2	3,7	18,5	2,7	66,0		
	6791.1	Drusen-Kalzit	p.&sek. 2-phasig	19	LV	-54,6	-55,7	-23,1	-29,8	-32,1	-33,7			216-231	226	90,2		263-278			273	278				24,3	3,9	20,4	2,7	31,0		
	6791.1	Drusen-Quarz	sek. 2-phasig	6	LV	-51,7	-55,8	-23,1	-24,1	-31,2	-33,1			224-228	226	90,2		271-275				273				23,8	3,9	19,9	2,3	10,1		
MiF1	6498.7	Drusen-Kalzit	prim. 2-phasig	24	LV	-54,4	-57,2	-19,7	-23,1	-29,8	-33,1			193-209	202	87,3		239-255			248					23,3	4,1	19,2	4,8	25,0		
	6498.7	Drusen-Kalzit	p.&sek. 2-phasig	18	LV	-55,1	-58,3	-18,6	-24,7	-29,6	-32,4			214-250	217	87,3		260-297			263	297				23,5	3,9	19,6	8,6	50,0		
	6498.7	Drusen-Quarz	sek. 2-phasig	14	LV	-54,4	-57,1	-21,8	-23,3	-34,7	-35,1			201-220	210	87,3		248-267			258					23,0	4,0	19,0	5,3	13,2		
MiO5	6835.0	Drusen-Kalzit	p.&sek. 2-phasig	46	LV	-49,8	-58,8	-3,9	-21,8	-21,8	-22,4			187-203	197	90,6		234-250			244					30,3	4,0	26,3	5,1	36,8		
	6835.0	Drusen-Kalzit	sek. 2-phasig	9	LV	-53,8	-57,1	-33,3	-35,8	-22,8	-25,7			221-236	226	90,6		268-282				273				23,3	23,3	0,0	2,8	13,7		
MiJ1	6646.7	Drusen-Kalzit	p.&sek. 2-phasig	7	LV	-55,2	-56,1	-5,0	-19,1					172-207	180	88,8		219-254			227	254				23,2	5,6	17,6	3,5	20,0		
	6646.7	Drusen-Kalzit	sek. 2-phasig	30	LV	-35,2	-49,7	-20,2	-23,3	-30,2	-34,5	7,1	7,4	215-226	220	88,8		262-273				267				23,2	3,9	19,3	8,9	38,0		
	6646.7	Drusen-Kalzit	sek. 2-phasig	9	LV	-57,1	-58,1	-7,6	-8,6					288-297	294	88,8		344-353				350				11,3	11,3	0,0	7,0	11,0		
MiX3	7911.1	Drusen-Kalzit	p.&sek. 2-phasig	33	LV	-54,8	-60,2	-2,6	-14,3	-25,1	-21,9			172-190	182	101,2		228-246			238					13,1	13,1	0,0	4,8	65,0		
	7911.1	Kluftkalzit	sek. 2-phasig	8	LV	-52,4	-56,6	-7,6	-8,3					180-182	181	101,2		236-238				237				11,3	11,3	0,0	11,7	19,8		
Bohrung Parchim 1/68																																
Pa1	6468.0	Drusen-Kalzit	p&sek. 2-phasig	22	LV	-52,1	-56,8	-26,7	-30,3	-32,1	-28,8			175-183	178	128,2		242-250			245					25,6	6,2	19,4	5,5	37,1		
PaA1	6260.5	Kluft-Kalzit	prim. 2-phasig	21	LV	-52,2	-57,1	-0,2	-28,8	-25,3	-33,2			170-181	176	126,1		236-247			242					25,7	4,3	21,4	3,6	29,2		
Pa1	6260.5	Kluft-Kalzit	sek. 2-phasig	4	LV	-42,4	-49,6	-5,3	-6,7					195-228	225	126,1		261-294				291				8,8	8,8	0,0	7,2	18,4		
	6260.5	Kluft-Kalzit	sek. 2-phasig	7	LV	-41,3	-57,1	-10,3	-14,1	-24,3	-24,3			152-167	160	126,1		218-233			226					16,0	16,0	0,0	6,1	20,2		
	6410.3	Kluft-Kalzit	prim. 2-phasig	2	LV	-55,3	-55,2	-23,1	-23,3					115-117	116	127,6		181-183			182					23,9	5,7	18,2	4,4	4,6		
	6410.3	Kluft-Kalzit	sek. 2-phasig	7	LV	-57,1	-57,3	-24,8	-25,6	-32,8	-33,1			225-273	273	127,6		291-340				291	340			24,4	3,5	20,9	8,1	11,5		
	6410.3	Kluft-Kalzit	p&sek. 2-phasig	16	LV	-56,3	-57,4	-8,2	-24,8	-28,2	-30,2			152-176	163	127,6		218-242			229					22,5	5,6	16,9	3,8	6,2		
PaH5	6410.3	Kluft-Kalzit	p&sek. 2-phasig	8	LV	-56,3	-57,1	-22,4	-23,1					190-196	193	127,6		256-262				259				22,6	5,8	16,8	4,0	6,0		
	6393.8	Kluft-Chalcedon	sek. 2-phasig	11	LV	-55,2	-55,4	-0,3	-6,8			-0,3	0,8	172-176	174	127,4		252-256			254					5,5	5,5	0,0	2,1	7,9		
	6393.8	Kluft-Kalzit	prim. 2-phasig	13	LV	-54,4	-57,5	-4,8	-26,1	-36,3	-38,6			168-182	174	127,4		235-249			240					25,4	3,0	22,4	3,3	33,0		
	6393.8	Kluft-Kalzit	p&sek. 2-phasig	21	LV	-54,9	-57,4	-17,9	-29,7	-33,1	-38,7			138-159	152	127,4		204-225			218					24,2	4,1	20,1	3,5	9,1		
	6393.8	Drusen-Chalcedon	prim. 2-phasig	2	LV	-55,2	-55,9	-24,5	-24,8					170-178	174	127,4		236-244			240					24,4	3,7	20,7	9,4	9,6		
Pa1	6393.8	Kluft-Kalzit	sek. 2-phasig	2	LV	-53,4	-54,4	-24,8	-25,0	-37,6	-37,8			219-224	222	127,4		285-290				288				24,2	3,4	20,8	14,5	15,8		
	6782.8	Kluft-Kalzit	prim. 2-phasig	12	LV	-51,7	-52,4	-22,6	-23,7					179-196	190	131,3		248-265			259					23,5	5,6	17,9	4,2	17,7		
	6782.8	Kluft-Quarz	sek. 2-phasig	8	LV	-33,2	-33,7	-5,1	-6,3					190-195	192	131,3		259-264				261				8,8	8,8	0,0	2,8	4,8		
	6782.8	Kluft-Kalzit	sek. 2-phasig(I)	10	LV	-51,6	-52,4	-22,8	-23,1					161-170	166	131,3		230-239			235					24,0	5,8	18,2	3,5	6,1		
Pa2	6782.8	Kluft-Kalzit	sek. 2-phasig (II)	5	LV	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	161-163	162	131,3		230-232			231					35,0	1,8	33,3	3,1	3,7		
	6607.1	Kluft-Quarz	p.&sek. 2-phasig	17	LV	-71,0	-71,4	-42,1	-43,1					171-190	180	129,5		235-254			244					29,2	2,2	27,0	3,1	15,2		
	6607.1	Kluft-Quarz	sek. 2-phasig	21	LV	-24,1	-26,8	0,0	-7,4			?	?	181-202	197	129,5		263-284				279				5,7	5,7	0,0	2,6	5,9		
Pa3	6607.1	Kluft-Quarz	prim. 2-phasig (II)	6	LV			-0,2	-0,3					183-186	185	129,5		265-268			267					0,4	0,4	0,0	2,8	3,3		
	6972.8	Quarz-Detritus	sek. 2-phasig	7	LV			-0,9	-1,5					193-283	195	133,1		275-365						277		2,0	2,0	0,0	2,2	3,8		
	6972.8	Quarz-Zement	prim. 2-phasig	3	LV			-0,2	-0,3					190-192																		

Anhang A1: Mikrothermometrie

				Mikrothermometrie (°C)												Druck (MPa)		Bildungstemperaturen (°C)										Salinität (Gew.%)			Größe (µm)	
Proben	Teufe (m)	Wirtsmineral	F.I.-Generation	n	F.I. Typ	T _e		T _{mEis}		T _{mHH}		T _{mCL}		T _h	T _{Hmittel}	p1	p2	T _b	T _{Dz1}	T _{Dz2}	T _{DK1}	T _{DK2}	T _{DK3}	T _{Dd1}	T _{Dd2}	gesamt	Anteil NaCl	Anteil CaCl ₂		Größe (µm)		
						von	bis	von	bis	von	bis	von	bis																	von	bis	
Bohrung Parchim 1/68																																
Pa3	6972.8	Kluft-Quarz(I)	sek? 2-phasig	6	LV	-28,6	-29,7	-10,5	-13,2					186-191	188	133,1		259-264			261					16,0	16,0	0,0	4,8	7,7		
	6972.8	Kluft-Quarz(m)	p.&sek. 2-phasig	14	LV	-68,3	-71,2	-33,5	-43,7	-42,8	-43,3			174-193	184	133,1		241-260			253					28,1	2,2	25,9	4,2	13,4		
	6972.8	Kluft-Quarz(II)	sek. 2-phasig	5	LV			-4,6	-20,8					183-185	184	133,1		253-255			254					22,0	22,0	0,0	1,4	2,3		
	6972.8	Kluft-Kalzit	prim. 2-phasig	8	LV	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	177-187	182	133,1		243-253			248					35,0	1,8	33,3	5,1	6,2		
Pa4	6039.0	Quarz-Detritus	sek. 2-phasig	10	LV			0,0	-0,6					167-244	169	124,0		245-322					247	321	0,5	0,5	0,0	2,8	7,4			
	6039.0	Kluft-Kalzit	prim. 2-phasig	18	LV	-64,1	-64,6	-43,1	-44,1	-30,7	-31,8			172-195	180	124,0		234-257			242					30,9	2,5	28,4	2,4	5,8		
Pa5	5997.2	Quarz-Detritus	sek. 2-phasig	21	LV	-9,9	-10,0	-0,1	-1,3					168-172	170	123,5		231-235					233			1,2	1,2	0,0	3,1	7,6		
	5997.2	Quarz-Zement	prim. 2-phasig	3	LV			-23,9	-24,1					181-183	182	123,5		244-246	245							24,2	4,2	20,0	1,6	1,9		
	5997.2	Quarz-Zement	prim. 2-phasig	3	LV			-3,8	-3,9					?		123,5											6,2	6,2	0,0	1,7	2,4	
	5997.2	Anhydrit-Zement	prim. 2-phasig	3	LV			-1,2	-1,3					?		123,5											2,0	2,0	0,0	1,2	1,4	
	5997.2	Anhydrit-Zement	prim. 2-phasig	6	LV			-26,1	-29,1					167-169	168	123,5		232-234	233							25,1	3,5	21,6	1,6	1,8		
Pa6	5751.2	Quarz-Detritus	p.&sek. 2-phasig	9	LV			-0,1	-0,9					180-190	185	121,1		242-252					247			0,7	0,7	0,0	2,8	3,3		
	5751.2	Quarz-Detritus	prim? 1-phasig	2	L									-150,2	-150	121,1														4,5	19,6	
	5751.2	Kalzit-Zement	prim. 2-phasig	4	LV			-0,1	-0,2					177-178	178	121,1		239-240	240							0,2	0,2	0,0	1,4	1,8		
	5751.2	Kalzit-Zement	prim. 1-phasig	1	L									-150,9	-150,9	121,1														3,3		
	5751.2	Quarz-Zement	sek? 2-phasig	1	LV			-0,3	-0,3					180,7	181	121,1		243	243							0,5	0,5	0,0	1,2			
	5751.2	Kluft-Kalzit	sek? 1-phasig	2	L									-149,8	-149,8	121,1														8,0	8,3	
	5751.2	Kluft-Kalzit	sek? 2-phasig	4	LV			-0,4	-0,6					179-180	180	121,1		241-242				242				0,8	0,8	0,0	1,4	2,6		
	5751.2	Kluft-Kalzit	prim. 1-phasig	5	KW?											121,1														2,3	8,8	
	5751.2	Kluft-Anhydrit+C17	prim. 1-phasig	4	L									(-147b. -15	-149	121,1														3,1	6,1	
Pa7	5509.8	Kluft-Kalzit (I)	prim. 2-phasig	9	LV	-68,2	-68,2	-46,1	-46,1					151-191	155	118,8		203-243			207					35,0	1,8	33,3	2,5	6,5		
	5509.8	Kluft-Kalzit (I)	sek. 2-phasig	6	LV	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	148-156	153	118,8		200-208			205					35,0	1,8	33,3	2,1	3,9		
	5509.8	Kluft-Kalzit (II)	prim? 2-phasig	5	LV	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	229-280	230	118,8		288-339			289	339				35,0	1,8	33,3	2,8	31,6		
	5509.8	Kluft-Kalzit (II)	sek? 2-phasig	6	LV	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	158-166	163	118,8		210-218			215					35,0	1,8	33,3	3,1	13,6		
Pa8	5467.3	Kluft-Kalzit	sek. 2-phasig	3	LV			-19,7	-32,8					?	?	188-190	189	118,4		244-246			245			23,0	23,0	0,0	4,1	19,2		
	5467.3	Kluft-Kalzit (I)	prim. 2-phasig	11	LV	-49,8	-68,9	-46,0	-48,2	0,0	-11,8			135-198	137	118,4		188-251			190	250				32,7	2,2	30,5	3,1	7,1		
	5467.3	Kluft-Kalzit (I)	sek. 2-phasig	4	LV	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	150-153	152	118,4		203-206			205					35,0	1,8	33,3	1,7	2,0		
	5467.3	Kluft-Kalzit (II)	prim. 2-phasig	14	LV			-45,1	-46,2					172-217	175	118,4		225-270			228	270				35,0	1,8	33,3	3,6	4,7		
	5467.3	Kluft-Kalzit (II)	sek. 2-phasig	5	LV			-30,7	-31,8				20,7	20,8	183-190	188	118,4		236-243			241				27,0	2,0	25,0	2,5	2,8		
	5467.3	Kluft-(Anhydrit?)	sek. 2-phasig	5	LV	-46,5	-47,6	-30,1	-31,3					?	?	188-190	189	118,4		240-242			241			27,1	2,0	25,1	3,4	7,2		
Pa9	5257.7	Quarz-Detritus	sek. 2-phasig	4	LV	-21,0	-21,2	-0,7	-0,9					165-167	166	116,3		223-225					224			1,3	1,3	0,0	2,5	3,9		
	5257.7	Kluft-Quarz	p.&sek. 2-phasig	6	LV	-64,1	-66,4	-36,2	-37,2	-37,0	-38,1	3,8	19,2	165-220	190	116,3		223-278			248					28,5	3,3	25,2	2,7	8,3		
	5257.7	Kluft-Anhydrit	prim. 2-phasig	4	LV	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	173-182	176	116,3		229-237			232					35,0	1,8	33,3	1,3	erat.		
	5257.7	Kluft-Kalzit (I&II)	p.&sek. 2-phasig	14	LV	-71,8	-72,9	-47,7	-48,1					173-183	178	116,3		229-239			234					35,0	1,8	33,3	2,7	25,0		
	5257.7	Kluft-Kalzit (I)	sek. 1-phasig	2	L									-154,1	-151,1	116,3														4,4	4,6	
Pa10	5003.6	Quarz-Detritus	sek. 2-phasig	13	LV	-14,6	-15,2	-0,2	-1,2					154-192	165	113,8		213-251					225	250		1,2	1,2	0,0	2,7	11,7		
	5003.6	Quarz-Detritus	sek.(II) 2-phasig	4	LV			-0,2	-0,3					154-158	156	113,8		213-217					215			0,4	0,4	0,0	2,3	3,1		
Pa11	4710.2	Quarz-Detritus	sek. 2-phasig	9	LV			0,0	-0,2					156-159	157	110,8		212-215					213			0,1	0,1	0,0	2,6	4,5		
	4710.2	Quarz-Detritus	sek. 2-phasig	6	LV			-2,4	-5,1					165-242	167	110,8		221-298					223	297		6,1	6,1	0,0	3,2	6,8		
	4710.2	Quarz-Detritus	sek. 2-phasig	6	LV			0,0	-0,1				23,7	23,8	143-145	144	110,8		197-199				198			0,1	0,1	0,0	3,8	4,5		
	4710.2	Anhydrit-Zement	prim. 2-phasig	3	LV	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	140-142	141	110,8		189-191	190							35,0	1,8	33,3	2,1	5,1		
Pa13	4687.1	Kluft-Anhydrit	prim. 2-phasig	9	LV	-69,1	-71,2	-28,1	-30,2					120-124	122	110,8		170-174			172					26,2	3,6	22,6	2,8	6,1		
Bohrung Salzwedel 2/64																																
Sw1	4927.1	Kluft-Quarz	sek. 2-phasig	4	LV	-65,8	-70,6	-26,5	-27,9	-48,5	-48,7			150-156	154	67,0		178-184				182				25,3	1,7	23,6	6,3	3,8		
	4927.1	Kluft-Quarz	sek. 2-phasig	5	LV	-66,0	-66,5	-36,2	-38,3	-46,8	-47,9			172-175	174	67,0		200-203				202				28,1	1,9	26,2	2,8	9,8		
	4927.1	Kluft-Kalzit	p.&sek. 2-phasig	31	LV	-61,1	-70,6	-29,1	-38,2	-47,6	-48,7			138-196	140	67,0		166-224			168	222				28,2	1,9	26,3	2,9	32,9		
Sw15	2743.5	Kluft-Anhydrit	prim. 2-phasig	8	LV	-51,5	-64,7	-23,4	-24,7	-30,1	-30,4			126-135	132	36,8		141-150			147					24,2	5,8	18,4	2,9	27,0		
	2743.5	Kluft-Anhydrit	sek. 2-phasig	8	LV	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	132-173	135	36,8		147-188			150	200				35,0	1,8	33,3	2,8	14,5		

F.I.= Flüssigkeitseinschluss, n= Anzahl, T_e= initiale Schmelztemperatur, T_m= Schmelztemperatur von Eis, Hydrohalit (HH) und Clathrat, Th= Homogenisierungstemperatur (mittel= Mittelwert aus n Einschlüssen), p1= "Modelldruck", | nach Geobarometrie von Gaseinschlüssen, Tb= Bildungstemperatur von Einschlüssen in Mineralzementen (z1= 1. Generation, z2= 2. Generation), Klüften (Generation K1-K3) und Quarz-Detritus (Generation D1-D2); * Fluiddruck für und Aufschluss Eiche nur nach nahegelegener Bohrung Sw2/62 geschätzt; v.Fl.= varizische Fluide; n.s.= einfrieren nicht sichtbar; Schmelztemperaturen nicht bestimmbar;

Anhang A1: Mikrothermometrie

				Mikrothermometrie (°C)												Druck (MPa)		Bildungstemperaturen (°C)										Salinität (Gew.%)			Größe (µm)	
Proben	Teufe (m)	Wirtsmineral	F.I.-Generation	n	F.I. Typ	Te		TmEis		TmHH		TmCL		Th	Thmittel	p1	p2	Tb	Tb _{z1}	Tb _{z2}	TbK ₁	TbK ₂	TbK ₃	Tb _{d1}	Tb _{d2}	gesamt	Anteil NaCl	Anteil CaCl ₂	Größe			
						von	bis	von	bis	von	bis	von	bis																von	bis		
Bohrung Salzwedel 2/64																																
Sw14	2685,5	Kluft-Anhydrit	prim. 2-phasig	5	LV	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	124-132	130	35,4		139-147				145				35,0	1,8	33,3	1,9	6,5		
	2685,5	Kluft-Anhydrit	sek. 2-phasig	5	LV	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	155-214	157	35,4		170-229				172	225			35,0	1,8	33,3	2,5	8,1		
Sw12	3082,9	Anhydrit-Neub.	prim. 2-phasig	10	LV	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	130-140	137	45,2		150-160	157							35,0	1,8	33,3	2,9	25,1		
	3082,9	Anhydrit-Neub.	sek. 2-phasig	8	LV	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	141-195	145	45,2		161-215	165	210						35,0	1,8	33,3	2,6	16,6		
Sw10	3334,7	Anhydrit-Neub.	sek. 2-phasig	7	LV	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	110-154	115	51,3		133-177	138	175						35,0	1,8	33,3	1,7	3,5		
Sw7	3550,1	Quarz-Detritus	sek. 2-phasig	2	LV	-28,2	-28,2	-22,6	-22,7					198-200	199	53,5		226-228						227		23,3	6,3	17,0	9,7	10,8		
	3550,1	Quarz-Detritus	sek. 2-phasig	15	LV	-17,6	-20,6	-3,7	-7,8					175-272	179	53,5		204-305						208	300	7,9	7,9	0,0	3,3	8,3		
	3550,1	Quarz-Detritus	sek. 2-phasig	10	LV			-0,4	-1,1					149-156	152	53,5		178-185						181		1,2	1,2	0,0	2,9	5,4		
Sw6	3732,5	Kluft-Baryt	sek. 2-phasig	23	LV	-57,2	-64,1	-28,8	-28,9	-30,8	-39,2	2,3	9,8	148-150	149	55,3		178-180					179			26,0	3,6	22,4	3,0	66,7		
	3732,5	Kluft-Kalzit	sek. 2-phasig	25	LV	-63,2	-65,9	-28,2	-28,8	-37,5	-38,7	3,3	7,1	173-185	180	55,3		203-215					210			26,1	3,5	22,6	3,5	32,4		
Sw5	3742,7	Kluft-Kalzit (I)	prim. 2-phasig	7	LV	-63,1	-66,8	-33,9	-36,1					151-171	160	55,4		180-200				189				28,1	2,9	25,2	7,2	46,1		
	3742,7	Kluft-Kalzit (I)	sek. 2-phasig	10	LV	-60,1	-66,5	-27,0	-27,8	-35,9	-35,9			146-152	148	55,4		175-181				177				25,9	3,3	22,6	3,0	5,6		
	3742,7	Kluft-Kalzit (II)	p.&sek. 2-phasig	13	LV	-61,9	-66,5	-29,8	-35,9			-2,7	-2,8	152-240	155	55,4		181-272				184				27,3	3,5	23,8	5,0	50,1		
Sw4	3897,6	Kluft-Kalzit (I)	prim. 2-phasig	39	LV	-51,2	-62,3	-23,7	-28,9	-25,5	-38,1	-2,3	1,1	157-211	160	56,9		187-241				190	238			23,9	2,8	21,1	5,6	40,0		
	3897,6	Kluft-Kalzit (I)	sek. 2-phasig	14	LV	-58,0	-61,1	-25,1	-25,3					157-211	160	56,9		187-241				190	238			23,9	2,8	21,1	2,3	18,6		
	3897,6	Kluft-Kalzit (II)	prim. 2-phasig	14	LV	-52,1	-65,4	-25,5	-26,7	-30,1	-38,1			150-210	160	56,9		180-240				190	238			25,1	4,1	21,0	3,1	22,6		
	3897,6	Kluft-Kalzit (II)	sek. 2-phasig	6	LV	-60,8	-61,2	-30,6	-31,9	-40,7	-40,7			215-242	220	56,9		245-272				250	270			26,4	2,6	23,8	3,2	5,2		
Sw2	4927,4	Kluft-Kalzit (I)	prim. 2-phasig	12	LV	-61,8	-62,3	-28,0	-30,9	-37,1	-40,8			143-165	150	67,0		174-196				181	195			25,8	2,8	23,0	4,0	30,9		
	4927,4	Kluft-Kalzit (II)	prim. 2-phasig	10	LV	-61,2	-64,5	-27,4	-28,0	-32,0	-37,2	?	?	159-180	165	67,0		190-211				196				25,7	3,6	22,1	3,9	28,2		
Sw3	4132,4	Kluft-Kalzit (I)	prim. 2-phasig	13	LV	-60,1	-61,2	-21,9	-22,8	-26,1	-32,7			169-185	175	59,2		197-213				203				23,2	7,4	15,8	4,1	15,8		
	4132,4	Kluft-Kalzit (I)	sek. 2-phasig	10	LV	-57,2	-58,1	-11,3	-13,3			0,0	-11,3	197-212	210	59,2		225-240				238				28,1	2,7	25,4	5,9	42,0		
	4132,4	Kluft-Kalzit (I)	sek. 2-phasig	12	LV	-57,9	-58,9	-20,1	-21,8					161-175	165	59,2		189-203				193				23,3	23,3	0,0	2,6	8,2		
	4132,4	Kluft-Kalzit (II)	p.&sek. 2-phasig	19	LV	-57,9	-62,7	-28,8	-29,2	-36,1	-40,2	0,0	4,6	158-248	165	59,2		188-276				195	270			25,6	3,0	22,6	6,2	28,7		
	4132,4	Kluft-Kalzit (II)	sek. 2-phasig	12	LV	-59,8	-65,7	-28,8	-28,9	-36,1	-37,1	-4,3	-4,7	149-159	155	59,2		177-187				183				25,8	2,9	22,9	6,9	28,0		
Sw13	2824,4	Kluft-Anhydrit	sek. 3-phasig	3	LVS	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.			38,8		225-232				230								19,1	56,0	
	2824,4	Kluft-Anhydrit	prim.? 3-phasig	3	LVS	-60,3	-60,8	-45,1	-46,1			6,1	6,3	148-156	150	38,8		165-173				167				30,3	2,2	28,1	3,4	7,9		
	2824,4	Kluft-Anhydrit	sek. 3-phasig	6	LV			-38,9	-38,9	-26,9	-28,7	11,2	11,1	247-251	250	38,8		267-271				270				30,1	8,2	21,9	3,4	14,5		
SwHa	3097,0	Kluft-Halit	prim. 2-phasig	5	LV	-57,4	-58,1	-24,1	-24,7	-1,7	-2,2			122-128	125	45,5		143-149				146				27,8	11,4	16,4	12,0	32,0		
	3097,0	Kluft-Halit	prim. 2-phasig	8	LV	-71,2	-73,1	-38,7	-41,9					127-129	128	45,5		148-150				149				29,1	2,8	26,3	4,8	24,1		
Bohrung Pretzier 1/77																																
Prz1	3740,8	Kluft-Kalzit (I)	prim. 2-phasig	9	LV	-58,2	-71,0	-27,7	-36,2	-37,8	-40,2			131-158	149	67,1		160-187				178				25,0	2,5	22,5	5,8	37,6		
	3740,8	Kluft-Kalzit (I)	sek. 2-phasig	8	LV	-67,6	-72,3	-31,7	-38,2	-40,1	-40,2			121-154	124	67,1		150-183				153	180			26,8	2,7	24,1	2,6	36,5		
	3740,8	Kluft-Kalzit (II)	prim. 2-phasig	7	LV	-70,1	-73,5	-27,3	-33,1	-36,2	-37,1			134-164	136	67,1		163-193				165	190			26,1	3,1	23,0	10,2	35,1		
	3740,8	Kluft-Kalzit (II)	sek. 2-phasig	12	LV	-68,1	-72,0	-27,9	-38,2	-39,1	-40,4			120-178	147	67,1		149-207				176	200			25,0	2,5	22,5	3,8	17,1		
	3740,8	Kluft-Quarz	p.&sek. 2-phasig	15	LV	-69,8	-74,2	-27,1	-33,1	-39,5	-39,5	12,5	13,1	147-165	150	67,1		176-194				179	195			25,2	2,6	22,6	2,9	18,1		
Prz2	3745,2	Kluft-Kalzit (I)	prim. 2-phasig	20	LV	-66,2	-73,1	-24,2	-39,7	-27,2	-41,0	0,0	2,2	113-149	131	67,1		142-178				160	178			30,5	3,1	27,4	2,8	41,2		
	3745,2	Kluft-Kalzit (I)	sek. 2-phasig	9	LV	-63,1	-64,1	-29,9	-36,9					208-224	212	67,1		238-254				243				26,2	2,9	23,3	3,3	8,7		
	3745,2	Kluft-Kalzit (II)	prim. 2-phasig	4	LV	-64,8	-67,3	-34,1	-37,3					172-194	183	67,1		201-223				212				28,1	2,8	25,3	4,2	11,8		
	3745,2	Kluft-Kalzit (II)	sek. 2-phasig	4	LV	-65,2	-65,4	-39,7	-40,4					138-148	143	67,1		167-177				172				29,0	2,6	26,4	2,2	4,2		
	3745,2	Kluft-Kalzit (II)	sek. CH ₄ -F.I.	8	L									-87 b. -88	-88	67,1	67,0													4,0	15,5	
	3745,2	Kluft-Quarz (I)	p.&sek. 2-phasig	17	LV	-65,8	-72,1	-27,4	-40,6	-30,7	-42,8			132-153	149	67,1		161-182				178				28,7	2,9	25,8	3,3	15,5		
Prz3	3745,2	Kluft-Quarz (II)	p.&sek. 2-phasig	7	LV	-56,2	-58,1	-29,8	-35,2					154-158	156	67,1		183-187				185				26,3	3,1	23,2	6,3	10,3		
	3682,4	Kluft-Quarz (z)	p.&sek. 2-phasig	12	LV	-58,2	-60,1	-27,2	-30,2	-35,1	-35,2	-6,5	8,1	151-164	154	66,5		180-193				183				26,1	3,7	22,4	3,2	12,1		
Prz4	3682,4	Kluft-Kalzit	p.&sek. 2-phasig	6	LV	-57,1	-61,1	-27,8	-28,1					153-157	155	66,5		182-186				184				26,1	3,6	22,5	3,8	9,3		
	3682,4	Quarz-Detritus (I)	sek. 2-phasig	15	LV	-52,1	-58,0	-5,2	-28,4					151-200	190	66,5		180-230						219		26,0	3,5	22,5	2,8	8,2		
	3682,4	Quarz-Detritus (II)	sek. 2-phasig	2	LV			-26,4	-27,4					170-171	170	66,5		199-201						199		25,9	3,3	22,6	2,9	3,0		
	3624,0	Quarz-Zement	prim. 2-phasig	9	LV	-62,4	-75,8	-30,9	-39,9	-33,4	-40,1			151-170																		

Anhang A1: Mikrothermometrie

Proben	Teufe (m)	Wirtsmineral	F.I.-Generation	n	F.I. Typ	Mikrothermometrie (°C)										Druck (MPa)		Bildungstemperaturen (°C)										Salinität (Gew.%)			Größe (µm)	
						T _e		T _m Eis		T _m HH		T _m CL		T _h	T _h mittel	p1	p2	T _b	T _b z1	T _b z2	T _b K1	T _b K2	T _b K3	T _b d1	T _b d2	gesamt	Anteil NaCl	Anteil CaCl ₂	von	bis		
						von	bis	von	bis	von	bis	von	bis																			
Bohrung: Pretzier 1/77																																
	3624,0	Quarz-Detritus	sek. 2-phasig	4	LV	-64,2	-65,0	-27,0	-27,3					97-154	152	65,9		125-183						181		25,1	2,6	22,5	3,2	7,1		
Prz5	3623,2	Kluft-Anhydrit	prim. 2-phasig	4	LV	-58,1	-60,2	-35,9	-36,9					141-142	141	65,9		170-171			170					28,1	3,0	25,1	3,1	3,4		
	3623,2	Kluft-Anhydrit	sek. 2-phasig	4	LV	-58,0	-60,1	-36,2	-36,8					218-221	219	65,9		251-254			252					28,0	2,9	25,1	2,2	3,1		
	3623,2	Quarz-Zement	p.&sek. 2-phasig	7	LV	-41,1	-42,6	-20,7	-21,1					156-170	161	65,9		186-200	191							23,1	2,3	20,8	2,5	8,5		
	3623,2	Quarz-Detritus	p.&sek. 2-phasig	13	LV	-58,7	-71,1	-4,0	-27,3					151-156	153	65,9		180-185						182		25,5	3,3	22,2	2,8	14,5		
Prz6	3439,2	Kluft-Quarz (&II)	sek. 2-phasig	8	LV	-71,2	-71,2			-36,7	-40,2			129-149	133	64,1		158-178			162					30,8	2,3	28,5	2,2	2,8		
	3439,2	Kluft-Kalzit	prim. 2-phasig	12	LV	-63,4	-71,8	-27,3	-31,3	-35,5	-38,4			140-239	190	64,1		169-272			220	220				26,2	3,0	23,2	4,1	28,4		
	3439,2	Kluft-Kalzit	sek.; 2-phasig	27	LV	-64,2	-71,3	-27,0	-32,6	-4,8	-43,2	7,3	7,5	112-227	170	64,1		141-260			199	260				32,4	2,8	29,6	3,6	21,7		
	3439,2	Kluft-Fluorit	p.&sek. 2-phasig	12	LV	-72,1	-73,8	-27,4	-29,1	-34,7	-35,1	0,7	1,3	93-130	96	64,1		121-159					125			25,1	3,0	22,1	2,5	12,9		
Bohrung: Karstädt-Nord 4/64																																
KdN1	698,2	Kluft-Kalzit	prim. 2-phasig	5	LV	-30,2	-32,3	-20,3	-21,9					126-134	130	0,0		126-134			130					23,1	23,1	0,0	2,4	4,5		
KdN3	854,0	Kluft-Kalzit	prim. 2-phasig	10	LV	-28,6	-28,9	-19,4	-21,2					79-90	84	7,1		80-92			85					22,9	22,9	0,0	3,0	7,1		
KdN4	1718,4	Kluft-Kalzit	prim. 2-phasig	2	LV			-19,8	-20,1					58-60	59	9,0		60-62			61					23,1	23,1	0,0	2,5	2,7		
	1718,4	Kalzit-Zement	prim. 2-phasig	4	LV			-0,4	-21,7					61-148	61	9,0		65-153	65						23,1	23,1	0,0	2,2	3,1			
	1718,4	Quarz-Detritus	sek.; 2-phasig	7	LV			-0,8	-4,1					216-278	278	9,0		211-273					273		1,0	1,0	0,0	2,8	20,3			
Bohrung: Marnitz-Ost 101/64																																
Mnz2	1194,0	Kalzit-Zement	sek.; 2-phasig	1	LV							3,2		101	101	11,5		104	104							0,3	0,3	0,0	7,3			
Mnz3	1156,7	Quarz-Zement	sek.; 2-phasig	6	LV	-60,2	-60,2	-0,3	-0,2					133-142	136	10,5		137-145	139							0,3	0,3	0,0	1,8	2,0		
Mnz3	1156,7	Quarz-Detritus	sek.; 2-phasig	12	LV	-58,7	-60,9	-0,3	-30,8					60-225	111	10,5		63-229	60					114	229	1,0	1,0	0,0	1,6	7,1		
Bohrung: Rügen 1/63																																
Rn1	2035,7	Anhydrit-Neubild.	prim. 1-phasig	10	LV	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	40	40	40,2		40	40											1,1	1,6	
Rn2	1685,6	Kluft-Anhydrit	prim.; 2-phasig	8	LV	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	162-208	163	31,7		175-221			176					35,0	1,8	33,3	2,4	5,1		
	1685,6	Kluft-Anhydrit	sek.; 2-phasig	3	LV	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	164-165	163	31,7		177-179			178					35,0	1,8	33,3	3,1	3,3		
Rn3	3457,2	Kluft-Kalzit	p.&sek. 2-phasig	5	LV	-45,8	-45,2	-20,4	-28,6				-0,4	-0,5	102-104	103	54,3		124-126			125				25,8	6,2	19,6	4,1	10,2		
	3457,2	Kluft-Quarz	p.&sek. 2-phasig	4	LV	-57,2	-58,1	-20,5	-28,1					99-101	101	54,3		121-123			122					25,3	5,6	19,7	2,9	7,1		
Rn4a	3451,1	Anhydrit-Neubild.	keine F.I.		LV											54,2																
Rn6	2940,2	Quarz-Detritus	sek., 2-phasig	5	LV	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	258-295	281	49,2		338-375						330	370					3,3	4,7	
Rn8	2632,8	Kalzit-Zement	prim.; 2-phasig	4	LV	-42,8	-43,1	-21,4	-21,6				-0,1	-0,5	89-142	89	46,2		108-161	108	161					23,1	23,1	0,0	2,0	12,2		
	2632,8	Quarz-Detritus	sek.; 2-phasig (I)	7	LV	-20,2	-21,0	-1,7	0,0					177-183	180	46,2		196-202					199			0,3	0,3	0,0	2,2	89,3		
	2632,8	Quarz-Detritus	sek.; 2-phasig-CC	6	LV			-56,7	-56,9				n.s.	n.s.	22-23	22	46,2									0,3	0,3	0,0	7,0	9,4		
	2632,8	Quarz-Detritus	sek.; 2-phasig (II)	18	LV	-20,1	-21,0	-1,1	0,0					204-299	289	46,2		227-322						312		0,3	0,3	0,0	2,3	12,2		
Rn10	2219,9	Kluft-Drusen-Kalzit	prim.; 2-phasig	20	LV	-52,2	-63,1	-0,4	-26,3					126-195	153	42,1		147-216			174	203				24,5	5,9	18,6	3,8	10,4		
	2219,9	Kluft-Drusen-Kalzit	sek.; 2-phasig (I)	11	LV	-54,2	-67,1	-1,4	19,6					99-116	100	42,1		120-135				121	135			22,5	22,5	0,0	2,6	9,5		
Rn11	2044,2	Kluft-Quarz (I)	prim. 1-phasig	12	L	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	40	40	40,4		40			40									1,4	2,1	
	2044,2	Kluft-Kalzit	p.&sek. 2-phasig	10	LV			-28,9	-31,2					90-123	90	40,4		111-144			111		137			25,8	2,6	23,2	1,1	2,9		
	2044,2	Kluft-Quarz	sek.; 2-phasig	9	LV	55,1	65,9	-16,2	-30,2	-34,8	-35,2			67-91	90	40,4		88-112			111		88			26,2	3,1	23,1	3,0	8,1		
Rn12	2043,5	Kluft-Quarz	p.&sek. 2-phasig	4	LV	-54,8	-55,3	-30,4	-30,6	-36,1	-36,1			83-84	83	40,4		104-105			104					26,3	3,1	23,2	2,1	4,4		
Bohrung: Penzlin 1/75																																
Pn1	5474,5	Quarz-Mobilisat	sek.; 2-phasig	7	LV	-50,7	-51,1	-27,6	-28,2	-31,2	-32,9			178-199	179	74,1		210-231			211	231				25,6	5,1	20,5	2,6	10,1		
Pn2	5473,7	Kluft-Fluorit	prim.; 2-phasig	9	LV	-52,8	-58,1	-23,1	-25,0				-0,4	-0,7	132-161	146	74,1		164-193				178			23,7	5,7	18,0	1,9	13,3		
	5473,7	Kluft-Fluorit	sek.; 2-phasig	9	LV	-39,8	-53,1	-21,9	-24,6				-0,5	-0,8	151-172	168	74,1		183-204				200			23,4	6,3	17,1	1,9	3,6		
	5473,7	Quarz-Mobilisat	p.&sek. 2-phasig	21	LV	-50,2	-63,2	-20,1	-26,1				-0,5	-0,7	177-195	185	74,1		209-227			217	231			24,8	2,9	21,9	1,5	12,1		
	5473,7	Kluft-Quarz	sek.; 2-phasig	8	LV	-62,2	-63,2	-25,1	-29,1					176-197	181	74,1		208-229			213	229				24,9	3,0	21,9	5,5	20,2		
Pn4	5167,9	Quarz-Zement	prim. N ₂ F.I.	4	L									-149 b -15	-150	71,1														2,7	4,5	
	5167,9	Quarz-Zement	prim.; 2-phasig	4	LV	-47,4	-47,6	-23,6	-23,4				3,1	4,3	176-177	176	71,1		206-207	206						23,9	3,6	20,3	5,4	17,3		
	5167,9	Quarz-Detritus	sek.; 2-phasig	3	LV	-47,0	-48,1	-23,3	-23,5					187-188	187	71,1		217-218					217			23,9	3,7	20,2	2,1	2,5		
	5167,9	Kalzit-Zement	prim.; 2-phasig	8	LV	-46,9	-48,1	-23,1	-23,6	-30,0	-32,1			173-199	175	71,1		203-229	205	229						23,9	4,6	19,3	2,5	16,3		
Pn6	5003,1	Quarz-Zement	prim.; 2-phasig	6	LV			-0,1	-0,1					167-175	170	69,4		197-205	200							0,2	0,2	0,0	2,1	5,8		
Pn7	4698,6	Anhydrit-Konkretion	prim.; 2-phasig	7	LV	-60,1	-62,2	-26,2	-28,8	-30,1	-32,1			152-155	153	66,5		181-184	182							23,1	5,5	17,6	1,9	3,5		
Pn8	4557,9	Anhydrit-Neub.	prim.; 2-phasig	8	LV	-46,1	-48,2	-24,1	-26,2	-32,1	-33,0	-1,0	-6,4	142-191	143	65,1		171-220	172	220						24,4	4,1	20,3	2,9	5,0		

Anhang A1: Mikrothermometrie

Proben	Teufe (m)	Wirtsmineral	F.I.-Generation	Mikrothermometrie (°C)												Druck (MPa)		Bildungstemperaturen (°C)								Salinität (Gew.%)			Größe (µm)		
				n	F.I. Typ	T _e		T _{mEis}		T _{mHH}		T _{mCL}		T _h	T _{mittel}	p1	p2	T _b	T _{b1}	T _{b2}	T _{bK1}	T _{bK2}	T _{bK3}	T _{bD1}	T _{bD2}	gesamt	Anteil NaCl	Anteil CaCl ₂	von	bis	
						von	bis	von	bis	von	bis	von	bis																		
Bohrung: Triebsees 1/65																															
Tbe1	2481,8	Anhydrit-Neub.	prim.; 2-phasig	4	LV	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	60-62	61	48,6		77-79	78							35,0	1,8	33,3	2,1	6,3	
Tbe3	3155,8	Anhydrit-Konkretion	prim.; 2-phasig	6	LV			-8,2	-10,7					86-104	87	65,1		111-129	112							12,8	12,8	0,0	1,8	2,4	
	3155,8	Kluft-Anhydrit	prim.; 2-phasig	5	LV			-8,2	-8,6					105-111	108	65,1		130-136			131				12,4	12,4	0,0	4,2	5,8		
	3155,8	Kluft-Kalzit	sek.; 2-phasig	3	LV			-8,5	-8,7					131-133	132	65,1		156-158			157				12,4	12,4	0,0	2,8	6,4		
Tbe6	2660,6	Anhydrit-Konkretion	prim. 1-phasig	5	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	40	40	46,7		40	40											1,1	1,6
Bohrung: Königsberg 7/71																															
Kgg1	2088,1	Kluft-Ankerit	sek.; 2-phasig	11	LV	-52,1	-63,3	-24,1	-25,1			11,2	11,9	95-104	103	15,0		101-110			109					24,4	5,8	18,6	3,2	13,1	
	2088,1	Kluft-Dolomit	sek.; 2-phasig	12	LV	-48,1	-63,1	-21,0	-24,9			0,0	13,7	85-102	87	15,0		91-108				93				24,3	5,9	18,4	2,6	18,1	
Kgg2	2092,2	Kluft-Ankerit	sek.; 2-phasig	9	LV	-47,8	-52,8	-24,2	-25,2			11,9	14,5	101-103	102	15,0		107-109			108					24,2	5,8	18,4	2,6	6,2	
Bohrung: Grimmen 1/62; 21/64																															
Gm4	1797,2	Anhydritzement	prim. 2-phasig	5	L	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	?	?	34,8									35,0	1,8	33,3	1,2	2,4		
Gm1	1586,4	Anhydrit-Neub.	prim. 1-phasig	7	L	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	40	40	35,5		40	40						35,0	1,8	33,3	1,2	2,0		
Gm2	1797,6	Anhydrit-Neub.	prim. 1-phasig	4	LV			?	?			3,8	4,3	138-258	140	40,7		157-281	159						35,0	1,8	33,3	1,6	1,8		
Gm3	3007,1	Drusen-Quarz	prim. 2-phasig	6	LV	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	119-127	122	56,8		144-252			147				35,0	1,8	33,3	3,5	7,1		
	3007,1	Quarz-Einspreng.	sek.; 2-phasig (I)	4	LV	-54,8	-55,1	-37,1	-38,0					125-131	126	56,8		150-156					151		28,4	2,8	25,6	3,1	13,1		
	3007,1	Quarz-Einspreng.	sek.; 2-phasig (II)	3	LV			-0,1	-1,1					364-365	365	56,8		403-404					404		1,0	1,0	0,0	3,1	4,2		
Bohrung: Samtens 101/62																															
Sam1	1679,7	Anhydrit-Neub.	prim. 1-phasig	8	L	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	40	40	30,5		40	40											1,2	1,7
Sam3	1523,7	Anhydrit-Neub.	prim. 1-phasig	5	L	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	40	40	28,9		40	40											1,2	2,0
Sam8	1177,2	Anhydrit-Konkretion	prim. 1-phasig	4	L	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	40	40	6,8		40	40											1,1	2,0
Sam9	813,1	Anhydrit-Neub.	prim. 1-phasig	7	L	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	40	40	8,9		40	40											1,1	1,8
Sam4	2019,4	Drusen-Kluft-Kalzit	prim. 2-phasig	8	LV	-66,1	-66,3	-27,2	-27,5	-37,1	-38,2	5,1	5,3	128-139	138	33,8		142-153			152				25,0	2,9	22,1	2,9	16,1		
	2019,4	Kluft-Kalzit (II)	prim. 2-phasig	7	LV	-63,1	-66,4	-23,1	-27,6	-27,3	-28,2			55-98	92	33,8		69-112					69	106	24,7	7,4	17,3	4,2	11,7		
	2019,4	Quarz-Mobilisat	prim. 2-phasig	4	LV	-65,1	-66,2	-27,4	-27,8	-37,2	-40,1	4,8	5,6	134-139	137	33,8		148-153			151				25,0	2,9	22,1	2,9	4,8		
Sam5	1841,6	Drusen-Kalzit (I)	prim. 2-phasig	8	LV	-53,8	-54,0	-27,2	-4,2			1,8	5,1	88-166	94	32,1		101-179			107			154	24,8	2,8	22,0	2,8	20,4		
	1841,6	Kluft-Kalzit (II)	prim. 2-phasig	8	LV	-48,1	-52,1	-22,7	-28,1					64-75	66	32,1		78-87					80		25,1	2,7	22,4	2,5	5,3		
Sam7	1220,1	Anhydrit-Konkretion	prim. 2-phasig	6	LV			-13,8	-14,1					219-223	221	7,3		222-226	224						17,9	17,9	0,0	2,1	6,1		
Bohrung: Stavenhagen 1/76																															
Stav1	4997,6	Kluft-Quarz	p.&sek. 2-phasig	11	LV	-52,4	-63,1	-26,4	-27,2	-27,8	-31,2			178-184	180	73,0		212-218			214				25,2	6,0	19,2	1,6	7,1		
Stav2	4957,6	Kalzit-Zement	prim?; N ₂ -F.I.	3	L									-152 b.-15	-153	72,6														4,8	15,2
	4957,6	Kalzit-Zement	p.&sek. 2-phasig	18	LV	-48,7	-54,7	-29,8	-30,7	-31,3	-31,7			176-184	180	72,6		209-217	213						26,3	5,0	21,3	2,1	18,7		
	4957,6	Kluft-Quarz	p.&sek. 2-phasig	14	LV	-52,1	-55,8	0,0	-23,8	?	?	?	?	170-183	178	72,6		203-216			211				24,1	8,4	15,7	2,7	6,2		
Stav3	4820,7	Quarz-Detritus	sek.; 2-phasig	6	LV			-0,1	-0,2					173-273	179	71,3		218-321						321	224	0,3	0,3	0,0	2,1	3,4	
Stav5	4797,8	Anhydrit-Konkretion	sek.; 2-phasig	4	LV	-52,1	-54,2	-4,8	-5,2			-2,4	-2,3	181-184	182	71,1		226-229	227						7,9	7,9	0,0	2,1	3,5		
	4797,8	Quarz-Zement	sek.; 2-phasig	12	LV			0,0	-0,3					131-170	131	71,1		167-206	167	206					0,4	0,4	0,0	2,0	3,9		
	4797,8	Quarz-Detritus	sek.; 2-phasig	4	LV	-15,8	-16,2	-1,2	-1,8					264-275	273	71,1		315-326					324		2,3	2,3	0,0	5,1	12,2		
Stav8	4473,1	Anhydrit-Zement	prim. 2-phasig	5	LV	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	189-193	192	67,9		222-226			225				35,0	1,8	33,3	1,9	2,8		
	4473,1	Quarz-Detritus	sek.; 2-phasig	5	LV			-5,8	-7,1					179-193	182	67,9		222-236					225		9,2	9,2	0,0	3,1	4,9		
Stav14	4283,2	Anhydrit-Neub.	prim., 1phasig	10	L	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	40	40	66,0		40	40											1,2	4,2
Bohrung: Kotzen 4/74																															
Ko1	5438,2	Kluft-Kalzit	p.&sek. 2-phasig	18	LV	-53,9	-64,4	-23,9	-25,5	-41,2	-37,5			159-193	185	90,5		189-225			216				224	24,0	2,8	21,2	3,5	37,2	
	5438,2	Kluft-Kalzit	p.&sek. 2-phasig	38	LV	-50,8	-65,8	-40,3	-41,2	-27,1	-34,5			185-211	185	90,5		216-244			216				238	29,8	3,0	26,8	2,8	35,2	
Ko2	5440,2	Kluft-Quarz (I)	prim. 2-phasig	31	LV	-51,3	-64,4	-22,8	-30,8	-27,2	-32,8	-1,2	-1,3	163-189	174	90,6		192-222			205			222	24,4	4,1	20,3	2,3	32,7		
	5440,2	Kluft-Quarz (I)	sek. 2-phasig	12	LV	-55,0	-55,8	-34,9	-35,2	-40,4	-40,9			184-189	185	90,6		215-220			215				27,8	2,8	25,0	2,4	15,9		
	5440,2	Kluft-Quarz (II)	p.&sek. 2-phasig	6	LV	-66,2	-66,5	-35,2	-37,2					211-216	211	90,6		244-249					244		28,0	2,7	25,3	9,8	18,8		
	5440,2	Kluft-Baryt	p.&sek. 2-phasig	23	LV	-61,0	-62,1	-33,7	-37,1	-42,8	-44,0			209-311	211	90,6		241-345					243		28,2	2,7	25,5	2,9	18,2		
KoE4	5172,0	Kluft-Anhydrit	prim. 2-phasig	10	LV	-51,2	-63,1	-22,8	-23,1	-34,1	-34,4			184-192	184	87,9		215-224			215	224			23,2	4,0	19,2	2,6	6,7		
	5172,0	Kluft-Anhydrit	sek. 2-phasig	8	LV	-51,3	-52,0	-20,8	-26,4	-38,8	-39,0			188-203	194	87,9		219-236					226	236	23,4	2,9	20,5	5,5	8,2		

Anhang A1: Mikrothermometrie

				Mikrothermometrie (°C)												Druck (MPa)		Bildungstemperaturen (°C)										Salinität (Gew.%)			Größe (µm)	
Proben	Teufe (m)	Wirtsmineral	F.l.-Generation	n	F.l. Typ	T _e		T _{mEis}		T _{mHH}		T _{mCL}		T _h	T _{hmittel}	p1	p2	T _b	T _{b21}	T _{b22}	T _{bK1}	T _{bK2}	T _{bK3}	T _{bd1}	T _{bd2}	gesamt	Anteil NaCl	Anteil CaCl ₂	von	bis		
						von	bis	von	bis	von	bis	von	bis																			
Bohrung: Penkun 1/71																																
PeQO	5950,0	Kluft-Quarz (I)	prim. 2-phasig	24	LV	-20,8	-21,6	-0,5	-5,2					195-204	197	74,2		240-250								1,4	1,4	0,0	3,3	22,1		
	5950,0	Kluft-Quarz (II)	ps. 2-phasig	4	LV	-49,8	-51,3	-21,0	-21,8					197-200	198	74,2		242-245			243					23,1	8,1	15,0	4,3	10,1		
	5950,0	Quarz-Einspreng.	prim. 2-phasig	6	LV			-0,5	-0,8					241-244	242	74,2		292-296						293		1,4	1,4	0,0	4,1	10,2		
PeL1	4839,6	Kluft-Kalzit (I)	pim. 2-phasig	30	LV	-20,4	-29,8	-0,4	-1,9					161-215	178	63,3		196-257			215	255				2,0	2,0	0,0	3,9	53,5		
	4839,6	Kluft-Kalzit (I)	sek. 2-phasig	56	LV	-20,7	-20,8	-0,1	-0,8					161-216	200	63,3		196-258			235	255				2,0	2,0	0,0	2,8	39,0		
	4839,6	Kluft-Kalzit (II)	pim. 2-phasig	6	LV	-46,9	-47,3	-20,2	-20,4	-22,5	-23,1			160-216	161	63,3		195-258			196	256				23,0	8,1	15,0	4,2	28,8		
	4839,6	Quarz-Einspreng.	prim. 2-phasig	3	LV			-0,2	-0,2					222-223	222	63,3		263-264						263		0,2	0,2	0,0	2,8	3,6		
PeL1.1	5679,7	Kluft-Quarz	sek. 2-phasig	8	LV	-47,9	-48,1	-20,3	-20,4	-29,1	-30,2			181-223	223	71,3		222-268			223	268				23,2	6,3	16,9	2,8	19,1		
	5679,7	Kluft-Quarz	pim. 2-phasig	8	LV	-28,8	-29,0	-0,4	-5,5					181-223	183	71,3		222-268			224	268				8,5	8,5	0,0	2,2	6,1		
PeGG	4506,2	Kluft-Fluorit	p.&sek. 2-phasig	4	LV	-55,2	-55,4	-20,7	-21,1	-33,3	-31,8			203-204	203	68,9		239-240			239					23,1	3,9	19,2	2,4	6,5		
	4506,2	Kluft-Fluorit	p.&sek. 2-phasig	12	LV			-20,8	-21,7			-0,1	3,9	172-175	173	68,9		209-212					210		23,0	4,0	19,0	2,1	20,1			
	4506,2	Kluft-Kalzit	prim. 2-phasig	20	LV	-41,3	-64,1	-5,4	-21,3	-31,4	-32,8			160-202	173	68,9		196-238			226		210		29,8	5,4	24,4	3,4	16,1			
	4506,2	Kluft-Kalzit	sek. 2-phasig	6	LV	-31,6	-63,1	-20,4	-23,1					172-196	175	68,9		209-232			228		212		23,2	4,2	19,0	2,9	21,7			
PeH1	4763,5	Kluft-Kalzit	p.&sek. 2-phasig	52	LV	-55,2	-68,1	-23,1	-31,0	-31,2	-36,8			159-185	171	62,6		191-217					203		22,7	3,8	18,9	3,0	57,2			
PeDD	5268,9	Kluft-Kalzit	prim. 2-phasig	30	LV	50,1	66,1	-21,9	-25,5	-32,1	-33,1			179-227	180	67,5		215-266					256	216		23,1	4,1	19,0	4,4	23,3		
	5268,9	Kluft-Anhydrit	p.&sek. 2-phasig	6	LV			-22,4	-23,1					183-192	185	67,5		219-228					221		24,0	4,0	20,0	2,1	5,6			
Bohrung: Richtenberg 4/65																																
Ric2	2679,9	Kluft-Kalzit	prim. 2-phasig	15	LV			42,2	42,5	?	?			68-83	73	55,7		92-107					97			29,7	2,1	27,6	2,9	9,1		
Ric3	2779,5	Quarz-Zement	ps. 2-phasig	4	LV			-0,8	-31,0					116-118	117	56,6		140-142			141				3,3	3,3	0,0	2,1	2,6			
	2779,5	Kalzit-Zement	prim. 2-phasig	16	LV	-52,1	-58,2	-31,0	-34,4			-1,0	-1,2	85-112	111	56,6		109-136	109	136					26,3	2,9	23,4	2,1	5,3			
Ric5	3037,5	Quarz-Einspreng.	sek. 2-phasig	4	LV			-0,2	-0,4			0,9	1,0	150-153	151	59,2		180-183						181	0,5	0,5	0,0	3,4	4,1			
	3037,5	Drusen-Kalzit	prim. 2-phasig	7	LV	-50,9	-51,8	-11,2	-20,6					112-132	130	59,2		138-158			138	156			23,1	23,1	0,0	2,5	54,2			
Ric6	3820,0	Quarz-Zement	sek. 2-phasig	10	LV	-24,9	-25,7	-0,3	-5,1			3,5	3,7	162-195	163	66,9		195-228	196	223					3,5	3,5	0,0	1,9	5,0			
	3820,0	Quarz-Detritus	sek. 2-phasig	4	LV			-0,1	-0,4					142-152	147	66,9		175-185					180		0,3	0,3	0,0	3,2	3,9			
Ric7	4032,9	Quarz-Zement (II)	sek. 2-phasig	5	LV	-9,7		-0,8	-4,1					142-148	146	68,9		176-182			180				3,4	3,4	0,0	2,5	3,3			
	4032,9	Quarz-Zement (I)	prim. 2-phasig	6	LV	-53,0	-53,2	-0,2	-30,2	-38,2	39,1	6,2	6,2	119-229	130	68,9		153-267	164	267					26,2	3,0	23,2	1,6	3,1			
	4032,9	Quarz-Detritus	sek. 2-phasig	4	LV	-67,1	-67,3	-29,7	-30,2	-39,8	-40,4			115-119	117	68,9		144-148					146		26,4	2,7	23,7	6,5	10,2			
Ric8	4508,2	Quarz-Zement	prim? 2-phasig	3	LV			-0,9	-1,1					113-153	153	73,6		151-191	151	191					1,7	1,7	0,0	2,5	3,1			
	4508,2	Quarz-Detritus	sek. 2-phasig (I)	14	LV			0,0	-3,2					110-152	148	73,6		148-190					149	186	1,0	1,0	0,0	2,0	3,8			
	4508,2	Quarz-Detritus	sek. 2-phasig (II)	5	LV	-50,7	-52,8	-15,4	-15,6					143-147	144	73,6		178-182					179		19,1	19,1	0,0	3,0	7,6			
Bohrung: Schilde 1/69																																
Sde1	2570,0	Kalzit-Zement	prim., 2-phasig	1	LV			-3,4	-3,4							12,0									5,5	5,5	0,0	2,4				
	2570,0	Quarz-Detritus	sek. 2-phasig	10	LV	-9,6	-10,2	-1,7	-3,4					161-178	176	12,0		167-184					182		4,1	4,1	0,0	2,4	13,4			
Sde2	2531,5	Kluft-Anhydrit	prim., 2-phasig	7	LV	-46,8	-47,1	-27,1	-27,8	-31,8	-33,1	0,1	0,4	134-163	135	11,6		138-167			139				25,1	4,2	20,9	4,6	18,4			
	2531,5	Kluft-Quarz	prim., 2-phasig	12	LV	-64,0	-66,5	-33,7	-34,1	-38,0	-38,2			125-139	137	11,6		129-143			141				27,3	3,2	24,1	1,9	9,1			
	2531,5	Kluft-Kalzit	sek. 2-phasig	6	LV	-64,1	-64,2	-32,7	-33,1					128-137	131	11,6		132-141			135				26,9	3,4	23,5	2,8	14,1			
Sde4	2665,0	Quarz-Zement	prim., 2-phasig	7	LV	-57,6	-58,3	-24,8	-25,8	-29,1	-29,2			121-123	122	12,9		125-127	126						24,7	6,7	18,0	2,1	4,0			
	2665,0	Kalzit-Zement	prim., 2-phasig	6	LV	-55,3	-55,7	-22,6	-23,7					129-142	133	12,9		133-146	137						24,2	7,0	17,2	3,9	6,5			
	2665,0	Anhydrit-Zement	p.&sek. 2-phasig	5	LV	-55,6	-72,8	-24,6	-24,8					121-153	132	12,9		125-157	136						24,7	6,7	18,0	3,0	18,6			
	2665,0	Quarz-Detritus	sek. 2-phasig	5	LV	-57,8	-58,1	0,0	-0,7					131-212	131	12,9		135-217					135	217	0,4	0,4	0,0	2,8	3,8			
Sde5	2681,0	Kalzit-Zement	prim., 2-phasig	7	LV	-49,7	-49,7	-24,3	-26,9					121-210	179	13,0		126-215	136					185	24,4	6,6	17,8	2,3	4,5			
	2681,0	Kalzit-Zement	sek. 2-phasig	6	LV			-32,9	-34,1					181-183	182	13,0		186-188	187						27,2	3,0	24,2	2,5	3,0			
	2681,0	Quarz-Detritus	sek. 2-phasig	5	LV	-28,7	-28,8	-13,1	-17,1					135-138	137	13,0		140-143					142		18,7	18,7	0,0	5,8	30,1			
	2681,0	Quarz-Detritus	sek. 2-phasig	5	LV			-1,4	-1,5					171-225	210	13,0		176-231					216		2,4	2,4	0,0	2,2	4,4			
Sde6	2680,0	Quarz-Zement	prim., 2-phasig	5	LV	-62,1	-63,2	-36,3	-38,5					152-154	153	13,0		157-160	158						28,6	2,0	26,6	1,2	2,5			
	2680,0	Quarz-Zement	sek. 2-phasig	9	LV	-58,1	-62,1	-23,7	-37,8					127-140	132	13,0		133-145	145	136					24,3	5,8	18,5	1,8	5,1			
Sde7	2846,0	Dolomit-Zement	prim., 1-phasig	5	LV	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	40	40	14,7		40	40										1,1	1,6		
	2846,0	Quarz-Mobilisat	sek. 2-phasig	6	LV	-4,1	-4,2	-0,5	-0,9					187-190	189	14,7		195-198			197				1,3	1,3	0,0	2,1	4,2			
	2846,0	Quarz-Detritus	sek. 2-phasig	7	LV			-0,5	-0,8					189-191	189	14,7		197-199					197		1,3	1,3	0,0	2,1	3,8			

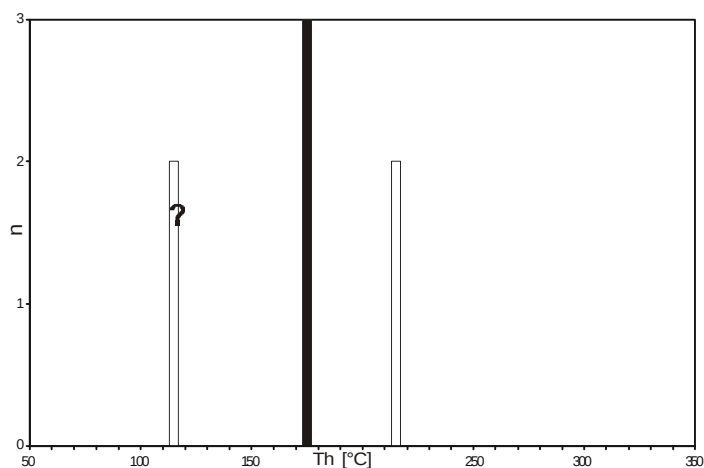
F.1.= Flüssigkeitseinschluss, n= Anzahl, Te= initiale Schmelztemperatur, Tm= Schmelztemperatur von Eis, Hydrohalit (HH) und Clathrat, Th= Homogenisierungstemperatur (mittel= Mittelwert aus n Einschlüssen), p1= "Modelldruck", nach Geobarometrie von Gaseinschlüssen, Tb= Bildungstemperatur von Einschlüssen in Mineralzementen (z1= 1. Generation, z2= 2. Generation), Klüften (Generation K1-K3) und Quarz-Detritus (Generation D1-D2); * Fluiddruck für t und Aufschluss Eiche nur nach nahegelegener Bohrung Sw2/62 geschätzt; v.Fl.= varizische Fluide; n.s.= einfrieren nicht sichtbar; Schmelztemperaturen nicht bestimmbar; f.n.e.= Einschlüsse frieren nicht ein, da die Salinität zu hoch

Anhang A1: Mikrothermometrie

				Mikrothermometrie (°C)												Druck (MPa)		Bildungstemperaturen (°C)										Salinität (Gew.%)			Größe (µm)	
Proben	Teufe (m)	Wirtsmineral	F.I.-Generation	n	F.I. Typ	T _e		T _{mEis}		T _{mHH}		T _{mCL}		T _h	T _h mittel	p1	p2	T _b	T _{b21}	T _{b22}	T _{bK1}	T _{bK2}	T _{bK3}	T _{bD1}	T _{bD2}	gesamt	Anteil NaCl	Anteil CaCl ₂	von	bis		
						von	bis	von	bis	von	bis	von	bis																			
Bohrung: Rambow 11/69, 12/69, 17/70																																
Rm1	3365,0	Anhydrit-Neub.(I)	prim., 2-phasig	11	LV	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	169-233	172	71,2		204-268	207						265	35,0	1,8	33,3	2,8	14,8		
	3365,0	Anhydrit-Neub.(II)	prim., 2-phasig	4	LV	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	92-97	95	71,2		127-232		130						35,0	1,8	33,3	3,1	3,7		
Rm2	3330,0	Kluft-Kalzit (I)	prim., 2-phasig	4	LV	-49,8	-52,1			-28,7	-29,1			70-114	70	75,1		103-147			103				147	29,0	3,2	25,8	7,1	8,8		
	3330,0	Kluft-Kalzit (I)	sek. 2-phasig	6	LV	-60,1	-62,1	-29,1	-30,3	-1,7	-1,8			113-124	115	75,1		146-157				148				31,3	3,3	28,0	4,1	9,2		
	3330,0	Kluft-Kalzit (II)	prim., 2-phasig	4	LV	-50,2	-62,9	-27,6	-27,8	-35,8	-37,2			146-152	147	75,1		179-185				180				25,1	3,1	22,0	10,1	18,4		
	3330,0	Quarz-Detritus	sek. 2-phasig	5	LV	-49,8	-50,5	-29,1	-29,3	9,8	9,8			128-137	132	75,1		161-170						165		28,9	6,9	22,0	3,2	11,6		
Rm6	3547,6	Anhydrit-Neub.	prim., 1-phasig	6	L	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	40	40	71,4		40	40											1,0	1,7	
Rm8	4155,1	Kluft-Anhydrit	prim., 1-phasig	4	L	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	40	40	79,6		40			40									1,0	1,9	
Rm7	3699,0	Kluft-Anhydrit	prim., 2-phasig	5	LV	-47,5	-48,6	-19,8	-20,2					156-158	157	75,1		189-191			190					22,6	22,6	0,0	2,2	6,8		
Rm9	4152,0	Kluft-Anhydrit	prim., 2-phasig	11	LV	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	68-172	68	79,6		102-206				102			205	35,0	1,8	33,3	2,8	34,5		
Rm10	4247,0	Anhydrit-Konkretion	prim., 2-phasig	10	LV			-0,1	-0,3					205-302	300	80,5		263-360	358							0,2	0,2	0,0	3,0	5,7		
	4247,0	Anhydrit-Zement	sek. 2-phasig	4	LV	-58,7	-59,1	-30,2	-30,4					159-182	181	80,5		195-218	217							26,1	4,4	21,7	2,1	10,2		
Rm12	4346,2	Quarz-Detritus	sek. 2-phasig	15	LV	-48,8	-51,2	-23,1	-25,1				-0,9	-1,8	150-183	153	81,5		186-219					211	189	22,9	8,1	14,8	2,2	3,6		
Rm13	4392,3	Kluft-Kalzit	prim., 2-phasig	1	LV	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	213	213	81,9		253			253					35,0	1,8	33,3	3,9			
	4392,3	Kluft-Anhydrit	prim., 2-phasig	12	LV	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	f.n.e.	189-209	192	81,9		229-249				232				35,0	1,8	33,3	3,1	9,1		
Bohrung: Roxförde 2/62																																
Rx1	639,7	Kluft-Quarz (I)	prim., 2-phasig	3	LV	-61,2	-62,0	-25,2	-25,4	-1,6	-1,8			145-147	146	54,0		171-173			172					24,8	5,5	19,3	4,7	16,1		
	639,7	Kluft-Quarz (II)	prim., 2-phasig	6	LV	-59,7	-62,1	-35,5	-36,4					152-158	155	54,0		178-184			181					28,2	2,8	25,4	3,1	12,4		
	639,7	Kluft-Kalzit	p.&sek. 2-phasig	45	LV	-51,6	-62,7	-21,8	-31,4	-32,1	-31,8	-10,2	3,8	109-172	155	54,0		135-198			198		138			24,2	4,2	20,0	2,8	29,7		
Rx2	606,1	Quarz-Zement	prim., 2-phasig	2	LV			30,9	31,0					111-112	112	53,7		137-138	138							26,1	3,4	22,7	3,2	5,4		
	606,1	Quarz-Mobilisat	sek. 2-phasig	3	LV			-31,2	-32,0					112-115	112	53,7		138-141				138				26,1	3,4	22,7	2,8	3,0		
	606,1	Kluft-Fluorit (I)	prim., 2-phasig	10	LV	-63,7	-64,2	-28,9	-39,2			5,2	5,2	109-124	115	53,7		135-150				141				29,1	2,6	26,5	2,1	10,6		
	606,1	Kluft-Fluorit (I)	sek. 2-phasig	7	LV	-63,8	-64,2	-28,7	-29,8			4,6	5,2	115-122	118	53,7		141-148				144				26,1	3,4	22,7	7,1	28,2		
	606,1	Kluft-Fluorit (II)	p.&sek. 2-phasig	10	LV	-55,2	-62,8	-26,0	-27,4			-7,8	2,1	80-95	86	53,7		106-121				112				25,4	3,4	22,0	2,0	28,2		
	606,1	Kluft-Kalzit	prim., 2-phasig	3	LV			-26,2	-27,8					73-74	73	53,7		99-100				99				25,5	3,4	22,1	2,5	6,1		
	606,1	Kalzit-Zement	prim., 2-phasig	8	LV	-62,8	-63,2	-26,1	-28,1					70-77	74	53,7		96-103	100							25,5	3,4	22,1	2,5	3,0		
	370,5	Kluft-Kalzit	prim., 2-phasig	13	LV	-57,6	-61,1	-22,7	-24,2					205-249	205	51,4		232-276			232	276				24,0	4,6	19,4	2,0	8,9		
Rx4	370,5	Kluft-Kalzit	sek. 2-phasig	23	LV	-46,8	-52,0	-13,8	23,0					84-103	87	51,4		111-130					114			23,1	23,1	0,0	2,8	16,2		
	370,5	Kluft-Anhydrit	sek. 2-phasig	6	LV			-23,1	-24,2					207-252	252	51,4		234-279			237	279				24,0	4,6	19,4	5,6	29,6		
	1531,7	Quarz-Einspreng.	sek. 2-phasig	5	LV			-0,6	-0,7					188-193	190	62,8		215-220						217		0,5	0,5	0,0	2,8	10,4		
Rx5	1531,7	Quarz-Mobilisat	p.&sek. 2-phasig	5	LV	-57,6	-58,2	-28,9	-29,1					106-110	108	62,8		133-137					135			26,3	3,3	23,0	2,8	7,7		
	1531,7	Kluft-Kalzit	prim., 2-phasig	15	LV	-59,7	-64,7	-27,1	-36,2	-22,7	-23,8	9,7	9,8	155-165	160	62,8		182-192			187					28,9	2,3	26,6	2,8	10,2		
	1531,7	Kluft-Kalzit	sek. 2-phasig	5	LV	-50,2	-50,5	-28,2	-29,2			9,8	10,2	158-162	160	62,8		185-189			187					25,7	3,3	22,4	2,9	9,3		
Rx6	1879,6	Kluft-Kalzit	prim?, 2-phasig	6	LV	-52,7	-54,2	-28,2	-29,2			-0,1	-0,2	171-176	173	66,2		205-207				206				25,7	3,3	22,4	3,8	10,7		
Rx7	2020,3	Kluft-Anhydrit	prim., 2-phasig	11	LV	-55,7	-65,2	-26,9	-29,7			3,2	4,1	88-153	88	66,2		122-187			184		123			25,7	3,3	22,4	2,4	10,0		
	2020,3	Kluft-Kalzit	prim., 2-phasig	23	LV	-55,6	-63,0	-28,4	-38,7	?	?	24,6	26,1	173-205	176	67,6		208-240				211	240			28,9	2,3	26,6	2,9	17,1		
	2020,3	Kluft-Kalzit	sek. 2-phasig	11	LV	-59,8	-62,7	-28,2	-34,1	?	?	23,8	25,2	153-172	155	67,6		188-207				207	190			29,1	2,3	26,8	2,1	6,1		
Rx8	2402,0	Kluft-Kalzit (II)	p.&sek. 2-phasig	9	LV	-61,2	-64,1	-31,8	-41,8					137-230	174	71,3		172-265			172	207				30,0	2,1	27,9	3,0	8,2		
	2402,0	Kluft-Kalzit(I)	p.&sek. 2-phasig	21	LV			-20,4	-31,7					198-271	240	71,3		233-309				275				22,3	4,9	17,4	2,3	4,8		
Bohrung: Garlipp 1/86																																
Gap1	4013,5	Anhydrit-Zement	prim., 2-phasig	6	LV			-0,4	-0,1					161-168	165	72,1		191-198	195							0,5	0,5	0,0	2,7	3,2		
	4013,5	Quarz-Detritus	sek. 2-phasig	6	LV			-8,7	-10,6					163-177	167	72,1		193-207						197	207	14,0	14,0	0,0	2,7	3,1		
	4013,5	Quarz-Detritus	sek. 2-phasig	5	LV			-0,1	-0,2					238-245	242	72,1		290-297						294		0,2	0,2	0,0	3,4	4,4		
Gap5	4400,0	Kluft-Kalzit	sek. 2-phasig	14	LV	-58,7	-60,2	-23,8	-28,1			4,2	8,9	158-162	160	75,8		189-193			191					25,2	2,9	21,1	3,2	11,3		
	4400,0	Kluft-Kalzit	prim., 2-phasig	16	LV	-61,8	-62,4	-28,3	-34,9	-0,5	-4,0			170-178	176	75,8		201-209			207					30,8	2,3	28,5	4,1	13,8		
Gap7	4565,5	Kluft-Anhydrit	prim., 2-phasig	15	LV	-64,4	-65,2	-27,9	-28,7	-2,8	-10,2			137-195	177	77,5		168-226			208		169			28,6	7,6	21,1	2,5	6,7		
	4565,5	Kluft-Quarz (I)	prim., 2-phasig	11	LV	-64,1	-65,4	-21,4	-22,8	-1,7	2,3			176-180	178	77,5		207-211			209					27,6	10,8	16,8	2,1	12,4		
	4565,5	Kluft-Quarz (II)	prim., 2-phasig	19	LV	-58,7	-64,1	-27,1	-35,8					134-162	137	77,5		168-196			196		168			28,2	3,0	25,2	3,1	15,5		
Tagebau Eiche																																
Ei1	55,0	Kluft-Quarz (I&II)	p.&sek. 2-phasig	45	LV	-55,4	-65,8	-23,1	-34,5	-38,0	-33,0			111-184	153	56,0		133-206			176		1									

Anhang A2: Th-Tm-Diagramme

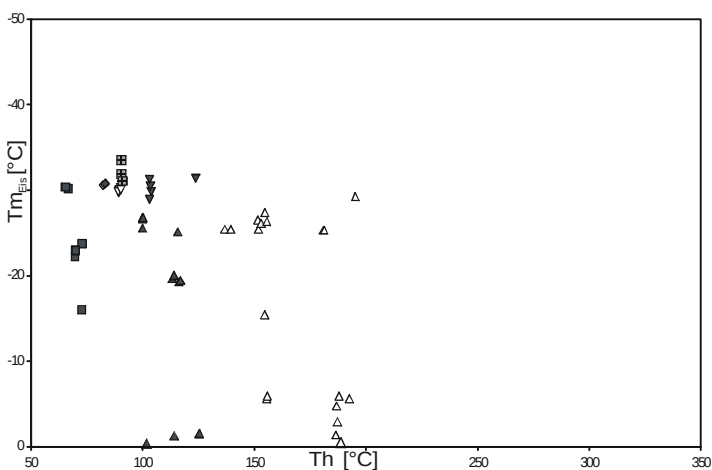
(a): Bohrung: Rügen 1/63



Bohrung Rügen 1/63 (Probe: Rn2)

- Rn2; Kluft-Anhydrit, prim. LV-FI
- Rn2; Kluft-Anhydrit, sek. LV-FI

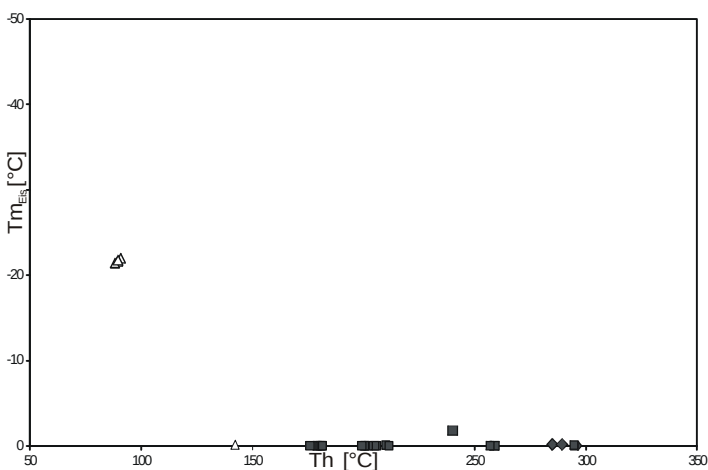
Zechstein - Anhydrit



Bohrung Rügen 1/63 (Probe: Rn10, Rn11, Rn12)

- △ Rn10; Kluft-Kalzit, prim. LV-FI
- ▲ Rn10; Kluft-Kalzit, sek. LV-FI
- ▽ Rn11; Kluft-Kalzit, prim. LV-FI
- ▼ Rn11; Kluft-Kalzit, sek. LV-FI
- Rn11; Kluft-Quarz I, sek. LV-FI
- ▣ Rn11; Kluft-Quarz II, sek. LV-FI
- ◆ Rn12; Kluft-Quarz I, sek. LV-FI

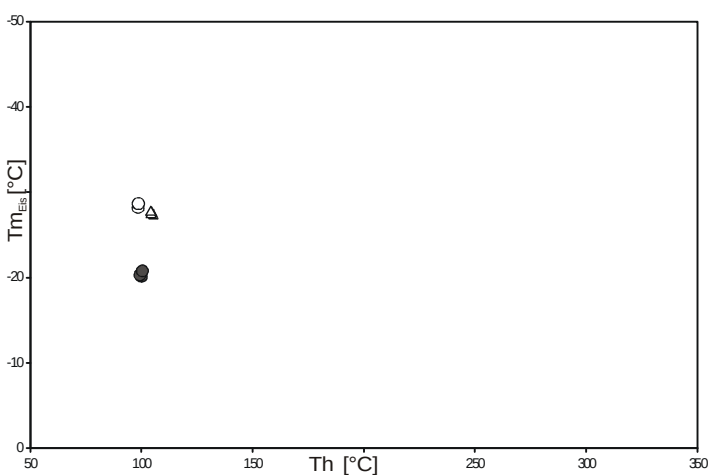
Rotliegend - Vulkanite



Bohrung Rügen 1/63 (Probe: Rn6, Rn8)

- ◆ Rn6; Quarz-Detritus, sek. LV-FI
- Rn8; Quarz-Detritus, sek. LV-FI
- △ Rn8; Kalzit-Zement, prim. LV-FI

Oberkarbon - Sandstein



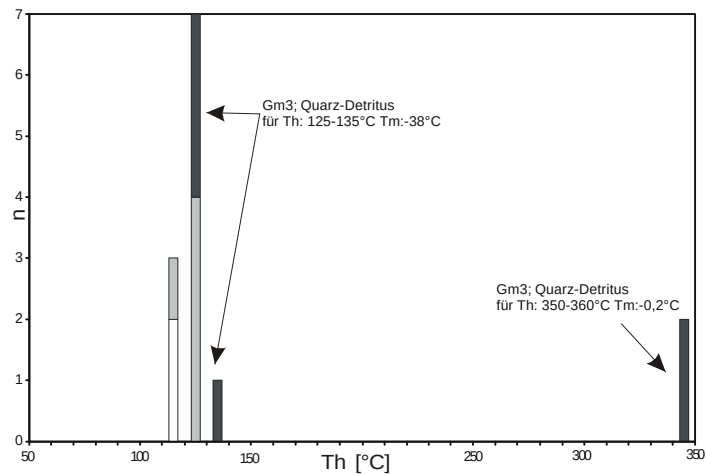
Bohrung Rügen 1/63 (Probe: Rn3)

- Rn3; Kluft-Quarz, prim. LV-FI
- Rn3; Kluft-Quarz, sek. LV-FI
- △ Rn3; Kluft-Kalzit, prim. & sek. LV-FI

Oberkarbon - Sandstein

Anhang A2: Th-Tm-Diagramme

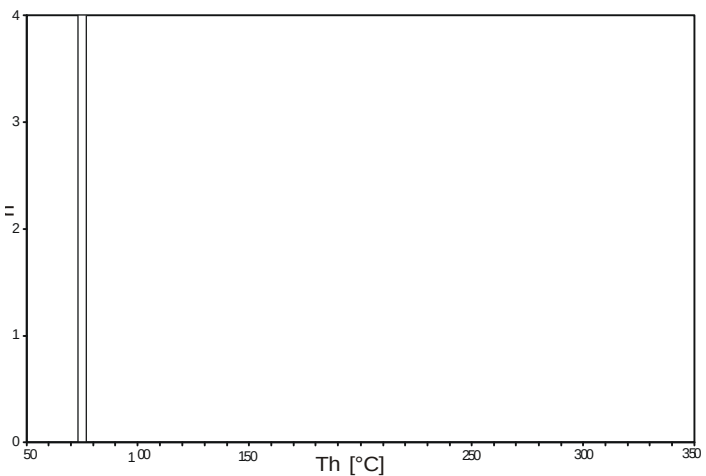
(b): Bohrung: *Grimmen 21&1/62, Triebsee 1/65, Samtens 101/62*



Bohrung Grimmen 1/62 & 21/64 (Probe: Gm2, gm3)

- Gm2; Anhydrit-Neubildung, prim. LV-FI
- Gm3; Drusen-Quarz, prim. LV-FI
- Gm3; Quarz-Detritus, Drusenquarz, sek. LV-FI

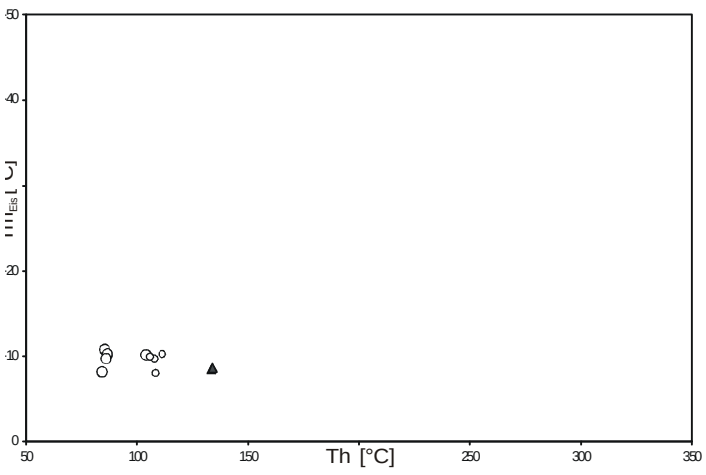
Zechstein-Anhydrit (Gm2)
Rotliegend - Vulkanit (Gm3)



Bohrung Triebsees 1/65 (Probe: Tbe1)

- Tbe1; Anhydrit-Neubildung, prim. LV-FI

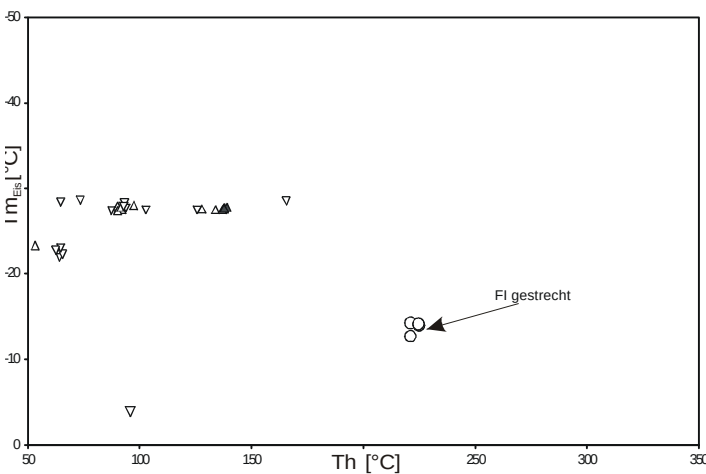
Zechstein-Anhydrit



Bohrung Triebsees 1/65 (Probe: Tbe3)

- Tbe3, "chicken wire"-Anhydrit, prim. LV-FI
- Tbe3, Kluft-Anhydrit, prim. LV-FI
- ▲ Tbe3, Kluft-Kalzit, sek. LV-FI

Zechstein-Anhydrit



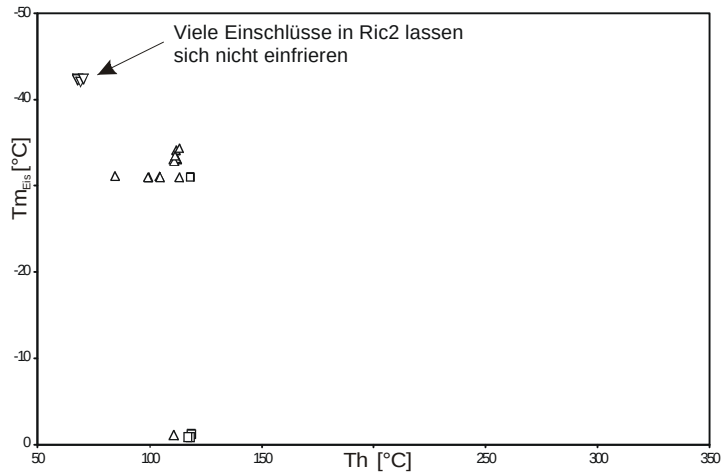
Bohrung Samtens 101/62 (Probe: Sam4, Sam5, Sam7)

- △ Sam4; Kluft-Drusen-Kalzit, prim. LV-FI
- ▲ Sam4; Drusen-Kalzit, sek. LV-FI
- ▽ Sam5; Kluft-Drusen-Kalzit, prim. LV-FI
- Sam7; "chicken wire"-Anhydrit, prim. LV-FI

Rotliegend - Sandstein (Sam7)
Rotliegend - Vulkanit (Sam4, Sam5)

Anhang A2: Th-Tm-Diagramme

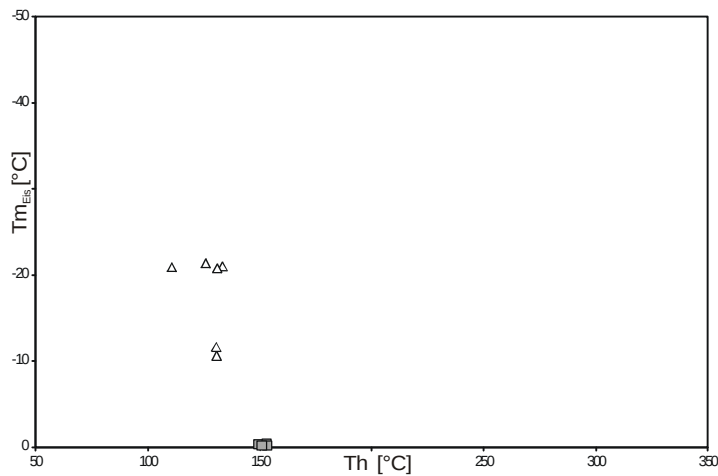
(c): Bohrung: Richtenberg 4/65



Bohrung Richtenberg 4/65 (Probe: Ric2, Ric3)

- ▽ Ric2; Kluft-Kalzit, prim. LV-FI
- △ Ric3; Kalzit-Zement, prim. LV-FI
- Ric3; Quarz-Zement, prim. LV-FI

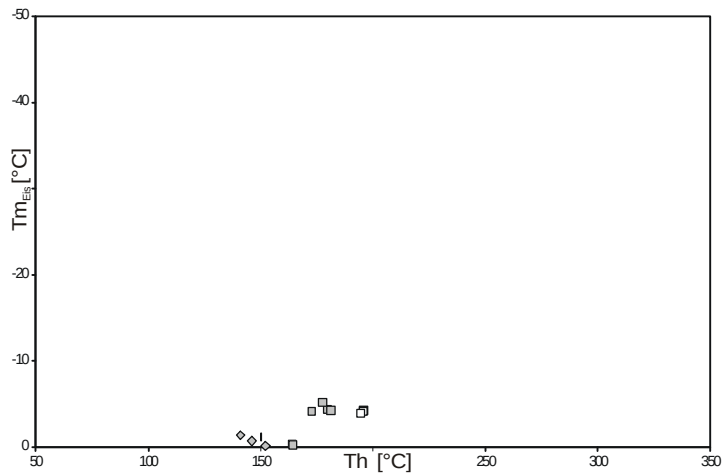
**Zechstein - Karbonat (Ric2)
Rotliegend - Sandstein (Ric3)**



Bohrung Richtenberg 4/65 (Probe: Ric5)

- △ Ric5; Drusen-Kalzit, prim. LV-FI
- Ric5; Quarz-Mobilisat, sek. LV-FI

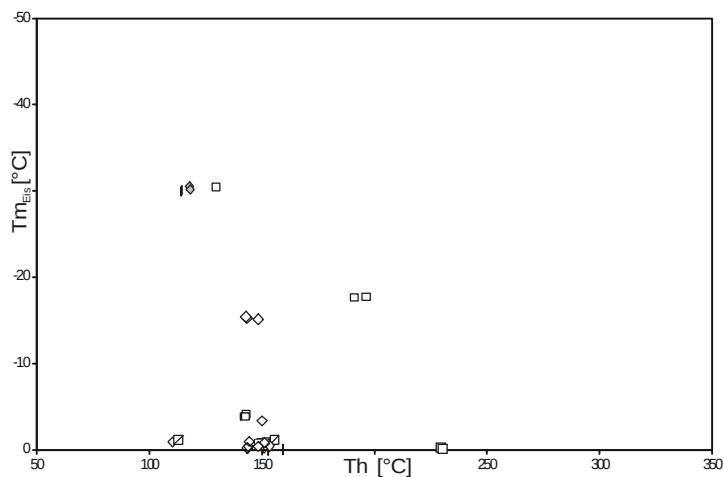
Rotliegend - Vulkanite



Bohrung Richtenberg 4/65 (Probe: Ric6)

- ◆ Ric6; Quarz-Detritus, sek. LV-FI
- Ric6; Quarz-Zement, prim. LV-FI
- Ric6; Quarz-Zement, sek. LV-FI

Oberkarbon - Sandstein



Bohrung Richtenberg 4/65 (Probe: Ric7, Ric8)

- Ric 7; Quarz-Zement, prim. LV-FI
- Ric 7; Quarz-Zement, sek.? LV-FI
- ◆ Ric 7; Quarz-Detritus, sek. LV-FI
- Ric 8; Quarz-Zement, prim. LV-FI
- ◆ Ric 8; Quarz-Detritus, sek. LV-FI

Oberkarbon - Sandstein

Anhang A2: Th-Tm-Diagramme

(d): Bohrung: Stavenhagen 1/76,
Marnitz-Ost 101/64

Bohrung Stavenhagen 1/76 (Probe: Stav1, Stav2)

- Stav1; Kluft-Quarz, prim. LV-FI
- △ Stav2; Kalzit-Zement, prim. LV-FI
- Stav2; Kluft-Quarz, prim.&sek. LV-FI

Rotliegend - Vulkanit (Stav1)
Rotliegend - Konglomerat (Stav2)

Bohrung Stavenhagen 1/76 (Probe: Stav3, Stav5, Stav8)

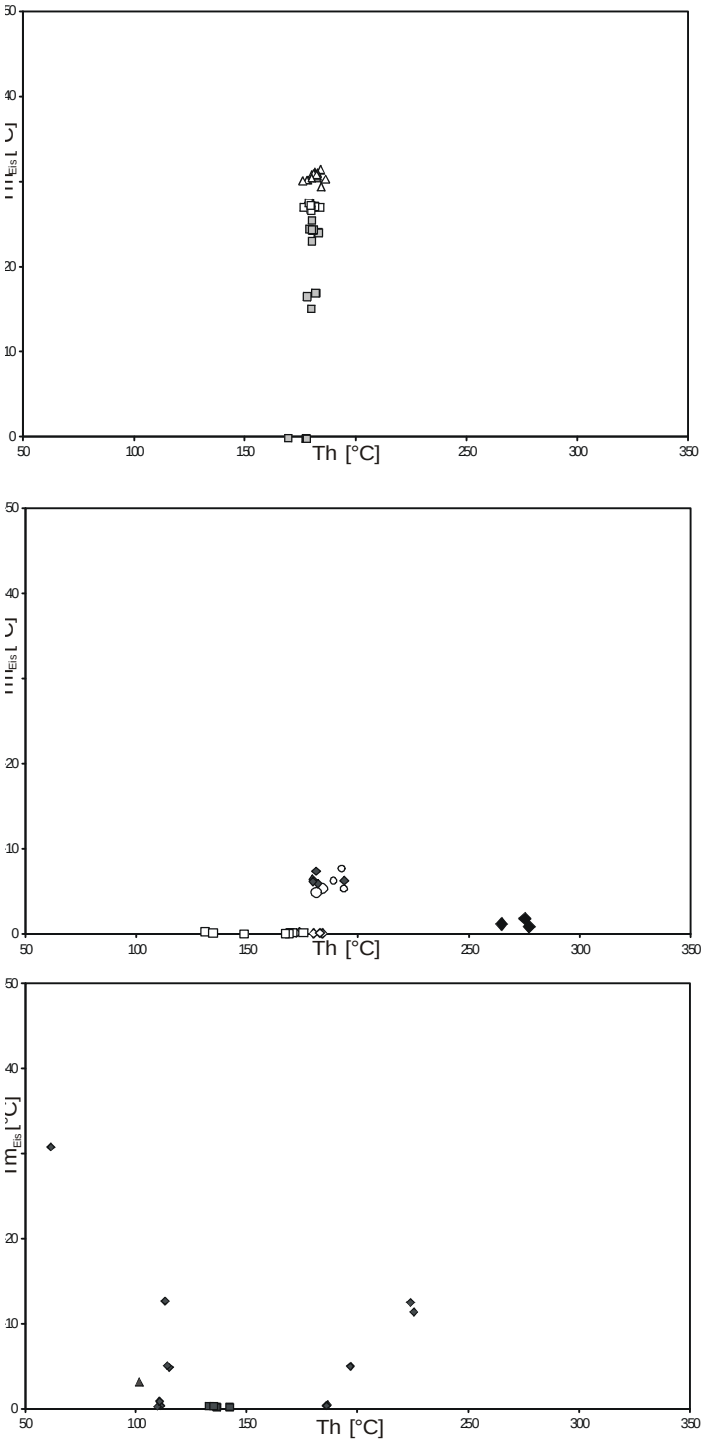
- ◇ Stav3; Quarz-Detritus, sek. LV-FI
- Stav5; Anhydrit-Zement, prim. LV-FI
- Stav5; Quarz-Zement, prim.? LV-FI
- ◆ Stav5; Quarz-Detritus, sek. LV-FI
- Stav8; Anhydrit-Zement, prim. LV-FI
- ◇ Stav8; Quarz-Detritus, sek. LV-FI

Rotliegend - Siltstein

Bohrung Marnitz-Ost 101/64 (Probe: Mnz2, Mnz3)

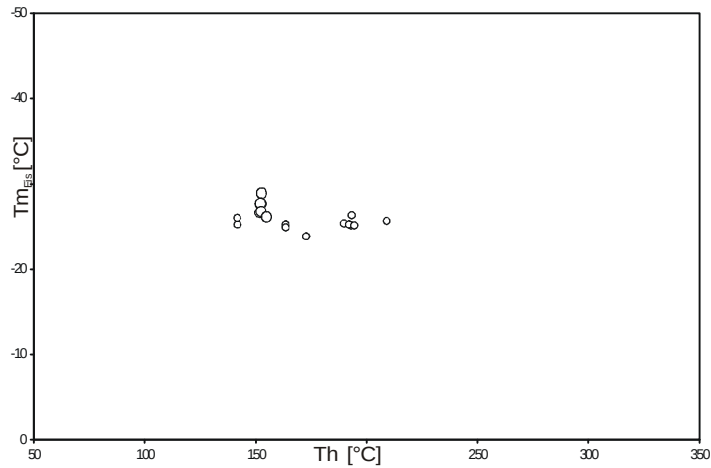
- ▲ Mnz2; Kalzit-Zement , sek. LV-FI
- ◇ Mnz3; Quarz-Detritus, sek. LV-FI
- Mnz3; Quarz-Zement, sek. LV-FI

Lias - Kalkstein (Mnz2)- Sandstein (Mnz3)



Anhang A2: Th-Tm-Diagramme

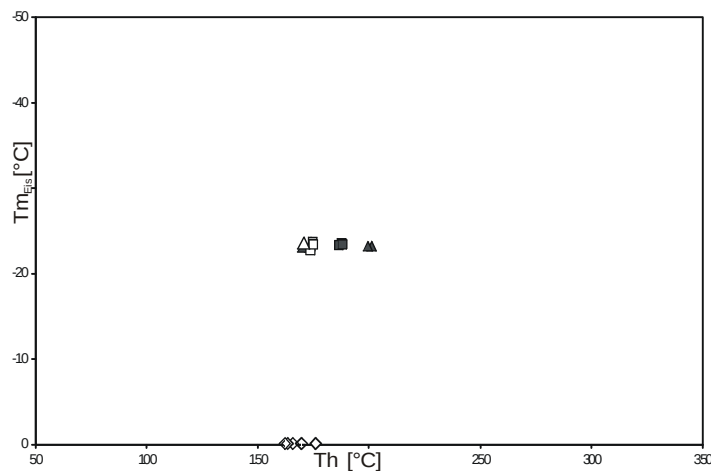
(e): Bohrung: Penzlin 1/75, Königsberg 7/71



Bohrung Penzlin 1/75 (Probe: Pnl7, Pnl8)

- Pnl7; "chicken wire"-Anhydrit, prim. LV-FI
- Pnl8; Anhydrit-Neubildung, prim. LV-FI

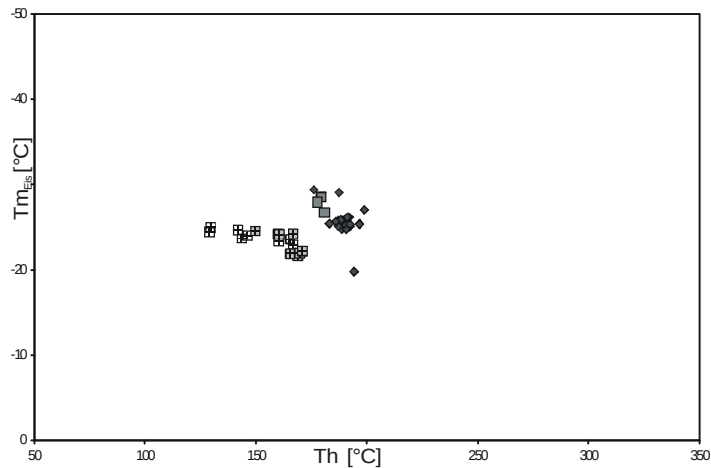
Zechstein - Anhydrit (Pnl8)
Rotliegend - Siltstein (Pnl7)



Bohrung Penzlin 1/75 (Probe: Pnl4, Pnl6)

- △ Pnl4; Kalzit-Zement, prim. LV-FI
- ▲ Pnl4; Kalzit-Zement, sek. LV-FI
- Pnl4; Quarz-Zement, prim. LV-FI
- Pnl4; Quarz-Detritus, sek. LV-FI
- ◇ Pnl6; Quarz-Zement, prim. LV-FI

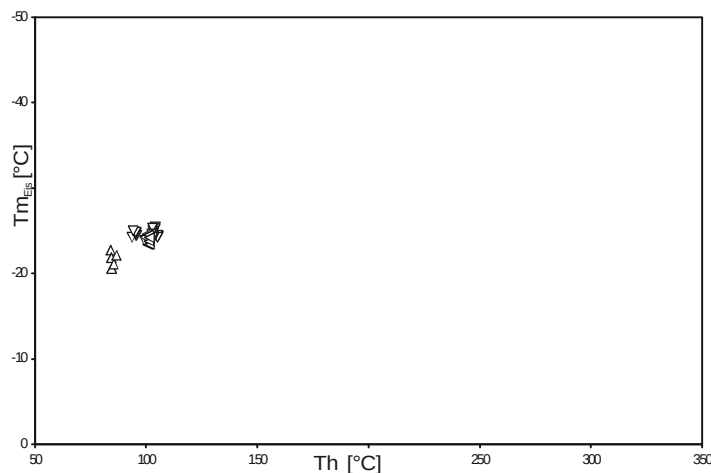
Rotliegend - Siltstein (Pnl6)
Rotliegend - Sandstein (Pnl4)



Bohrung Penzlin 1/75 (Probe: Pnl1, Pnl2)

- Pnl1; Quarz-Mobilisat, sek. LV-FI
- ◇ Pnl2; Quarz-Mobilisat, prim. & sek. LV-FI
- ▣ Pnl2; Kluft-Fluorit, prim. LV-FI
- ▤ Pnl2; Kluft-Fluorit, sek. LV-FI

Rotliegend - Vulkanite



Bohrung Königsberg 7/71 (Probe: Kgg1, Kgg2)

- △ Kgg1; Kluft-Dolomit, prim. LV-FI
- ▽ Kgg1; Kluft-Ankerit, prim. LV-FI
- ◁ Kgg 2; Kluft-Ankerit, prim. LV-FI

Buntsandstein - Kalkstein

Anhang A2: Th-Tm-Diagramme

(f): Bohrung: Parchim 1/68

Bohrung Parchim 1/68 (Probe: Pa10, Pa11, Pa13)

- ◇ Pa10, Quarz-Detritus, sek. I LV-FI
- ◇ Pa10, Quarz-Detritus, sek. II LV-FI
- ◇ Pa11, Quarz-Detritus, sek. LV-FI
- Pa13, Anhydrit-Zement, prim. LV-FI

Zechstein - Anhydrit (Pa13)
Rotliegend - Siltstein (Pa11, Pa10)

Bohrung Parchim 1/68 (Probe: Pa8, Pa9)

- Pa8; Kluft-Anhydrit, sek. LV-FI
- △ Pa8; Kluft-Kalzit, prim. LV-FI
- ▲ Pa8; Kluft-Kalzit, sek. LV-FI
- ▼ Pa9; Kluft-Kalzit, sek. LV-FI
- Pa9; Kluft-Quarz, prim. LV-FI
- Pa9; Kluft-Quarz, sek. LV-FI
- ◇ Pa9; Quarz-Detritus, sek. LV-FI

Rotliegend - Silt-/Tonstein

Bohrung Parchim 1/68 (Probe: Pa6, Pa7)

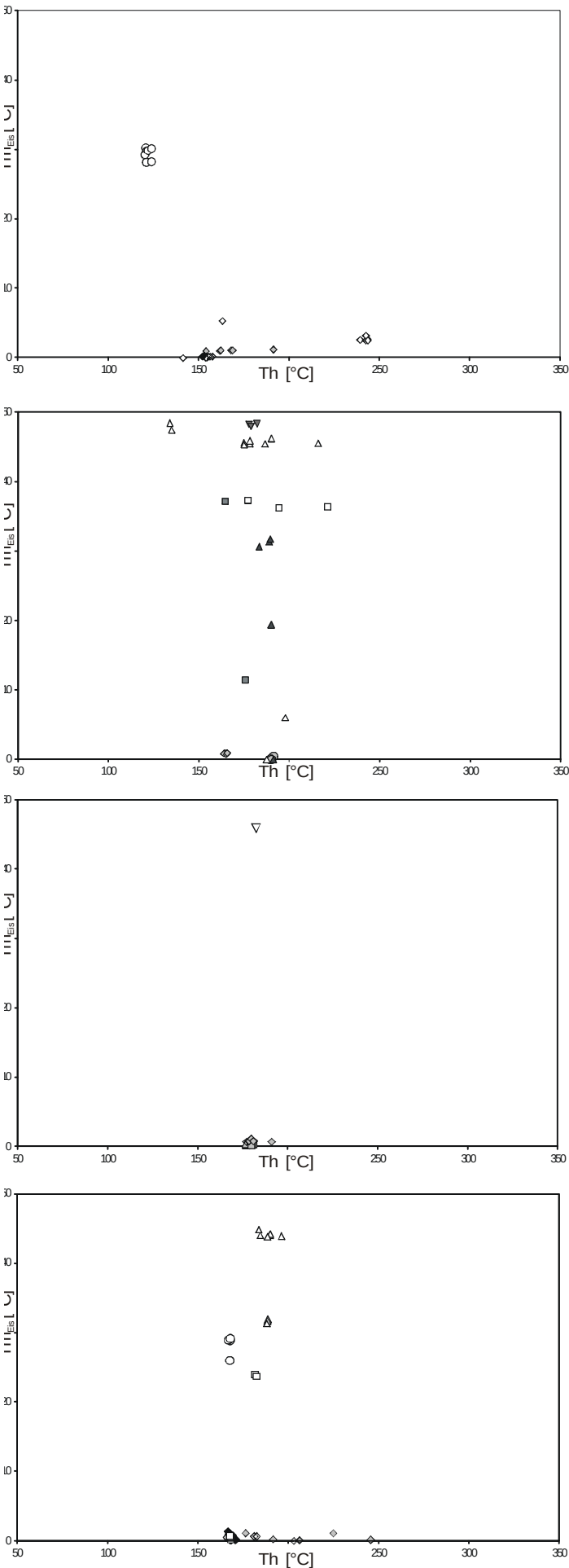
- ▲ Pa6, Kluft-Kalzit, sek. LV-FI, V-FI
- Pa6, Quarz-Zement, sek. LV-FI
- ◇ Pa6, Quarz-Detritus, sek. LV-FI
- ▽ Pa7, Kluft-Kalzit, prim. LV-FI

Rotliegend - Silt-/Tonstein (Pa7)
Rotliegend - Sandstein (Pa6)

Bohrung Parchim 1/68 (Probe: Pa4, Pa5)

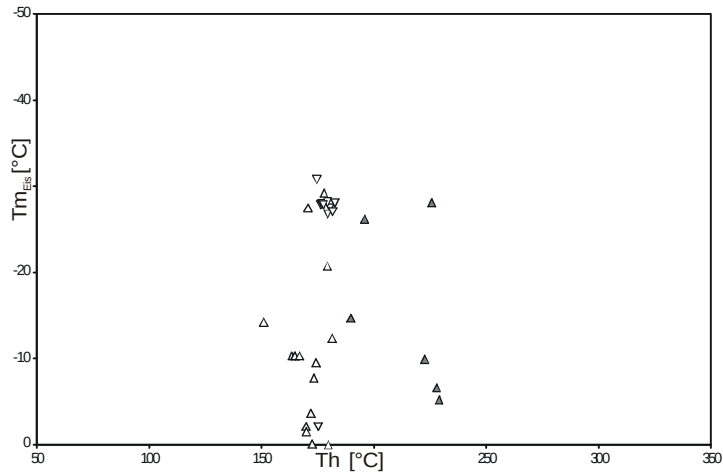
- △ Pa4; Kluft-Kalzit, prim. LV-FI
- ◇ Pa4; Quarz-Detritus, sek. LV-FI
- Pa5; Anhydrit-Zement, prim. LV-FI
- ◇ Pa5; Quarz-Detritus, sek. LV-FI
- Pa5; Quarz-Zement, prim. LV-FI

Rotliegend - Konglomerat (Pa5)
Rotliegend - Sandstein (Pa4)



Anhang A2: Th-Tm-Diagramme

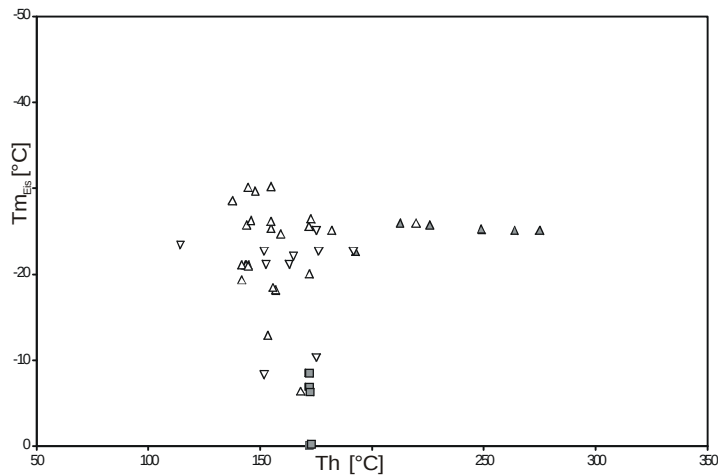
(g): Bohrung: Parchim 1/68



Bohrung Parchim 1/68 (Probe: PaL1, PaA1)

- ▽ PaL1, Drusen-Kalzit, prim. LV-FI
- △ PaA1, Kluft-Kalzit, prim. LV-FI
- ▲ PaA1, Kluft-Kalzit, sek. LV-FI

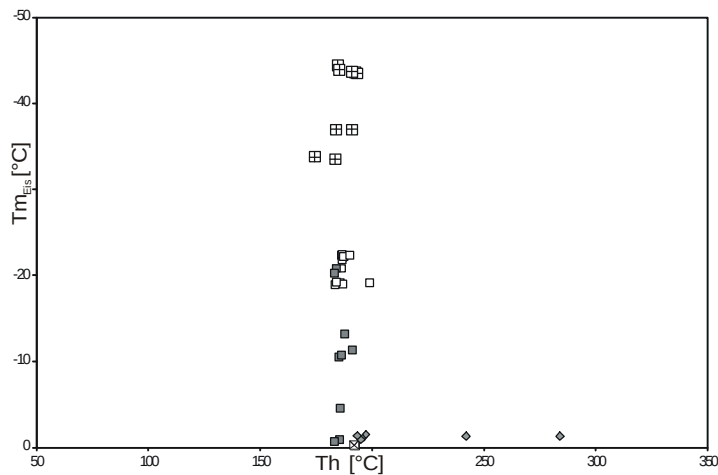
Rotliegend - Vulkanit



Bohrung Parchim 1/68 (Probe: PaH5, PaA1)

- △ PaA1, Kluft-Kalzit, prim. LV-FI
- ▲ PaA1, Kluft-Kalzit, sek. LV-FI
- ▽ PaH5, Kluft-Kalzit, prim. LV-FI
- PaH5, Kluft-Chalcedon, sek. LV-FI

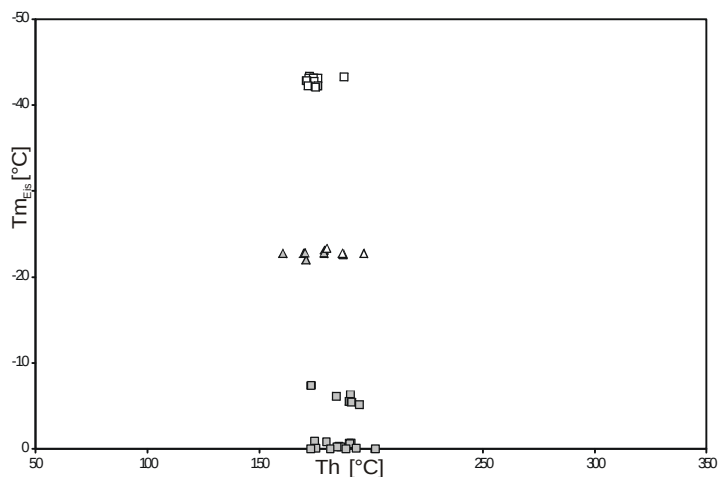
Rotliegend - Vulkanit



Bohrung Parchim 1/68 (Probe: Pa3)

- Pa3; Kluft-Quarz I (idio.), prim. LV-FI
- Pa3; Kluft-Quarz I (idio.), prim. LV-FI
- ▣ Pa3; Kluft-Quarz II, prim. LV-FI
- ⊠ Pa3; Quarz-Zement, prim. LV-FI
- ⌞ Pa3; Quarz-Detritus, sek. LV-FI

Oberkarbon - Pelit

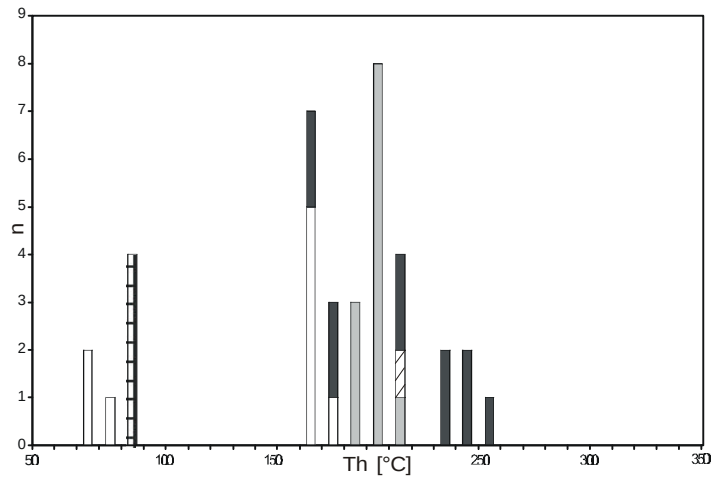


Bohrung Parchim 1/68 (Probe: Pa1, Pa2)

- △ Pa1; Kluft-Kalzit, prim. LV-FI
- ▲ Pa1; Kluft-Kalzit, sek. LV-FI
- Pa2; Kluft-Quarz, prim. LV-FI
- Pa2; Kluft-Quarz, sek. LV-FI

Oberkarbon? - Granodiorit (Pa2)
Oberkarbon - Pelit (Pa1)

Anhang A2: Th-Tm-Diagramme

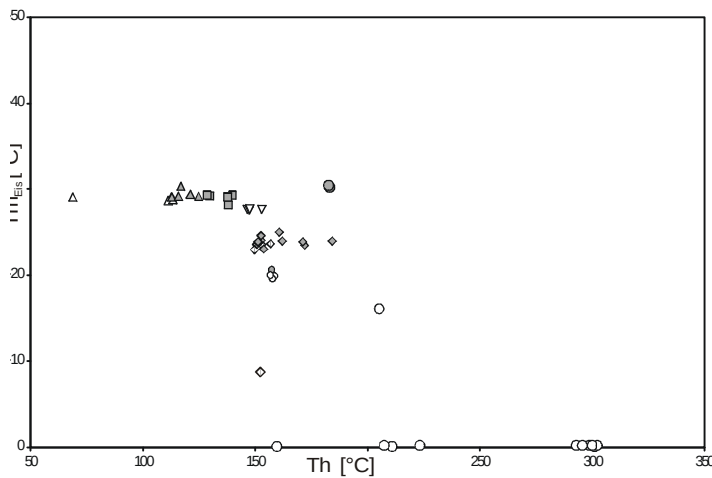


(h): Bohrung: Rambow 17/70,
Rambow 11/69 & 12/69, Mirow 1/74

Bohrung Rambow 11/69 (Rm1) & 17/70
(Probe: Rm1, Rm9, Rm13)

- Rm9, Kluft-Anhydrit, prim. LV-FI
- ▤ Rm13, Kluft-Anhydrit, prim. LV-FI
- ▨ Rm13, Kluft-Kalzit, prim. LV-FI
- ▩ Rm1, Anhydrit-Neubildung I, prim. LV-FI
- Rm1, Anhydrit-Neubildung II, prim. LV-FI

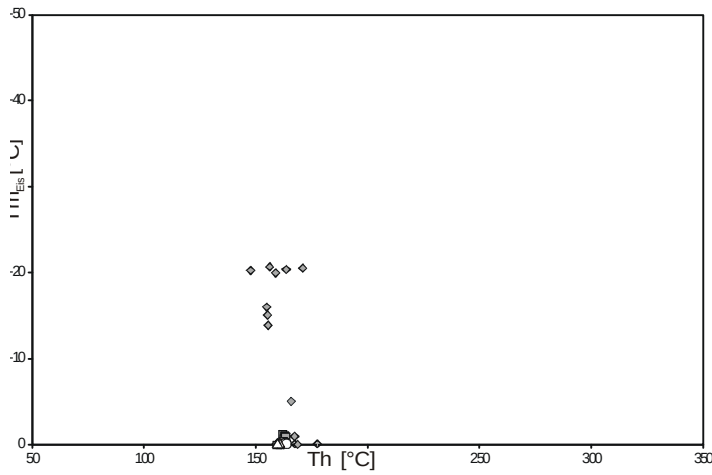
Zechstein-Anhydrit (Rm1)
Rotliegend - Siltstein



Bohrung Rambow 12/69 (Rm2) & 17/70
(Probe: Rm2, Rm7, Rm10, Rm12)

- △ Rm2; Kluft-Kalzit I, prim. LV-FI
- ▲ Rm2; Kluft-Kalzit I, sek. LV-FI
- ▽ Rm2; Kluft-Kalzit II, prim. LV-FI
- ▤ Rm2; Quarz-Detritus, sek. LV-FI
- Rm7; Kluft-Anhydrit, prim. LV-FI
- Rm10; "chicken wire"-Anhydrit, prim. LV-FI
- Rm10; Anhydrit-Zement, sek. LV-FI
- ◇ Rm12; Quarz-Detritus, sek. LV-FI

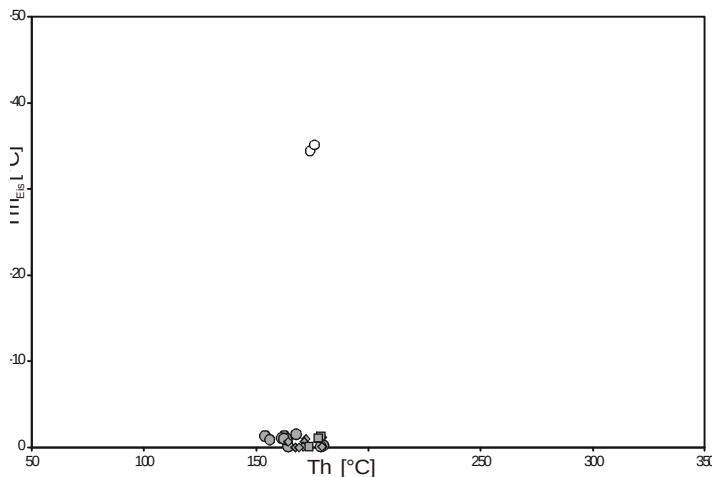
Zechstein-Anhydrit (Rm7)
Zechstein - Karbonat (Rm2)
Rotliegend - Siltstein (Rm10, Rm12)



Bohrung Mirow 1/74 (Probe: Mi4)

- ◇ Mi4, Quarz-Detritus, sek. LV-FI
- ▤ Mi4, Quarz-Zement, sek. LV-FI
- Mi4, Anhydrit-Zement, prim. LV-FI
- △ Mi4, Kalzit-Zement, prim. LV-FI

Rotliegend - Silt-/Tonstein



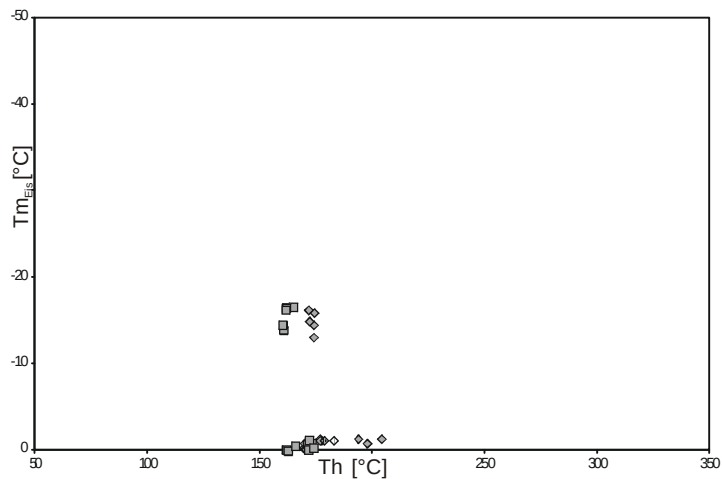
Bohrung Mirow 1/74 (Probe: Mi6)

- ◇ Mi6, Quarz-Detritus, sek. LV-FI
- ▤ Mi6, Quarz-Zement, sek. LV-FI
- Mi6, "chicken-wire-Anhydrit", prim. LV-FI
- Mi6, "chicken-wire-Anhydrit", sek. LV-FI

Rotliegend - Silt-/Tonstein

Anhang A2: Th-Tm-Diagramme

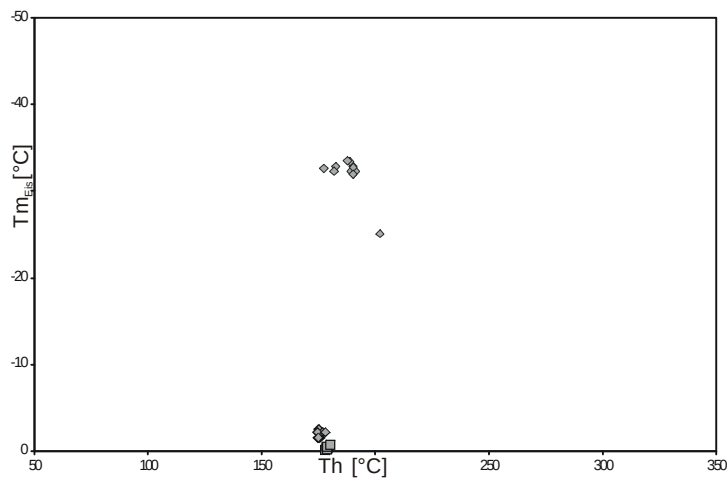
(i): Bohrung: Mirow 1/74



Bohrung Mirow1/74 (Probe: Mi8)

- ◇ Mi8, Quarz-Detritus, sek. LV-FI
- Mi8, Quarz-Zement, sek. LV-FI

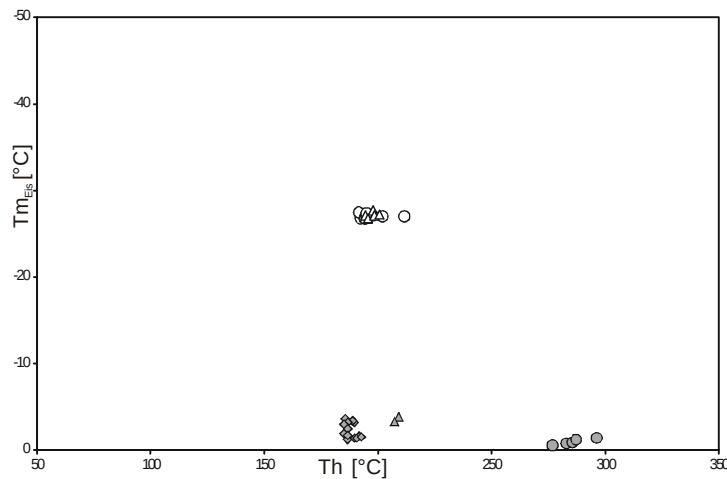
Rotliegend - Sandstein



Bohrung Mirow1/74 (Probe: Mi10)

- ◇ Mi10, Quarz-Detritus, sek. LV-FI
- Mi10, Quarz-Zement, sek. LV-FI

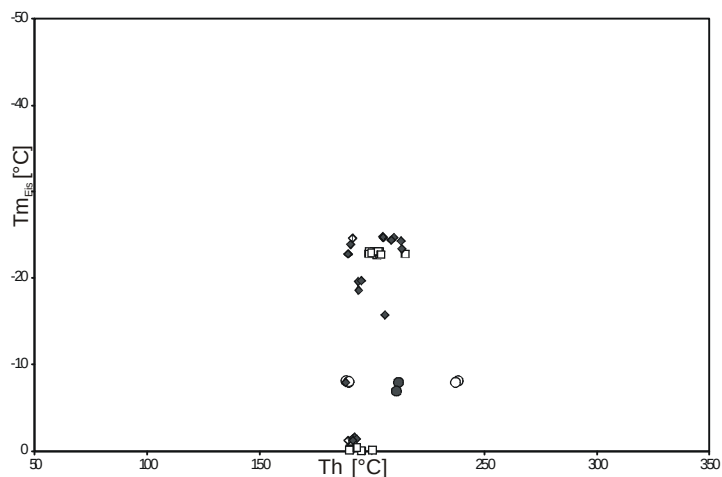
Rotliegend - Konglomerat



Bohrung Mirow1/74 (Probe: Mi12)

- ◇ Mi12, Quarz-Detritus, sek. LV-FI
- Mi12, Kluft-Anhydrit, prim. LV-FI
- Mi12, Anhydrit-Zement, prim. LV-FI
- △ Mi12, Kluft-Kalzit, prim. LV-FI
- ▲ Mi12, Kalzit-Zement, sek. LV-FI

Rotliegend - Sandstein



Bohrung Mirow 1/74 (Probe: Mi13)

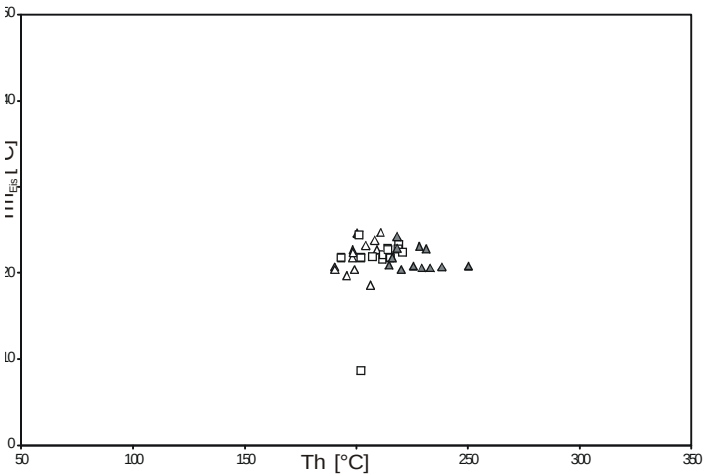
- ◆ Mi13, Quarz-Detritus, sek. LV-FI
- Mi13, Anhydrit-Zement, prim. LV-FI
- Mi13, Anhydrit-Zement, sek. LV-FI
- Mi13, Quarz-Zement, prim? LV-FI

Rotliegend - Konglomerat

Anhang A2: Th-Tm-Diagramme

(j): Bohrung: Mirow 1/74

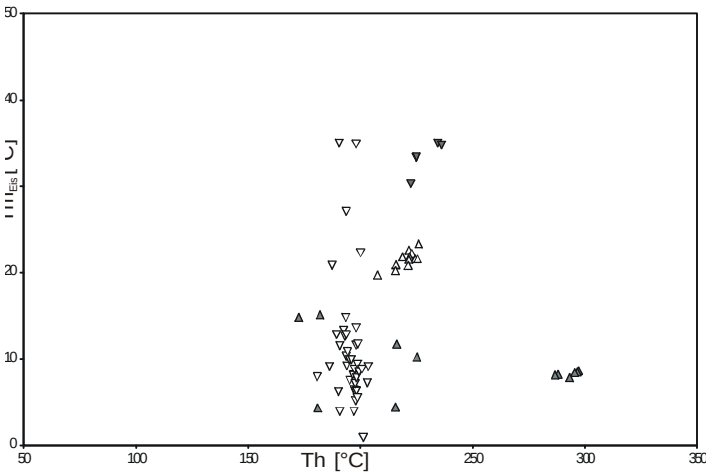
Bohrung Mirow 1/74 (Probe: MiF1)



- △ MiF1, Kluft-Kalzit, prim. LV-FI
- ▲ MiF1, Kluft-Kalzit, sek. LV-FI
- MiF1, Kluft-Quarz, prim. LV-FI

Rotliegend - Vulkanit

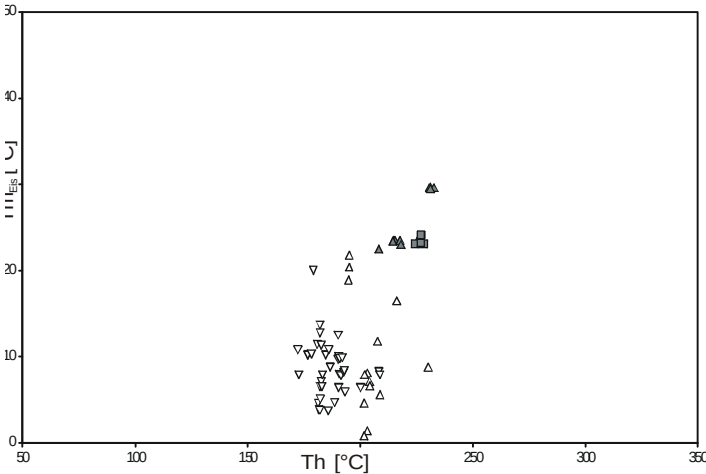
Bohrung Mirow 1/74 (Probe: MiJ1, MiO5)



- △ MiJ1, Kluft-Kalzit, prim. LV-FI
- ▲ MiJ1, Kluft-Kalzit, sek. LV-FI
- ▽ MiO5, Kalzit-Druse, prim. LV-FI
- ▼ MiO5, Kalzit-Druse, sek. LV-FI

Rotliegend - Vulkanit

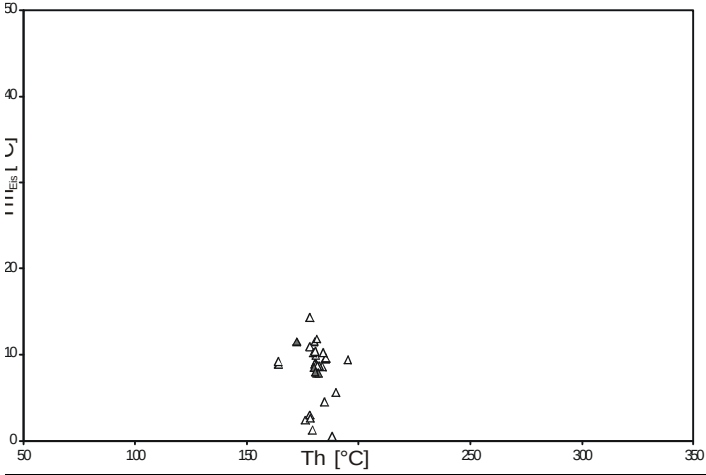
Bohrung Mirow 1/74 (Probe: MiN2, MiW2)



- △ MiN2, Kalzit-Druse, prim. LV-FI
- ▲ MiN2, Kalzit-Druse, sek. LV-FI
- MiN2, Quarz-Druse, sek. LV-FI
- ▽ MiW2, Kalzit-Druse, prim.&sek. LV-FI

Rotliegend - Vulkanit

Bohrung Mirow 1/74 (Probe: MiX3)



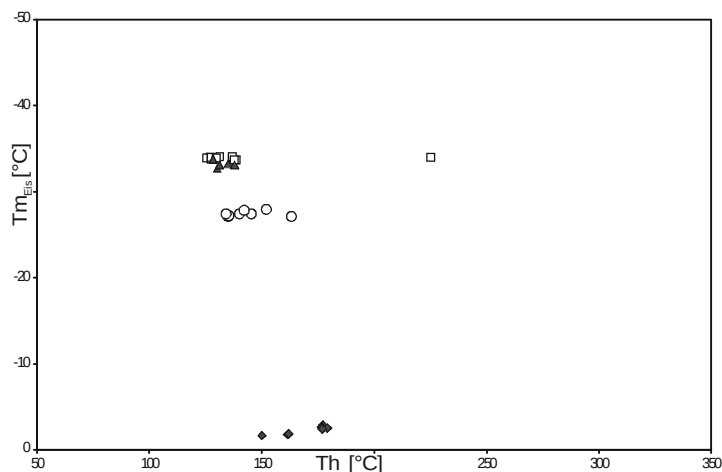
- △ MiX3, Drusen-Kalzit, prim.&sek. FI
- ▲ MiX3, Kluft-Kalzit, prim.&sek. FI

Rotliegend - Vulkanit

Anhang A2: Th-Tm-Diagramme

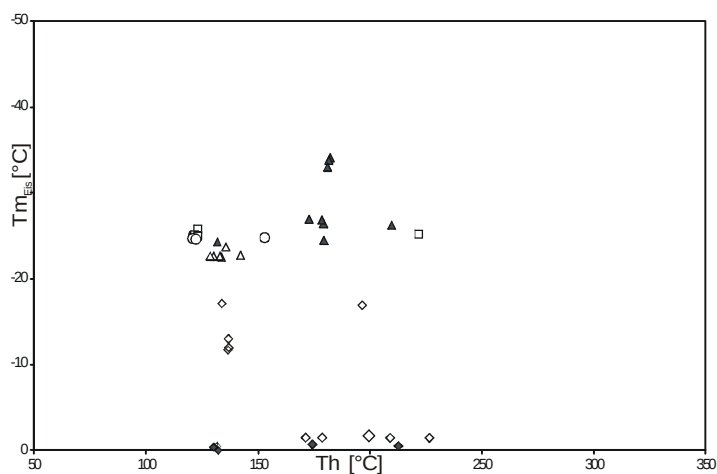
(k): Bohrung: Schilden 1/69,
Karstädt-Nord 4/64

Bohrung Schilden 1/69 (Probe: Sde1, Sde2)



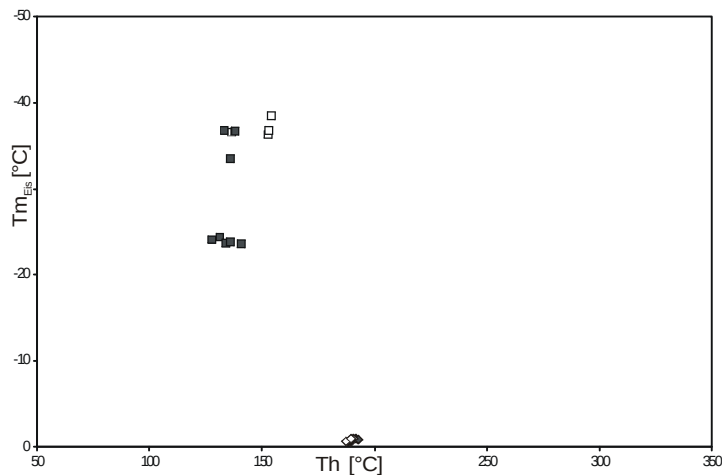
Buntsandstein - Sandstein

Bohrung Schilden 1/69 (Probe: Sde4, Sde5)



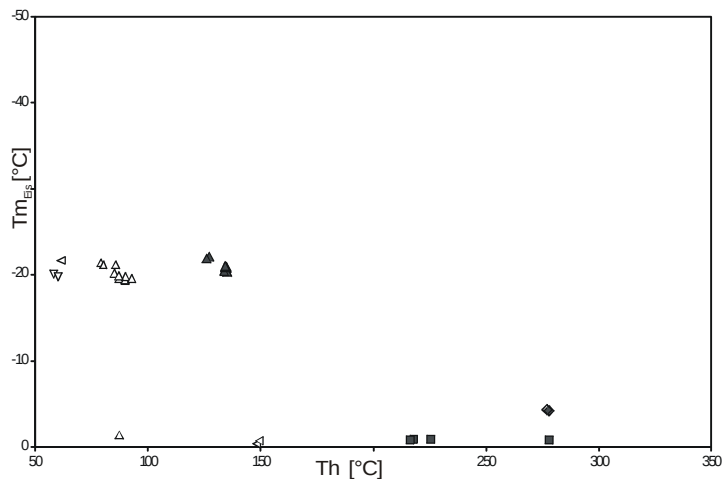
Buntsandstein - Sandstein

Bohrung Schilden 1/69 (Probe: Sde6, Sde7)



Buntsandstein - Sandstein

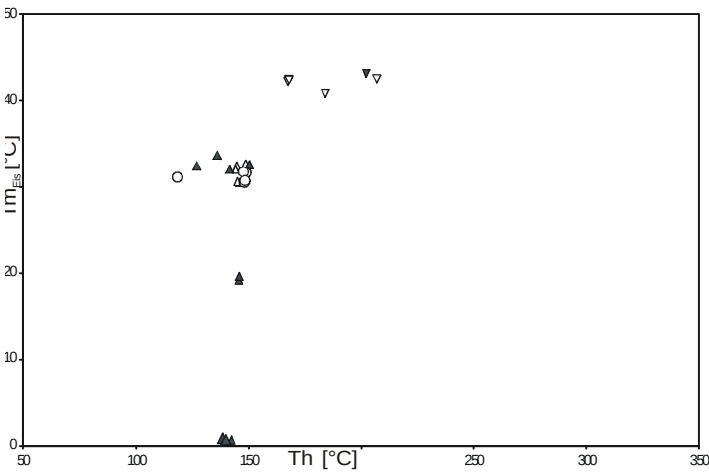
Bohrung Karstädt-Nord 4/64 (Probe: KdN1, KdN3, KdN4)



Dogger - Sandstein (KdN1)
Lias - Ton-/Sandstein (KdN3, KdN4)

Anhang A2: Th-Tm-Diagramme

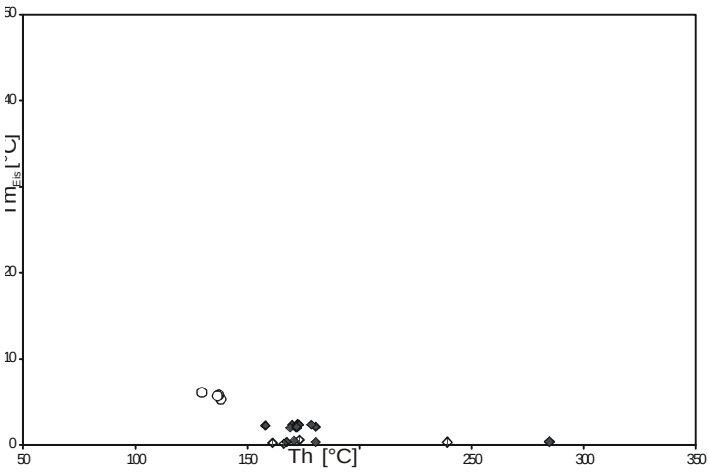
(I): Bohrung: Eldena 1/74



Bohrung Eldena 1/74 (Probe: EI1, EI6)

- EI1, Kluft-Anhydrit, prim. LV-FI
- △ EI1, Kluft-Kalzit, prim. LV-FI
- ▲ EI1, Kluft-Kalzit, sek. LV-FI
- ▽ EI6, Kluft-Kalzit, prim. LV-FI
- ▼ EI6, Kluft-Kalzit, sek. LV-FI

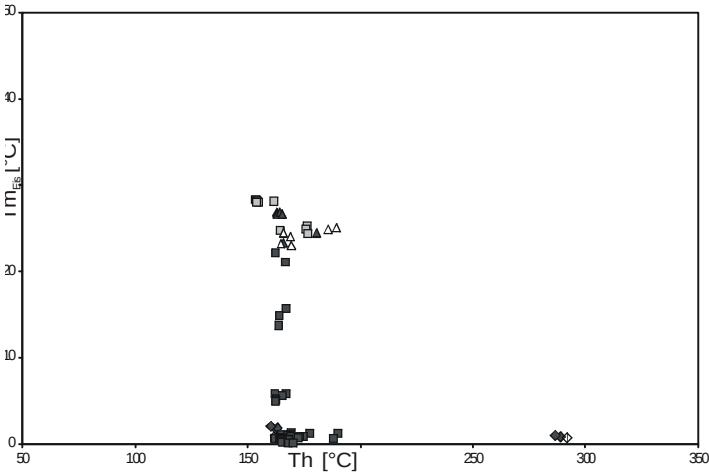
**Zechstein - Anhydrit (EI1)
Rotliegend - Sandstein (EI6)**



Bohrung Eldena 1/74 (Probe: EI7)

- ◆ EI7, Quarz-Detritus, sek. LV-FI
- EI7, Kluft-Anhydrit, prim. LV-FI

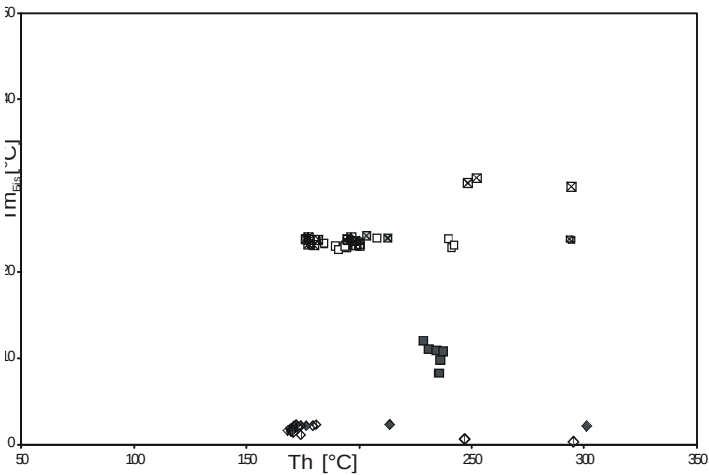
Rotliegend - Sandstein (EI6)



Bohrung Eldena 1/74 (Probe: EI4, EI5)

- ▲ EI4, Kluft-Kalzit, sek. LV-FI
- ◆ EI4, Quarz-Detritus, sek. LV-FI
- △ EI5, Kluft-Kalzit, prim.? LV-FI
- EI5, Kluft-Quarz I, prim.?&sek. LV-FI
- EI5, Kluft-Quarz II, prim.?&sek. LV-FI

**Rotliegend - Sandstein (EI4)
Rotliegend - Konglomerat (EI5)**



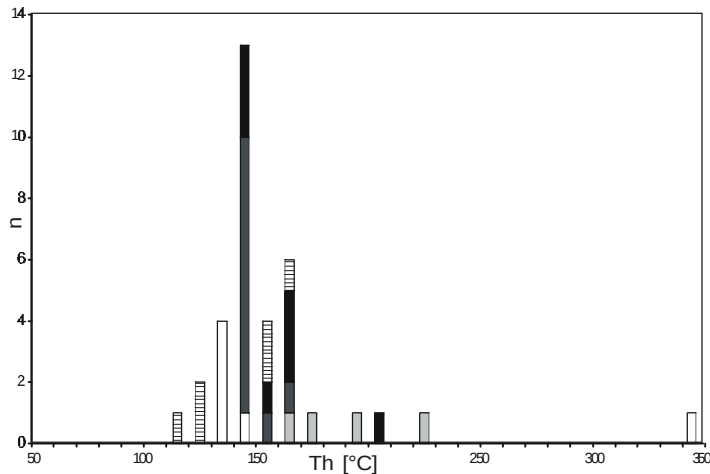
Bohrung Eldena 1/74 (Probe: EI3, EI2)

- EI3; Quarz-Zement; sek. LV-FI
- ◇ EI3; Quarz-Detritus; sek. LV-FI
- EI2; Kluft-Quarz I; sek. LV-FI
- ⊠ EI2; Kluft-Quarz II; sek. LV-FI
- ⊞ EI2; Kluft-Siderit I; prim. LV-FI
- ⊞ EI2; Kluft-Siderit II; prim. LV-FI
- ⊞ EI2; Kluft-Dolomit II; prim. LV-FI

Oberkarbon - Sandstein

Anhang A2: Th-Tm-Diagramme

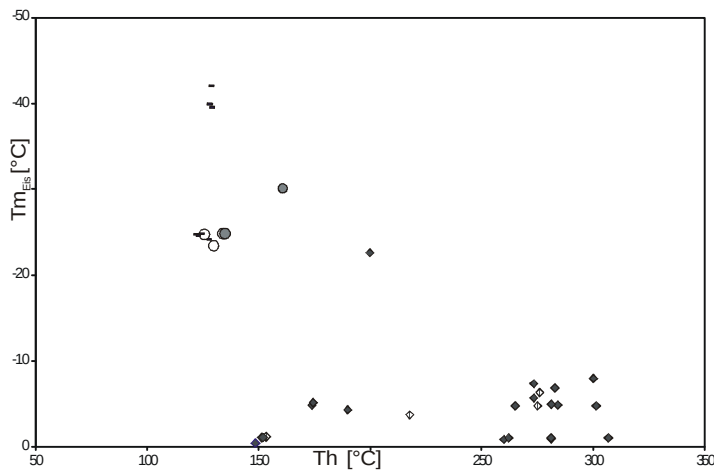
(m): Bohrung: Salzwedel 2/64



Bohrung Salzwedel 2/64 (Probe: Sw14, Sw12, Sw10)

- Sw14; Kluft-Anhydrit, prim. LV-FI
- ▤ Sw14; Kluft-Anhydrit, sek. LV-FI
- Sw12; Anhydrit-Neubildung, prim. LV-FI
- Sw12; Anhydrit-Neubildung, sek. LV-FI
- ▨ Sw10; Anhydrit-Neubildung, sek. LV-FI

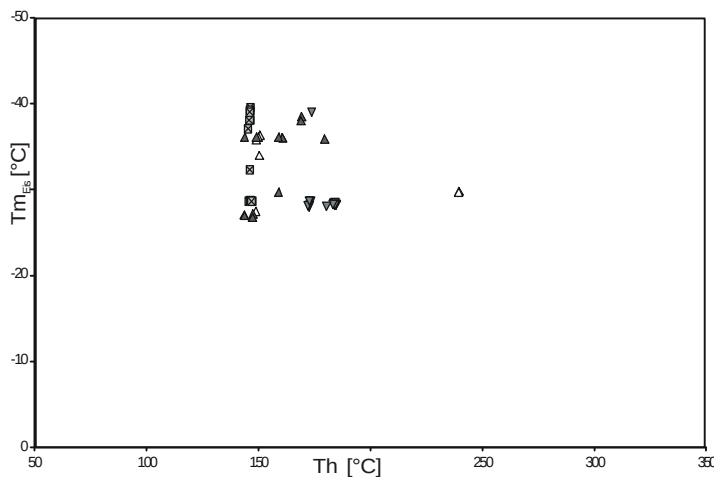
Buntsandstein - Siltstein (Sw14)
Zechstein - Anhydrit (Sw12, Sw10)



Bohrung Salzwedel 2/64 (Probe: Sw15, Sw7, Sw-Halit)

- ◆ Sw7, Quarz-Detritus, sek. LV-FI
- Sw15, Kluft-Anhydrit, prim. LV-FI
- Sw15, Kluft-Anhydrit, sek. LV-FI
- Sw-Halit, Kluft-Halit, prim. LV-FI

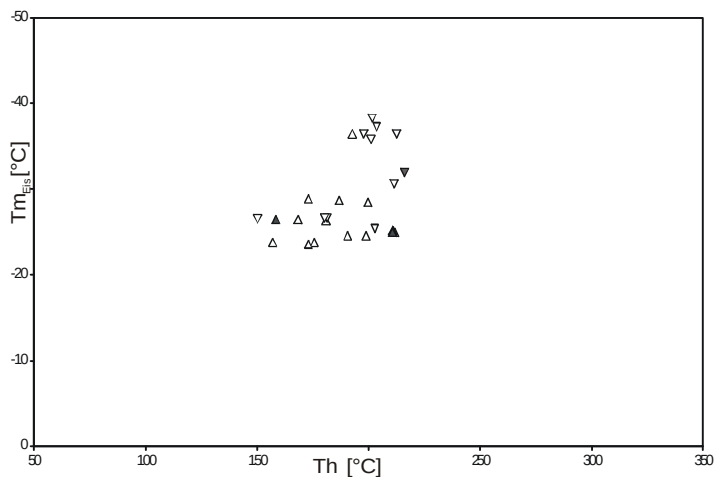
Zechstein - Anhydrit (Sw15, Sw-Halit)
Rotliegend - Sandstein (Sw7)



Bohrung Salzwedel 2/64(Probe: Sw5, Sw6)

- △ Sw5, Kluft-Baryt, prim. LV-FI
- ▲ Sw5, Kluft-Baryt, sek. LV-FI
- ▣ Sw6, Kluft-Baryt, sek? LV-FI
- ▼ Sw6, Kluft-Kalzit, sek. LV-FI

Rotliegend - Vulkanit



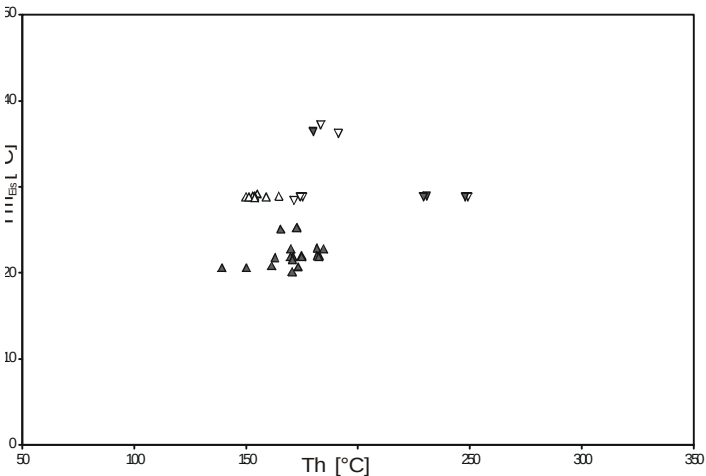
Bohrung Salzwedel 2/64(Probe: Sw4)

- △ Sw4, Kluft-Kalzit I, prim. LV-FI
- ▲ Sw4, Kluft-Kalzit I, sek. LV-FI
- ▽ Sw4, Kluft-Kalzit II, prim. LV-FI
- ▼ Sw4, Kluft-Kalzit II, sek. LV-FI

Rotliegend - Vulkanit

Anhang A2: Th-Tm-Diagramme

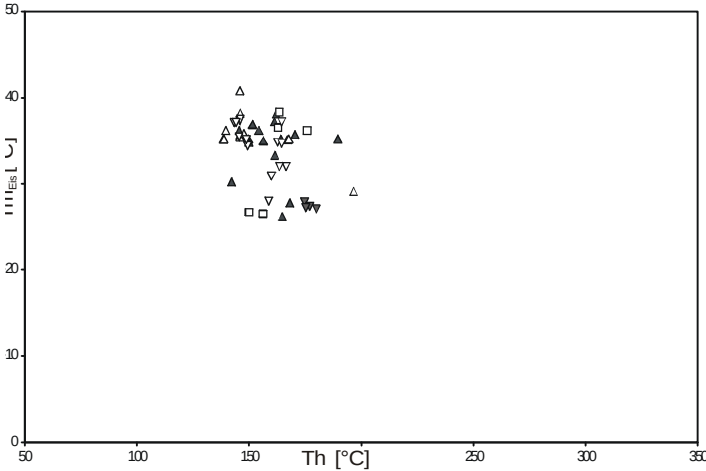
(n): Bohrung: Salzwedel 2/64, Pretzier 1/77



Bohrung Salzwedel 2/64 (Probe: Sw3)

- △ Sw3; Kluft-Kalzit I, prim. LV-FI
- ▲ Sw3; Kluft-Kalzit I, sek. LV-FI
- ▽ Sw3; Kluft-Kalzit II, prim. LV-FI
- ▼ Sw3; Kluft-Kalzit II, sek. LV-FI

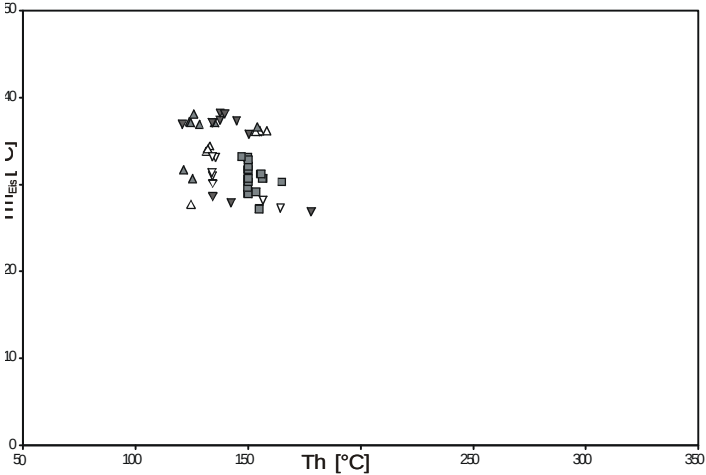
Rotliegend - Vulkanit



Bohrung Salzwedel 2/64 (Probe: Sw1, Sw2)

- △ Sw1; Kluft-Kalzit, prim. LV-FI
- ▲ Sw1; Kluft-Kalzit, sek. LV-FI
- Sw1; Kluft-Quarz, sek. LV-FI
- ▽ Sw2; Kluft-Kalzit, prim. LV-FI
- ▼ Sw2; Kluft-Kalzit, sek. LV-FI

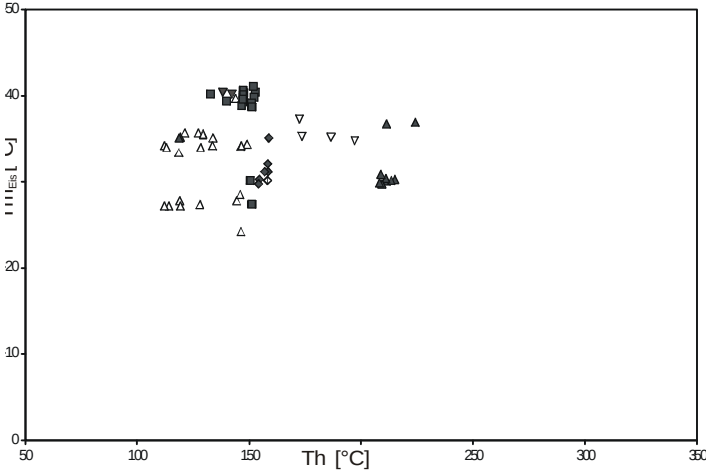
Rotliegend - Vulkanit



Bohrung Pretzier 1/77 (Probe: Prz1)

- △ Prz1; Kluft-Kalzit I, prim. LV-FI
- ▲ Prz1; Kluft-Kalzit I, sek. LV-FI
- ▽ Prz1; Kluft-Kalzit II, prim. LV-FI
- ▼ Prz1; Kluft-Kalzit II, sek. LV-FI
- Prz1; Kluft-Quarz I, prim. & sek. LV-FI

Rotliegend - Vulkanit



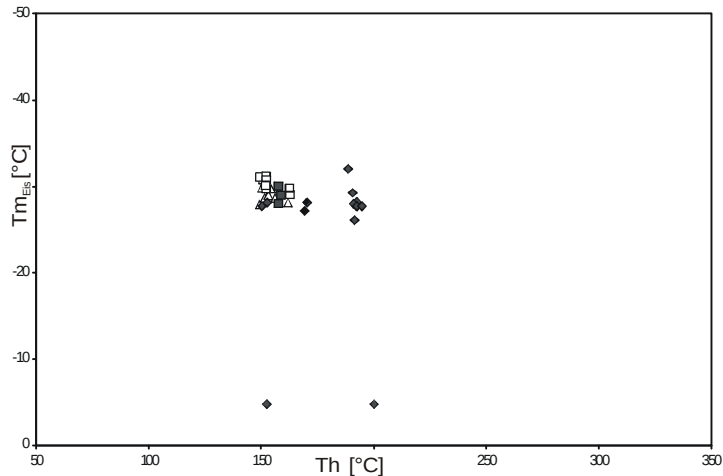
Bohrung Pretzier 1/77 (Probe: Prz2)

- △ Prz2; Kluft-Kalzit I, prim. LV-FI
- ▲ Prz2; Kluft-Kalzit I, sek. LV-FI
- ▽ Prz2; Kluft-Kalzit II, prim. LV-FI
- ▼ Prz2; Kluft-Kalzit II, sek. LV-FI
- Prz2; Kluft-Quarz I, sek. LV-FI
- ◆ Prz2; Kluft-Quarz II, sek. LV-FI

Rotliegend - Vulkanit

Anhang A2: Th-Tm-Diagramme

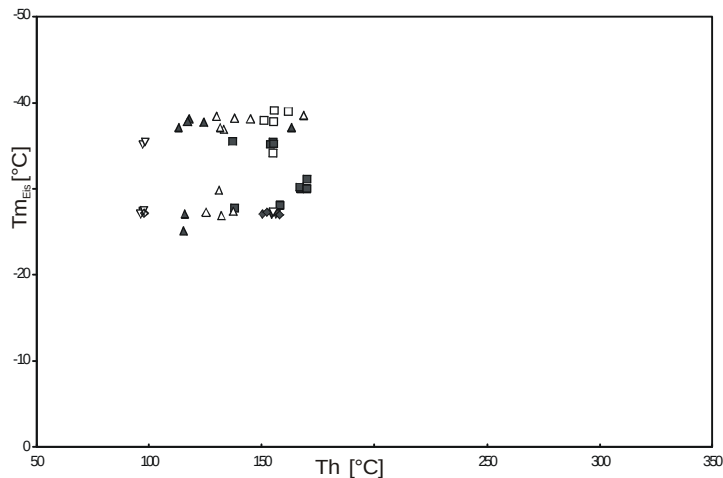
(o): Bohrung: Pretzier 1/77



Bohrung Pretzier 1/77 (Probe: Prz3)

- △ Prz3; Kluft-Kalzit I, prim. LV-FI
- ◆ Prz3; Quarz-Detritus, sek. LV-FI
- Prz3; Kluft-Quarz, prim. LV-FI
- Prz3; Kluft-Quarz, sek. LV-FI

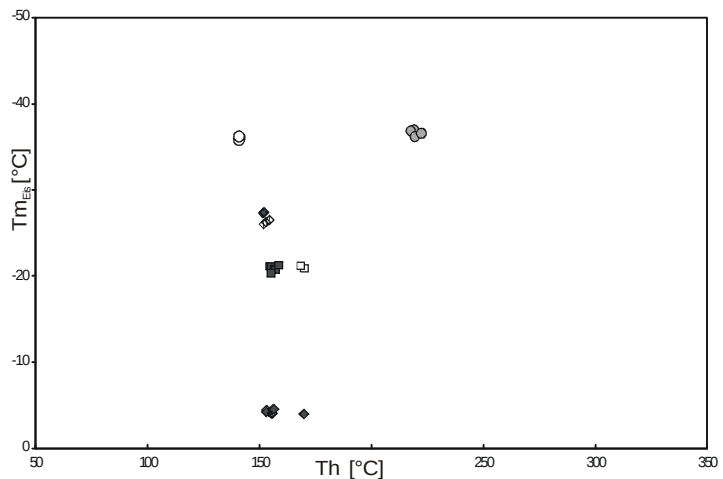
Rotliegend - Sediment



Bohrung Pretzier 1/77 (Probe: Prz4)

- △ Prz4; Kluft-Kalzit I, prim. LV-FI
- ▲ Prz4; Kluft-Kalzit I, sek. LV-FI
- ▽ Prz4; Kluft-Kalzit II, prim. LV-FI
- ▼ Prz4; Kluft-Kalzit II, sek. LV-FI
- ◆ Prz4; Quarz-Detritus, sek. LV-FI
- Prz4; Quarz-Zement, prim. LV-FI
- Prz4; Quarz-Zement, sek. LV-FI

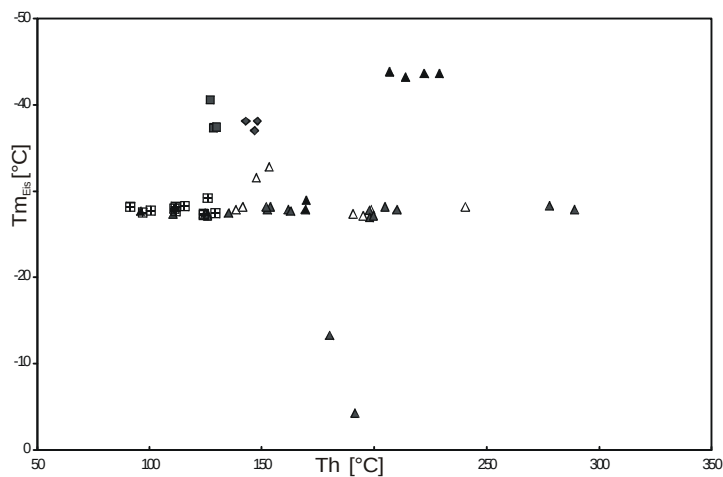
Rotliegend - Sediment



Bohrung Pretzier 1/77 (Probe: Prz5)

- Prz5; Anhydrit-Zement, prim. FI
- Prz5; Anhydrit-Zement, sek. FI
- ◆ Prz5; Quarz-Detritus, sek. FI
- Prz5; Quarz-Zement, prim. FI
- Prz5; Quarz-Zement, sek. FI

Rotliegend - Sediment



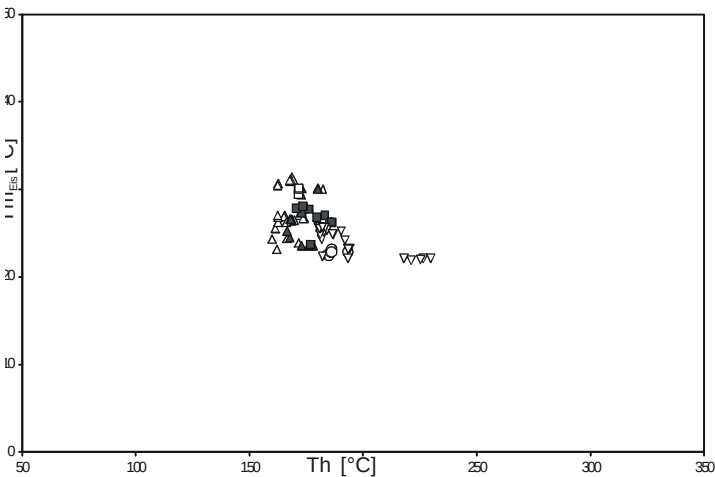
Bohrung Pretzier 1/77 (Probe: Prz6)

- △ Prz6; Kalzit I, prim. LV-FI
- ▲ Prz6; Kalzit I, sek. LV-FI
- ▣ Prz6; Fluorit, prim.&sek. LV-FI
- Prz6; Quarz (zoniert), sek.1 LV-FI
- ◆ Prz6; Quarz (zoniert), sek. 2 LV-FI

Rotliegend - Sediment

Anhang A2: Th-Tm-Diagramme

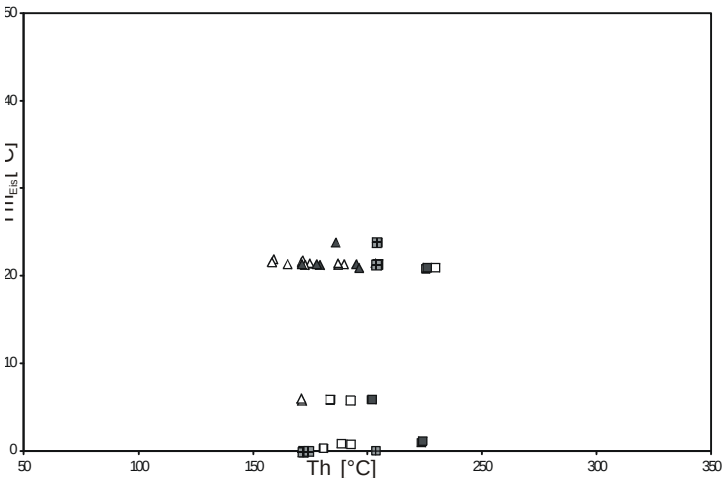
(p): Bohrung: Penkun 1/71



Bohrung Penkun 1/71 (Probe: PeH1, PeDD1)

- △ PeH1; Kluft-Kalzit, prim. LV-FI
- ▲ PeH1; Kluft-Kalzit, sek. LV-FI
- PeH1; Kluft-Quarz, prim. LV-FI
- PeH1; Kluft-Quarz, sek. LV-FI
- PeDD1; Kluft-Anhydrit, prim.& sek. LV-FI
- ▽ PeDD1; Kluft-Kalzit, prim. LV-FI

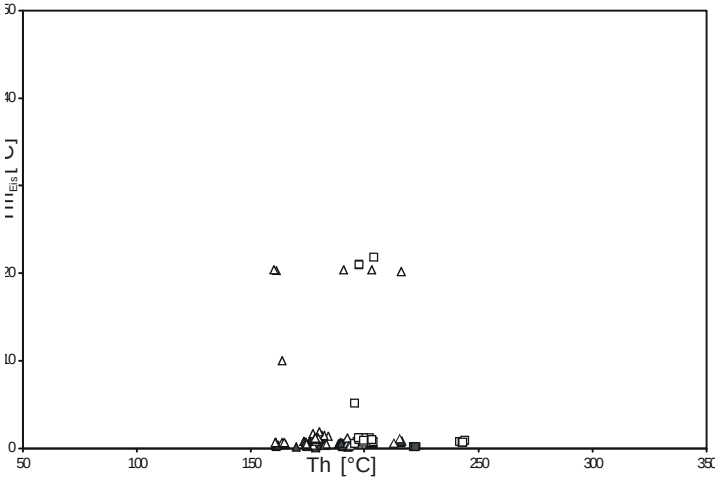
Rotliegend - Vulkanit



Bohrung Penkun 1/71 (Probe: PeLL1, PeGG1)

- PeLL1; Kluft-Quarz, prim. LV-FI
- PeLL1; Kluft-Quarz, sek. LV-FI
- △ PeGG1; Kluft-Kalzit, prim. LV-FI
- ▲ PeGG1; Kluft-Kalzit, sek. LV-FI
- ▣ PeGG1; Kluft-Fluorit, sek? LV-FI

Rotliegend - Vulkanit



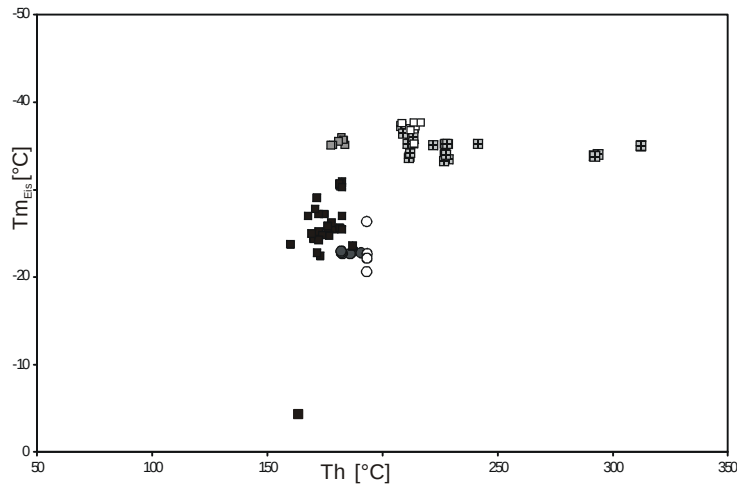
Bohrung Penkun 1/71 (Probe: PeL1, PeQQ1)

- △ PeL1; Kluft-Kalzit, prim. LV-FI
- ▲ PeL1; Kluft-Kalzit, sek. LV-FI
- PeL1; Kluft-Quarz, prim?LV-FI
- PeQQ1; Matrix-Quarz, prim. LV-FI

Rotliegend - Vulkanit

Anhang A2: Th-Tm-Diagramme

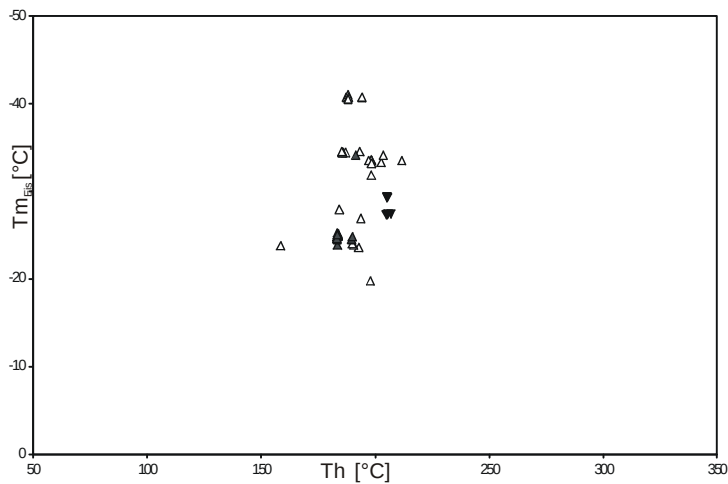
(q): Bohrung: Kotzen 4/74



Bohrung Kotzen 4/74 (Probe: KoE4, Kol2)

- KoE4, Kluft-Anhydrit, prim. LV-Fi
- KoE4, Kluft-Anhydrit, sek. LV-Fi
- Kol2, Kluft-Quarz I, prim. LV-Fi
- Kol2, Kluft-Quarz I, sek. LV-Fi
- Kol2, Kluft-Quarz II, prim. LV-Fi
- ⊠ Kol2, Kluft-Baryt, prim.&sek. LV-Fi

Rotliegend - Vulkanit



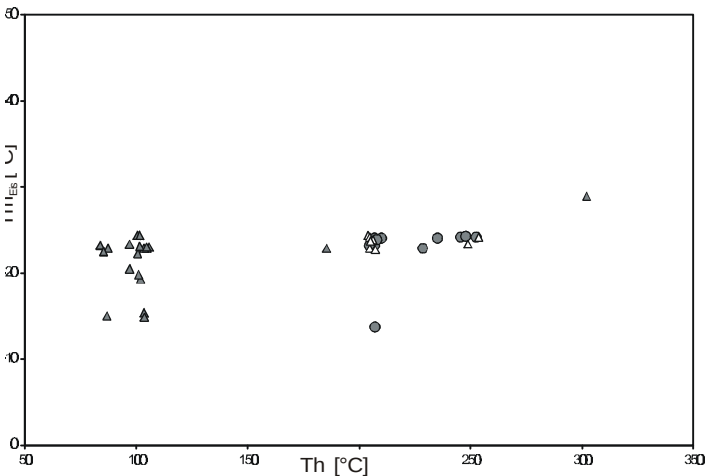
Bohrung Kotzen 4/74 (Probe: Kol1)

- △ Kol1, Kluft-Kalzit I, prim.&sek. LV-Fi
- ▲ Kol1, Kluft-Kalzit II, prim.&sek. LV-Fi
- ▼ Kol1, Kluft-Kalzit III, prim.&sek? LV-Fi

Rotliegend - Vulkanit

Anhang A2: Th-Tm-Diagramme

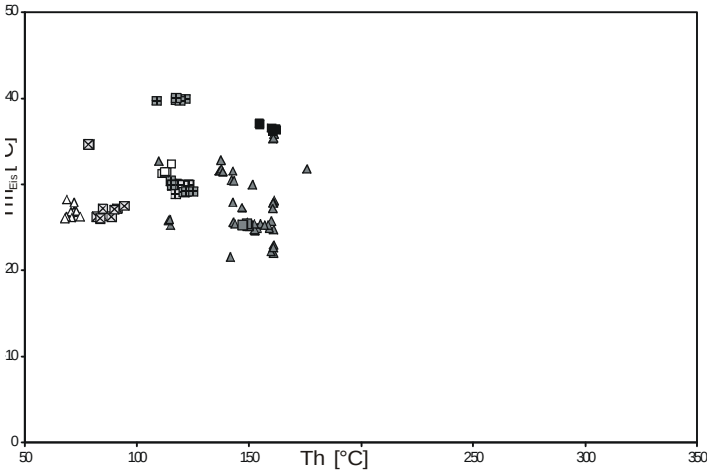
(r): Bohrung: Roxföörde 2/62



Bohrung Roxföörde 2/62 (Probe: Rx4)

- Rx4; Kluft-Anhydrit, sek. LV-FI
- △ Rx4; Kluft-Kalzit, sek. LV-FI
- ▲ Rx4; Kluft-Kalzit, prim. LV-LVS-FI

Rotliegend - Siltstein

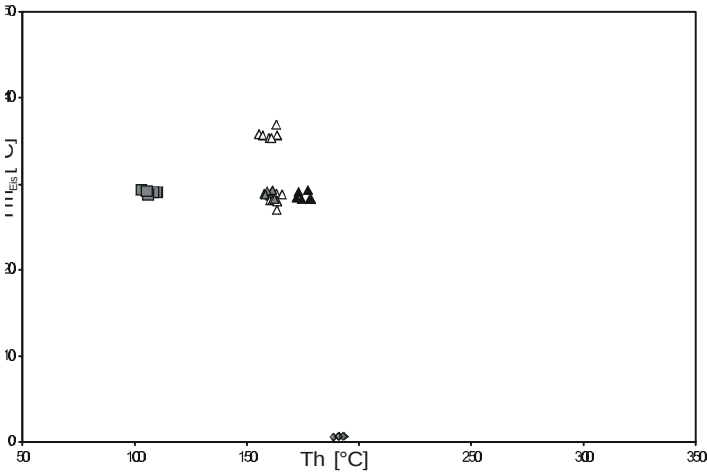


Bohrung Roxföörde 2/62 (Probe: Rx1, Rx2)

- △ Rx2, Kluft-Kalzit, Kalzit-Zement, prim. LV-FI
- ▣ Rx2, Kluft-Fluorit (I), prim. LV-FI
- ▤ Rx2, Kluft-Fluorit (I), sek. LV-FI
- ▥ Rx2, Kluft-Fluorit (II), prim. & sek. LV-FI
- Rx2, Quarz-Zement, prim. LV-FI;
- ◻ Rx2, Quarz-Mobilisat, sek. LV-FI;
- ▲ Rx1, Kluft-Kalzit, prim. & sek. LV-FI
- ▣ Rx1, Kluft-Quarz (I), prim. LV-FI
- Rx1, Kluft-Quarz (II), prim. LV-FI

Rotliegend - Sandstein (Rx2)

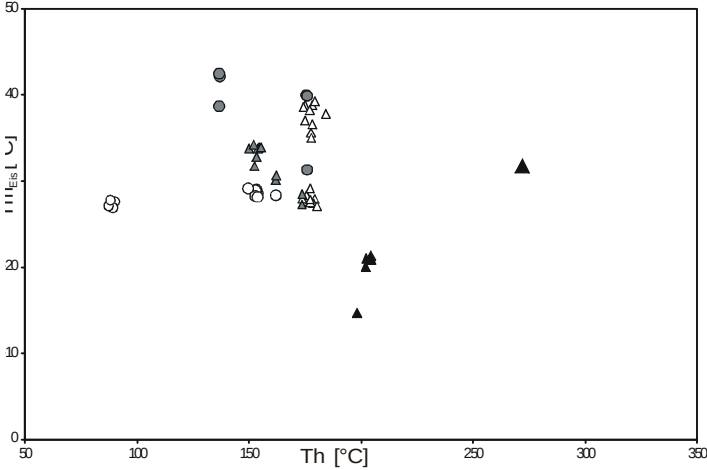
Rotliegend - Vulkanit (Rx1)



Bohrung Roxföörde 2/62 (Probe: Rx5, Rx6)

- ◇ Rx5; Quarz-Einsprengling, sek. LV-FI
- ▣ Rx5; Quarz-Mobilisat, sek. LV-FI
- ▲ Rx5; Kluft-Kalzit, sek. LV-FI
- △ Rx5; Kluft-Kalzit, prim. LV-FI
- ▲ Rx6; Kluft-Kalzit, sek? LV-FI

Rotliegend - Vulkanit



Bohrung Roxföörde 2/62 (Probe: Rx7, Rx8)

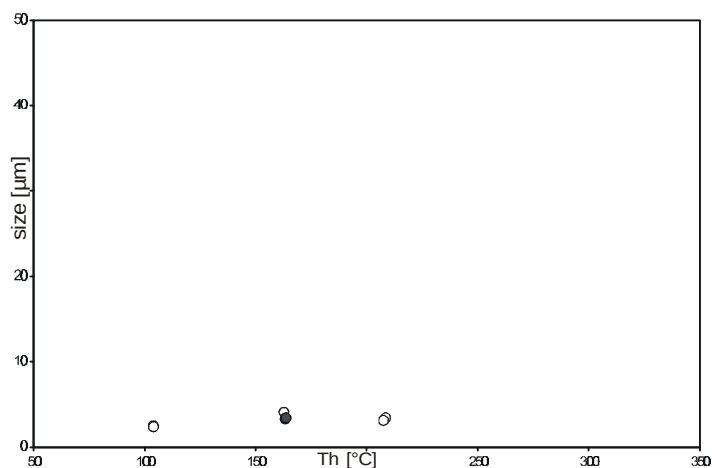
- Rx7; Kluft-Anhydrit, prim. LV-FI
- △ Rx7; Kluft-Kalzit, prim. LV-FI
- ▲ Rx7; Kluft-Kalzit, sek. LV-FI
- ▲ Rx8; Kluft-Kalzit I, prim. & sek. LV-FI
- Rx8; Kluft-Kalzit I, prim. LV-FI

Oberkarbon - Vulkanit (Rx7)

Oberkarbon - Grauwacke (Rx8)

Anhang A3: Th-size-Diagramme

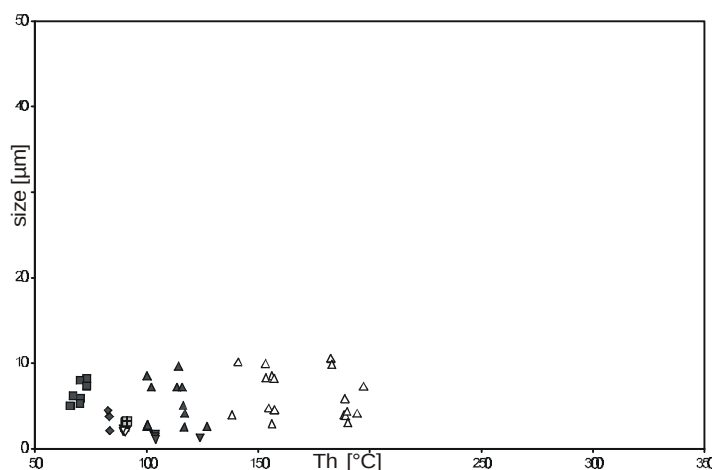
(a): Bohrung: Rügen 1/63



Bohrung Rügen 1/63 (Probe: Rn2)

- Rn2; Kluft-Anhydrit, prim. LV-FI
- Rn2; Kluft-Anhydrit, sek. LV-FI

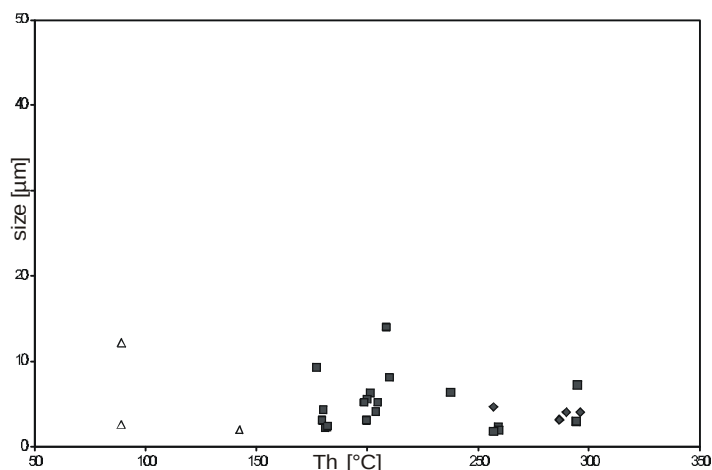
Zechstein - Anhydrit



Bohrung Rügen 1/63 (Probe: Rn10, Rn11, Rn12)

- △ Rn10; Kluft-Kalzit, prim. LV-FI
- ▲ Rn10; Kluft-Kalzit, sek. LV-FI
- ▽ Rn11; Kluft-Kalzit, prim. LV-FI
- ▼ Rn11; Kluft-Kalzit, sek. LV-FI
- Rn11; Kluft-Quarz I, sek. LV-FI
- ▣ Rn11; Kluft-Quarz II, sek. LV-FI
- ◆ Rn12; Kluft-Quarz I, sek. LV-FI

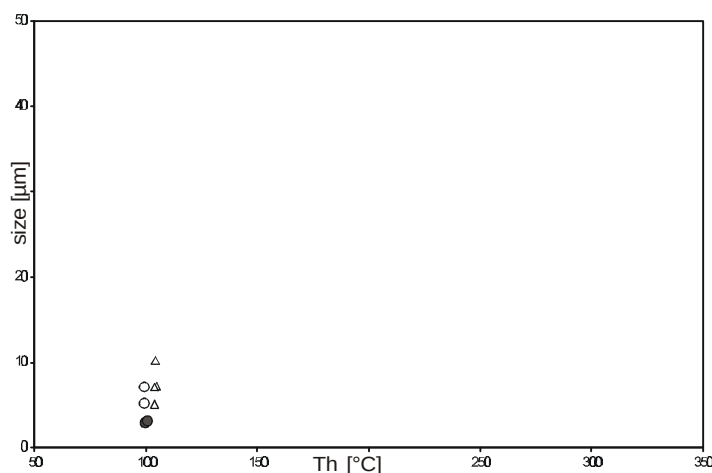
Rotliegend - Vulkanite



Bohrung Rügen 1/63 (Probe: Rn6, Rn8)

- ◆ Rn6; Quarz-Detritus, sek. LV-FI
- Rn8; Quarz-Detritus, sek. LV-FI
- △ Rn8; Kalzit-Zement, prim. LV-FI

Oberkarbon - Sandstein



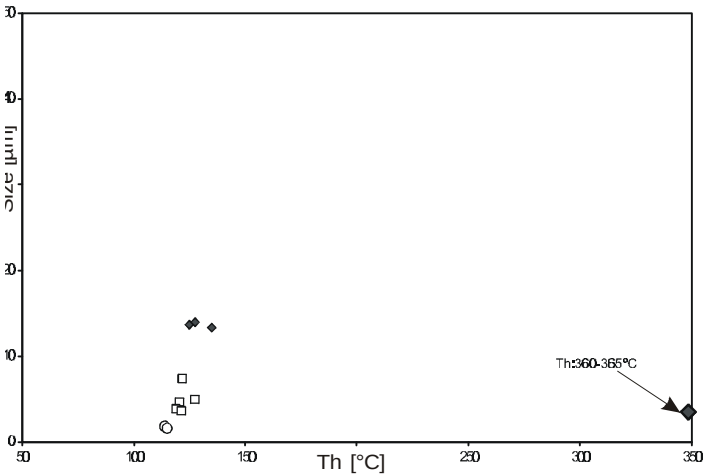
Bohrung Rügen 1/63 (Probe: Rn3)

- Rn3; Kluft-Quarz, prim. LV-FI
- Rn3; Kluft-Quarz, sek. LV-FI
- △ Rn3; Kluft-Kalzit, prim. & sek. LV-FI

Oberkarbon - Sandstein

Anhang A3: Th-size-Diagramme

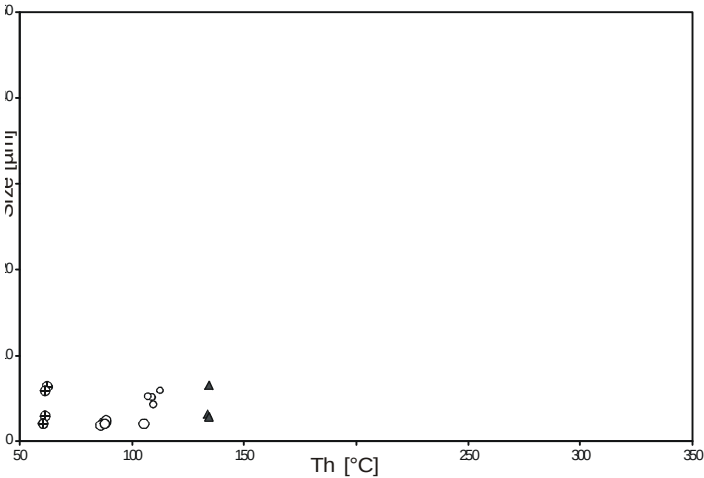
(b): Bohrung: *Grimmen 21&1/62, Triebsee 1/65, Samtens 101/62*



Bohrung Grimmen 1/62 & 21/64 (Probe: Gm2, gm3)

- Gm2; Anhydrit-Neubildung, prim. LV-FI
- Gm3; Drusen-Quarz, prim. LV-FI
- ◆ Gm3; Quarz-Detritus & Drusen-Quarz, sek. LV-FI

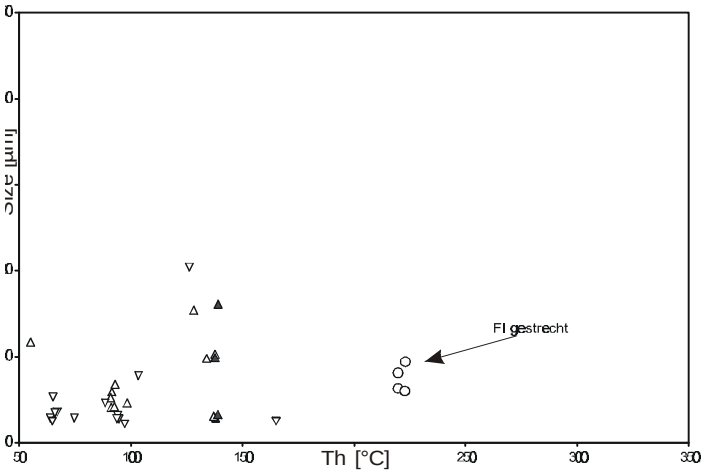
**Zechstein-Anhydrit (Gm2)
Rotliegend - Vulkanit (Gm3)**



Bohrung Triebsees 1/65 (Probe: Tbe1, Tbe3)

- Tbe3; "chicken wire"-Anhydrit, prim. LV-FI
- Tbe3; Kluft-Anhydrit, prim. LV-FI
- ▲ Tbe3; Kluft-Kalzit, sek. LV-FI
- ⊕ Tbe1; Anhydrit-Neubildung, prim. LV-FI

Zechstein-Anhydrit



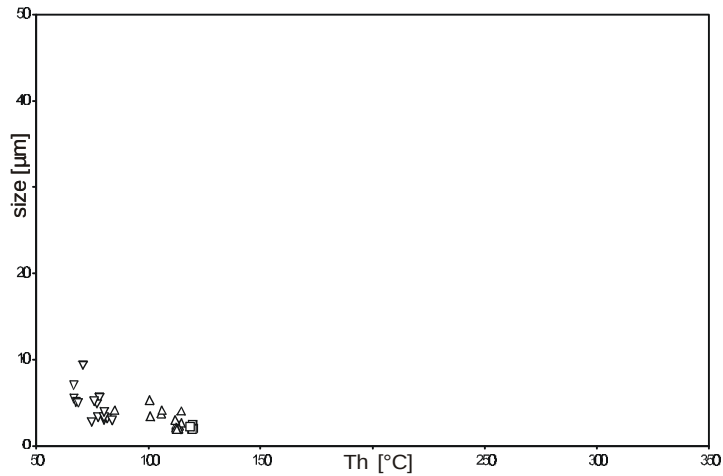
Bohrung Samtens 101/62 (Probe: Sam4, Sam5, Sam7)

- △ Sam4; Kluft-Drusen-Kalzit, prim. LV-FI
- ▲ Sam4; Drusen-Kalzit, sek. LV-FI
- ▽ Sam5; Kluft-Drusen-Kalzit, prim. LV-FI
- Sam7; "chicken-wire-Anhydrit", prim. LV-FI

**Rotliegend - Sandstein (Sam7)
Rotliegend - Vulkanit (Sam4, Sam5)**

Anhang A3: Th-size-Diagramme

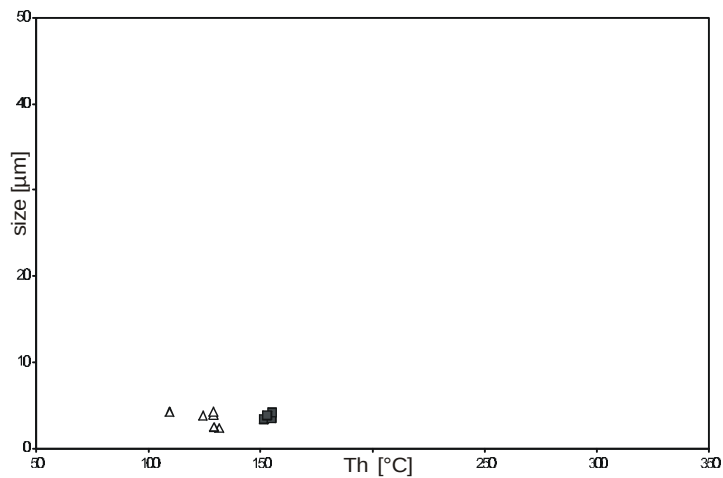
(c): Bohrung: Richtenberg 4/65



Bohrung Richtenberg 4/65 (Probe: Ric2, Ric3)

- ▽ Ric2; Kluft-Kalzit, prim. LV-FI
- △ Ric3; Kalzit-Zement, prim. LV-FI
- Ric3; Quarz-Zement, prim. LV-FI

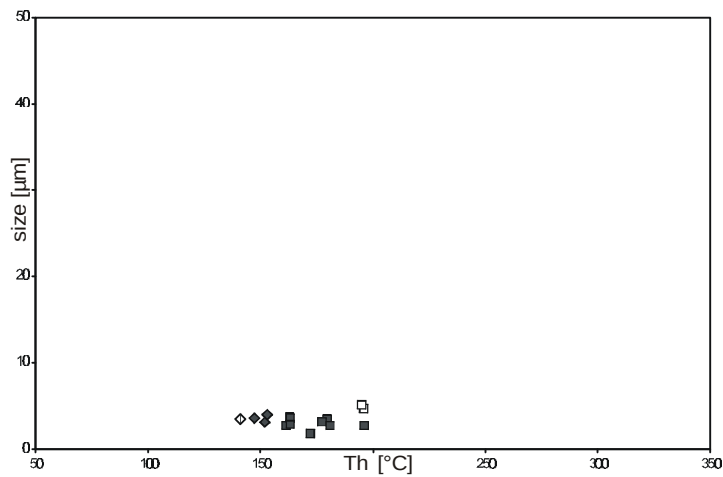
**Zechstein - Karbonat (Ric2)
Rotliegend - Sandstein (Ric3)**



Bohrung Richtenberg 4/65 (Probe: Ric5)

- △ Ric5; Drusen-Kalzit, prim. LV-FI
- Ric5; Quarz-Mobilisat,,sek. LV-FI

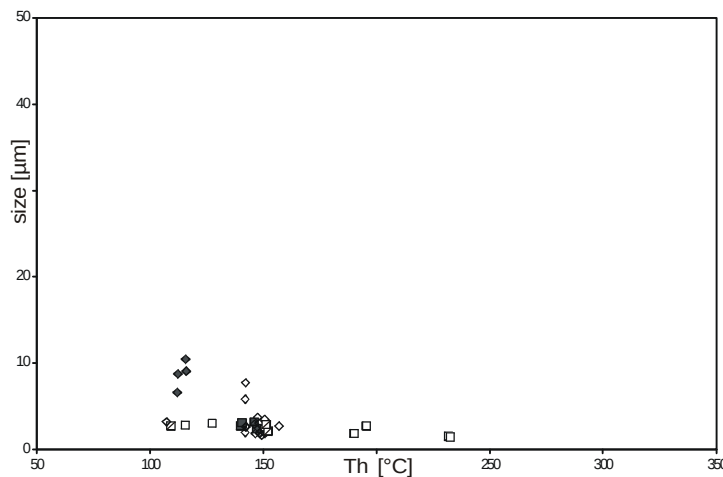
Rotliegend - Vulkanite



Bohrung Richtenberg 4/65 (Probe: Ric6)

- ◇ Ric6; Quarz-Detritus, sek. LV-FI
- Ric6; Quarz-Zement,prim. LV-FI
- Ric6; Quarz-Zement,sek. LV-FI

Oberkarbon - Sandstein



Bohrung Richtenberg 4/65 (Probe: Ric7, Ric8)

- Ric 7; Quarz-Zement, prim. LV-FI
- Ric 7; Quarz-Zement, sek.? LV-FI
- ◇ Ric 7; Quarz-Detritus, sek. LV-FI
- ▣ Ric 8; Quarz-Zement, prim. LV-FI
- ◇ Ric 8; Quarz-Detritus, sek. LV-FI

Oberkarbon - Sandstein

Anhang A3: Th-size-Diagramme

(d): Bohrung: Stavenhagen 1/76,
Marnitz-Ost 101/64

Bohrung Stavenhagen 1/76 (Probe: Stav1, Stav2)

- Stav1; Kluft-Quarz, prim. LV-FI
- △ Stav2; Kalzit-Zement, prim. LV-FI
- Stav2; Kluft-Quarz, prim.&sek. LV-FI

Rotliegend - Vulkanit (Stav1)
Rotliegend - Konglomerat (Stav2)

Bohrung Stavenhagen 1/76 (Probe: Stav3, Stav5, Stav8)

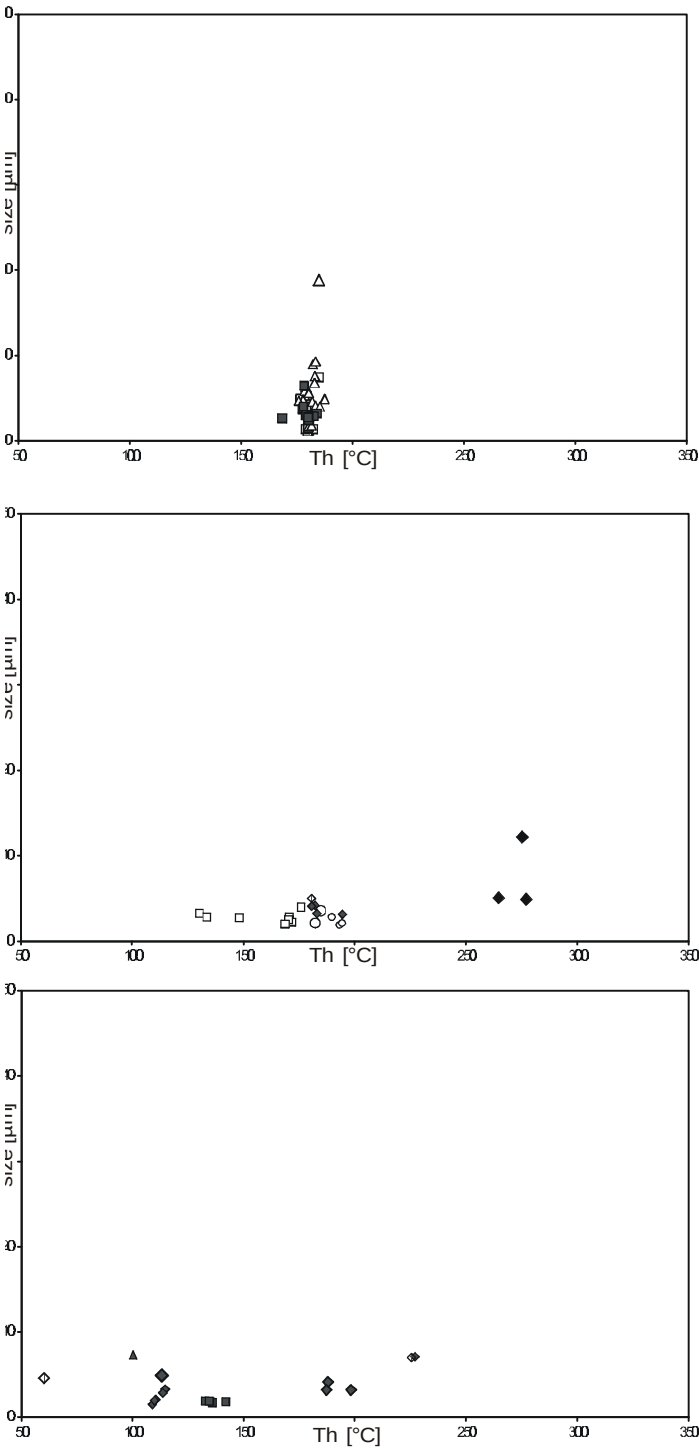
- ◇ Stav3; Quarz-Detritus, sek. LV-FI
- Stav5; Anhydrit-Zement, prim. LV-FI
- Stav5; Quarz-Zement, prim.? LV-FI
- ◆ Stav5; Quarz-Detritus, sek. LV-FI
- Stav8; Anhydrit-Zement, prim. LV-FI
- ◆ Stav8; Quarz-Detritus, sek. LV-FI

Rotliegend - Siltstein

Bohrung Marnitz-Ost 101/64 (Probe: Mnz2, Mnz3)

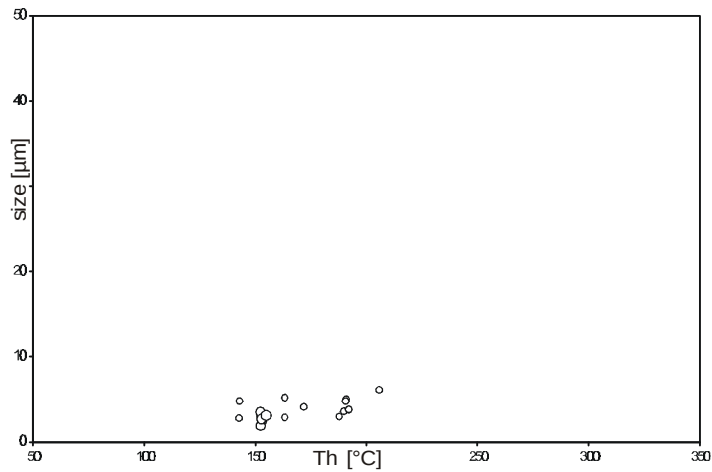
- ▲ Mnz2; Kalzit-Zement , sek. LV-FI
- ◆ Mnz3; Quarz-Detritus, sek. LV-FI
- Mnz3; Quarz-Zement, sek. LV-FI

Lias - Kalkstein (Mnz2)- Sandstein (Mnz3)



Anhang A3: Th-size-Diagramme

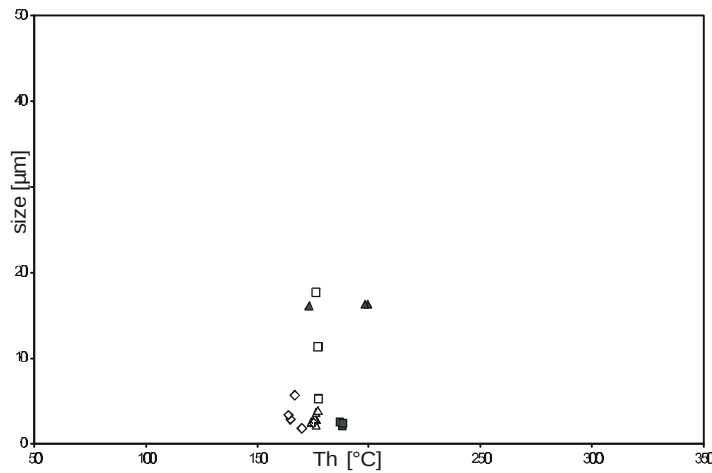
(e): Bohrung: Penzlin 1/75, Königsberg 7/71



Bohrung Penzlin 1/75 (Probe: Pnl7, Pnl8)

- Pnl7; "chicken wire"-Anhydrit, prim. LV-FI
- Pnl8; Anhydrit-Neubildung, prim. LV-FI

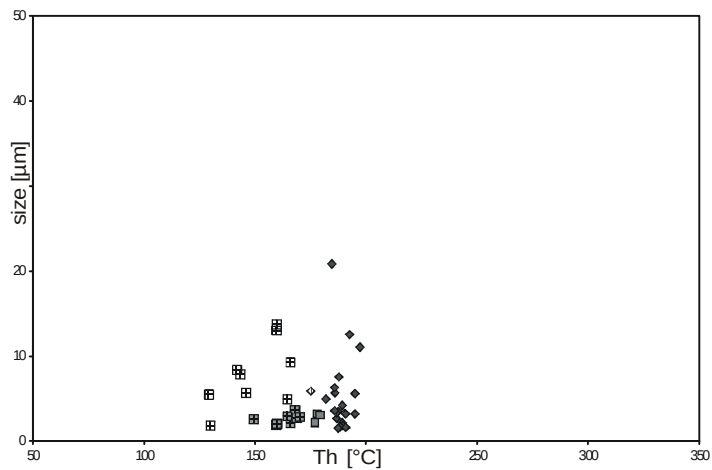
**Zechstein - Anhydrit (Pnl8)
Rotliegend - Siltstein (Pnl7)**



Bohrung Penzlin 1/75 (Probe: Pnl4, Pnl6)

- △ Pnl4; Kalzit-Zement, prim. LV-FI
- ▲ Pnl4; Kalzit-Zement, sek. LV-FI
- Pnl4; Quarz-Zement, prim. LV-FI
- Pnl4; Quarz-Detritus, sek. LV-FI
- ◇ Pnl6; Quarz-Zement, prim. LV-FI

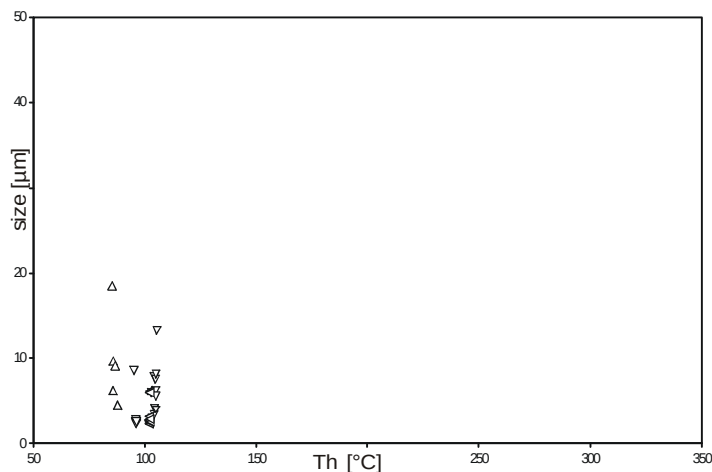
**Rotliegend - Siltstein (Pnl6)
Rotliegend - Sandstein (Pnl4)**



Bohrung Penzlin 1/75 (Probe: Pnl1, Pnl2)

- Pnl1; Quarz-Mobilisat, sek. LV-FI
- ◆ Pnl2; Quarz-Mobilisat, prim. & sek. LV-FI
- ▣ Pnl2; Kluft-Fluorit, prim. LV-FI
- ▤ Pnl2; Kluft-Fluorit, sek. LV-FI

Rotliegend - Vulkanite



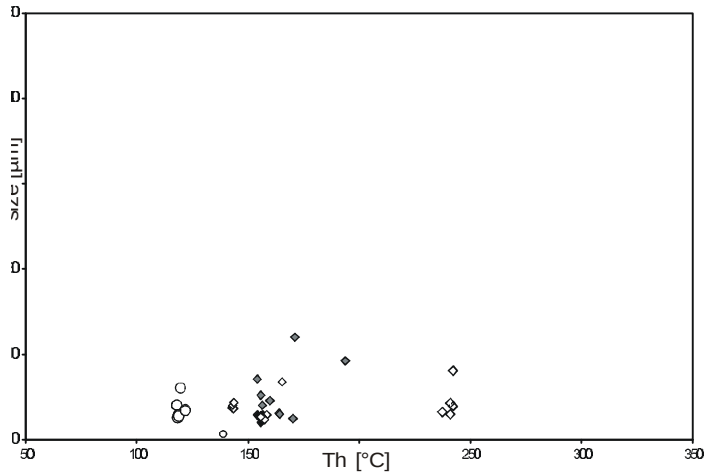
Bohrung Königsberg 7/71 (Probe: Kgg1, Kgg2)

- △ Kgg1; Kluft-Dolomit I, prim. LV-FI
- ▽ Kgg1; Kluft-Ankerit II, prim. LV-FI
- ◁ Kgg 2; Kluft-Ankerit, prim. LV-FI

Buntsandstein - Kalkstein

Anhang A3: Th-size-Diagramme

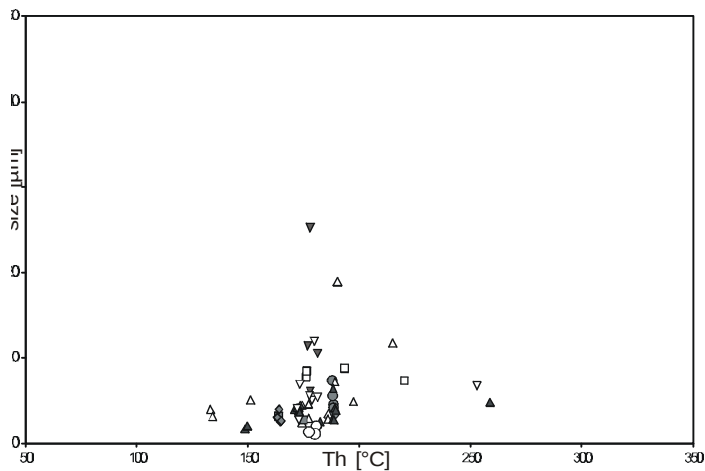
(f): Bohrung: Parchim 1/68



Bohrung Parchim 1/68 (Probe: Pa10, Pa11, Pa13)

- ◆ Pa10, Quarz-Detritus, sek. LV-FI
- ◆ Pa10, Quarz-Detritus, sek. II LV-FI
- ◇ Pa11, Quarz-Detritus, sek. LV-FI
- Pa11, Anhydrit-Zement, prim. LV-FI
- Pa13, Anhydrit-Zement, prim. LV-FI

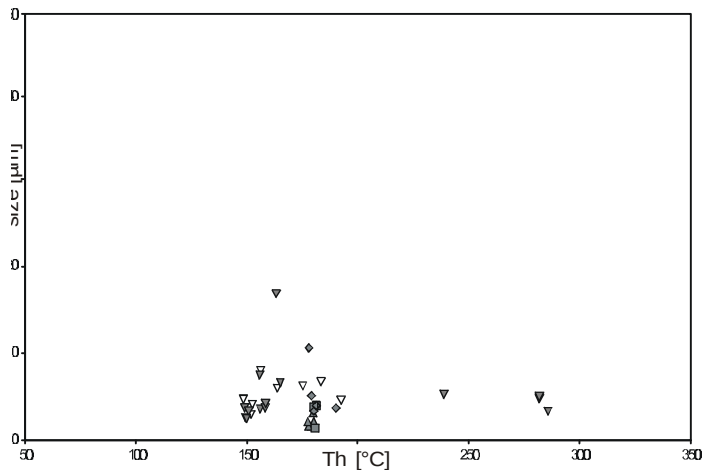
Zechstein - Anhydrit (Pa13)
Rotliegend - Siltstein (Pa11, Pa10)



Bohrung Parchim 1/68 (Probe: Pa8, Pa9)

- Pa8; Kluft-Anhydrit, sek. LV-FI
- △ Pa8; Kluft-Kalzit, prim. LV-FI
- ▲ Pa8; Kluft-Kalzit, sek. LV-FI
- Pa9; Kluft-Anhydrit, prim. LV-FI
- ▽ Pa9; Kluft-Kalzit, prim. LV-FI
- ▼ Pa9; Kluft-Kalzit, sek. LV-FI
- Pa9; Kluft-Quarz, prim. LV-FI
- Pa9; Kluft-Quarz, sek. LV-FI
- ◆ Pa9; Quarz-Detritus, sek. LV-FI

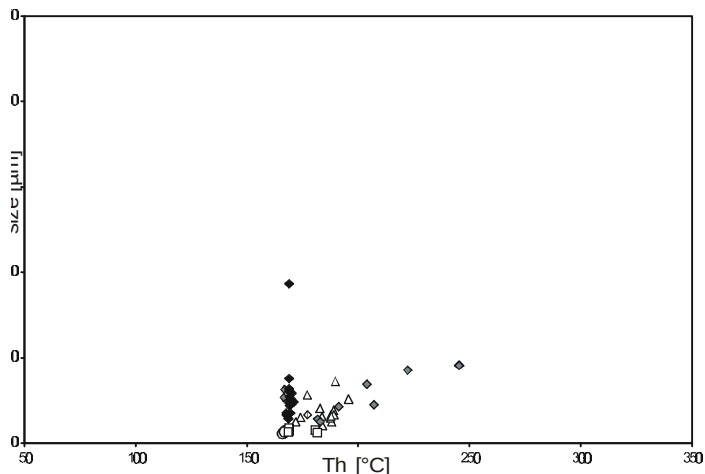
Rotliegend - Silt-/Tonstein



Bohrung Parchim 1/68 (Probe: Pa6, Pa7)

- ▲ Pa6, Kluft-Kalzit, sek. LV-FI, V-FI
- Pa6, Quarz-Zement, sek. LV-FI
- ◆ Pa6, Quarz-Detritus, sek. LV-FI
- ▽ Pa7, Kluft-Kalzit, prim. LV-FI
- ▼ Pa7, Kluft-Kalzit, prim. LV-FI

Rotliegend - Silt-/Tonstein (Pa7)
Rotliegend - Sandstein (Pa6)



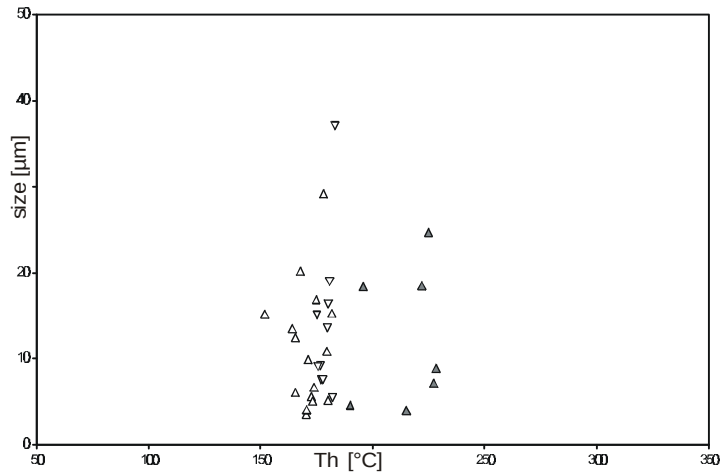
Bohrung Parchim 1/68 (Probe: Pa4, Pa5)

- △ Pa4; Kluft-Kalzit, prim. LV-FI
- ◇ Pa4; Quarz-Detritus, sek. LV-FI
- Pa5; Anhydrit-Zement, prim. LV-FI
- ◆ Pa5; Quarz-Detritus, sek. LV-FI
- Pa5; Quarz-Zement, prim. LV-FI

Rotliegend - Konglomerat (Pa5)
Rotliegend - Sandstein (Pa4)

Anhang A3: Th-size-Diagramme

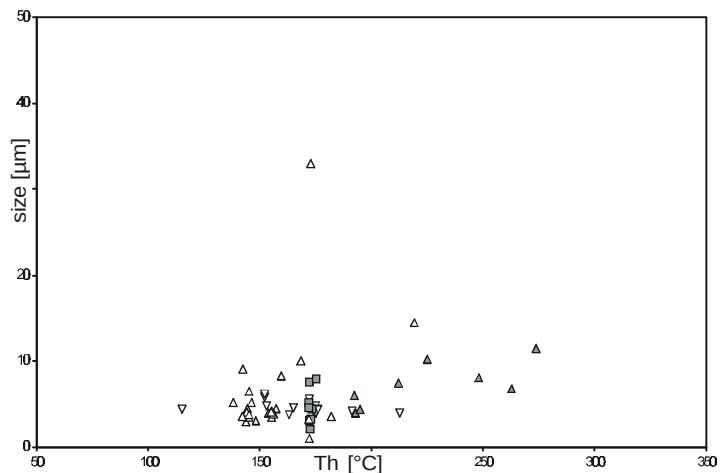
(g): Bohrung: Parchim 1/68



Bohrung Parchim 1/68 (Probe: PaL1, PaA1)

- ▽ PaL1, Drusen-Kalzit, prim. LV-FI
- △ PaA1, Kluft-Kalzit, prim. LV-FI
- ▲ PaA1, Kluft-Kalzit, sek. LV-FI

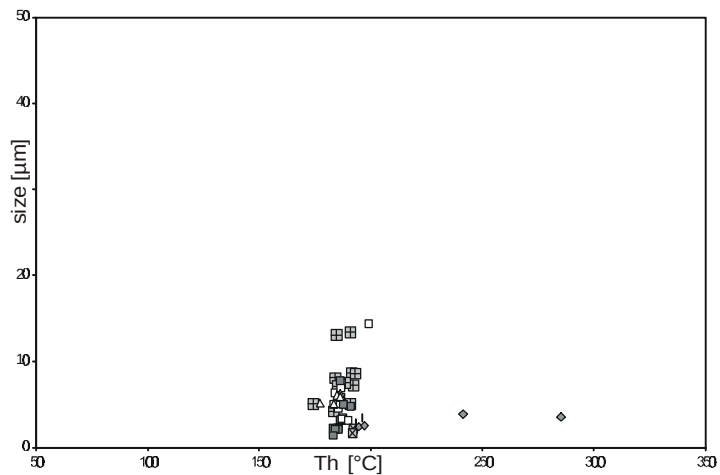
Rotliegend - Vulkanit



Bohrung Parchim 1/68 (Probe: PaH5, Pa1)

- △ Pa1, Kluft-Kalzit, prim. LV-FI
- ▲ Pa1, Kluft-Kalzit, sek. LV-FI
- ▽ PaH5, Kluft-Kalzit, prim. LV-FI
- PaH5, Kluft-Chalcedon, sek. LV-FI

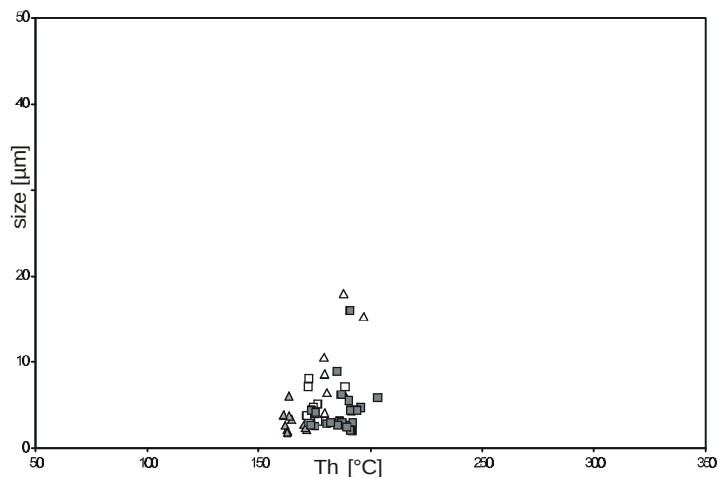
Rotliegend - Vulkanit



Bohrung Parchim 1/68 (Probe: Pa3)

- Pa3; Kluft-Quarz I (idio.), prim. LV-FI
- Pa3; Kluft-Quarz I (idio.), prim. LV-FI
- ▣ Pa3; Kluft-Quarz II, prim. LV-FI
- ▤ Pa3; Quarz-Zement, prim. LV-FI
- ▥ Pa3; Quarz-Detritus, sek. LV-FI
- △ Pa3; Kluft-Kalzit, prim. LV-FI

Oberkarbon - Pelit

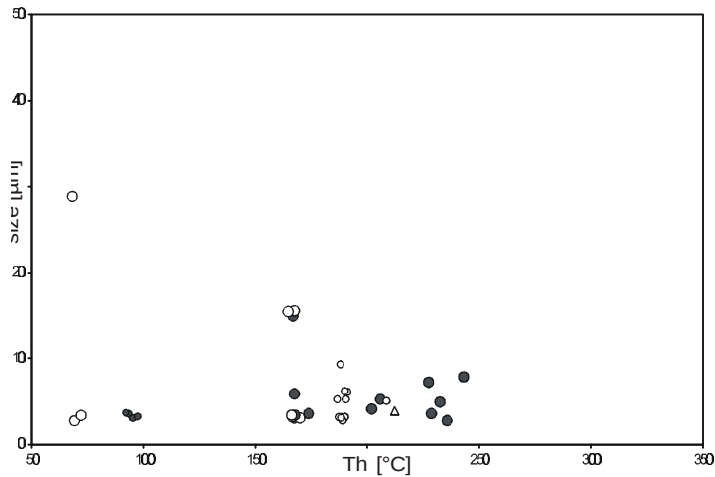


Bohrung Parchim 1/68 (Probe: Pa1, Pa2)

- △ Pa1; Kluft-Kalzit, prim. LV-FI
- ▲ Pa1; Kluft-Kalzit, sek. LV-FI
- Pa2; Kluft-Quarz, prim. LV-FI
- Pa2; Kluft-Quarz, sek. LV-FI

Oberkarbon? - Granodiorit (Pa2)
Oberkarbon - Pelit (Pa1)

Anhang A3: Th-size-Diagramme

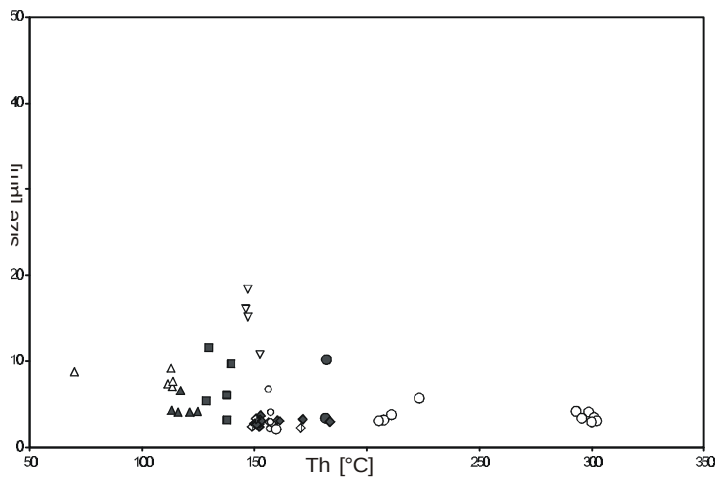


(h): Bohrung: Rambow 17/70,
Rambow 11/69 & 12/69, Mirow 1/74

Bohrung Rambow 11/69 (Rm1) & 17/70
(Probe: Rm1, Rm9, Rm13)

- Rm9, Kluft-Anhydrit, prim. LV-FI
- Rm13, Kluft-Anhydrit, prim. LV-FI
- △ Rm13, Kluft-Kalzit, prim. LV-FI
- Rm1, Anhydrit-Neubildung I, prim. LV-FI
- Rm1, Anhydrit-Neubildung II, prim. LV-FI

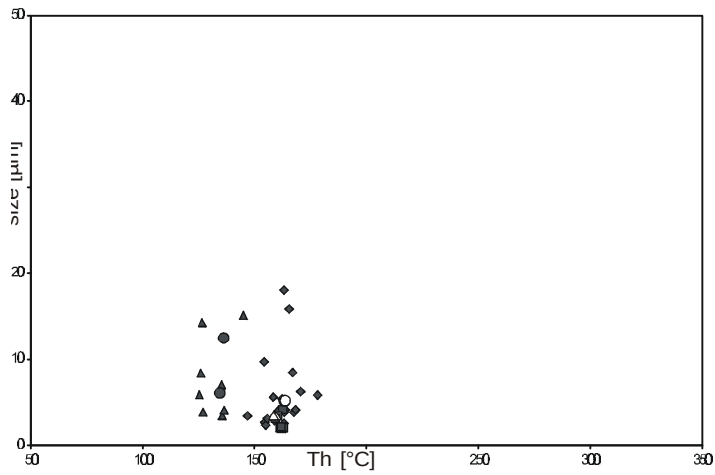
Zechstein-Anhydrit (Rm1)
Rotliegend - Siltstein



Bohrung Rambow 12/69 (Rm2) & 17/70
(Probe: Rm2, Rm7, Rm10, Rm12)

- △ Rm2, Kluft-Kalzit I, prim. LV-FI
- ▲ Rm2, Kluft-Kalzit I, sek. LV-FI
- ▽ Rm2, Kluft-Kalzit II, prim. LV-FI
- Rm2, Quarz-Detritus, sek. LV-FI
- Rm7, Kluft-Anhydrit, prim. LV-FI
- Rm10, "chicken wire"-Anhydrit, prim. LV-FI
- Rm10, Anhydrit-Zement, sek. LV-FI
- ◇ Rm12, Quarz-Detritus, sek. LV-FI

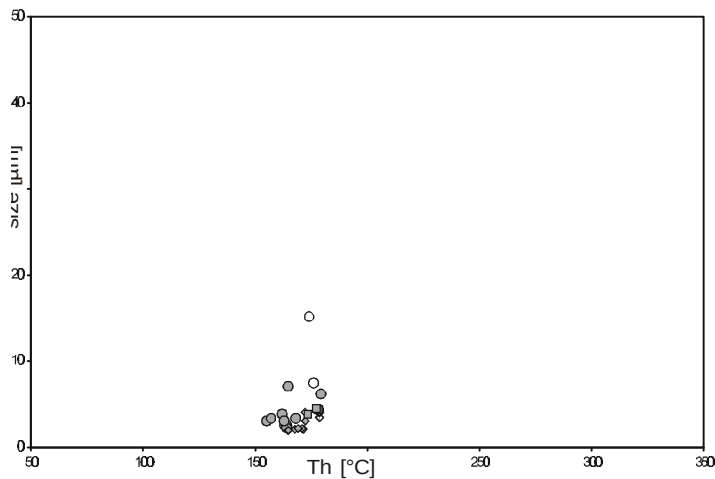
Zechstein-Anhydrit (Rm7)
Zechstein - Karbonat (Rm2)
Rotliegend - Siltstein (Rm10, Rm12)



Bohrung Mirow 1/74 (Probe: Mi4)

- ◇ Mi4, Quarz-Detritus, sek. LV-FI
- Mi4, Quarz-Zement, sek. LV-FI
- Mi4, Anhydrit-Zement, prim. LV-FI
- △ Mi4, Kalzit-Zement, prim. LV-FI

Rotliegend - Silt-/Tonstein (Mi4)



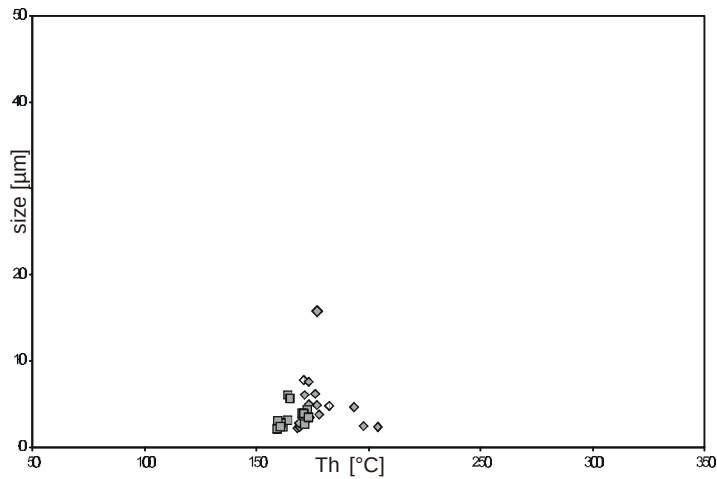
Bohrung Mirow 1/74 (Probe: Mi6)

- ◇ Mi6, Quarz-Detritus, sek. LV-FI
- Mi6, Quarz-Zement, sek. LV-FI
- Mi6, "chicken-wire-Anhydrit", prim. LV-FI
- Mi6, "chicken-wire-Anhydrit", sek. LV-FI

Rotliegend - Silt-/Tonstein

Anhang A3: Th-size-Diagramme

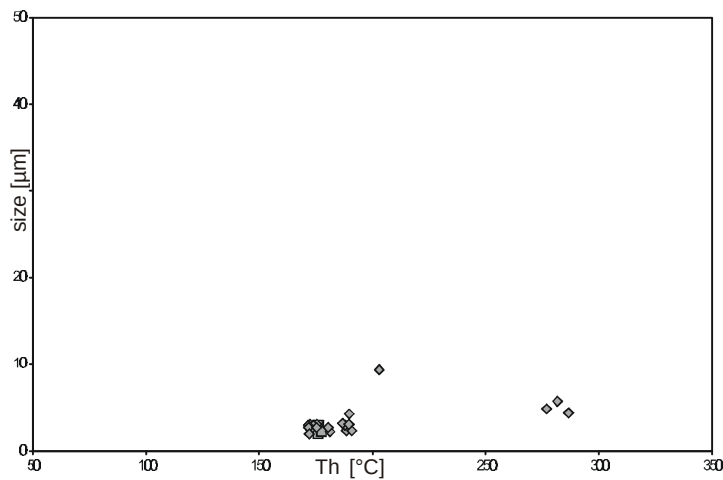
(i): Bohrung: Mirow 1/74



Bohrung Mirow1/74 (Probe: Mi8)

- ◇ Mi8, Quarz-Detritus, sek. LV-FI
- Mi8, Quarz-Zement, sek. LV-FI

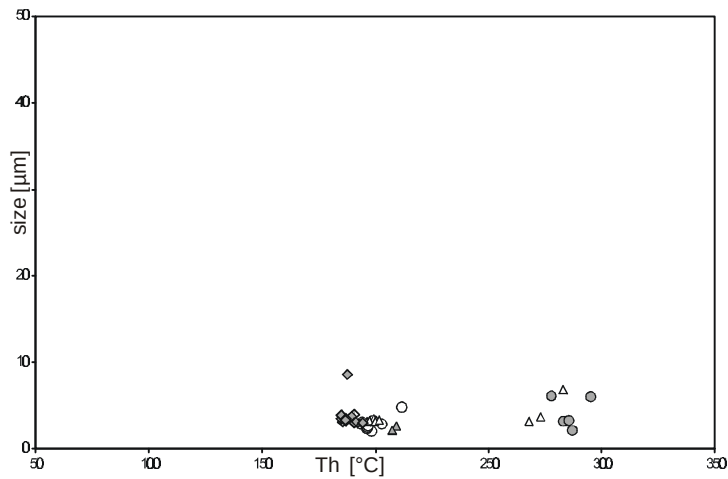
Rotliegend - Sandstein



Bohrung Mirow1/74 (Probe: Mi10)

- ◇ Mi10, Quarz-Detritus, sek. LV-FI
- Mi10, Quarz-Zement, sek. LV-FI

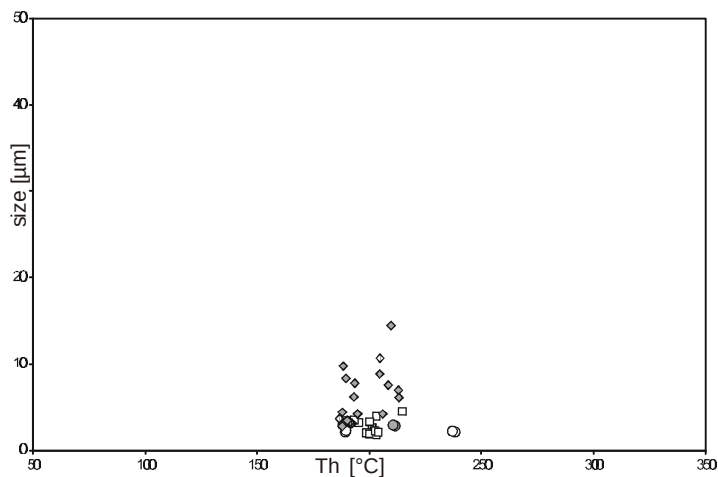
Rotliegend - Konglomerat



Bohrung Mirow1/74 (Probe: Mi12)

- ◇ Mi12, Quarz-Detritus, sek. LV-FI
- Mi12, Kluft-Anhydrit, prim. LV-FI
- Mi12, Anhydrit-Zement, prim. LV-FI
- △ Mi12, Kluft-Kalzit, prim. LV-FI
- ▲ Mi12, Kalzit-Zement, sek. LV-FI

Rotliegend - Sandstein



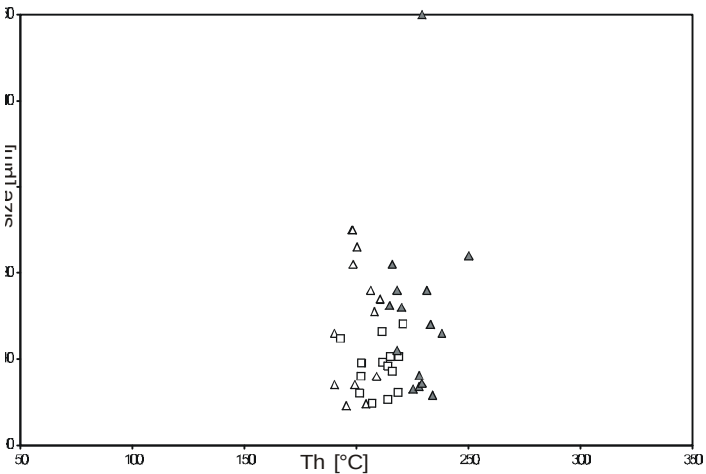
Bohrung Mirow 1/74 (Probe: Mi13)

- ◇ Mi13, Quarz-Detritus, sek. LV-FI
- Mi13, Anhydrit-Zement, prim. LV-FI
- Mi13, Anhydrit-Zement, sek. LV-FI
- Mi13, Quarz-Zement, prim? LV-FI

Rotliegend - Konglomerat

Anhang A3: Th-size-Diagramme

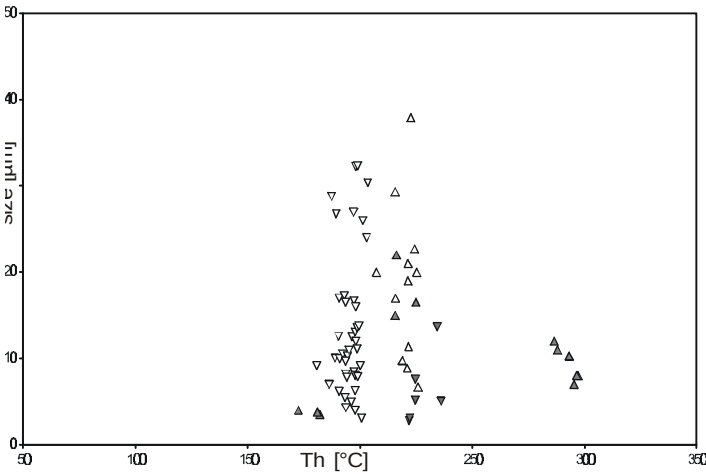
(j): Bohrung: Mirow 1/74



Bohrung Mirow 1/74 (Probe: MiF1)

- △ MiF1, Kluft-Kalzit, prim. LV-FI
- ▲ MiF1, Kluft-Kalzit, sek. LV-FI
- MiF1, Kluft-Quarz, prim. LV-FI

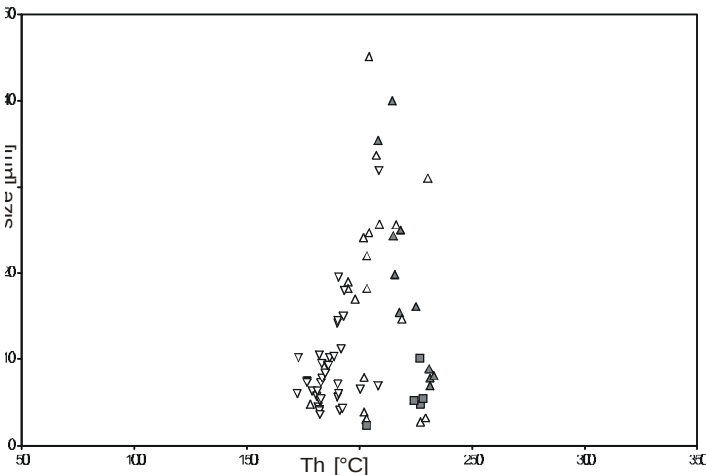
Rotliegend - Vulkanit



Bohrung Mirow 1/74 (Probe: MiJ1, MiO5)

- △ MiJ1, Kalzit-Druse, prim. LV-FI
- ▲ MiJ1, Kalzit-Druse, sek. LV-FI
- ▽ MiO5, Kalzit-Druse, prim. LV-FI
- ▼ MiO5, Kalzit-Druse, sek. LV-FI

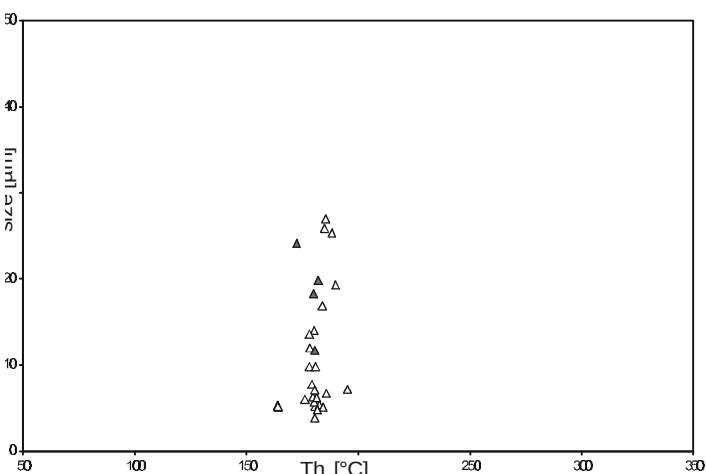
Rotliegend - Vulkanit



Bohrung Mirow 1/74 (Probe: MiN2, MiW2)

- △ MiN2, Kalzit-Druse, prim. LV-FI
- ▲ MiN2, Kalzit-Druse, sek. LV-FI
- MiN2, Quarz-Druse, sek. LV-FI
- ▽ MiW2, Kalzit-Druse, prim.&sek. LV-FI

Rotliegend - Vulkanit



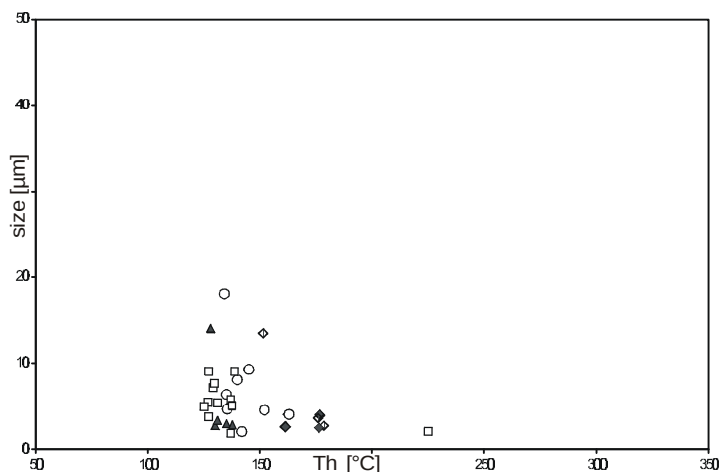
Bohrung Mirow 1/74 (Probe: MiX3)

- △ MiX3, Drusen-Kalzit, prim.&sek. FI
- ▲ MiX3, Kluft-Kalzit, prim.&sek. FI

Rotliegend - Vulkanit

Anhang A3: Th-size-Diagramme

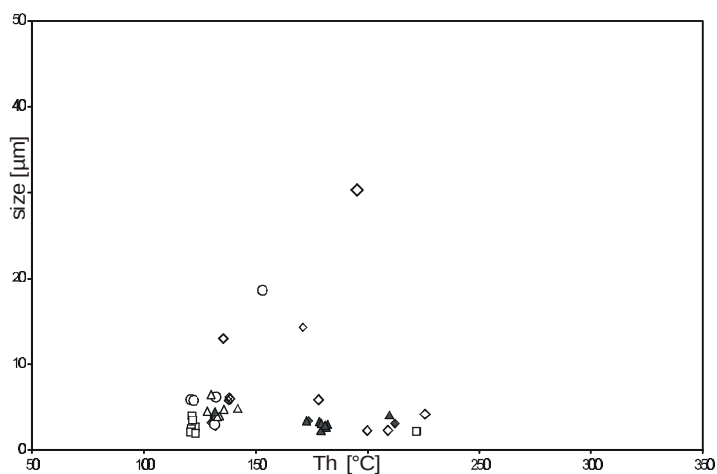
(k): Bohrung: Schilden 1/69,
Karstädt-Nord 4/64



Bohrung Schilden 1/69 (Probe: Sde1, Sde2)

- ◆ Sde1, Quarz-Detritus, sek. LV-FI
- Sde2, Kluft-Anhydrit, prim. LV-FI
- Sde2, Kluft-Quarz, prim. LV-FI
- ▲ Sde2, Kluft-Kalzit, sek. LV-FI

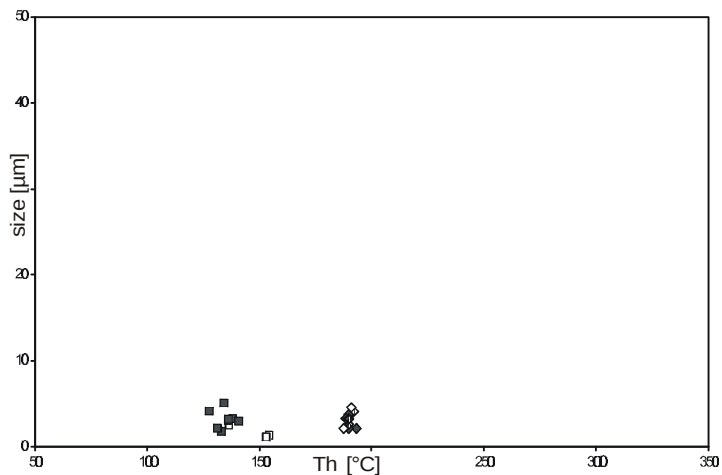
Buntsandstein - Sandstein



Bohrung Schilden 1/69 (Probe: Sde4, Sde5)

- ◆ Sde4, Quarz-Detritus, sek. LV-FI
- Sde4, Quarz-Zement, prim. LV-FI
- Sde4, Anhydrit-Zement, prim. LV-FI
- △ Sde4, Kalzit-Zement, prim. LV-FI
- ▲ Sde5, Kalzit-Zement, sek.? LV-FI
- ◇ Sde5, Quarz-Detritus, sek. LV-FI

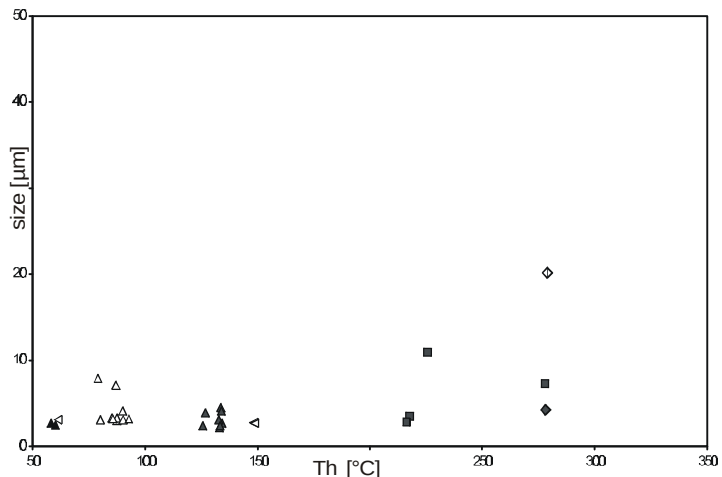
Buntsandstein - Sandstein



Bohrung Schilden 1/69 (Probe: Sde6, Sde7)

- Sde6, Quarz-Zement, prim. LV-FI
- Sde6, Quarz-Zement, sek. LV-FI
- ◇ Sde7, Quarz-Mobilisat, sek. LV-FI
- ◆ Sde7, Quarz-Detritus, sek. LV-FI

Buntsandstein - Sandstein



**Bohrung Karstädt-Nord 4/64
(Probe: KdN1, KdN3, KdN4)**

- ▲ KdN1; Kluft-Kalzit, prim. LV-FI
- △ KdN3; Kluft-Kalzit, sek. LV-FI
- ▽ KdN4; Kluft-Kalzit, prim. LV-FI
- ◁ KdN4; Kalzit-Zement, prim. LV-FI
- KdN4; Quarz-Detritus, sek.1 LV-FI
- ◇ KdN4; Quarz-Detritus, sek.2 LV-FI

**Dogger - Sandstein (KdN1)
Lias - Ton-/Sandstein (KdN3, KdN4)**

Anhang A3: Th-size-Diagramme

(I): Bohrung: Eldena 1/74

Bohrung Eldena 1/74 (Probe: EI1, EI6)

- EI1, Kluft-Anhydrit, prim. LV-FI
- △ EI1, Kluft-Kalzit, prim. LV-FI
- ▲ EI1, Kluft-Kalzit, sek. LV-FI
- ▽ EI6, Kluft-Kalzit, prim. LV-FI
- ▼ EI6, Kluft-Kalzit, sek. LV-FI
- EI6, Kluft-Anhydrit, prim. LV-FI

Zechstein - Anhydrit (EI1)
Rotliegend - Sandstein (EI6)

Bohrung Eldena 1/74 (Probe: EI7)

- ◇ EI7, Quarz-Detritus, sek. LV-FI
- EI7, Kluft-Anhydrit, prim. LV-FI

Rotliegend - Sandstein (EI6)

Bohrung Eldena 1/74 (Probe: EI4, EI5)

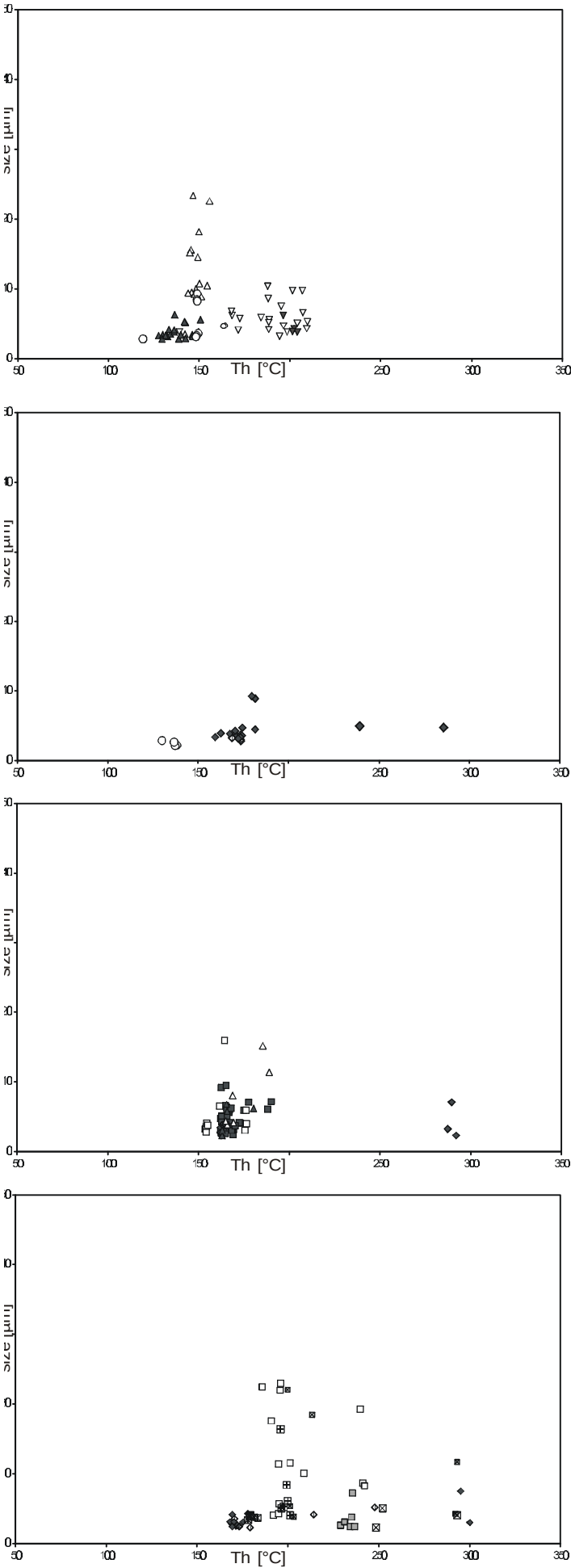
- ▲ EI4, Kluft-Kalzit, sek. LV-FI
- ◆ EI4, Quarz-Detritus, sek. LV-FI
- △ EI5, Kluft-Kalzit, prim.? LV-FI
- EI5, Kluft-Quarz I, prim.?&sek. LV-FI
- EI5, Kluft-Quarz II, prim.?&sek. LV-FI

Rotliegend - Sandstein (EI4)
Rotliegend - Konglomerat (EI5)

Bohrung Eldena 1/74 (Probe: EI3, EI2)

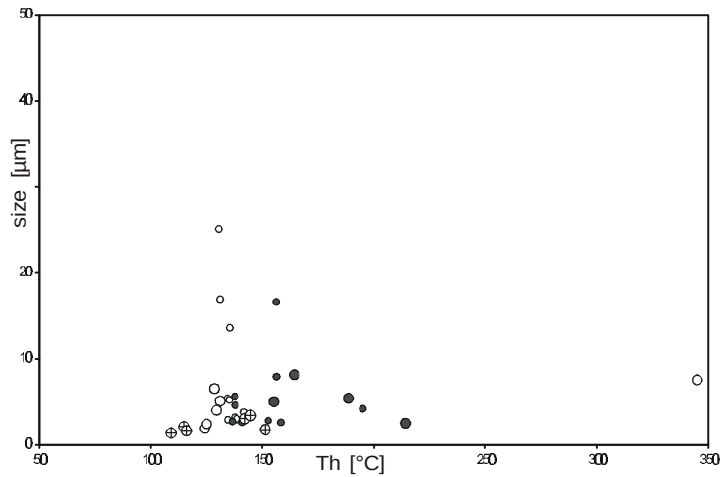
- EI3, Quarz-Zement; sek. LV-FI
- ◇ EI3, Quarz-Detritus; sek. LV-FI
- EI2, Kluft-Quarz I; sek. LV-FI
- ⊠ EI2, Kluft-Quarz II; sek. LV-FI
- ⊞ EI2, Kluft-Siderit I; prim. LV-FI
- ⊠ EI2, Kluft-Siderit II; prim. LV-FI
- ⊞ EI2, Kluft-Dolomit II; prim. LV-FI

Oberkarbon - Sandstein



Anhang A3: Th-size-Diagramme

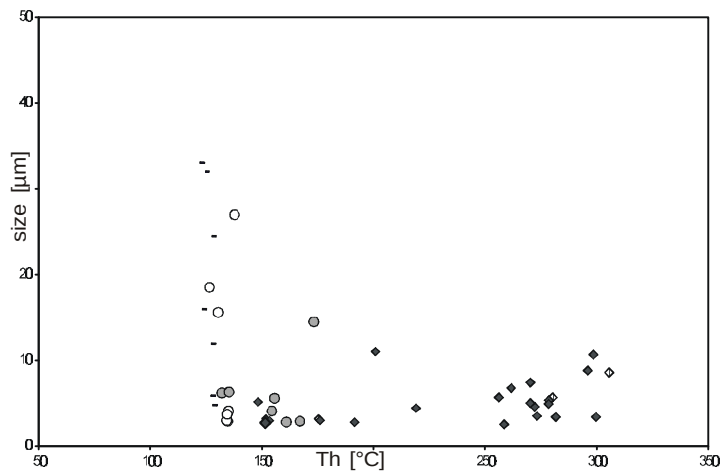
(m): Bohrung: Salzwedel 2/64



Bohrung Salzwedel 2/64 (Probe: Sw14, Sw12, Sw10)

- Sw14; Kluft-Anhydrit, prim. LV-FI
- Sw14; Kluft-Anhydrit, sek. LV-FI
- Sw12; Anhydrit-Neubildung, prim. LV-FI
- Sw12; Anhydrit-Neubildung, sek. LV-FI
- ⊕ Sw10; Anhydrit-Neubildung, sek. LV-FI

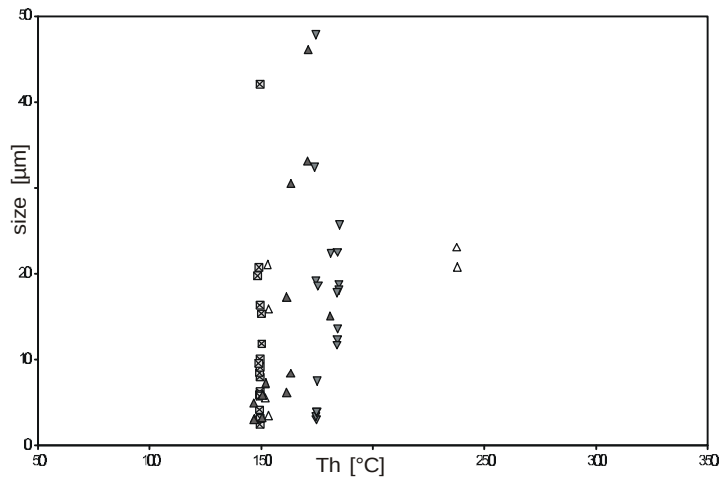
Buntsandstein - Siltstein (Sw14)
Zechstein - Anhydrit (Sw12, Sw10)



Bohrung Salzwedel 2/64 (Probe: Sw15, Sw7, Sw-Halit)

- ◇ Sw7, Quarz-Detritus, sek. LV-FI
- Sw15, Kluft-Anhydrit, prim. LV-FI
- Sw15, Kluft-Anhydrit, sek. LV-FI
- Sw-Halit, Kluft-Halit, prim. LV-FI

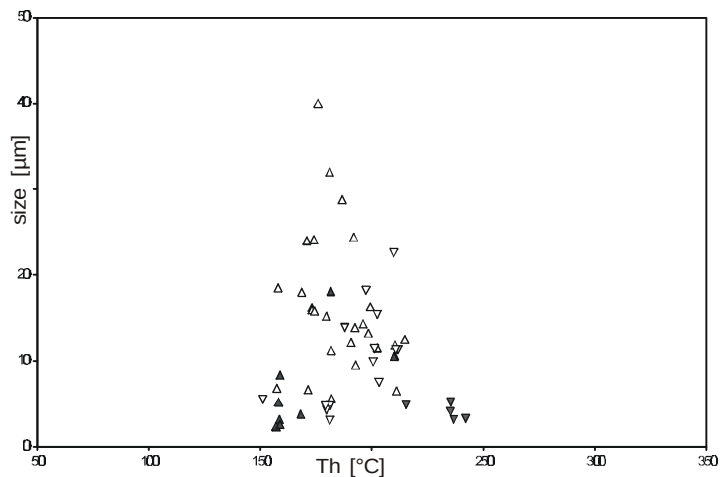
Zechstein - Anhydrit (Sw15, Sw-Halit)
Rotliegend - Sandstein (Sw7)



Bohrung Salzwedel 2/64 (Probe: Sw5, Sw6)

- △ Sw5, Kluft-Baryt, prim. LV-FI
- ▲ Sw5, Kluft-Baryt, sek. LV-FI
- ▣ Sw6, Kluft-Baryt, sek? LV-FI
- ▼ Sw6, Kluft-Kalzit, sek. LV-FI

Rotliegend - Vulkanit



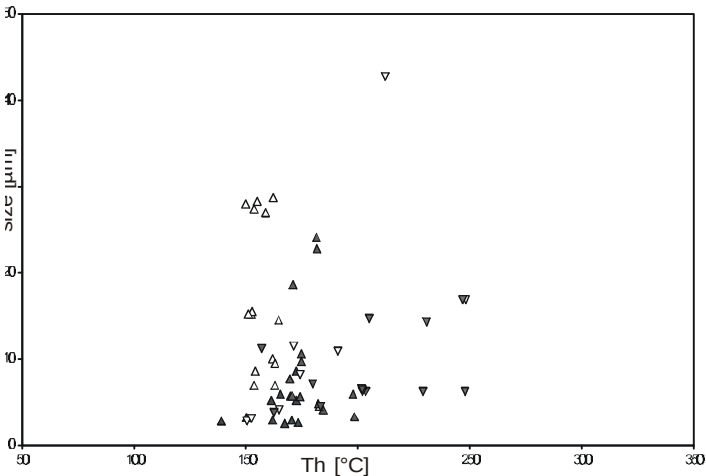
Bohrung Salzwedel 2/64 (Probe: Sw4)

- △ Sw4, Kluft-Kalzit I, prim. LV-FI
- ▲ Sw4, Kluft-Kalzit I, sek. LV-FI
- ▽ Sw4, Kluft-Kalzit II, prim. LV-FI
- ▼ Sw4, Kluft-Kalzit II, sek. LV-FI

Rotliegend - Vulkanit

Anhang A3: Th-size-Diagramme

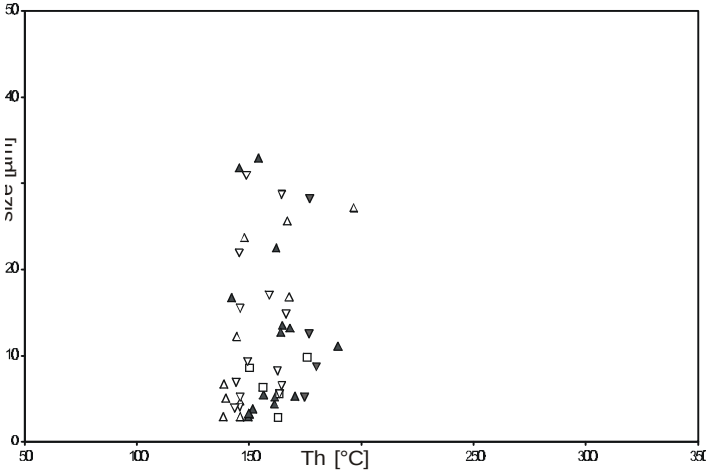
(n): Bohrung: Salzwedel 2/64, Pretzier 1/77



Bohrung Salzwedel 2/64 (Probe: Sw3)

- △ Sw3, Kluft-Kalzit I, prim. LV-FI
- ▲ Sw3, Kluft-Kalzit I, sek. LV-FI
- ▽ Sw3, Kluft-Kalzit II, prim. LV-FI
- ▼ Sw3, Kluft-Kalzit II, sek. LV-FI

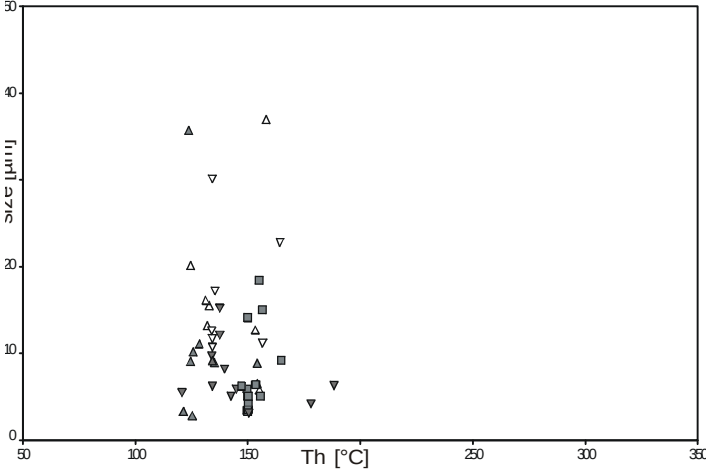
Rotliegend - Vulkanit



Bohrung Salzwedel 2/64 (Probe: Sw1, Sw2)

- △ Sw1; Kluft-Kalzit, prim. LV-FI
- ▲ Sw1; Kluft-Kalzit, sek. LV-FI
- Sw1; Kluft-Quarz, sek. LV-FI
- ▽ Sw2; Kluft-Kalzit, prim. LV-FI
- ▼ Sw2; Kluft-Kalzit, sek. LV-FI

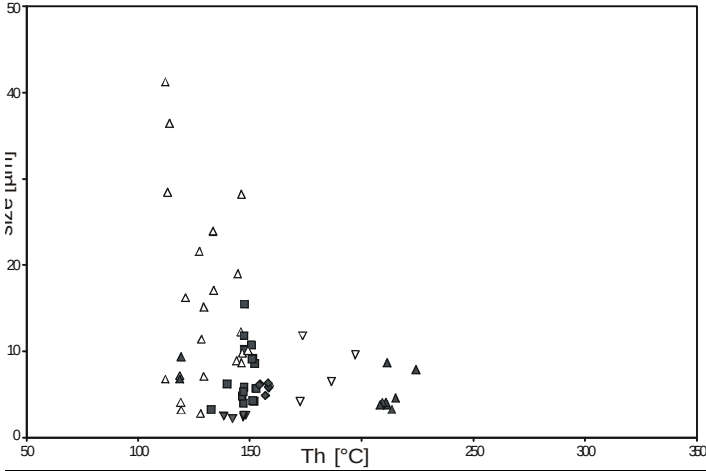
Rotliegend - Vulkanit



Bohrung Pretzier 1/77 (Probe: Prz1)

- △ Prz1; Kluft-Kalzit I, prim. LV-FI
- ▲ Prz1; Kluft-Kalzit I, sek. LV-FI
- ▽ Prz1; Kluft-Kalzit II, prim. LV-FI
- ▼ Prz1; Kluft-Kalzit II, sek. LV-FI
- Prz1; Kluft-Quarz I, prim. & sek. LV-FI

Rotliegend - Vulkanit



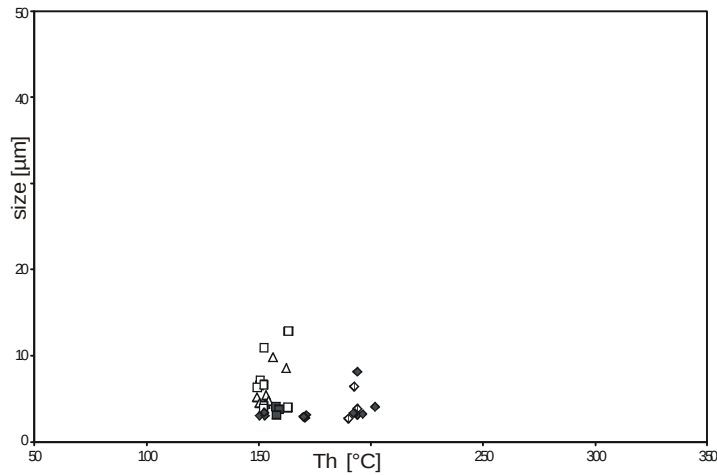
Bohrung Pretzier 1/77 (Probe: Prz2)

- △ Prz2; Kluft-Kalzit I, prim. LV-FI
- ▲ Prz2; Kluft-Kalzit I, sek. LV-FI
- ▽ Prz2; Kluft-Kalzit II, prim. LV-FI
- ▼ Prz2; Kluft-Kalzit II, sek. LV-FI
- Prz2; Kluft-Quarz I, sek. LV-FI
- Prz2; Kluft-Quarz II, sek. LV-FI

Rotliegend - Vulkanit

Anhang A3: Th-size-Diagramme

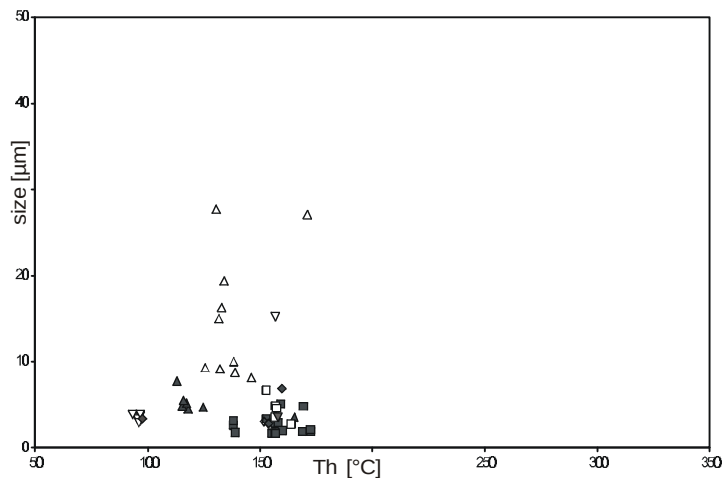
(o): Bohrung: Pretzier 1/77



Bohrung Pretzier 1/77 (Probe: Prz3)

- △ Prz3; Kluft-Kalzit I, prim. LV-FI
- ◆ Prz3; Quarz-Detritus, sek. LV-FI
- Prz3; Kluft-Quarz, prim. LV-FI
- Prz3; Kluft-Quarz, sek. LV-FI

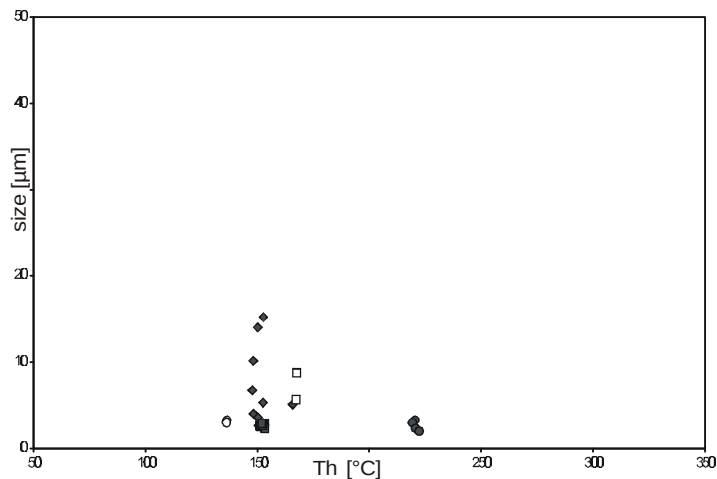
Rotliegend - Sedimente



Bohrung Pretzier 1/77 (Probe: Prz4)

- △ Prz4; Kluft-Kalzit I, prim. LV-FI
- ▲ Prz4; Kluft-Kalzit I, sek. LV-FI
- ▽ Prz4; Kluft-Kalzit II, prim. LV-FI
- ▼ Prz4; Kluft-Kalzit II, sek. LV-FI
- ◆ Prz4; Quarz-Detritus, sek. LV-FI
- Prz4; Quarz-Zement, prim. LV-FI
- Prz4; Quarz-Zement, sek. LV-FI

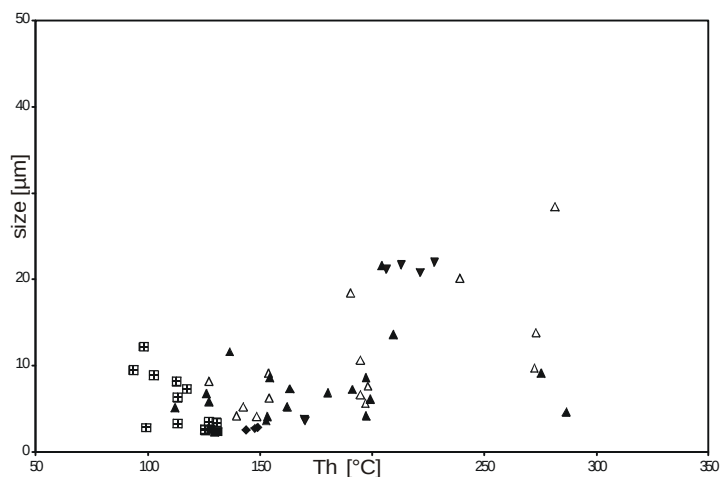
Rotliegend - Sedimente



Bohrung Pretzier 1/77 (Probe: Prz5)

- Prz5; Anhydrit-Zement, prim. FI
- Prz5; Anhydrit-Zement, sek. FI
- ◇ Prz5; Quarz-Detritus, sek. FI
- Prz5; Quarz-Zement, prim. FI
- Prz5; Quarz-Zement, sek. FI

Rotliegend - Sedimente



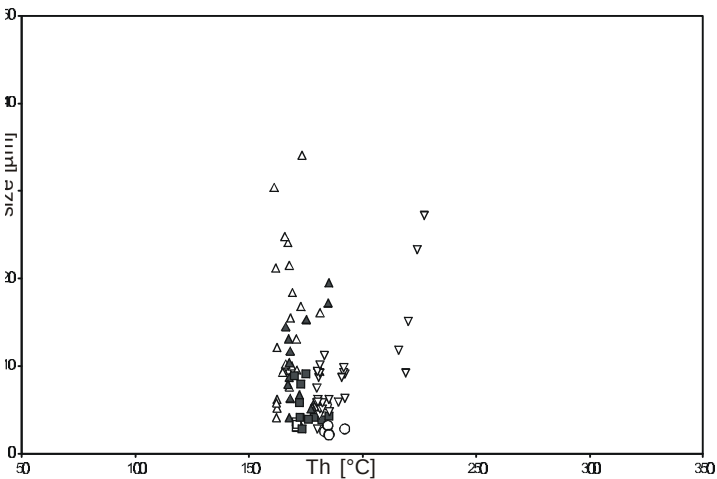
Bohrung Pretzier 1/77 (Probe: Prz6)

- △ Prz6; Kalzit I, prim. LV-FI
- ▲ Prz6; Kalzit I, sek. LV-FI
- ▼ Prz6; Kalzit II, sek. LV-FI
- ▢ Prz6; Fluorit, prim.&sek. LV-FI
- Prz6; Quarz (zoniert), sek.1 LV-FI
- ◆ Prz6; Quarz (zoniert), sek. 2 LV-FI

Rotliegend - Sedimente

Anhang A3: Th-size-Diagramme

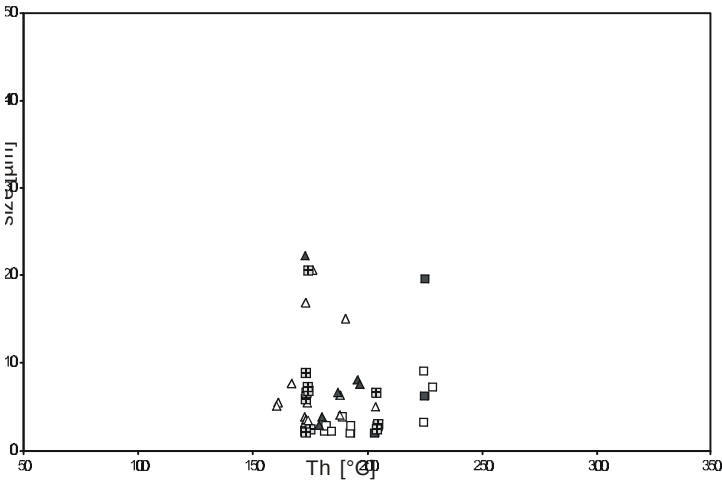
(p): Bohrung: Penkun 1/71



Bohrung Penkun 1/71 (Probe: PeH1, PeDD1)

- △ PeH1; Kluft-Kalzit, prim. LV-FI
- ▲ PeH1; Kluft-Kalzit, sek. LV-FI
- PeH1; Kluft-Quarz, prim. LV-FI
- PeH1; Kluft-Quarz, sek. LV-FI
- PeDD1; Kluft-Anhydrit, prim. & sek. LV-FI
- ▽ PeDD1; Kluft-Kalzit, prim. LV-FI

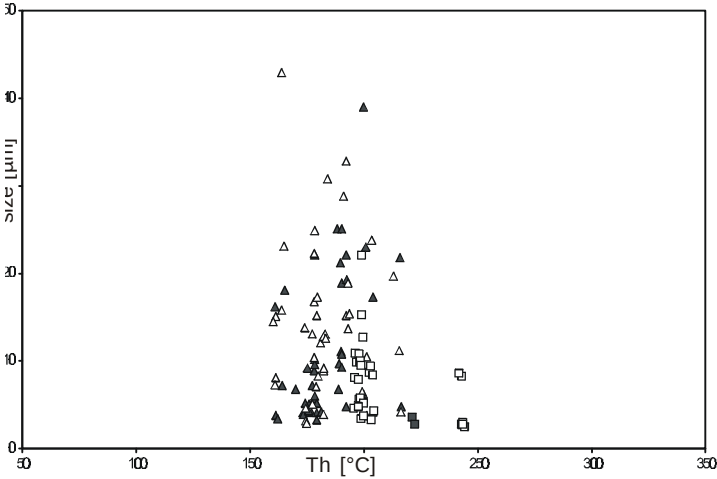
Rotliegend - Vulkanit



Bohrung Penkun 1/71 (Probe: PeLL1, PeGG1)

- PeLL1; Kluft-Quarz, prim. LV-FI
- PeLL1; Kluft-Quarz, sek. LV-FI
- △ PeGG1; Kluft-Kalzit, prim. LV-FI
- ▲ PeGG1; Kluft-Kalzit, sek. LV-FI
- ▣ PeGG1; Kluft-Fluorit, sek? LV-FI

Rotliegend - Vulkanit



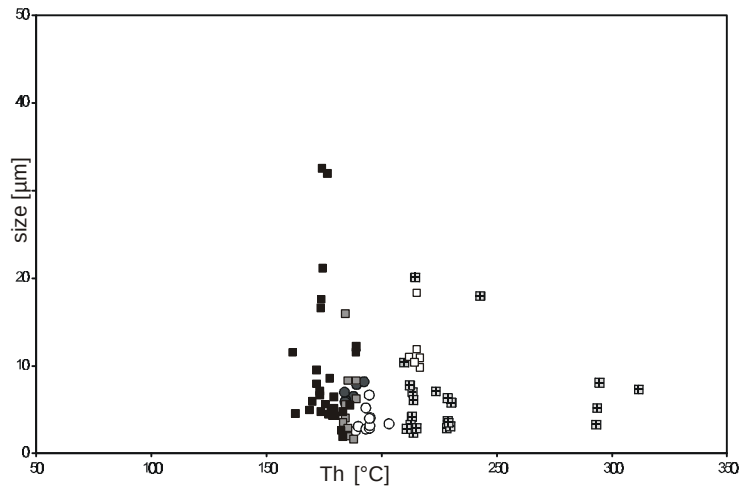
Bohrung Penkun 1/71 (Probe: PeL1, PeQQ1)

- △ PeL1; Kluft-Kalzit, prim. LV-FI
- ▲ PeL1; Kluft-Kalzit, sek. LV-FI
- PeL1; Kluft-Quarz, prim? LV-FI
- PeQQ1; Matrix-Quarz, prim. LV-FI

Rotliegend - Vulkanit

Anhang A3: Th-size-Diagramme

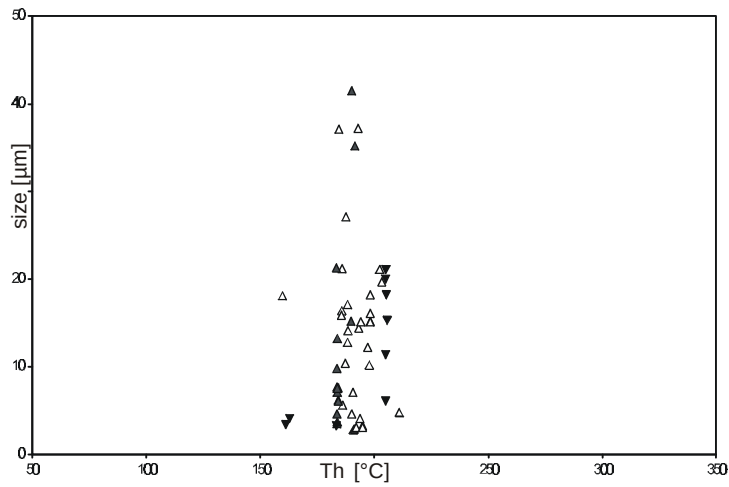
(q): Bohrung: Kotzen 4/74



Bohrung Kotzen 4/74 (Probe: KoE4, Kol2)

- KoE4, Kluft-Anhydrit, prim. LV-Fi
- KoE4, Kluft-Anhydrit, sek. LV-Fi
- Kol2, Kluft-Quarz I, prim. LV-Fi
- Kol2, Kluft-Quarz I, sek. LV-Fi
- Kol2, Kluft-Quarz II, prim. LV-Fi
- ▣ Kol2, Kluft-Baryt, prim.&sek. LV-Fi

Rotliegend - Vulkanit



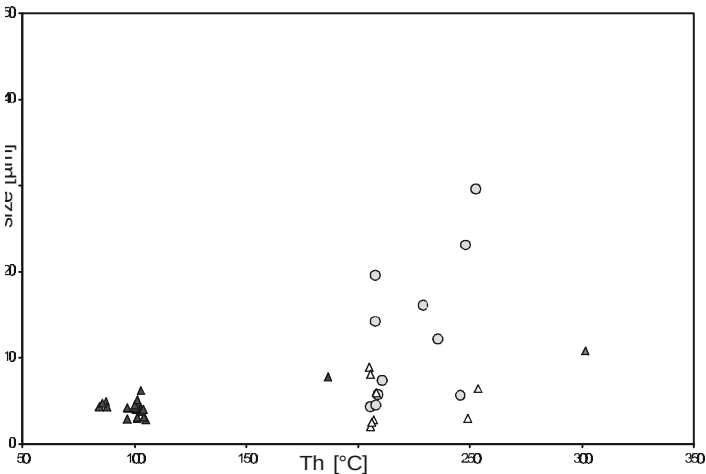
Bohrung Kotzen 4/74 (Probe: Kol1)

- △ Kol1, Kluft-Kalzit I, prim.&sek. LV-Fi
- ▲ Kol1, Kluft-Kalzit II, prim.&sek. LV-Fi
- ▼ Kol1, Kluft-Kalzit III, prim.&sek? LV-Fi

Rotliegend - Vulkanit

Anhang A3: Th-size-Diagramme

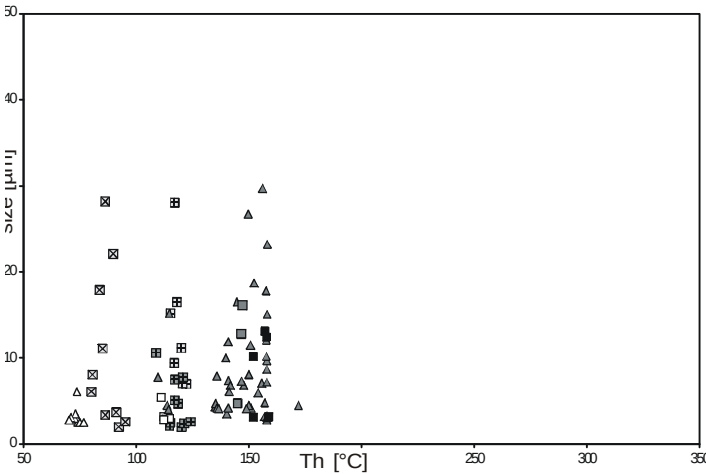
(r): Bohrung: Roxförde 2/62



Bohrung Roxförde 2/62 (Probe: Rx4)

- Rx4; Kluft-Anhydrit, sek. LV-FI
- △ Rx4; Kluft-Kalzit, sek. LV-FI
- ▲ Rx4; Kluft-Kalzit, prim. LV-LVS-FI

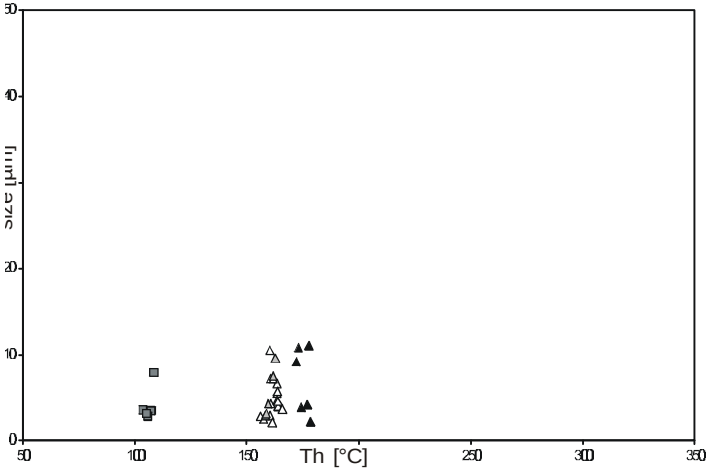
Rotliegend - Siltstein



Bohrung Roxförde 2/62 (Probe: Rx1, Rx2)

- △ Rx2, Kluft-Kalzit, Kalzit-Zement, prim. LV-FI
- ▣ Rx2, Kluft-Fluorit (I), prim. LV-FI
- ▤ Rx2, Kluft-Fluorit (I), sek. LV-FI
- ▥ Rx2, Kluft-Fluorit (II), prim. & sek. LV-FI
- Rx2, Quarz-Zement, prim. LV-FI;
- Rx2, Quarz-Mobilisat, sek. LV-FI;
- ▲ Rx1, Kluft-Kalzit, prim. & sek. LV-FI
- ▣ Rx1, Kluft-Quarz (I), prim. LV-FI
- Rx1, Kluft-Quarz (II), prim. LV-FI

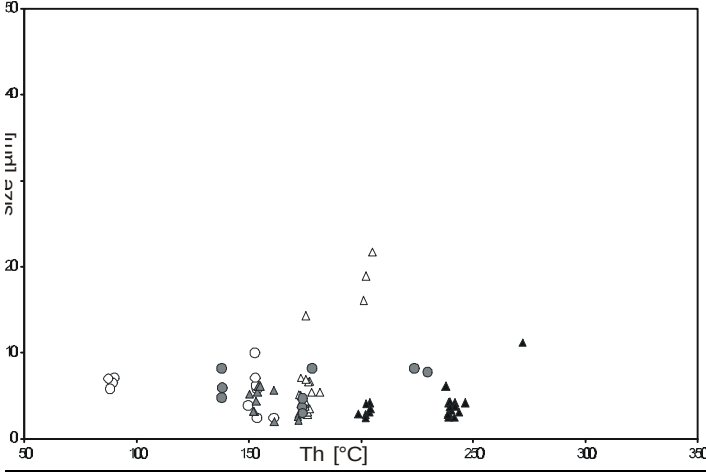
Rotliegend - Sandstein (Rx2)
Rotliegend - Vulkanit (Rx1)



Bohrung Roxförde 2/62 (Probe: Rx5, Rx6)

- ◇ Rx5; Quarz-Einsprengling, sek. LV-FI
- ▣ Rx5; Quarz-Mobilisat, sek. LV-FI
- ▲ Rx5; Kluft-Kalzit, sek. LV-FI
- △ Rx5; Kluft-Kalzit, prim. LV-FI
- ▲ Rx6; Kluft-Kalzit, sek? LV-FI

Rotliegend - Vulkanit



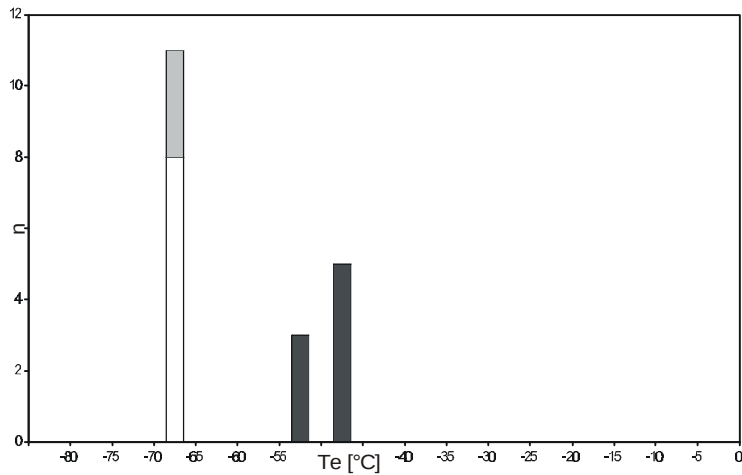
Bohrung Roxförde 2/62 (Probe: Rx7, Rx8)

- Rx7; Kluft-Anhydrit, prim. LV-FI
- △ Rx7; Kluft-Kalzit, prim. LV-FI
- ▲ Rx7; Kluft-Kalzit, sek. LV-FI
- ▲ Rx8; Kluft-Kalzit I, prim. & sek. LV-FI
- Rx8; Kluft-Kalzit II, prim. LV-FI

Oberkarbon - Vulkanit (Rx7)
Oberkarbon - Grauwacke (Rx8)

Anhang A4: Te-Histogramme

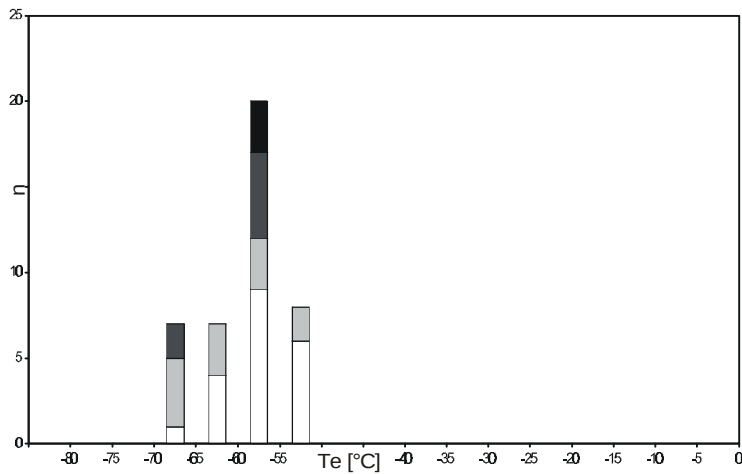
(a) Bohrung: Samtens 101/62, Rügen 1/63



Bohrung Samtens 101/62 (Probe: Sam4, Sam5)

- Sam4; Kluft-Drusen-Kalzit, prim. LV-FI
- Sam4; Drusen-Kalzit, sek. LV-FI
- Sam5; Kluft-Drusen-Kalzit, prim. LV-FI

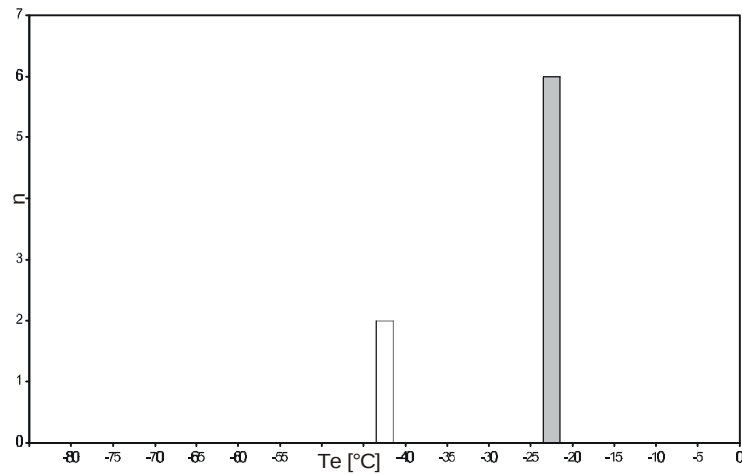
Rotliegend - Vulkanit



Bohrung Rügen 1/63 (Probe: Rn10, Rn11, Rn12)

- Rn10; Kluft-Kalzit, prim. LV-FI
- Rn10; Kluft-Kalzit, sek. LV-FI
- Rn11; Kluft-Quarz I, sek. LV-FI
- Rn12; Kluft-Quarz I, sek. LV-FI

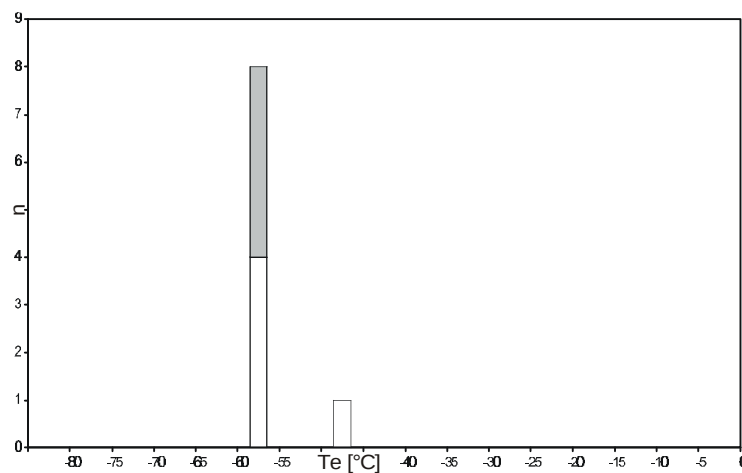
Rotliegend - Vulkanite



Bohrung Rügen 1/63 (Probe: Rn8)

- Rn8; Quarz-Detritus, sek. LV-FI
- Rn8; Kalzit-Zement, prim. LV-FI

Oberkarbon - Sandstein



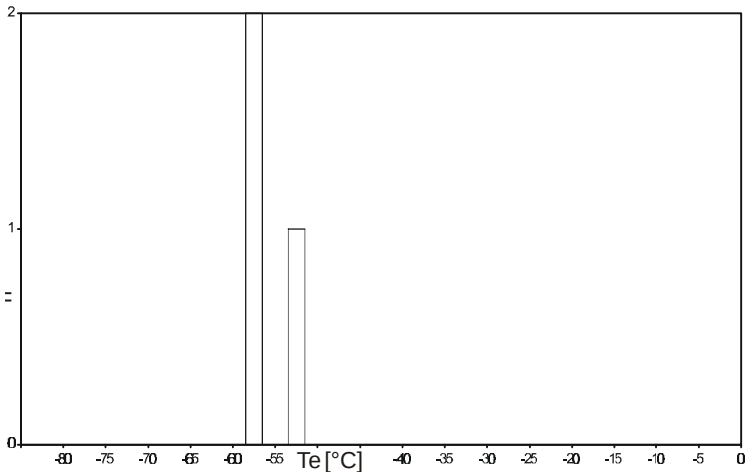
Bohrung Rügen 1/63 (Probe: Rn3)

- Rn3; Kluft-Quarz, prim. & sek. LV-FI
- Rn3; Kluft-Kalzit, prim. & sek. LV-FI

Oberkarbon - Sandstein

Anhang A4: Te-Histogramme

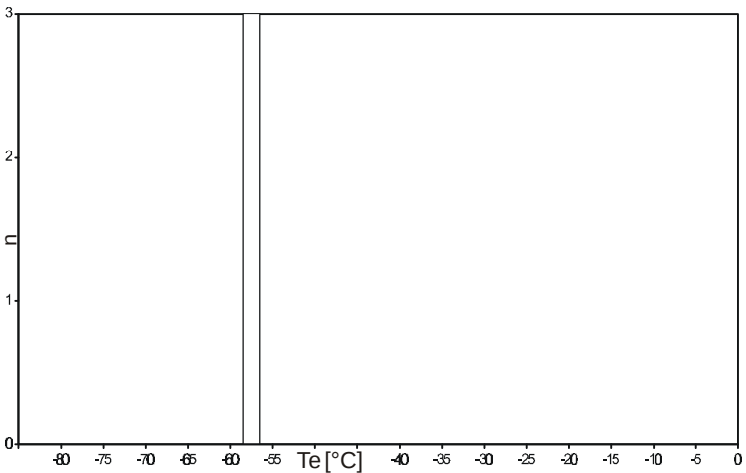
(b): Bohrung: Grimmen 21&1/62,
Triebsees 1/65, Stavenhagen 1/76



Bohrung Grimmen 1/62 & 21/64 (Probe: Gm3)

Gm3; Matrix-Quarz, sek. LV-FI

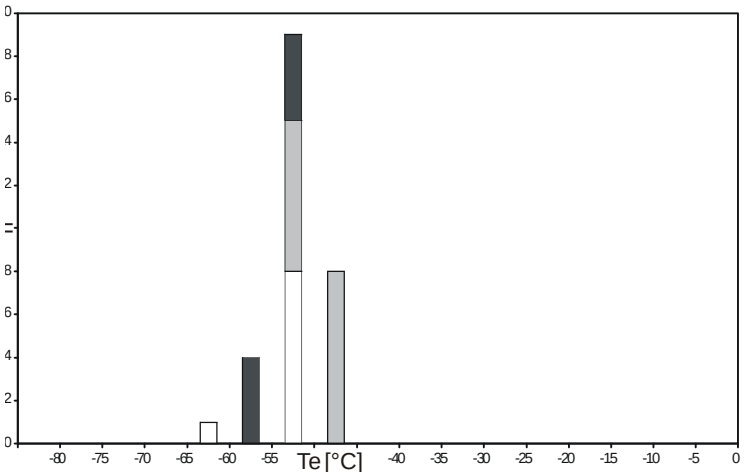
Rotliegend - Vulkanit (Gm3)



Bohrung Triebsees 1/65 (Probe: Tbe3)

Tbe3; Kluft-Kalzit, sek. LV-FI

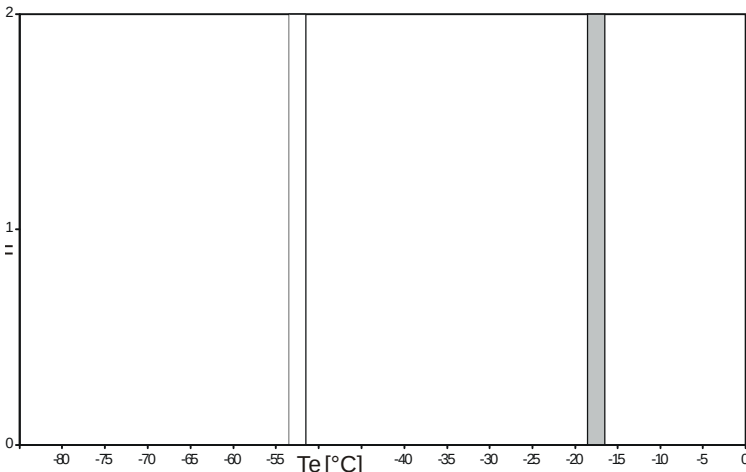
Zechstein-Anhydrit



Bohrung Stavenhagen 1/76 (Probe: Stav1, Stav2)

- Stav1; Kluft-Quarz, prim. LV-FI
- Stav2; Kalzit-Zement, prim. LV-FI
- Stav2; Kluft-Quarz, prim.&sek. LV-FI

Rotliegend - Konglomerat (Stav2)
Rotliegend - Vulkanit (Stav1)



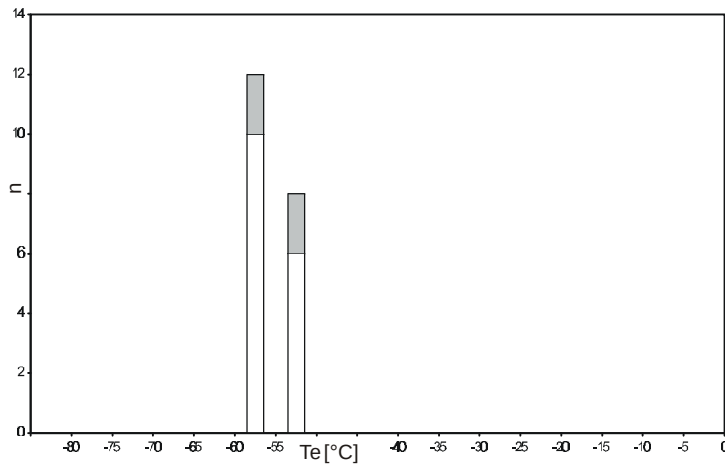
Bohrung Stavenhagen 1/76 (Probe: Stav5)

- Stav5; Anhydrit-Zement, prim. LV-FI
- Stav5; Quarz-Detritus, sek. LV-FI

Rotliegend - Siltstein (Stav5)

Anhang A4: Te-Histogramme

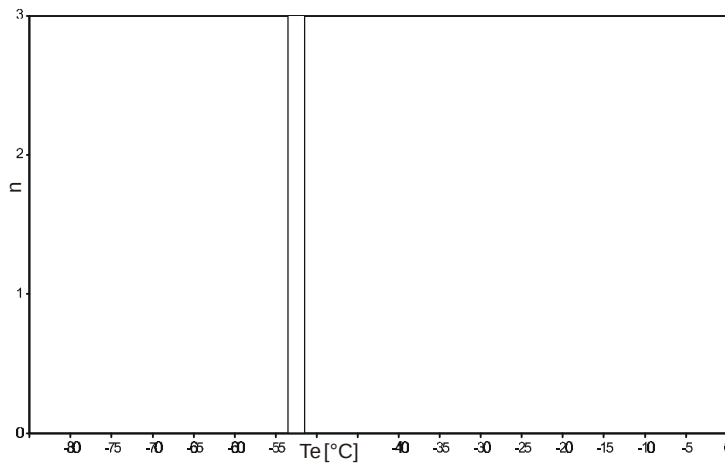
(c): Bohrung: Richtenberg 4/65,
Marnitz-Ost 101/64



Bohrung Richtenberg 4/65 (Probe: Ric3)

- Ric3; Kalzit-Zement, prim. LV-FI
- Ric3; Quarz-Zement, prim. LV-FI

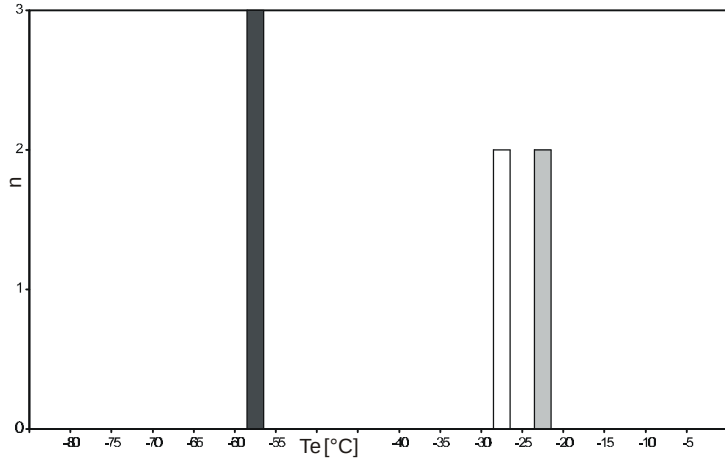
Rotliegend - Sandstein (Ric3)



Bohrung Richtenberg 4/65 (Probe: Ric5)

- Ric5; Drusen-Kalzit, prim. LV-FI

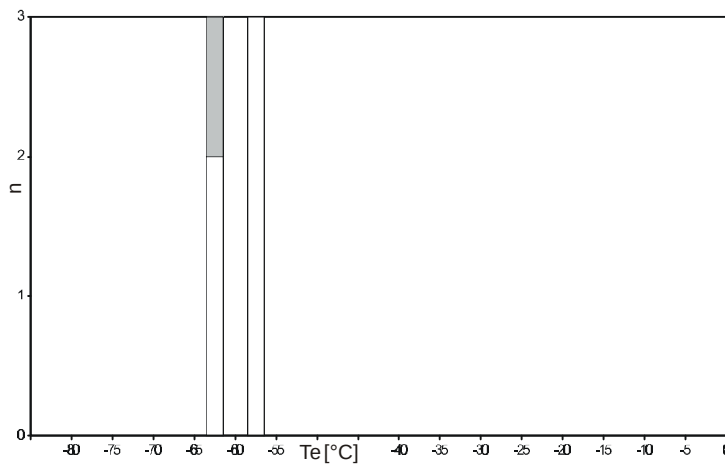
Rotliegend - Vulkanite



Bohrung Richtenberg 4/65 (Probe: Ric6, Ric 7, Ric8)

- Ric6; Quarz-Zement, sek. LV-FI
- Ric8; Quarz-Detritus, sek. LV-FI
- Ric7; Quarz-Detritus, sek. LV-FI

Oberkarbon - Sandstein



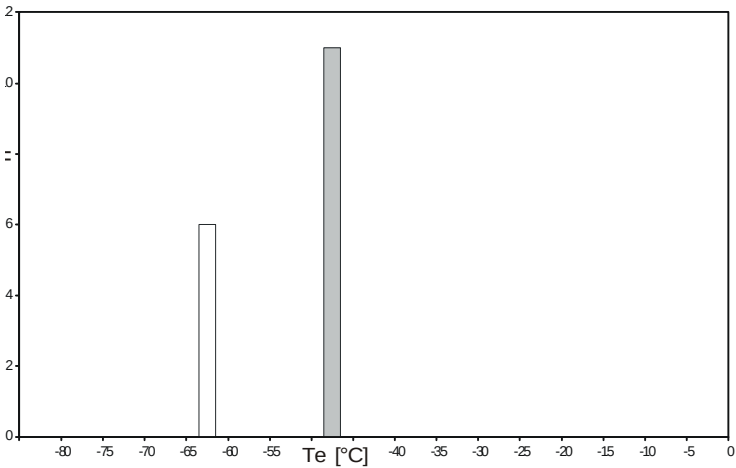
Bohrung Marnitz-Ost 101/64 (Probe: Mnz3)

- Mnz3; Quarz-Detritus, sek. LV-FI
- Mnz3; Quarz-Zement, sek. LV-FI

Lias - Sandstein

Anhang A4: Te-Histogramme

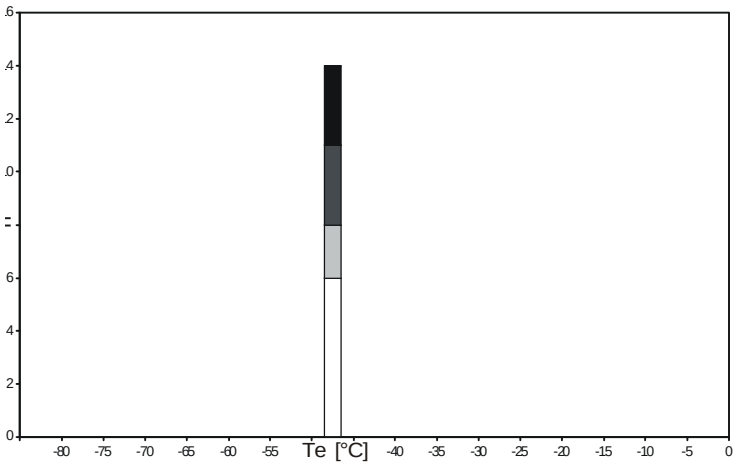
(d): Bohrung: Penzlin 1/75, Königsberg 7/71



Bohrung Penzlin 1/75 (Probe: Pnl7, Pnl8)

- Pnl7: "chicken wire"-Anhydrit, prim. LV-FI
- Pnl8: Anhydrit-Neubildung, prim. LV-FI

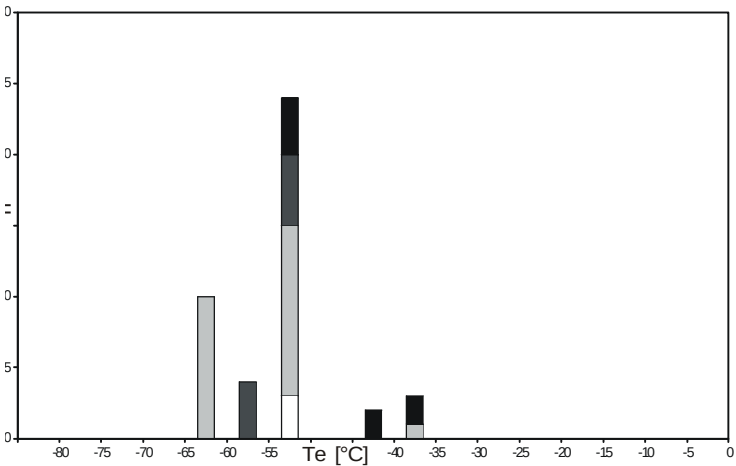
Zechstein - Anhydrit (Pnl8)
Rotliegend - Siltstein (Pnl7)



Bohrung Penzlin 1/75 (Probe: Pnl4, Pnl6)

- Pnl4: Kalzit-Zement, prim. LV-FI
- Pnl4: Kalzit-Zement, sek. LV-FI
- Pnl4: Quarz-Zement, prim. LV-FI
- Pnl4: Quarz-Detritus, sek. LV-FI

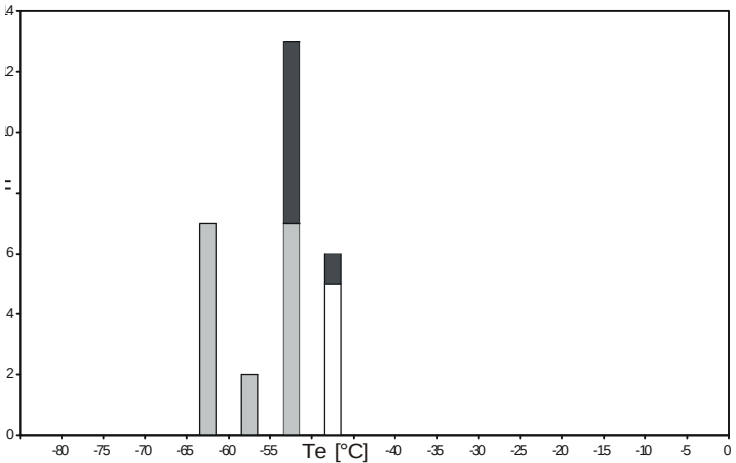
Rotliegend - Siltstein (Pnl6)
Rotliegend - Sandstein (Pnl4)



Bohrung Penzlin 1/75 (Probe: Pnl1, Pnl2)

- Pnl1: Quarz-Mobilisat, sek. LV-FI
- Pnl2: Quarz-Mobilisat, prim. & sek. LV-FI
- Pnl2: Kluft-Fluorit, prim. LV-FI
- Pnl2: Kluft-Fluorit, sek. LV-FI

Rotliegend - Vulkanite



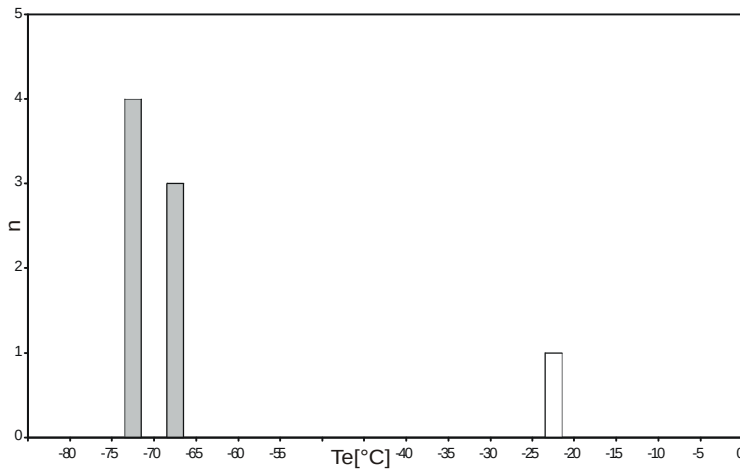
Bohrung Königsberg 7/71 (Probe: Kgg1, Kgg2)

- Kgg1: Kluft-Dolomit, prim. LV-FI
- Kgg1: Kluft-Ankerit, prim. LV-FI
- Kgg 2: Kluft-Ankerit, prim. LV-FI

Buntsandstein - Kalkstein

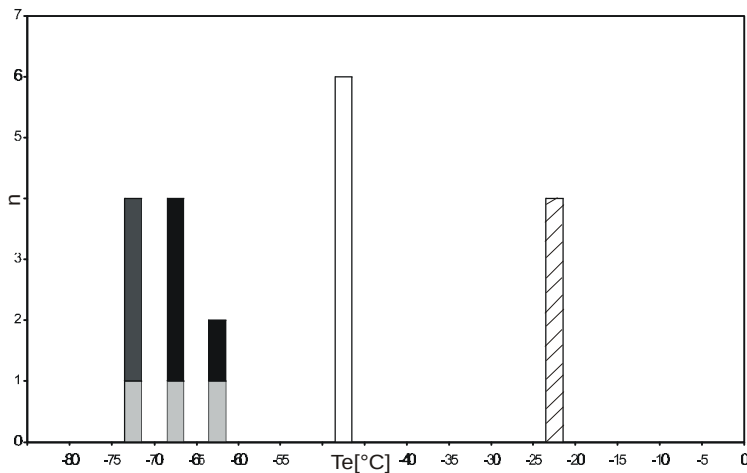
Anhang A4: Te-Histogramme

(e): Bohrung: Parchim 1/68



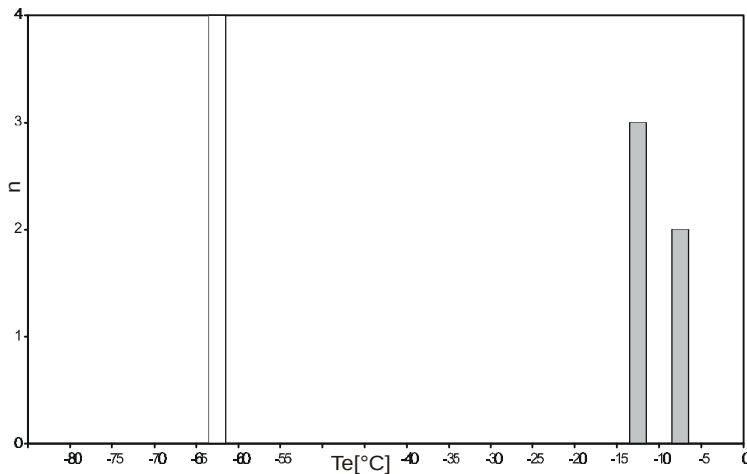
Bohrung Parchim 1/68 (Probe: Pa10, Pa13)

Zechstein - Anhydrit (Pa13)
Rotliegend - Siltstein (Pa11, Pa10)



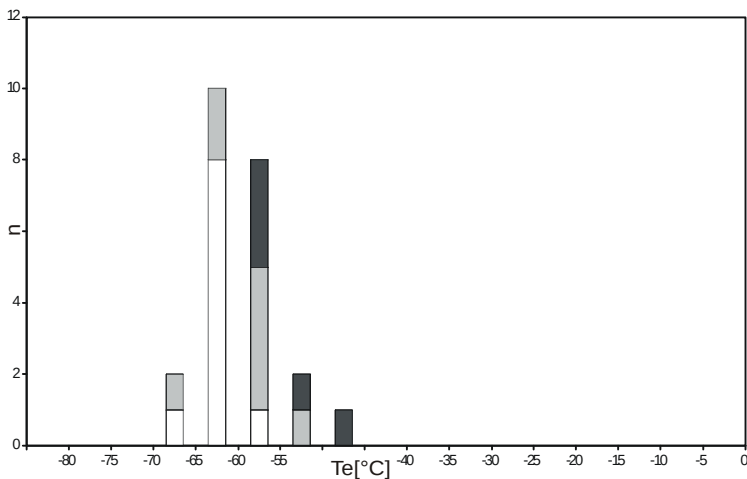
Bohrung Parchim 1/68 (Probe: Pa8, Pa9)

Rotliegend - Silt-/Tonstein



Bohrung Parchim 1/68 (Probe: Pa4, Pa5)

Rotliegend - Konglomerat (Pa5)
Rotliegend - Sandstein (Pa4)

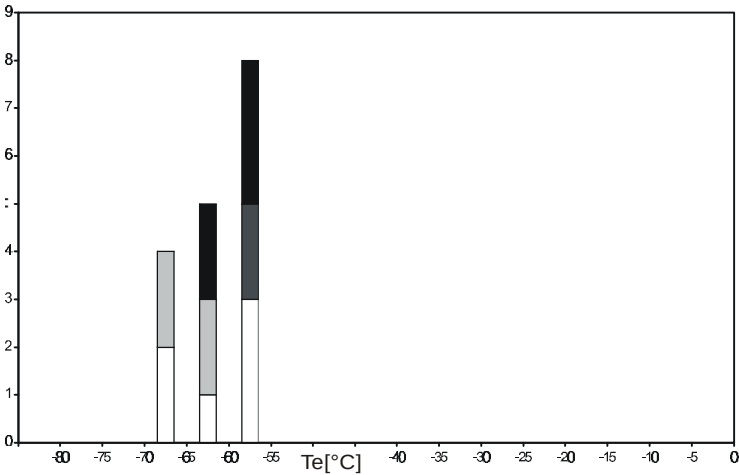


Bohrung Parchim 1/68 (Probe: PaL1, PaA1)

Rotliegend - Vulkanit

Anhang A4: Te-Histogramme

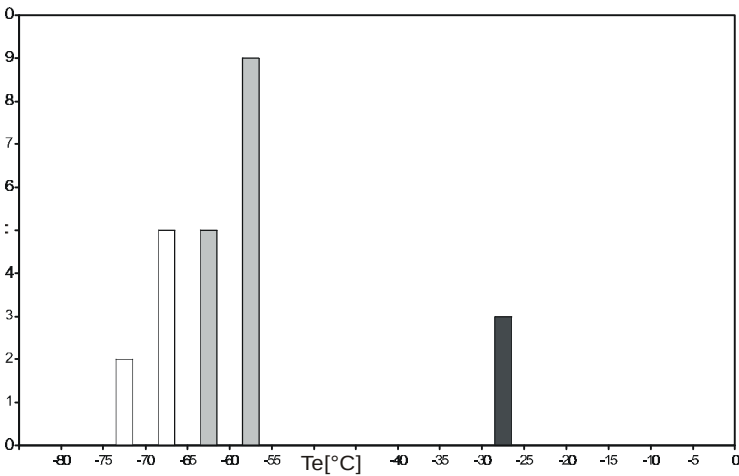
(f): Bohrung: Parchim 1/68,
Rambow 17/70, Rambow 12/69



Bohrung Parchim 1/68 (Probe: PaH5, Pa1)

- Pa1, Kluft-Kalzit, prim. LV-FI
- Pa1, Kluft-Kalzit, sek. LV-FI
- PaH5, Kluft-Kalzit, prim. LV-FI
- PaH5, Kluft-Chalcedon, sek. LV-FI

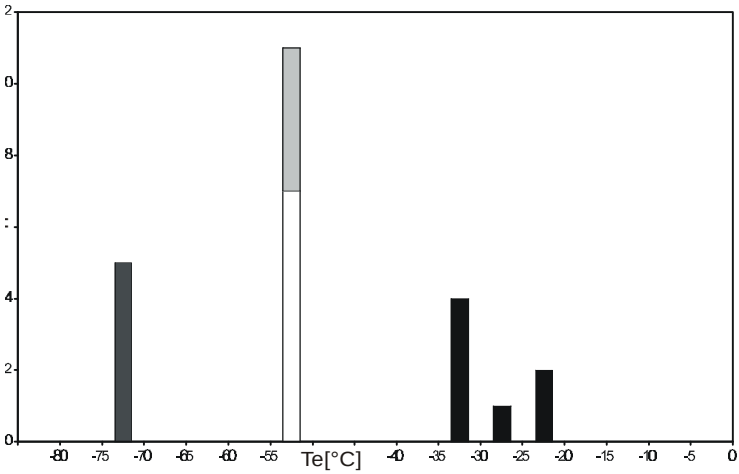
Rotliegend - Vulkanit



Bohrung Parchim 1/68 (Probe: Pa3)

- Pa3, Kluft-Quarz I (idio.), prim. LV-FI
- Pa3, Kluft-Quarz I (idio.), prim. LV-FI
- Pa3, Kluft-Quarz II, prim. LV-FI

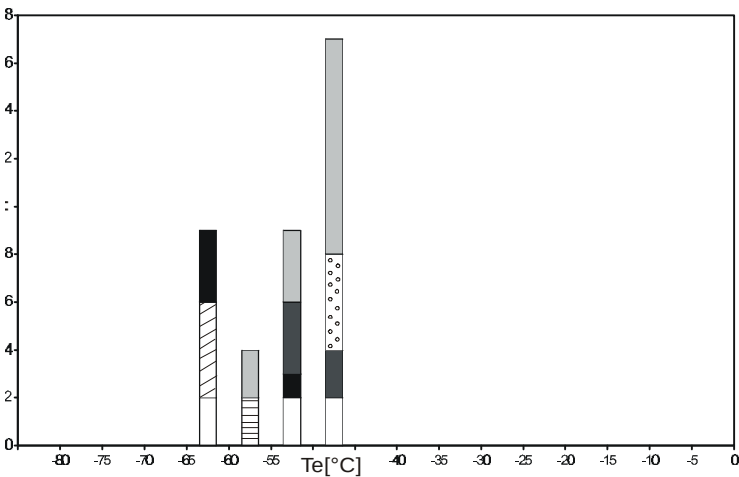
Oberkarbon - Pelit



Bohrung Parchim 1/68 (Probe: Pa1, Pa2)

- Pa1, Kluft-Kalzit, prim. LV-FI
- Pa1, Kluft-Kalzit, sek. LV-FI
- Pa2, Kluft-Quarz, prim. LV-FI
- Pa2, Kluft-Quarz, sek. LV-FI

Oberkarbon? - Granodiorit (Pa2)
Oberkarbon - Pelit (Pa1)



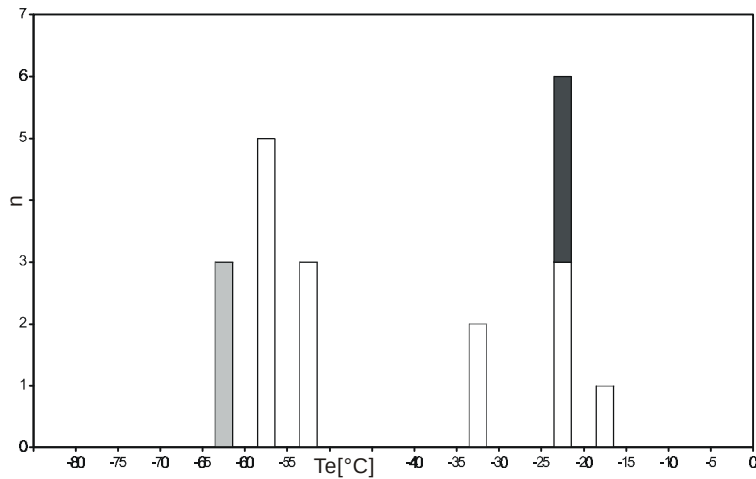
Bohrung Rambow 12/69 (Rm2) & 17/70 (Probe: Rm2, Rm7, Rm10, Rm12)

- Rm2, Kluft-Kalzit I, prim. LV-FI
- Rm2, Kluft-Kalzit I, sek. LV-FI
- Rm2, Kluft-Kalzit II, prim. LV-FI
- Rm2, Quarz-Detritus, sek. LV-FI
- Rm7, Kluft-Anhydrit, prim. LV-FI
- Rm10, Anhydrit-Zement, sek. LV-FI
- Rm12, Quarz-Detritus, sek. LV-FI

Zechstein-Anhydrit (Rm7)
Zechstein - Karbonat (Rm2)
Rotliegend - Siltstein (Rm10, Rm12)

Anhang A4: Te-Histogramme

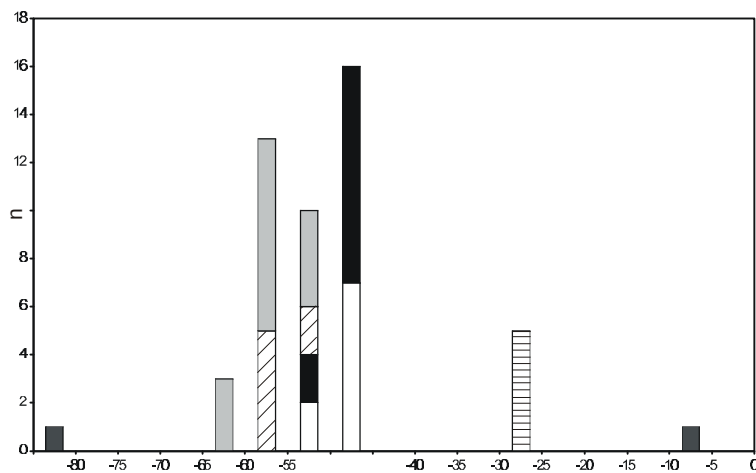
(g): Bohrung: Mirow 1/74



Bohrung Mirow 1/74 (Probe: Mi4, Mi6, Mi8)

- Mi4, Quarz-Detritus, sek. LV-FI
- ▒ Mi6, "chicken-wire-Anhydrit", prim. LV-FI
- Mi8, Quarz-Detritus, sek. LV-FI

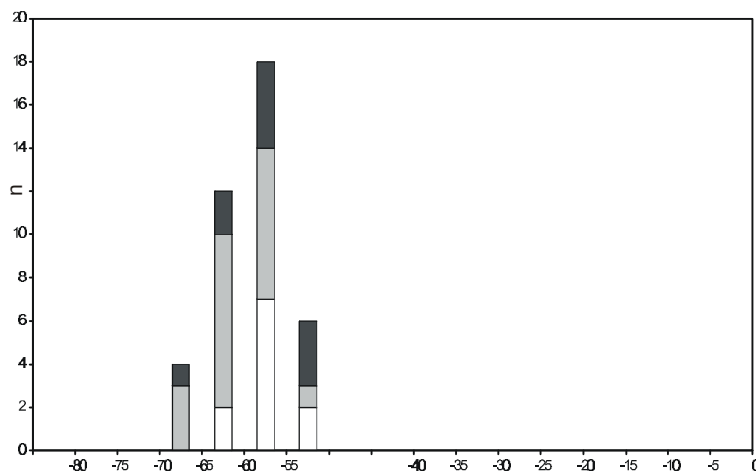
Rotliegend - Silt-/Tonstein (Mi4, Mi6)
Rotliegend - Sandstein (Mi8)



Bohrung Mirow 1/74 (Probe: Mi10, Mi12, Mi13)

- Mi10, Quarz-Detritus, sek. LV-FI
- Mi12, Kluft-Anhydrit, sek. LV-FI
- Mi12, Kalzit-Zement, sek. LV-FI
- ▒ Mi12, Kluft-Kalzit, prim. LV-FI
- ▒ Mi13, Quarz-Zement, sek. LV-FI
- ▒ Mi13, Quarz-Detritus, sek. LV-FI

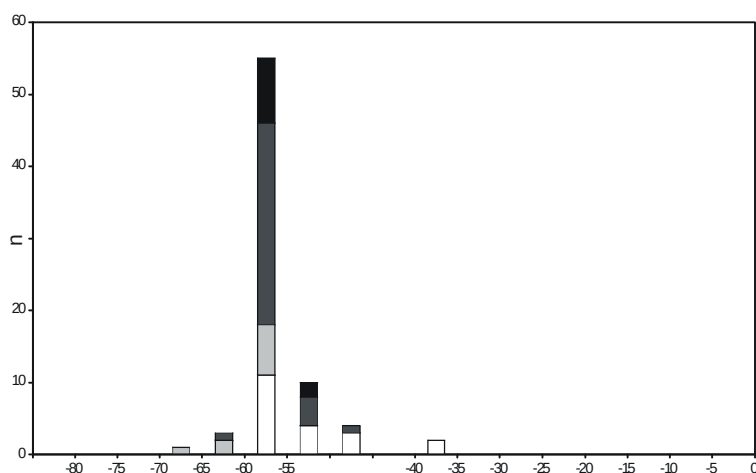
Rotliegend - Konglomerat (Mi10, Mi13)
Rotliegend - Sandstein (Mi12)



Bohrung Mirow 1/74 (Probe: MiF1)

- MiF1, Kluft-Kalzit, prim. LV-FI
- ▒ MiF1, Kluft-Kalzit, sek. LV-FI
- MiF1, Kluft-Quarz, prim. LV-FI

Rotliegend - Vulkanit



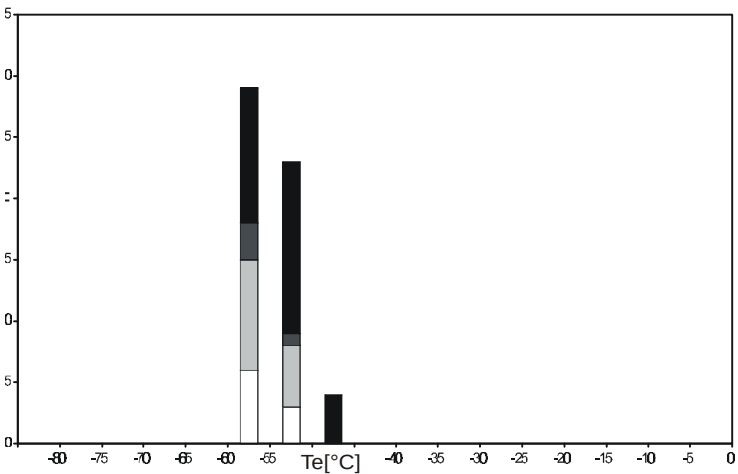
Bohrung Mirow 1/74 (Probe: MiJ1, MiO5)

- MiJ1, Kalzit-Druse, prim. LV-FI
- ▒ MiJ1, Kalzit-Druse, sek. LV-FI
- MiO5, Kalzit-Druse, prim. LV-FI
- MiO5, Kalzit-Druse, sek. LV-FI

Rotliegend - Vulkanit

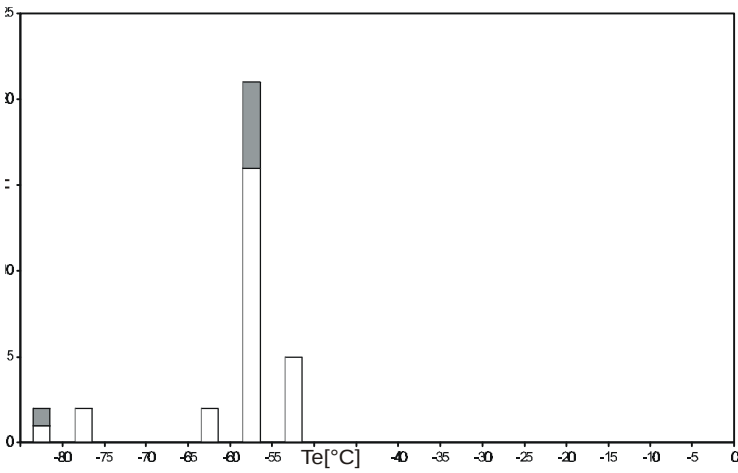
Anhang A4: Te-Histogramme

(h): Bohrung: Mirow 1/74, Kotzen 4/74



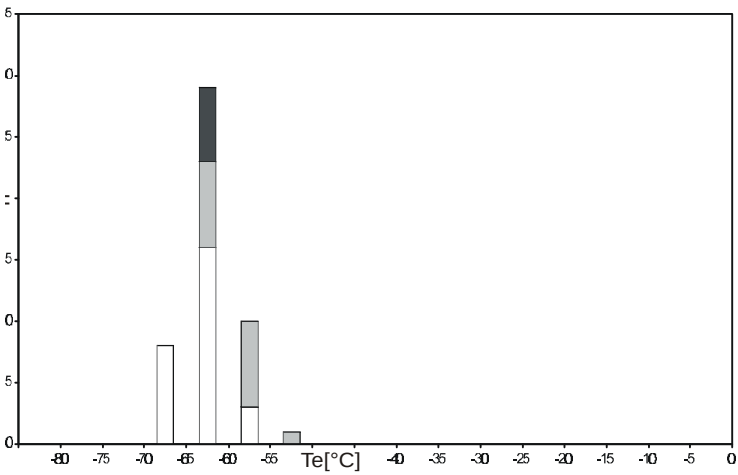
Bohrung Mirow 1/74 (Probe: MiN2, MiW2)

Rotliegend - Vulkanit



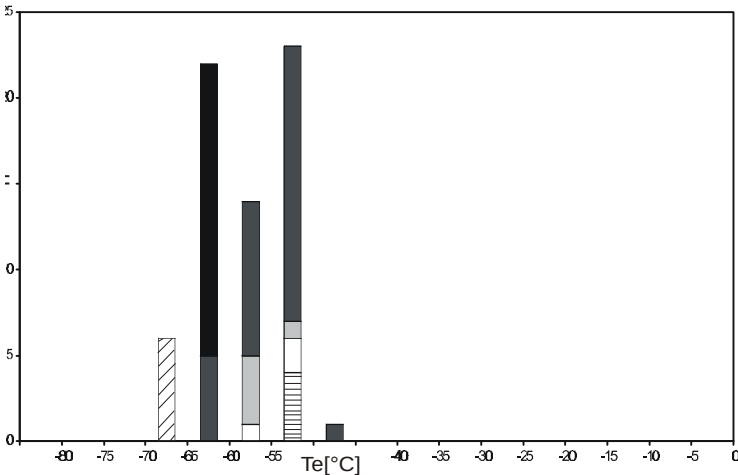
Bohrung Mirow 1/74 (Probe: MiX3)

Rotliegend - Vulkanit



Bohrung Kotzen 4/74 (Probe: Kol1)

Rotliegend - Vulkanit

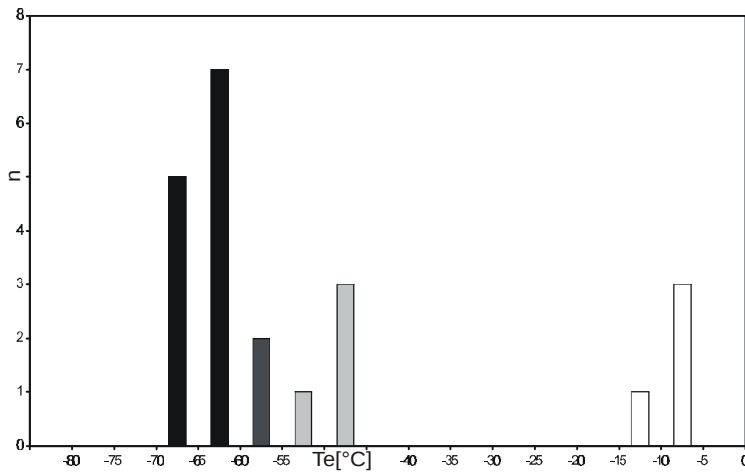


Bohrung Kotzen 4/74 (Probe: KoE4, Kol2)

Rotliegend - Vulkanit

Anhang A4: Te-Histogramme

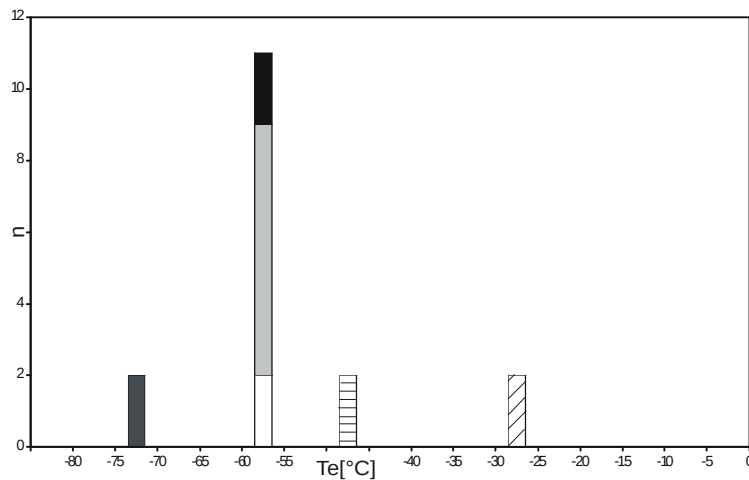
(i): Bohrung: Schilden 1/69,
Karstädt-Nord 4/64



Bohrung Schilden 1/69 (Probe: Sde1, Sde2)

- Sde1, Quarz-Detritus, sek. LV-FI
- ▤ Sde2, Kluft-Anhydrit, prim. LV-FI
- Sde2, Kluft-Quarz, prim. LV-FI
- Sde2, Kluft-Kalzit, sek. LV-FI

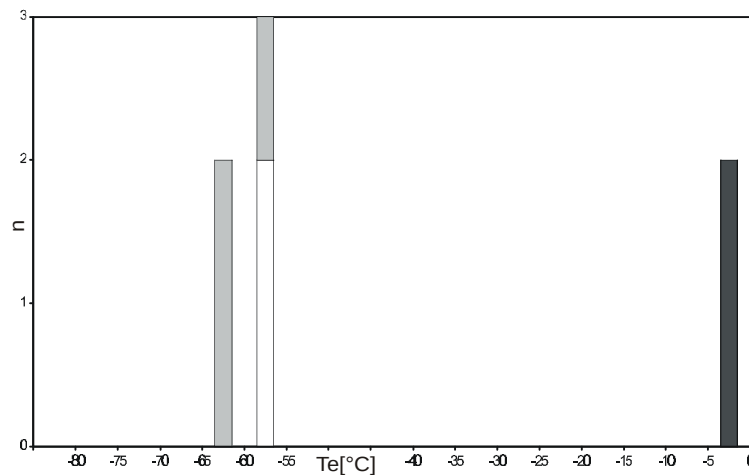
Buntsandstein - Sandstein



Bohrung Schilden 1/69 (Probe: Sde4, Sde5)

- Sde4, Quarz-Detritus, sek. LV-FI
- ▤ Sde4, Quarz-Zement, prim. LV-FI
- Sde4, Anhydrit-Zement, prim. LV-FI
- Sde4, Kalzit-Zement, prim. LV-FI
- ▤ Sde5, Kalzit-Zement, sek.? LV-FI
- ▨ Sde5, Quarz-Detritus, sek. LV-FI

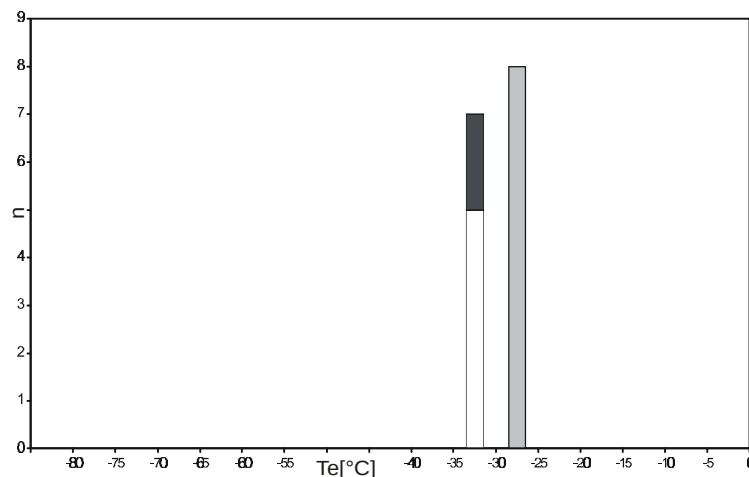
Buntsandstein - Sandstein



Bohrung Schilden 1/69 (Probe: Sde6, Sde7)

- Sde6, Quarz-Zement, prim. LV-FI
- ▤ Sde6, Quarz-Zement, sek. LV-FI
- Sde7, Quarz-Mobilisat, sek. LV-FI

Buntsandstein - Sandstein



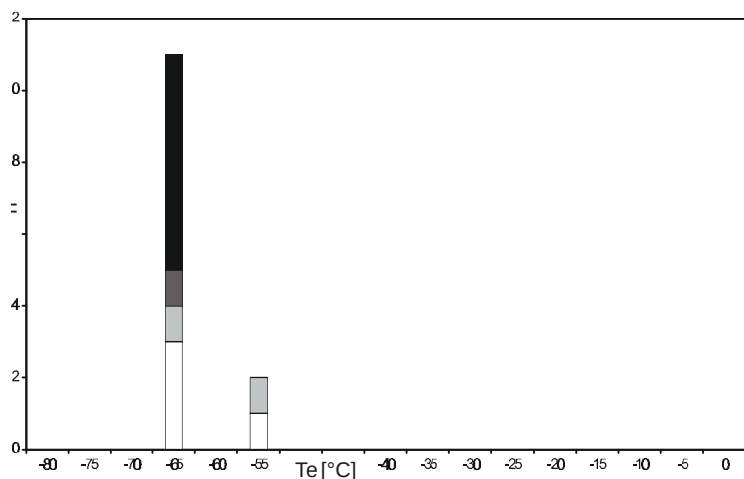
**Bohrung Karstädt-Nord 4/64
(Probe: KdN1, KdN3, KdN4)**

- KdN1; Kluft-Kalzit, prim. LV-FI
- ▤ KdN3; Kluft-Kalzit, sek. LV-FI
- KdN4; Quarz-Detritus, sek.1 LV-FI

**Dogger - Sandstein (KdN1)
Lias - Ton-/Sandstein (KdN3, KdN4)**

Anhang A4: Te-Histogramme

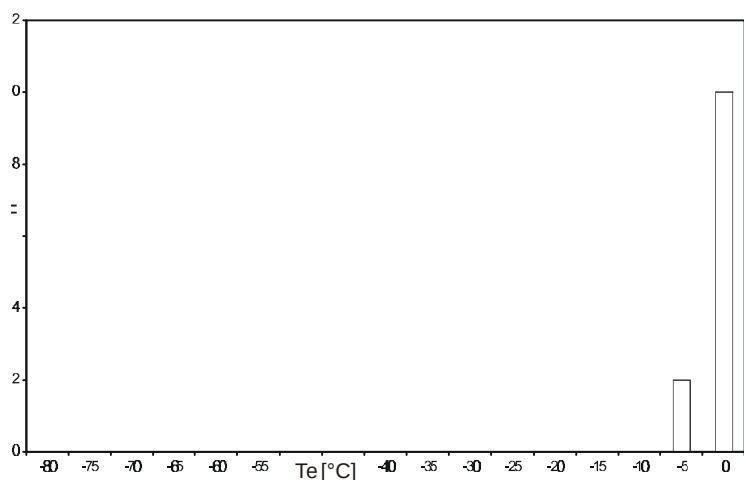
(j): Bohrung: Eldena 1/74



Bohrung Eldena 1/74 (Probe: EI1, EI6)

- EI1, Kluft-Anhydrit, prim. LV-FI
- EI1, Kluft-Kalzit, prim. LV-FI
- EI1, Kluft-Kalzit, sek. LV-FI
- EI6, Kluft-Kalzit, prim. LV-FI

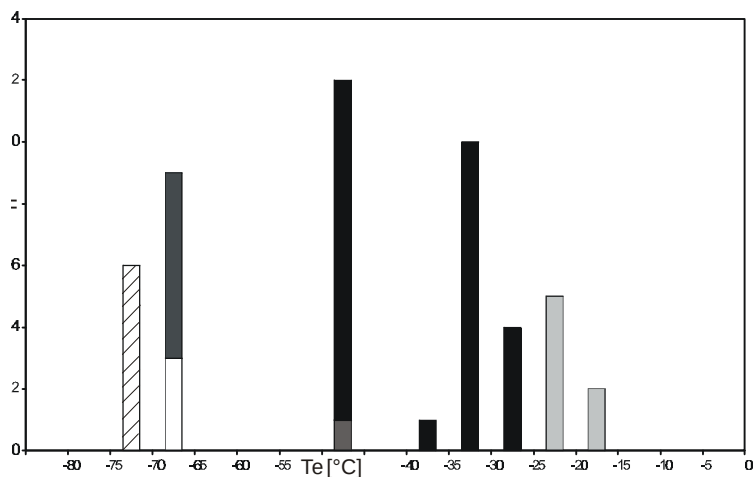
**Zechstein - Anhydrit (EI1)
Rotliegend - Sandstein (EI6)**



Bohrung Eldena 1/74 (Probe: EI7)

- EI7, Quarz-Detritus, sek. LV-FI

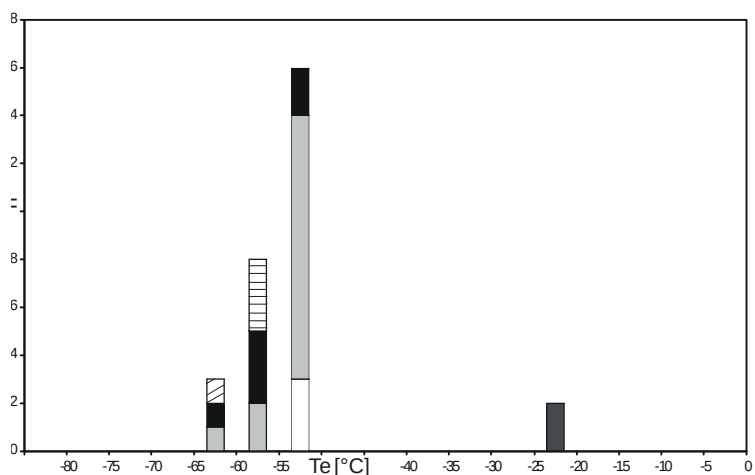
Rotliegend - Sandstein (EI7)



Bohrung Eldena 1/74 (Probe: EI4, EI5)

- EI4, Kluft-Kalzit, sek. LV-FI
- EI4, Quarz-Detritus, sek. LV-FI
- ▨ EI5, Kluft-Kalzit, prim.? LV-FI
- EI5, Kluft-Quarz I, prim?&sek. LV-FI
- EI5, Kluft-Quarz II, prim?&sek. LV-FI

**Rotliegend - Sandstein (EI4)
Rotliegend - Konglomerat (EI5)**



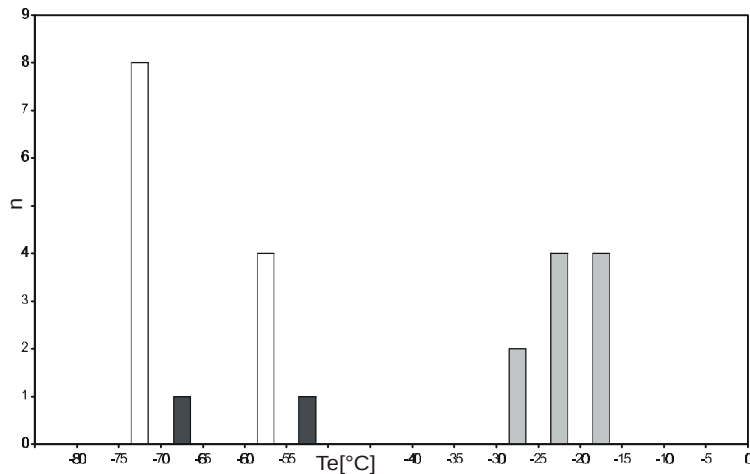
Bohrung Eldena 1/74 (Probe: EI3, EI2)

- EI3; Quarz-Zement; sek. LV-FI
- EI3; Quarz-Detritus; sek. LV-FI
- EI2; Kluft-Quarz I; sek. LV-FI
- EI2; Kluft-Quarz II; sek. LV-FI
- EI2; Kluft-Siderit I; prim. LV-FI
- ▨ EI2; Kluft-Dolomit II; prim. LV-FI

Oberkarbon - Sandstein

Anhang A4: Te-Histogramme

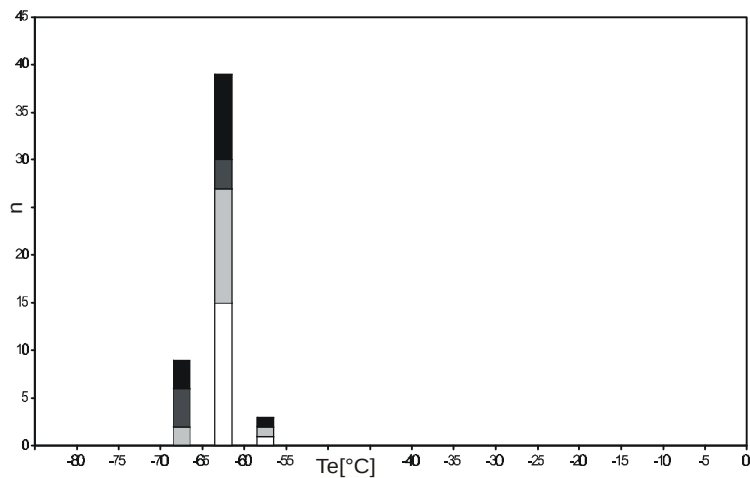
(k): Bohrung: Salzwedel 2/64



Bohrung Salzwedel 2/64
(Probe: Sw15, Sw7)

- Sw7, Quarz-Detritus, sek. LV-FI
- Sw15, Kluft-Anhydrit, prim. LV-FI
- Sw-Halit, Kluft-Halit, prim. LV-FI

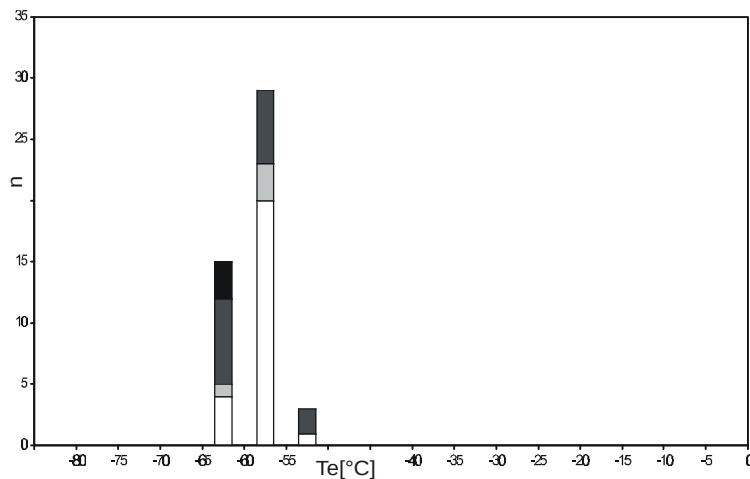
Zechstein - Anhydrit (Sw15)
Rotliegend - Sandstein (Sw7)



Bohrung Salzwedel 2/64 (Probe: Sw5, Sw6)

- Sw5, Kluft-Baryt, prim. LV-FI
- Sw5, Kluft-Baryt, sek. LV-FI
- Sw6, Kluft-Baryt, sek? LV-FI
- Sw6, Kluft-Kalzit, sek. LV-FI

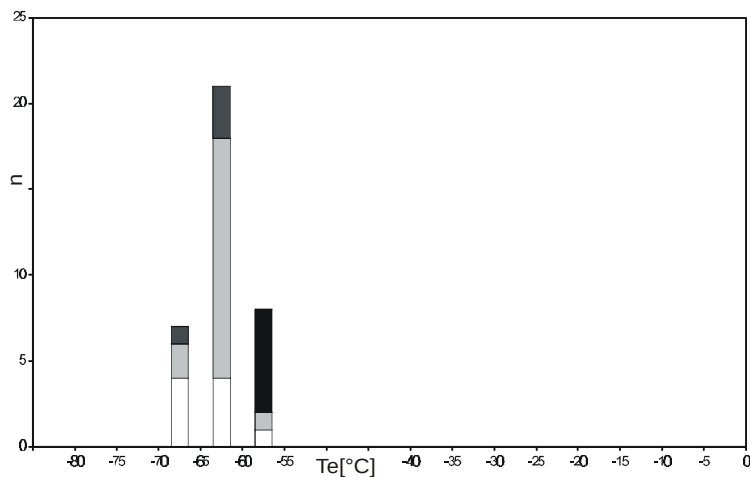
Rotliegend - Vulkanit



Bohrung Salzwedel 2/64 (Probe: Sw4)

- Sw4, Kluft-Kalzit I, prim. LV-FI
- Sw4, Kluft-Kalzit I, sek. LV-FI
- Sw4, Kluft-Kalzit II, prim. LV-FI
- Sw4, Kluft-Kalzit II, sek. LV-FI

Rotliegend - Vulkanit



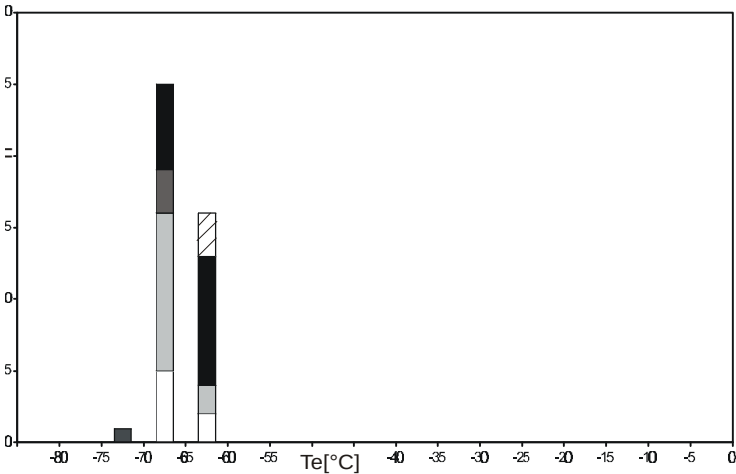
Bohrung Salzwedel 2/64 (Probe: Sw3)

- Sw3, Kluft-Kalzit I, prim. LV-FI
- Sw3, Kluft-Kalzit I, sek. LV-FI
- Sw3, Kluft-Kalzit II, prim. LV-FI
- Sw3, Kluft-Kalzit II, sek. LV-FI

Rotliegend - Vulkanit

Anhang A4: Te-Histogramme

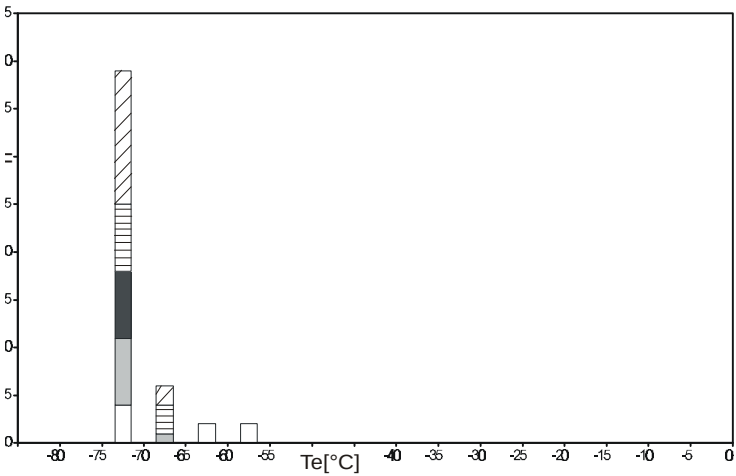
(I): Bohrung: Salzwedel 2/64, Pretzier 1/77



Bohrung Salzwedel 2/64 (Probe: Sw1, Sw2)

- Sw1; Kluft-Kalzit, prim. LV-FI
- ▤ Sw1; Kluft-Kalzit, sek. LV-FI
- Sw1; Kluft-Quarz, sek. LV-FI
- Sw2; Kluft-Kalzit, prim. LV-FI
- ▤ Sw2; Kluft-Kalzit, sek. LV-FI

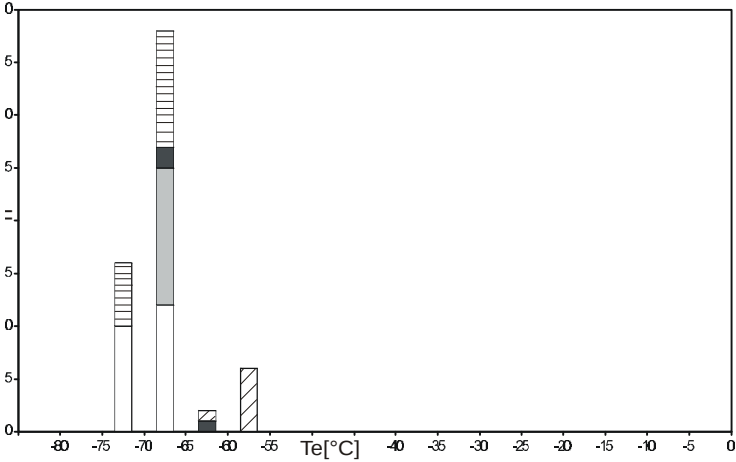
Rotliegend - Vulkanit



Bohrung Pretzier 1/77 (Probe: Prz1)

- Prz1; Kluft-Kalzit I, prim. LV-FI
- ▤ Prz1; Kluft-Kalzit I, sek. LV-FI
- Prz1; Kluft-Kalzit II, prim. LV-FI
- ▤ Prz1; Kluft-Kalzit II, sek. LV-FI
- ▤ Prz1; Kluft-Quarz I, prim. & sek. LV-FI

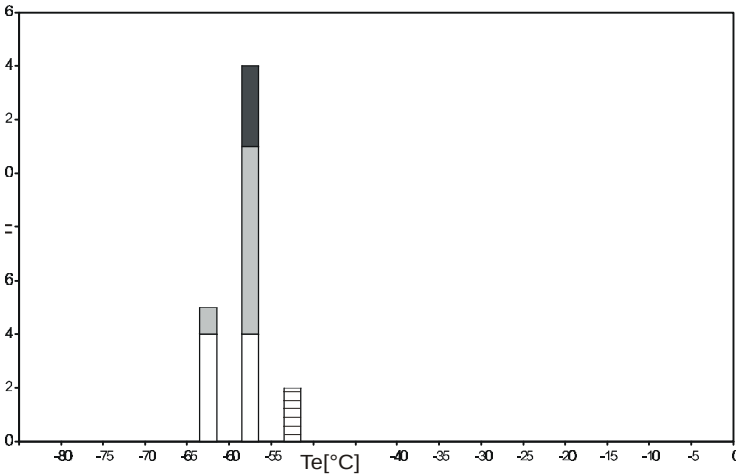
Rotliegend - Vulkanit



Bohrung Pretzier 1/77 (Probe: Prz2)

- Prz2; Kluft-Kalzit I, prim. LV-FI
- ▤ Prz2; Kluft-Kalzit I, sek. LV-FI
- Prz2; Kluft-Kalzit II, prim. LV-FI
- ▤ Prz2; Kluft-Quarz I, sek. LV-FI
- ▤ Prz2; Kluft-Quarz II, sek. LV-FI

Rotliegend - Vulkanit



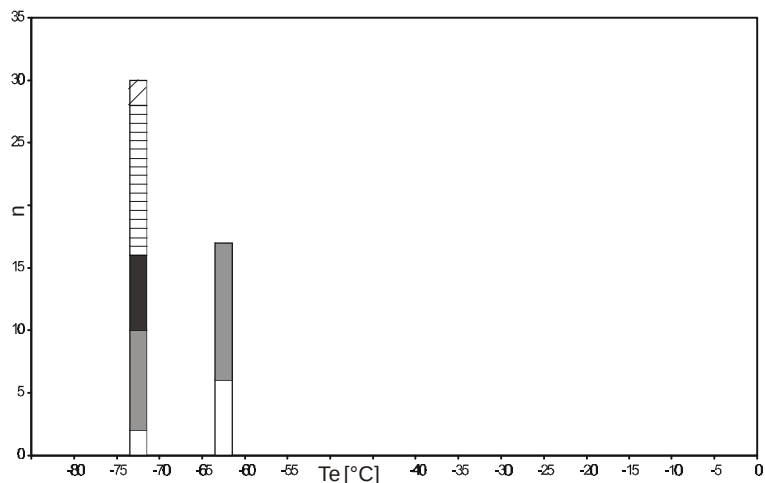
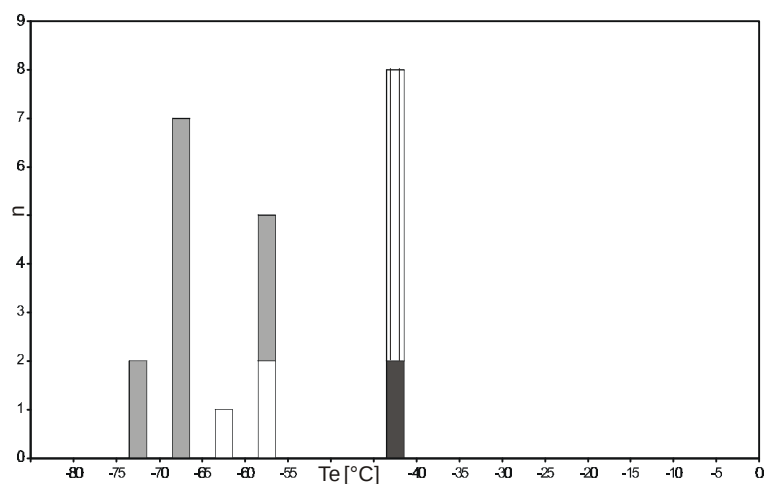
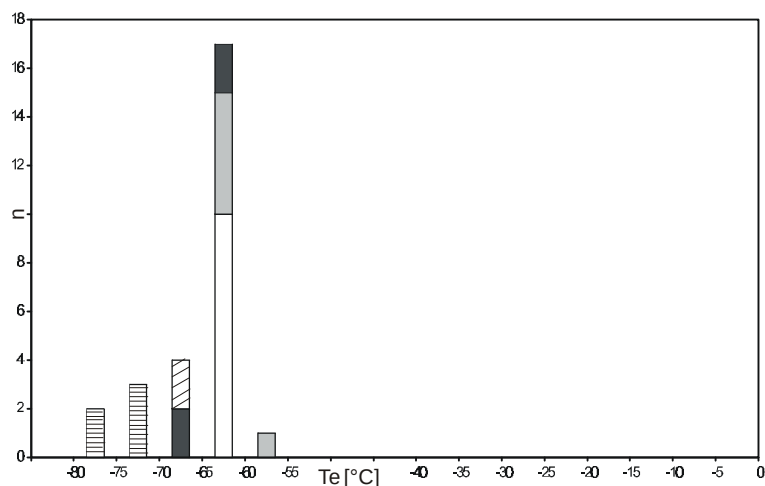
Bohrung Pretzier 1/77 (Probe: Prz3)

- Prz3; Kluft-Kalzit I, prim. LV-FI
- ▤ Prz3; Quarz-Detritus, sek. LV-FI
- Prz3; Kluft-Quarz, prim. LV-FI
- ▤ Prz3; Kluft-Quarz, sek. LV-FI

Rotliegend - Sandstein

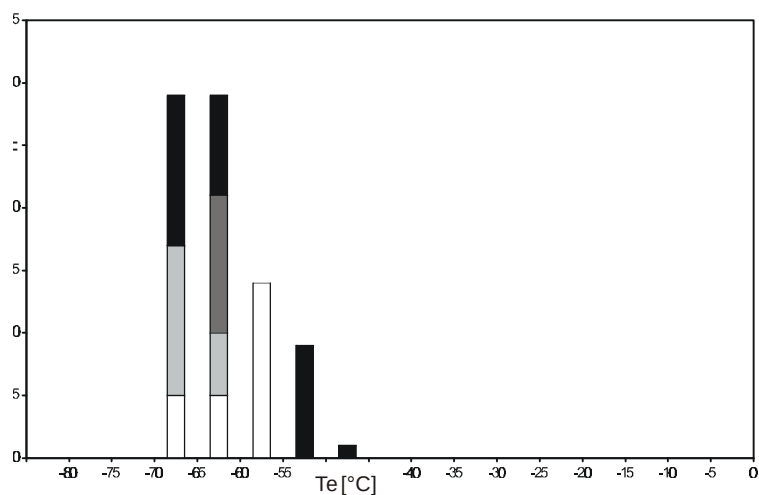
Anhang A4: Te-Histogramme

(m): Bohrung: Pretzier 1/77



Anhang A4: Te-Histogramme

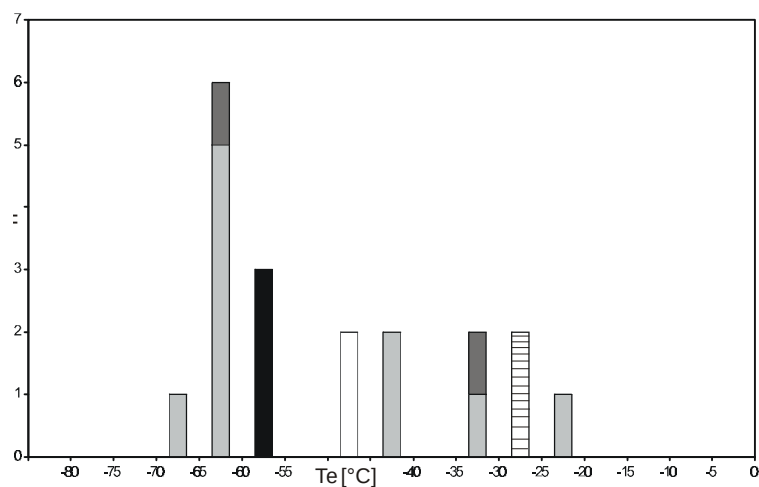
(n): Bohrung: Penkun 1/71



Bohrung Penkun 1/71 (Probe: PeH1, PeDD1)

- PeH1; Kluft-Kalzit, prim. LV-FI
- ▒ PeH1; Kluft-Kalzit, sek. LV-FI
- ▒ PeH1; Kluft-Quarz, prim. LV-FI
- ▒ PeH1; Kluft-Quarz, sek. LV-FI
- PeDD1; Kluft-Kalzit, prim. LV-FI

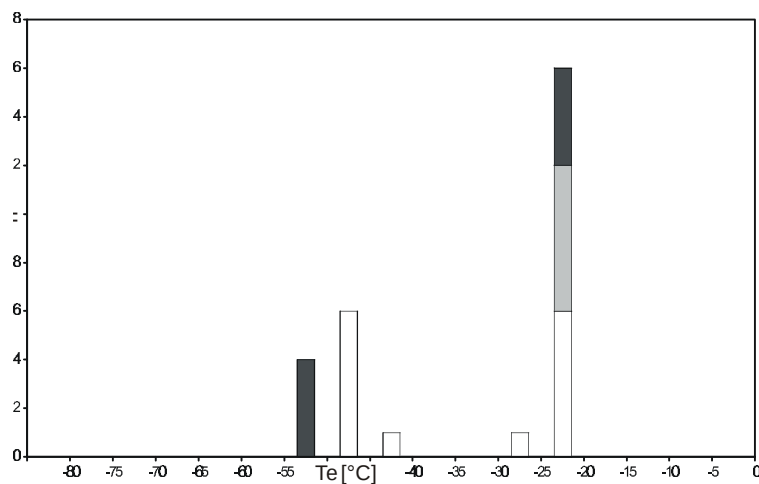
Rotliegend - Vulkanit



Bohrung Penkun 1/71 (Probe: PeLL1, PeGG1)

- PeLL1; Kluft-Quarz, prim. LV-FI
- ▒ PeLL1; Kluft-Quarz, sek. LV-FI
- ▒ PeGG1; Kluft-Kalzit, prim. LV-FI
- ▒ PeGG1; Kluft-Kalzit, sek. LV-FI
- PeGG1; Kluft-Fluorit, sek? LV-FI

Rotliegend - Vulkanit



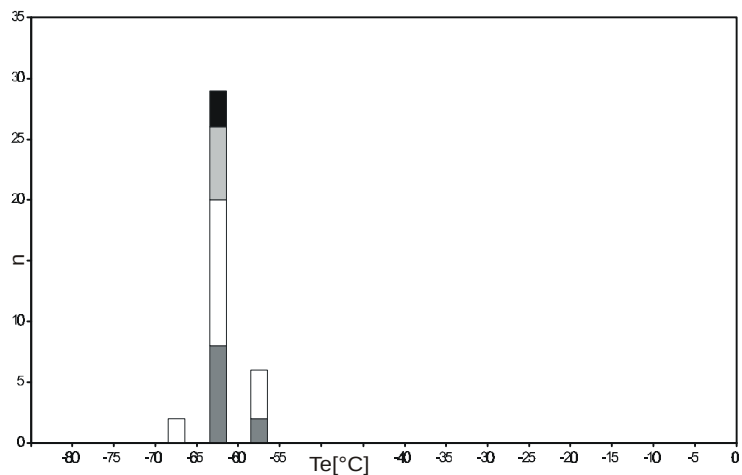
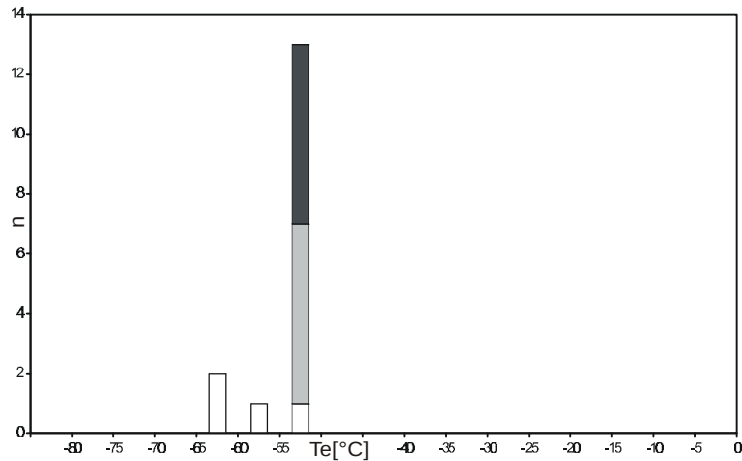
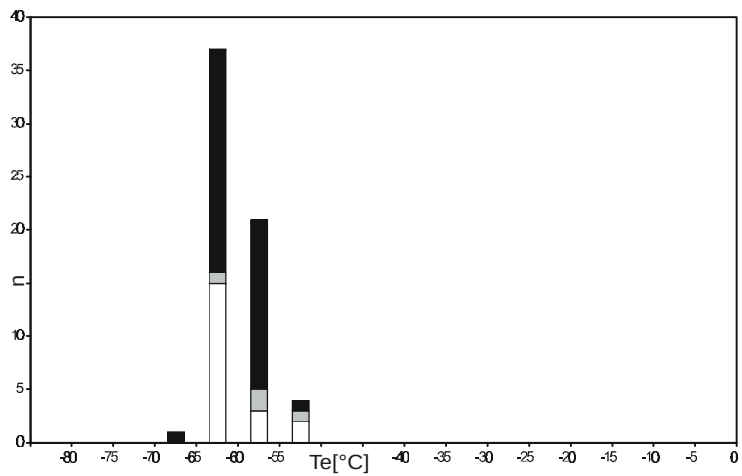
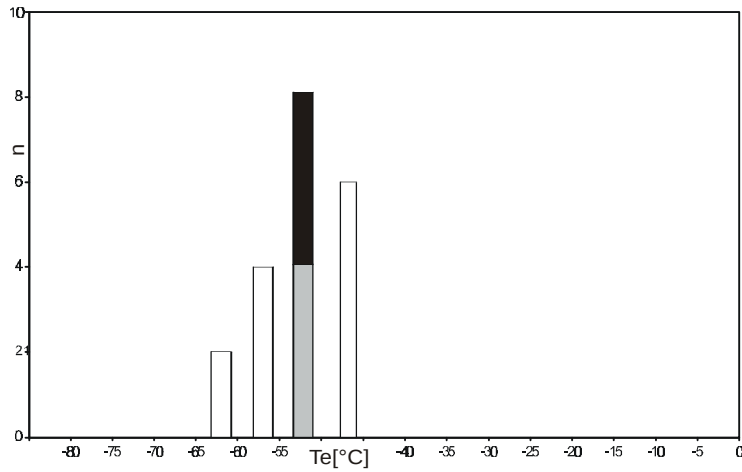
Bohrung Penkun 1/71 (Probe: PeL1, PeQQ1)

- PeL1; Kluft-Kalzit, prim. LV-FI
- ▒ PeL1; Kluft-Kalzit, sek. LV-FI
- PeQQ1; Matrix-Quarz, prim. LV-FI

Rotliegend - Vulkanit

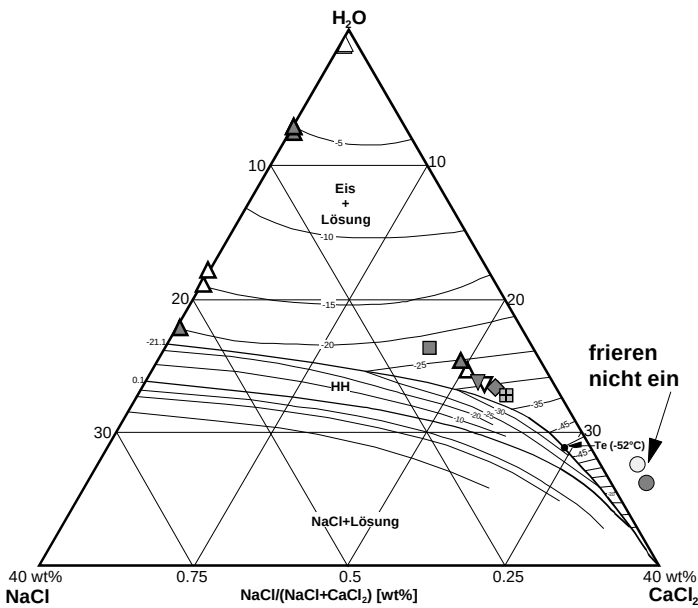
Anhang A4: Te-Histogramme

(o): Bohrung: Roxföörde 2/62



Anhang A5: CaCl₂-NaCl-H₂O-Diagramme

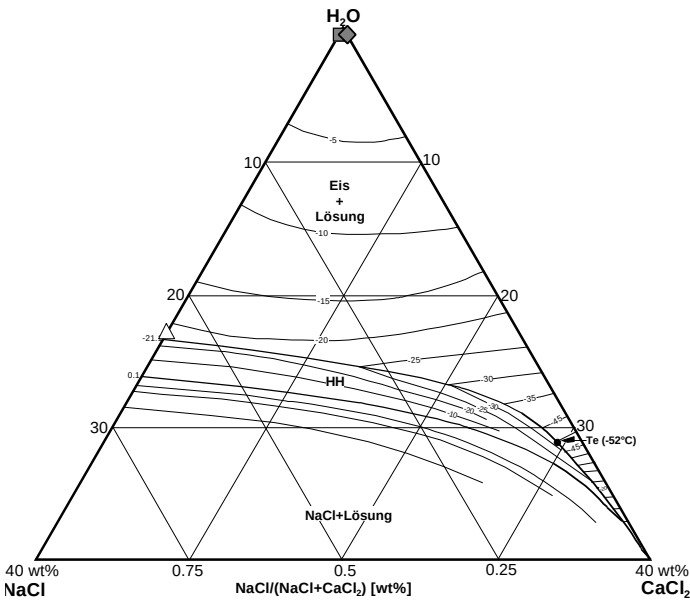
(a): Bohrung: Rügen 1/63



Bohrung Rügen 1/63 (Probe Rn2, Rn10, Rn11, Rn12)

- Rn2; Kluft-Anhydrit, prim. LV-FIA
- Rn2; Kluft-Anhydrit, sek. LV-FIA
- △ Rn10;Kluft-Kalzit, prim. LV-FIA
- ▲ Rn10;Kluft-Kalzit, sek. LV-FIA
- ▽ Rn11;Kluft-Kalzit, prim. LV-FIA
- ▼ Rn11;Kluft-Kalzit, sek. LV-FIA
- ▣ Rn11;Kluft-Quarz I,sek. LV-FIA
- Rn11;Kluft-Quarz II,sek. LV-FIA
- ◆ Rn12;Kluft-QuarzI,sek. LV-FIA

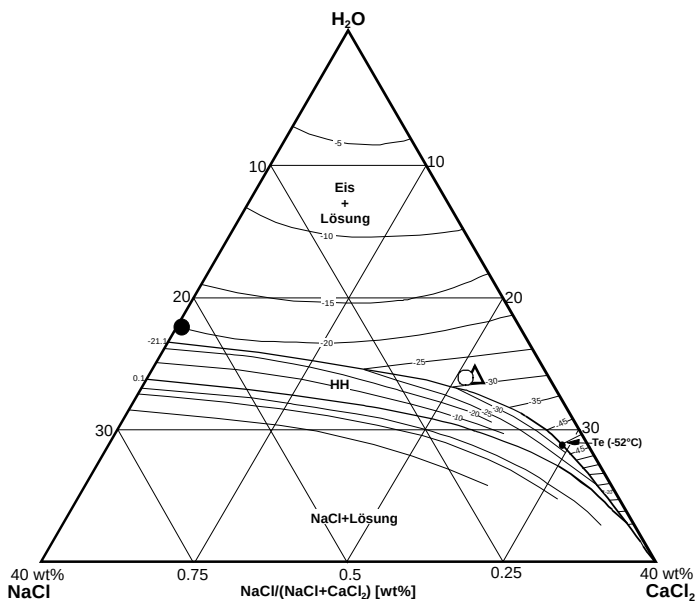
Zechstein - Anhydrit (Rn2)
Rotliegend - Vulkanit (Rn10, Rn11, Rn12)



Bohrung Rügen 1/63 (Probe: Rn8, Rn6)

- △ Rn8; Kalzit-Zement, prim. LV-FIA
- Rn8; Quarz-Detritus, sek. LV-FIA
- ◆ Rn6; Quarz-Detritus, sek. LV-FIA

Oberkarbon - Sandstein



Bohrung Rügen 1/63 (Probe Rn3)

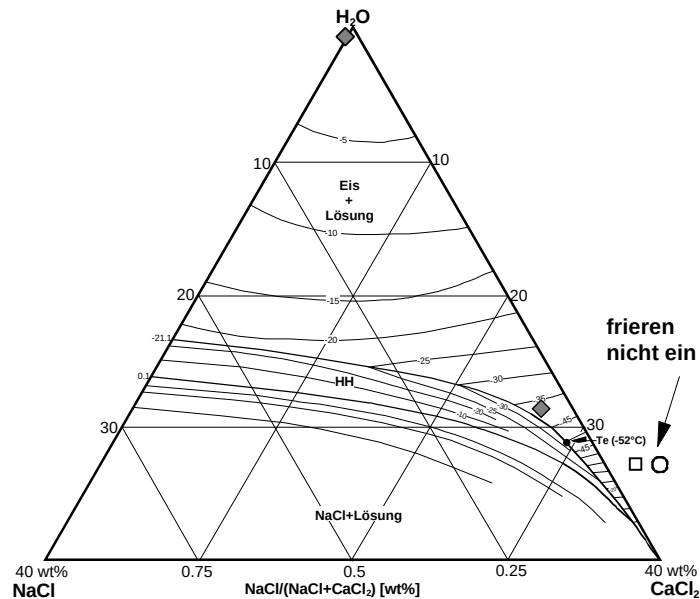
- △ Rn3; Kluft-Kalzit, prim. LV-FIA
- Rn3; Kluft-Quarz, prim. LV-FIA
- Rn3; Kluft-quarz, sek. LV-FIA

Oberkarbon - Sandstein

Anhang A5: CaCl_2 - NaCl - H_2O -Diagramme

(b): Bohrung: Grimmen 21/64 & 1/62,
Triebsees 1/65, Samtens 101/62

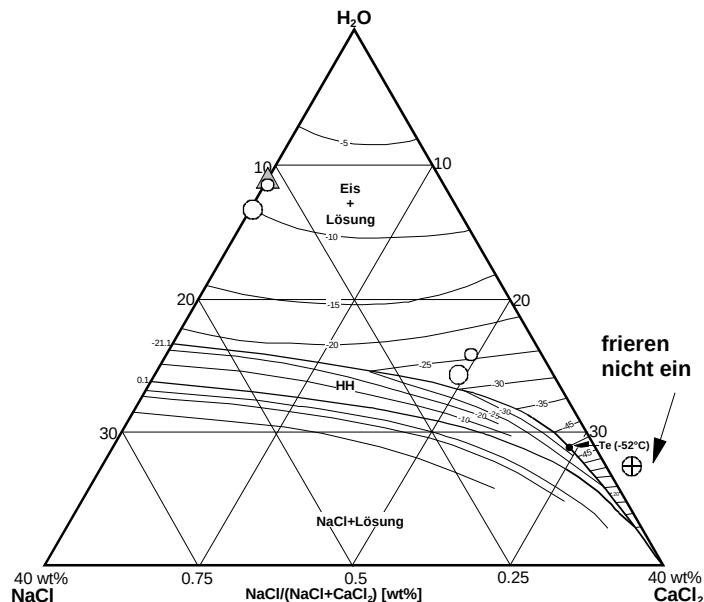
Bohrung Grimmen 1/62&21/64 (Probe Gm2,
Gm3)



- Gm2; Anhydrit-Neubildung, prim. LV-FIA
- Gm3; Kluft-Quarz, prim. LV-FIA
- ◆ Gm3; Quarz-Detritus, sek. LV-FIA

Zechstein - Anhydrit (Gm2)
Rotliegend - Vulkanit (Gm3)

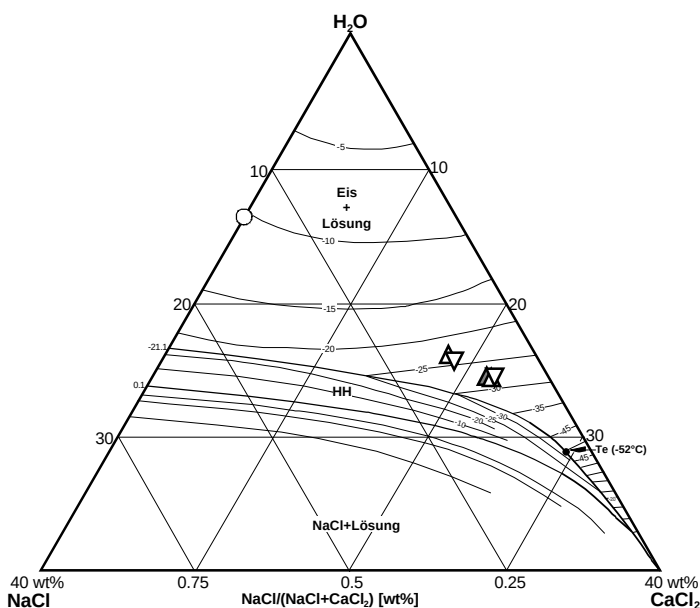
Bohrung Triebsees 1/65 (Probe: Tbe1, Tbe3)



- Tbe3, "chicken wire"-Anhydrit, prim. LV-FIA
- Tbe3, Kluft-Anhydrit, prim. LV-FIA
- △ Tbe3, Kluft-Kalzit, sek. LV-FIA
- ⊕ Tbe1, Anhydrit-Neubildung, prim. LV-FIA

Zechstein - Anhydrit

Bohrung Samtens 101/62 (Probe: Sam4,
Sam5, Sam7)

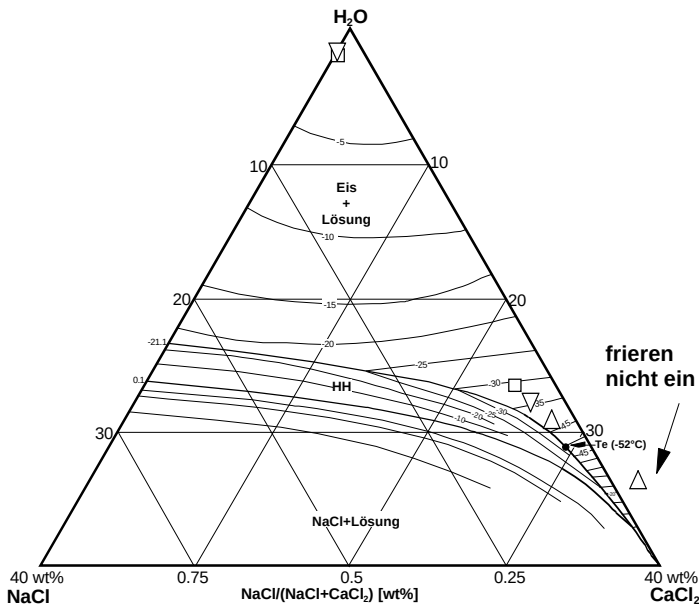


- △ Sam4; Kluft-Drusen-Kalzit, prim. LV-FIA
- ▲ Sam4; Drusen-Kalzit, sek. LV-FIA
- ▽ Sam5; Kluft-Drusen-Kalzit, prim. LV-FIA
- Sam7; "chicken-wire-Anhydrit", prim. LV-FIA

Rotliegend - Sandstein (Sam7)
Rotliegend - Vulkanit (Sam4, Sam5)

Anhang A5: CaCl₂-NaCl-H₂O-Diagramme

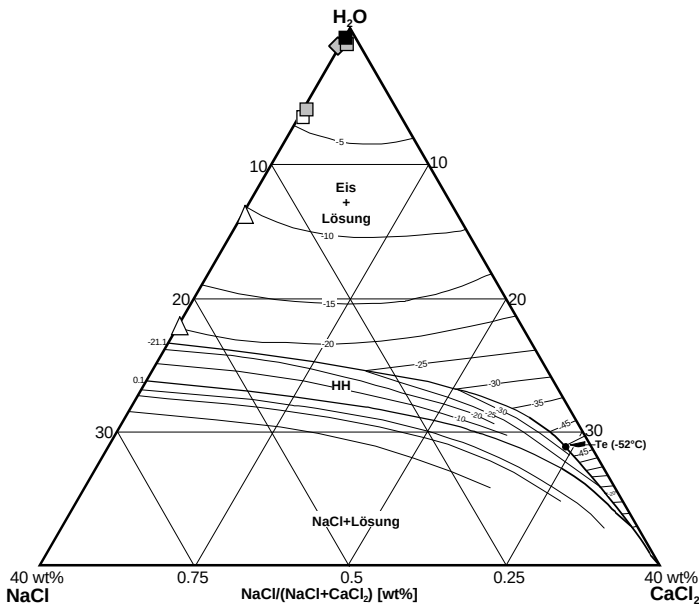
(c): Bohrung: Richtenberg 4/65



Bohrung Richtenberg 4/65 (Probe: Ric2, Ric3)

- △ Ric2, Kluft-Kalzit, prim. LV-FIA
- ▽ Ric3, Kalzit-Zement, prim. LV-FIA
- Ric3, Quarz-Zement, prim. LV-FIA

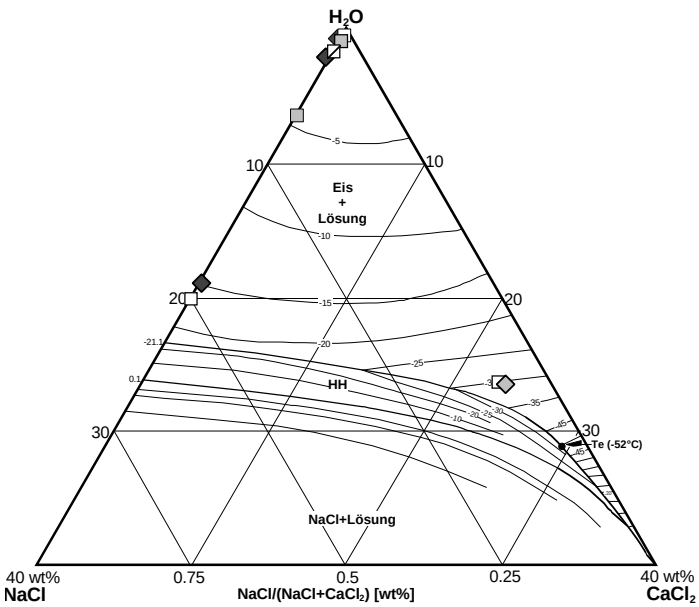
Zechstein - Karbonat (Ric2)
Rotliegend - Sandstein (Ric3)



Bohrung Richtenberg 4/65 (Probe: Ric5, Ric6)

- △ Ric5; Drusen-Kalzit, prim. LV-FIA
- Ric5, Quarz-Mobilisat, sek. LV-FIA
- Ric6; Quarz-Zement, prim. LV-FIA
- ▣ Ric6; Quarz-Zement, sek. LV-FIA
- ◆ Ric6; Quarz-Detritus, sek. LV-FIA

Rotliegend - Vulkanit (Ric5)
Oberkarbon - Sandstein (Ric6)



Bohrung Richtenberg 4/65 (Probe: Ric 7, Ric8)

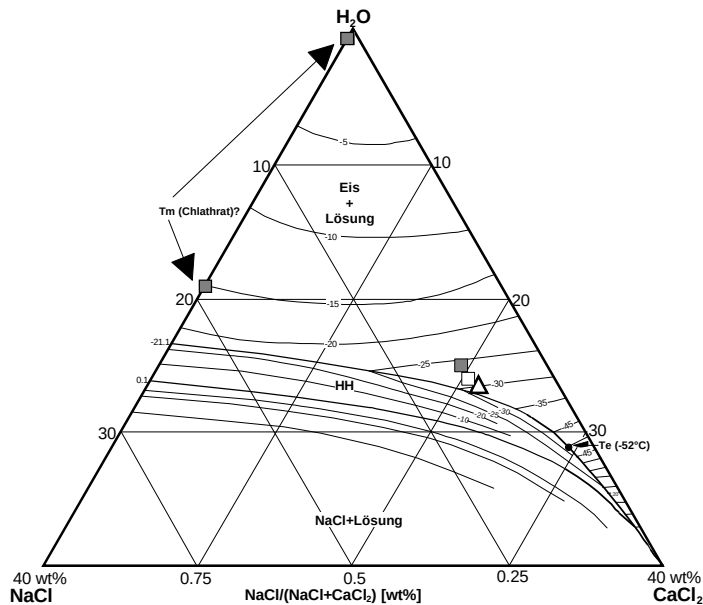
- Ric7; Quarz-Zement, prim. LV-FIA
- ▣ Ric7; Quarz-Zement, sek. LV-FIA
- ◆ Ric7; Quarz-Detritus, sek. LV-FIA
- ▧ Ric8; Quarz-Zement, prim. LV-FIA
- ◆ Ric8; Quarz-Detritus, sek. LV-FIA

Oberkarbon - Sandstein

Anhang A5: CaCl_2 - NaCl - H_2O -Diagramme

(d): Bohrung: Stavenhagen 1/76
Marnitz-Ost 101/64

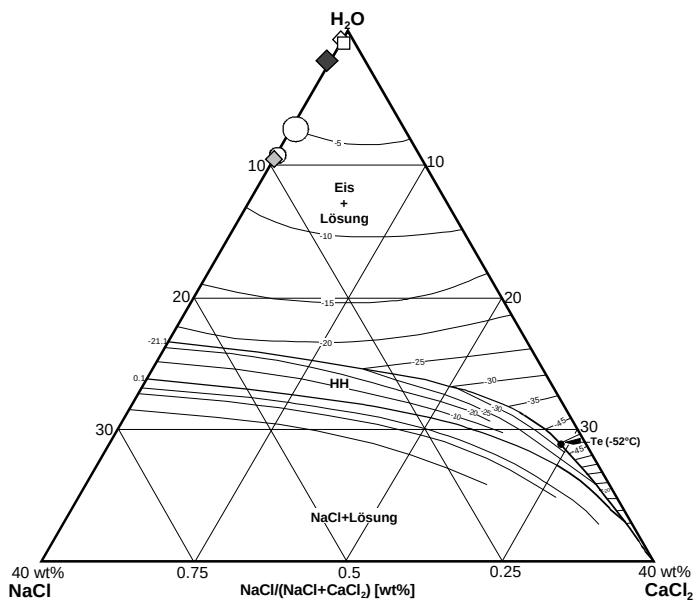
Bohrung Stavenhagen 1/76 (Probe: Stav1, Stav2)



- Stav1; Kluft-Quarz, prim. LV-FIA
- △ Stav2; Kalzit-Zement, prim. LV-FIA
- Stav2; Kluft-Quarz, prim.&sek. LV-FIA

Rotliegend - Vulkanit (Stav1)
Rotliegend - Konglomerat (Stav2)

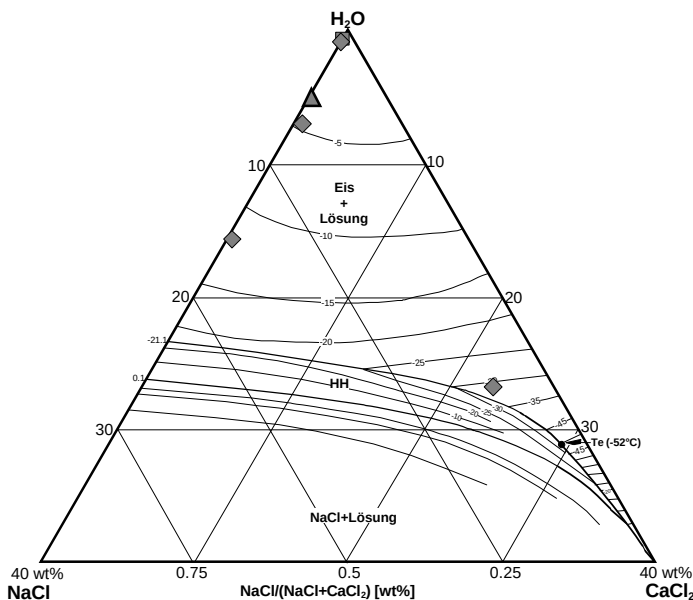
Bohrung Stavenhagen 1/76 (Probe: Stav3 Stav5, Stav8)



- ◇ Stav3, Quarz-Detritus, sek. LV-FIA
- Stav5, Anhydrit-Konkretion, prim. LV-FIA
- Stav5, Quarz-Zement, prim.? LV-FIA
- ◆ Stav5, Quarz-Detritus, sek. LV-FIA
- Stav8, Anhydrit-Zement, prim. LV-FIA
- ◇ Stav8, Quarz-Detritus, sek. LV-FIA

Rotliegend - Siltstein

Bohrung Marnitz-Ost 101/64 (Probe: Mnz2, Mnz3)



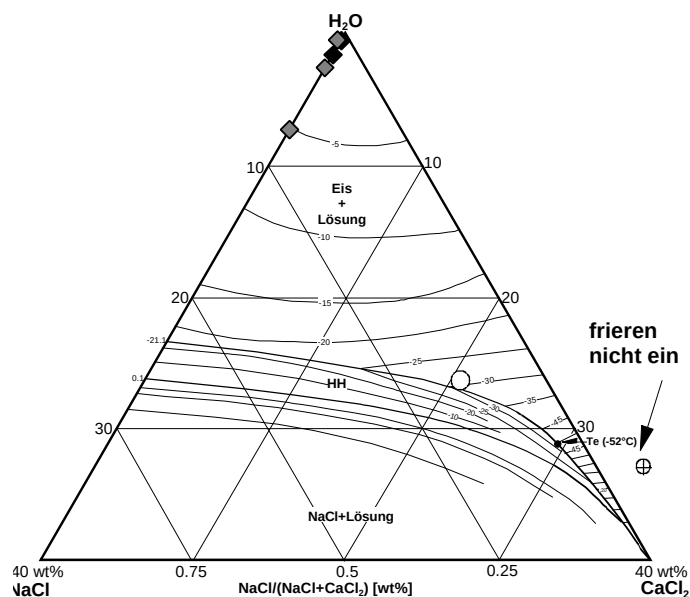
- ▲ Mnz2; Kalzit-Zement, sek. LV-FIA
- ◆ Mnz3, Quarz-Detritus, sek. LV-FIA
- Mnz3, Quarz-Zement, sek. LV-FIA

Lias-Kalkstein (Mnz2) - Sandstein (Mnz3)

Anhang A5: CaCl₂-NaCl-H₂O-Diagramme

(e): Bohrung: Parchim 1/68

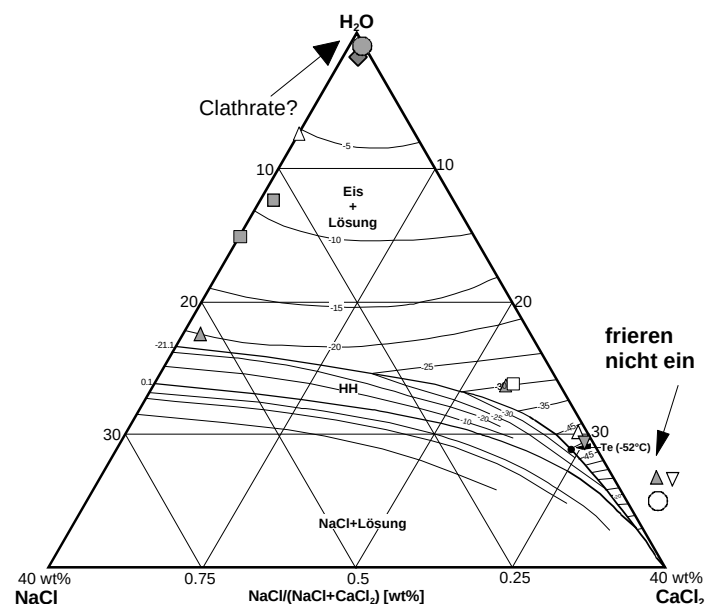
Bohrung Parchim 1/68 (Probe: Pa11, Pa13)



- ◆ Pa11; Quarz-Detritus, sek. LV-FIA
- ◆ Pa11; Quarz-Detritus, sek. LV-FIA
- ⊕ Pa11; Anhydrit-Zement, prim. LV-FIA
- Pa13, Anhydrit-Zement, prim. LV-FIA

Zechstein - Anhydrit (Pa13)
Rotliegend - Siltstein (Pa11)

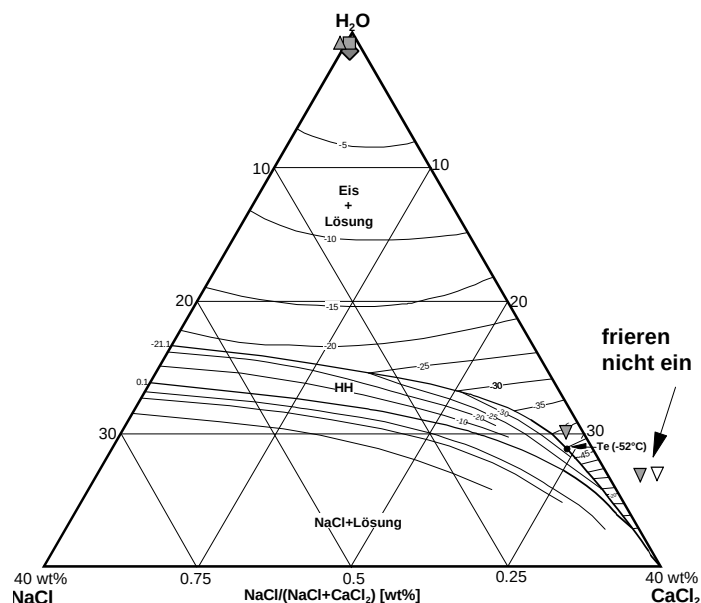
Bohrung Parchim 1/68 (Probe: Pa8, Pa9)



- Pa8, Kluft-Anhydrit, sek. LV-FIA
- △ Pa8, Kluft-Kalzit, prim. LV-FIA
- △ Pa8, Kluft-Kalzit, sek. LV-FIA
- ▽ Pa9, Kluft-Kalzit, prim. LV-FIA
- ▽ Pa9, Kluft-Kalzit, sek. LV-FIA
- ▽ Pa9, Kluft-Quarz, prim. LV-FIA
- ▽ Pa9, Kluft-Quarz, sek. LV-FIA
- ◆ Pa9; Quarz-Detritus, sek. LV-FIA
- Pa9, Kluft-Anhydrit, prim. LV-FIA

Rotliegend - Silt-/Tonstein

Bohrung Parchim 1/68 (Probe: Pa6, Pa7)

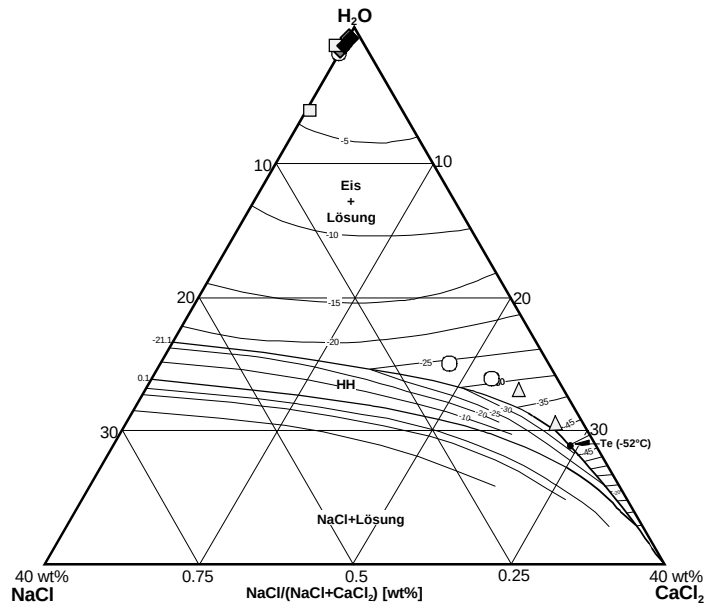


- △ Pa6, Kluft-Kalzit, sek. LV-FIA
- ◆ Pa6; Quarz-Detritus, sek. LV-FIA
- ◆ Pa6; Quarz-Zement, sek. LV-FIA
- ▽ Pa7, Kluft-Kalzit, prim. LV-FIA
- ▽ Pa7, Kluft-Kalzit, sek. LV-FIA

Rotliegend - Silt-/Tonstein (Pa7)
Rotliegend - Sandstein (Pa6)

Anhang A5: CaCl₂-NaCl-H₂O-Diagramme

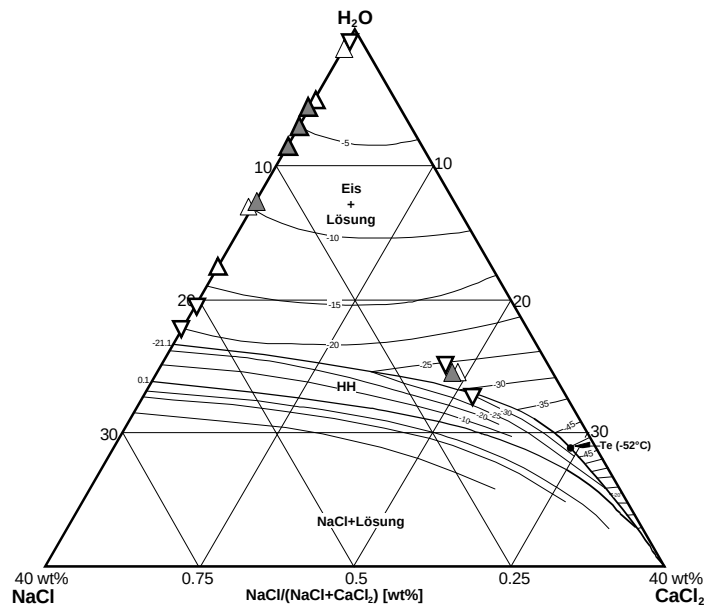
(f): Bohrung: Parchim 1/68



Bohrung Parchim 1/68 (Probe: Pa4, Pa5)

- △ Pa4, Kluft-Kalzit, sek. LV-FIA
- ◆ Pa4; Quarz-Detritus, sek. LV-FIA
- Pa5; Anhydrit-Zement-, prim. LV-FIA
- ◆ Pa5; Quarz-Detritus, sek. LV-FIA
- Pa5; Quarz-Zement, prim. LV-FIA

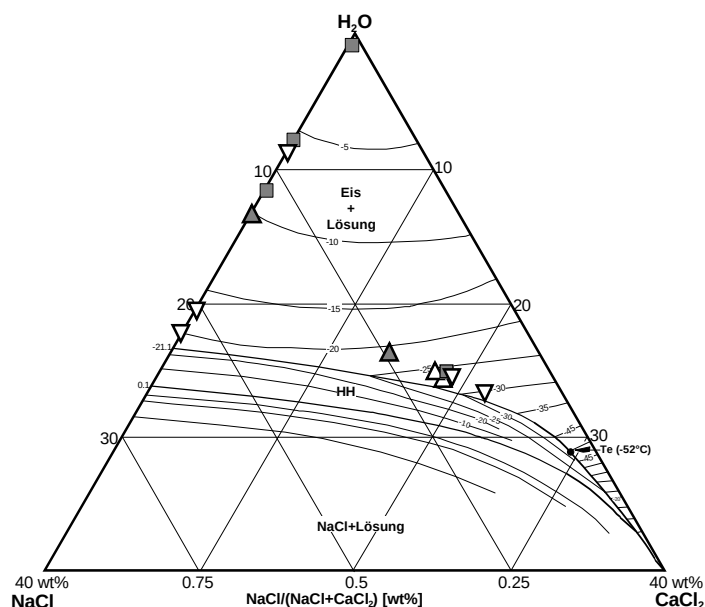
Rotliegend - Konglomerat (Pa5)
Rotliegend - Sandstein (Pa4)



Bohrung Parchim 1/68 (Probe: PaL1, PaA1)

- ▽ PaL1, Drusen-Kalzit, prim. LV-FIA
- △ PaA1, Kluft-Kalzit, ,prim. LV-FIA
- ▲ PaA1, Kluft-Kalzit, sek. LV-FIA

Rotliegend - Vulkanit



Bohrung Parchim 1/68 (Probe: PaL1, PaH5)

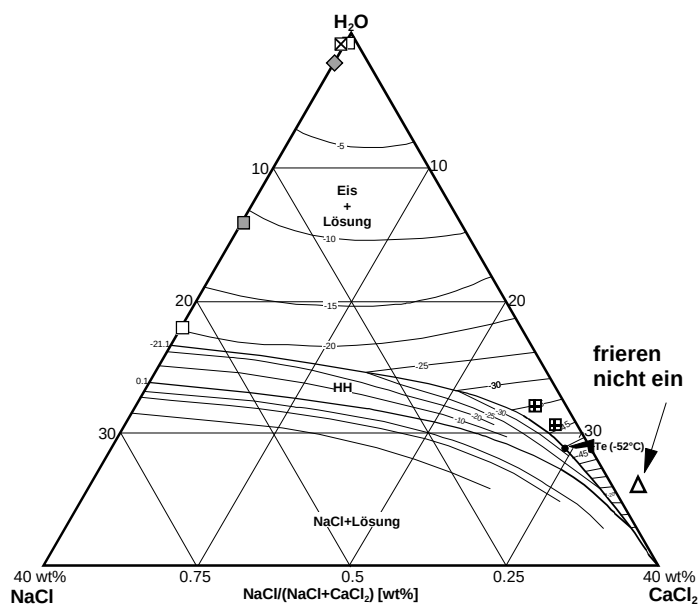
- △ PaL1, Kluft-Kalzit, prim. LV-FIA
- ▲ PaL1, Kluft-Kalzit, sek. LV-FIA
- ▽ PaH5, Kluft-Kalzit, prim. LV-FIA
- PaH5, Kluft-Chalcedon, sek. LV-FIA

Rotliegend - Vulkanit

Anhang A5: CaCl₂-NaCl-H₂O-Diagramme

(g): Bohrung: Parchim 1/68, Rambow 17/70
Rambow 12/69

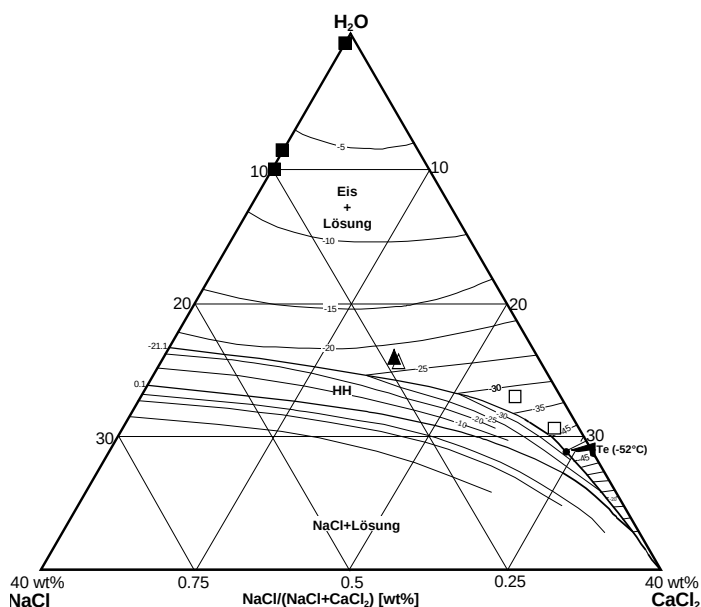
Bohrung Parchim 1/68 (Probe: Pa3)



- △ Pa3, Kluft-Kalzit, prim. LV-FIA
- Pa3;Kluft-Quarz I (idio.), prim. LV-FIA
- Pa3;Kluft-Quarz I (idio.), sek. LV-FIA
- ⊞ Pa3;Kluft-Quarz II, prim. LV-FIA
- ⊠ Pa3;Quarz-Zement, prim. LV-FIA
- ◆ Pa3;Quarz-Detritus, sek. LV-FIA

Oberkarbon - Pelit

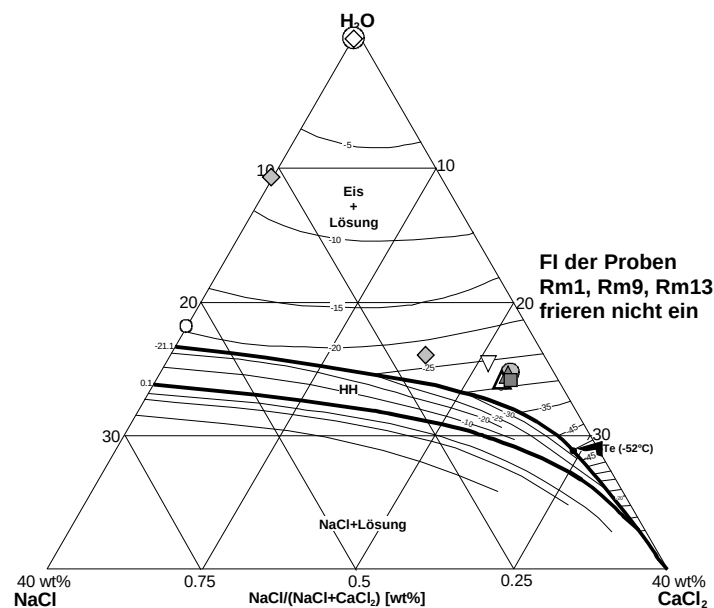
Bohrung Parchim 1/68 (Probe: Pa1, Pa2)



- △ Pa1, Kluft-Kalzit, prim. LV-FIA
- ▲ Pa1, Kluft-Kalzit, sek. LV-FIA
- Pa2;Kluft-Quarz, prim. LV-FIA
- Pa2;Kluft-Quarz, sek. LV-FIA

Oberkarbon? - Granodiorit (Pa2)
Oberkarbon - Pelit (Pa1)

Bohrung Rambow 12/69 (Rm2) Rambow 17/70 (Probe: Rm7, Rm10, Rm12)

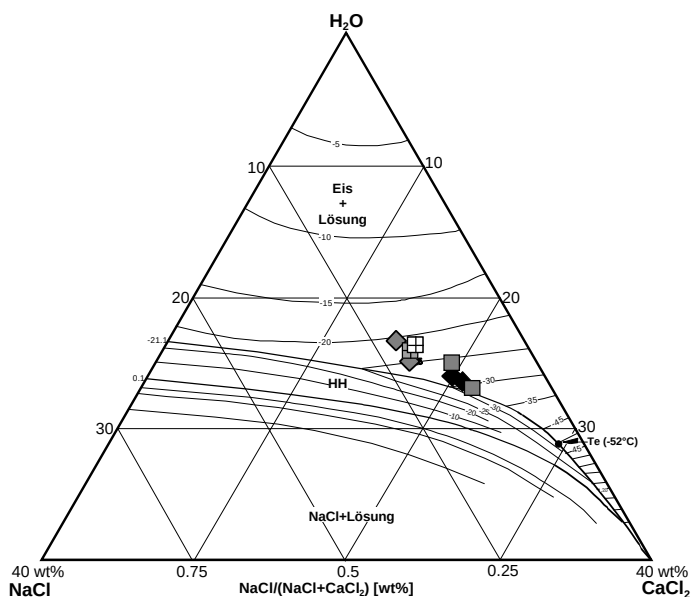


- △ Rm2; Kluft-Kalzit I, prim. LV-FIA
- ▲ Rm2; Kluft-Kalzit I, sek. LV-FIA
- ▽ Rm2; Kluft-Kalzit II, prim. LV-FIA
- Rm2; Quarz-Detritus, sek. LV-FIA
- Rm7; Kluft-Anhydrit, prim. LV-FIA
- ⊞ Rm10; "chicken wire"-Anhydrit, prim. LV-FIA
- Rm10; Anhydrit-Zement, prim. LV-FIA
- ◆ Rm12; Quarz-Detritus, sek. LV-FIA

Zechstein - Karbonat (Rm2)
Zechstein - Anhydrit (Rm7)
Rotliegend - Siltstein (Rm10, Rm12)

Anhang A5: CaCl₂-NaCl-H₂O-Diagramme

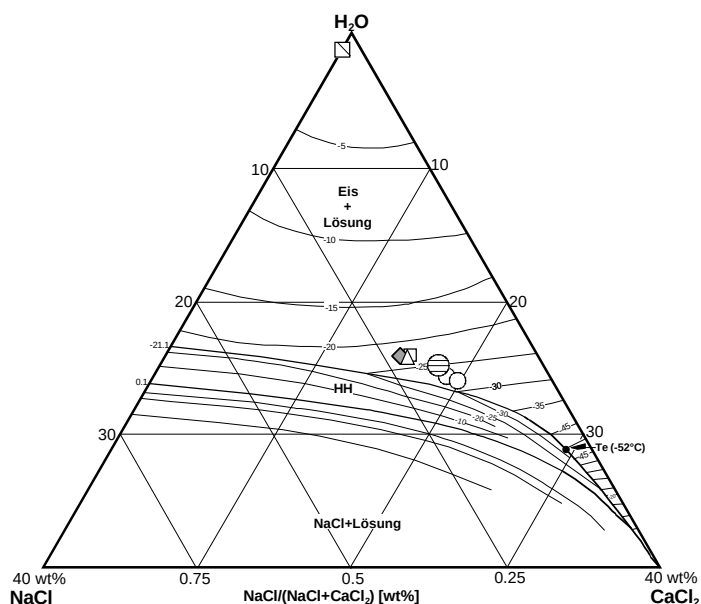
(h): Bohrung: Penzlin 1/75, Königsberg 1/7.



Bohrung Penzlin 1/75 (Probe: Pnl1, Pnl2)

- ◆ Pnl 1; Quarz-Mobilisat, sek. LV-FIA
- ◆ Pnl 2; Quarz-Mobilisat, prim. & sek. LV-FIA
- Pnl 2; Kluft-Quarz, prim. & sek. LV-FIA
- ▣ Pnl 2; Kluft-Fluorit, prim. LV-FIA
- ▣ Pnl 2; Kluft-Fluorit, sek. LV-FIA

Rotliegend - Vulkanit (Pnl1, Pnl2)



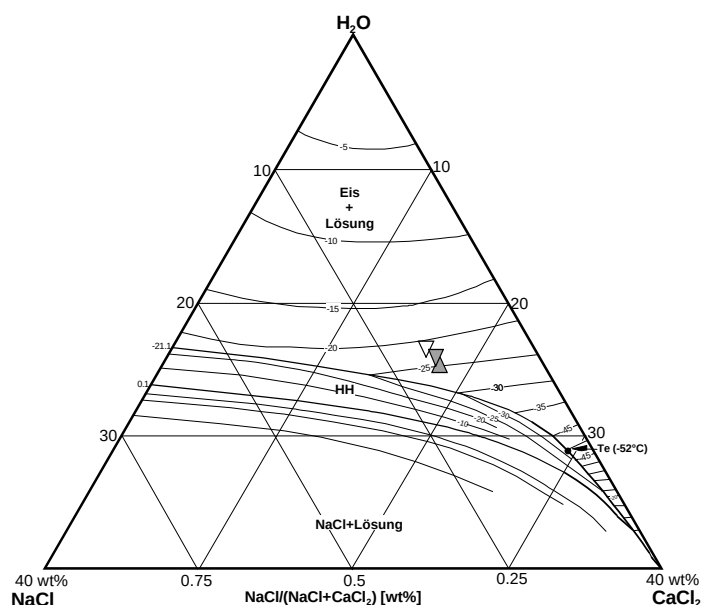
Bohrung Penzlin 1/75 (Probe: Pnl4, Pnl 6-8)

- Pnl4, Quarz-Zement, prim. LV-FIA (+N₂-FIA)
- ◆ Pnl4, Quarz-Detritus, sek. LV-FIA
- △ Pnl4, Kalzit-Zement, prim. LV-FIA
- ▣ Pnl6, Quarz-Zement, prim. LV-FIA (+N₂-FIA)
- Pnl7, Anhydrit-Konkretion, prim. LV-FIA (+N₂-FIA)
- ⊖ Pnl8, Anhydrit-Neubildung, prim. LV-FIA (+N₂-FIA)

Rotliegend - Sandstein (Pnl4)

Rotliegend - Silt-/Tonstein (Pnl6, Pnl7)

Zechstein - Anhydrit (Pnl8)



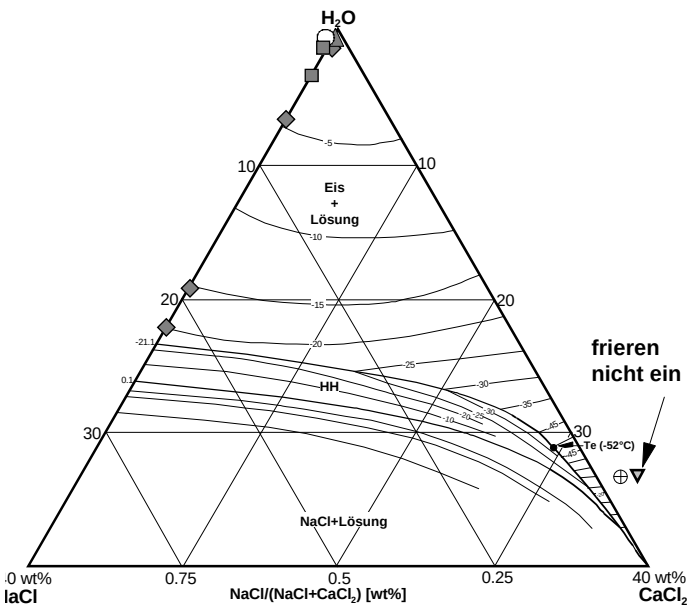
Bohrung Königsber 7/71 (Probe: Kgg1, Kgg2)

- ▲ Kgg1, Kluft-Ankerit, sek. LV-FIA
- ▽ Kgg1, Kluft-Dolomit, sek. LV-FIA
- ▽ Kgg2, Kluft-Dolomit, sek. LV-FIA

Buntsandstein - Kalkstein (Kgg1, Kgg2)

Anhang A5: CaCl₂-NaCl-H₂O-Diagramme

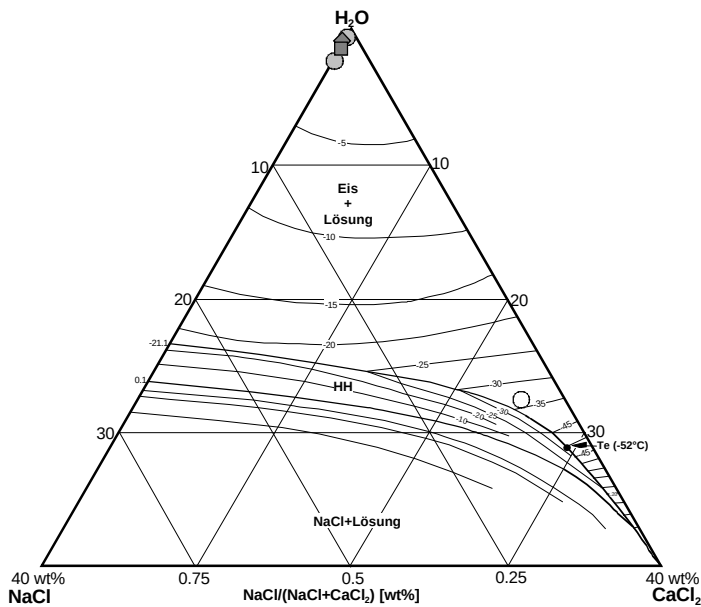
(i): Bohrung: Mirow 1/74



Bohrung Mirow 1/74 (Probe: Mi4)

- ⊕ Mi2; Kluft-Anhydrit, prim. LV-FIA
- ▼ Mi2; Kluft-Kalzit, sek. LV-FIA
- △ Mi4; Kalzit-Zement, sek. LV-FIA
- Mi4; Anhydrit-Zement, prim. LV-FIA
- ◆ Mi4; Quarz-Detritus, sek. LV-FIA
- Mi4; Quarz-Zement, sek. LV-FIA

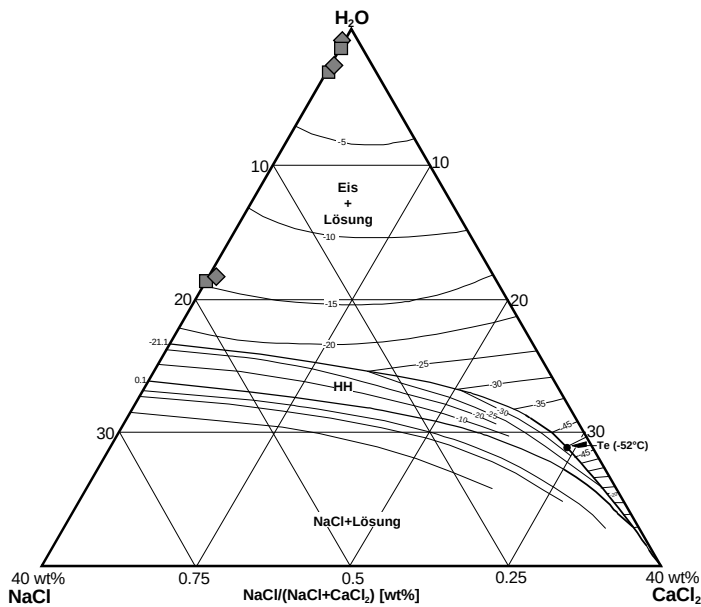
Zechstein - Karbonat (Mi2)
Rotliegend - Silt-/Tonstein (Mi4)



Bohrung Mirow 1/74 (Probe: Mi6)

- Mi6; Anhydrit-Zement, prim. LV-FIA
- Mi6; Anhydrit-Zement, sek. LV-FIA
- ◆ Mi6; Quarz-Detritus, sek. LV-FIA
- Mi6; Quarz-Zement, sek. LV-FIA

Rotliegend - Silt-/Tonstein



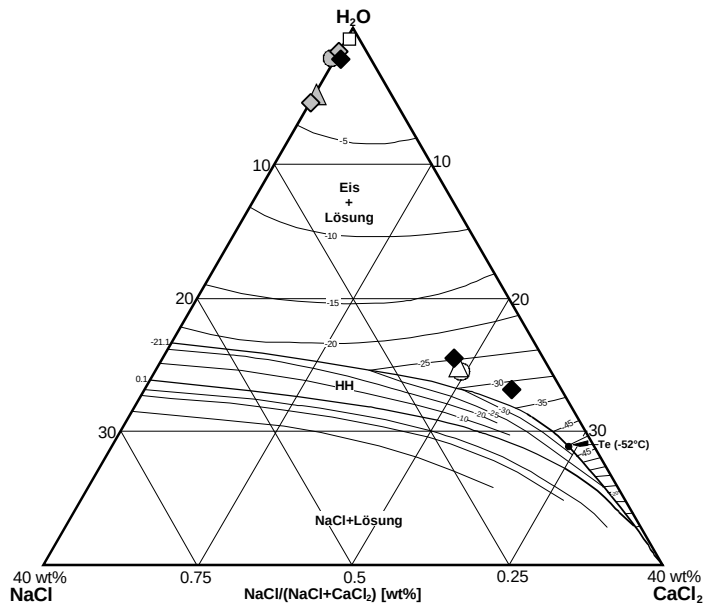
Bohrung Mirow 1/74 (Probe: Mi8)

- ◆ Mi8; Quarz-Detritus, sek. LV-FIA
- Mi8; Quarz-Zement, sek. LV-FIA

Rotliegend - Sandstein

Anhang A5: CaCl₂-NaCl-H₂O-Diagramme

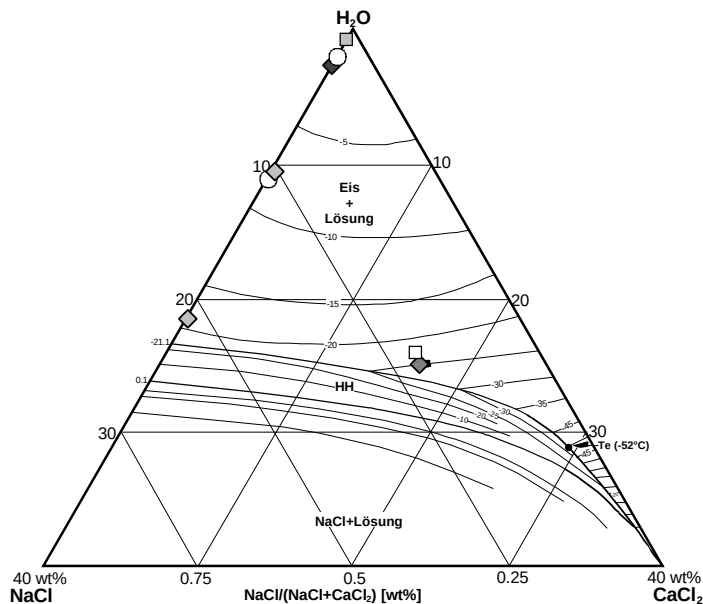
(j): Bohrung: Mirow 1/74



Bohrung Mirow 1/74 (Probe: Mi10, Mi12)

- Mi10; Quarz-Zement; prim? LV-FIA
- ◆ Mi10; Quarz-Detritus; sek. LV-FIA
- Mi12; Anhydrit-Zement; sek. LV-FIA
- Mi12; Kluft-Anhydrit; prim. LV-FIA
- ▲ Mi12; Kalzit-Zement; sek. LV-FIA
- △ Mi12; Kluft-Kalzit; prim. LV-FIA
- ◇ Mi12; Quarz-Detritus; sek. LV-FIA

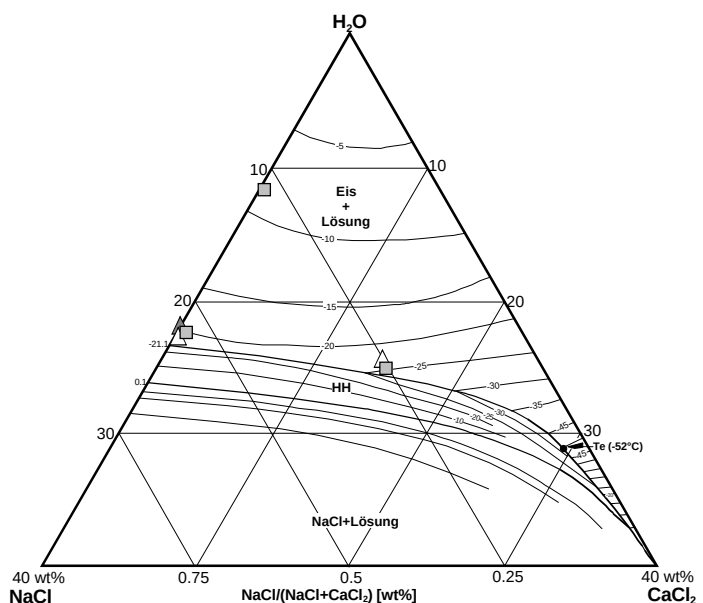
Rotliegend - Konglomerat (Mi10)
Rotliegend - Sandstein (Mi12)



Bohrung Mirow 1/74 (Probe: Mi13)

- Mi13; Anhydrit-Zement; prim&sek. LV-FIA
- ◇ Mi13; Quarz-Detritus; sek. LV-FIA
- ◆ Mi13; Quarz-Detritus; sek.II LV-FIA

Rotliegend - Konglomerat



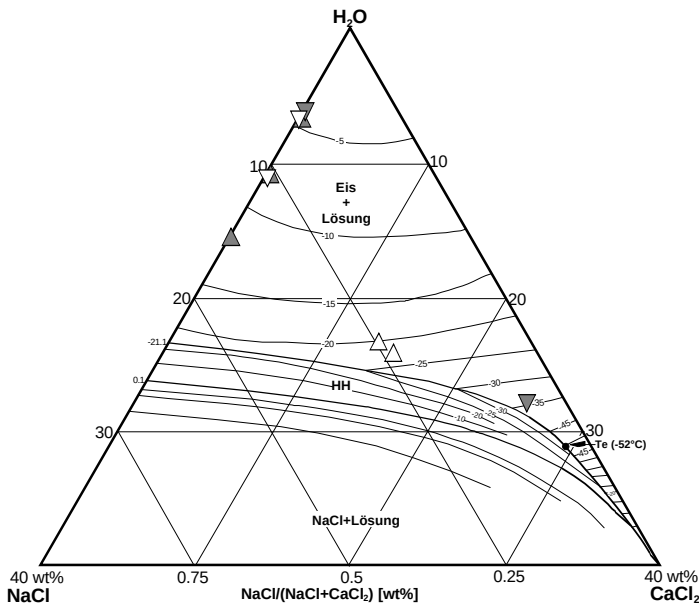
Bohrung Mirow 1/74 (Probe: Mi8)

- △ MiF1; Kluft-Kalzit; prim. LV-Fla
- ▲ MiF1; Kluft-Kalzit; sek. LV-FIA
- MiF1; Kluft-Quarz; sek. LV-FIA

Rotliegend - Vulkanit

Anhang A5: CaCl₂-NaCl-H₂O-Diagramme

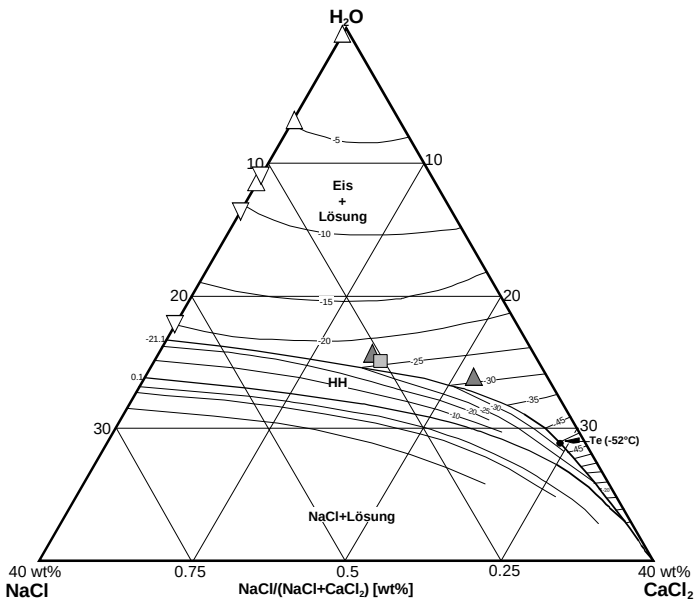
(k): Bohrung: Mirow 1/74



Bohrung Mirow 1/74 (Probe: MiJ1, MiO5)

- △ MiJ1; Kalzit-Druse, prim. LV-FIA
- ▲ MiJ1; Kalzit-Druse, sek. LV-FIA
- ▽ MiO5; Kalzit-Druse, prim. LV-FIA
- ▼ MiO5; Kalzit-Druse, sek. LV-FIA

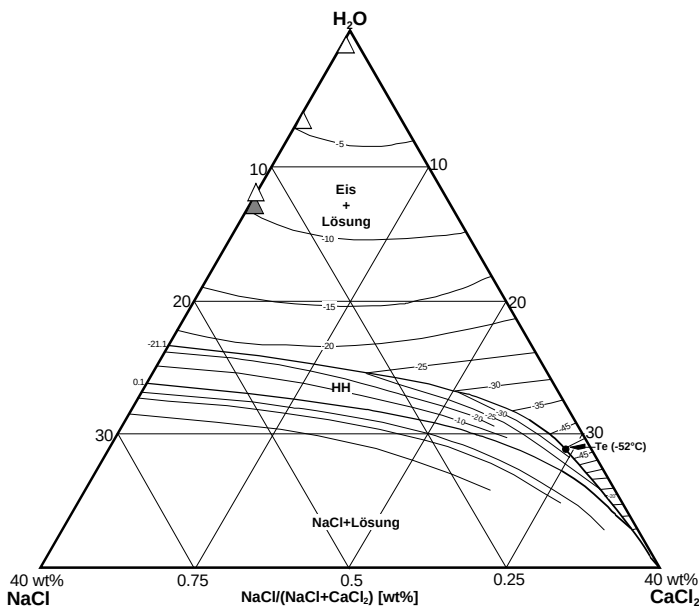
Rotliegend - Vulkanit



Bohrung Mirow 1/74 (Probe: MiN2, MiW2)

- △ MiN2; Kalzit-Druse, prim. LV-FIA
- ▲ MiN2; Kalzit-Druse, sek. LV-FIA
- MiN2; Quarz-Druse, sek. LV-FIA
- ▽ MiW2; Kalzit-Druse, prim.&sek. LV-FIA

Rotliegend - Vulkanit



Bohrung Mirow 1/74 (Probe: MiX3)

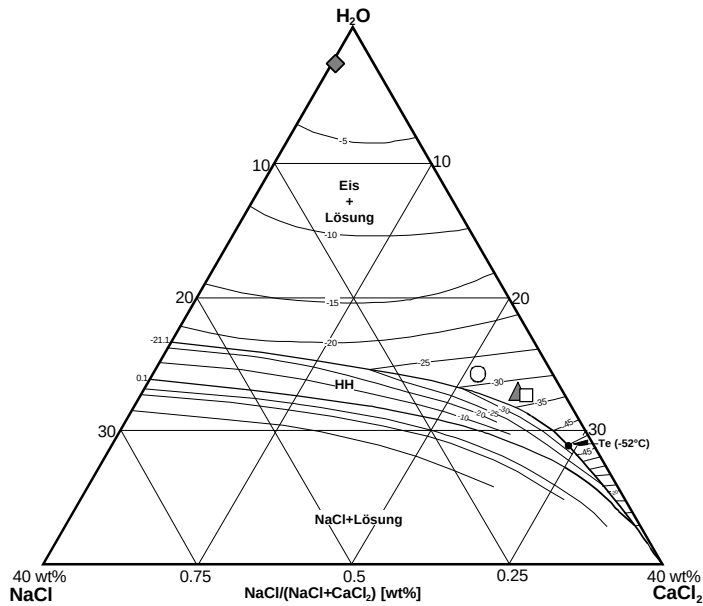
- △ MiX3; Kluft-Kalzit, prim. LV-FIA
- ▲ MiX3; Kluft-Kalzit, sek. LV-FIA

Rotliegend - Vulkanit

Anhang A5: CaCl₂-NaCl-H₂O-Diagramme

(I): Bohrung: Schilden 1/69

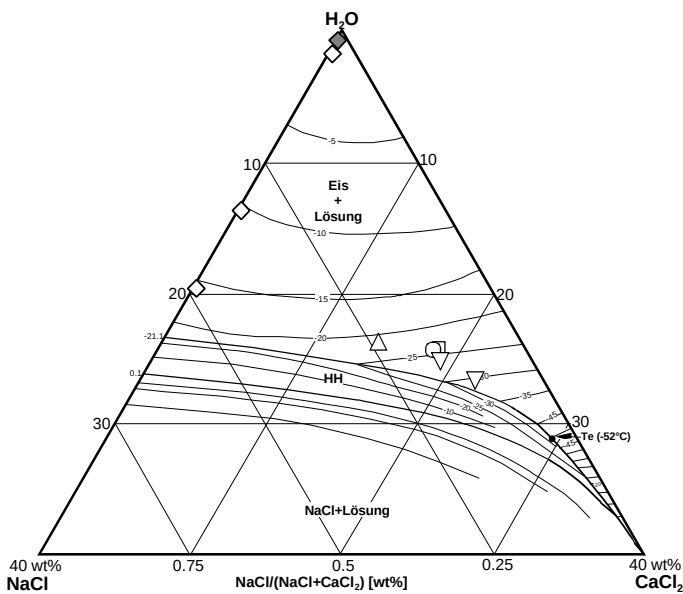
Bohrung Schilden 1/69 (Probe: Sde1, Sde2)



- ◆ Sde1, Quarz-Detritus, sek. LV-FIA
- Sde2, Kluft-Anhydrit, prim. LV-FIA
- Sde2, Kluft-Quarz, prim. LV-FIA
- ▲ Sde2, Kluft-Kalzit, sek. LV-FIA

Buntsandstein - Sandstein

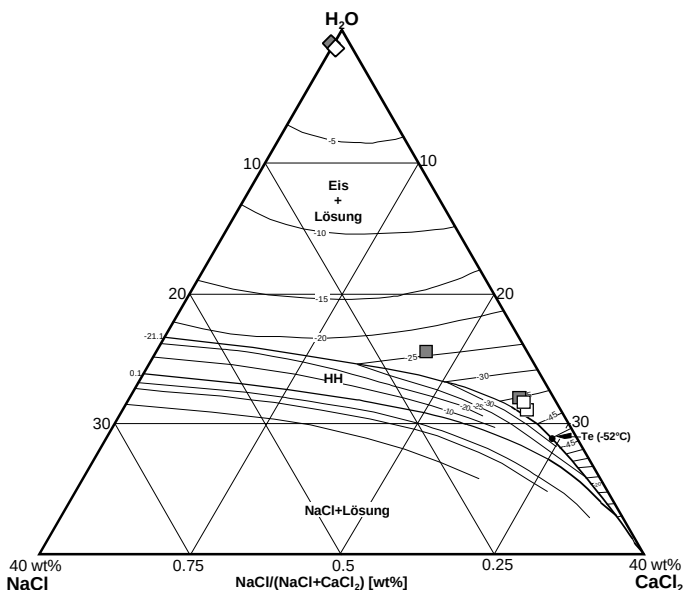
Bohrung Schilden 1/69 (Probe: Sde4, Sde5)



- ◆ Sde4, Quarz-Detritus, sek. LV-FIA
- Sde4, Kluft-Anhydrit, prim. LV-FIA
- Sde4, Kluft-Quarz, prim. LV-FIA
- △ Sde4, Kluft-Kalzit, prim. LV-FIA
- ▽ Sde5, Kalzit-Zement, prim. LV-FIA
- ◇ Sde5, Quarz-Detritus, sek. LV-FIA

Buntsandstein - Sandstein

Bohrung Schilden 1/69 (Probe: Sde6, Sde7)



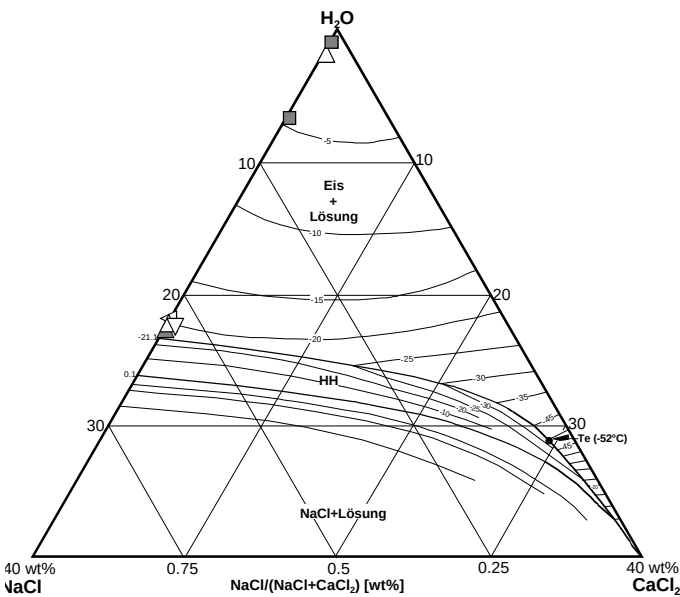
- Sde6, Quarz-Zement, prim. LV-FIA
- Sde6, Quarz-Zement, sek. LV-FIA
- ◇ Sde7, Quarz-Mobilisat, sek. LV-FIA
- ◆ Sde7, Quarz-Detritus, sek. LV-FIA

Buntsandstein - Sandstein

Anhang A5: CaCl₂-NaCl-H₂O-Diagramme

(m): Bohrung: Karstädt-Nord 4/64
Kotzen 4/64

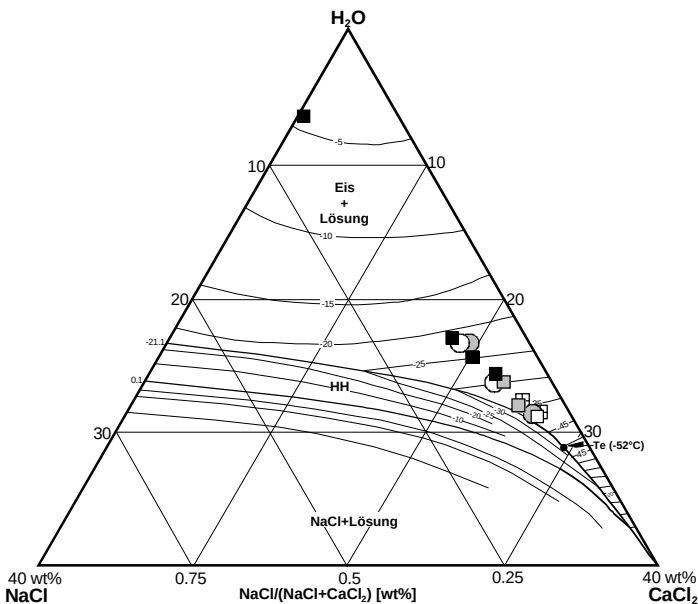
Bohrung Karstädt-Nord 4/64 (Probe: KdN1 KdN3, KdN4)



- ▲ KdN1; Kluft-Kalzit, sek. LV-FIA
- △ KdN3; Kluft-Kalzit I, prim. LV-FIA
- ▽ KdN4; Kluft-Kalzit, prim. LV-FIA
- ◁ KdN4; Kalzit-Zement, prim. LV-FIA
- KdN4; Quarz-Detritus, sek. LV-FIA

Dogger - Sandstein (KdN1)
Lias - Ton-/Sandstein (KdN3, KdN4)

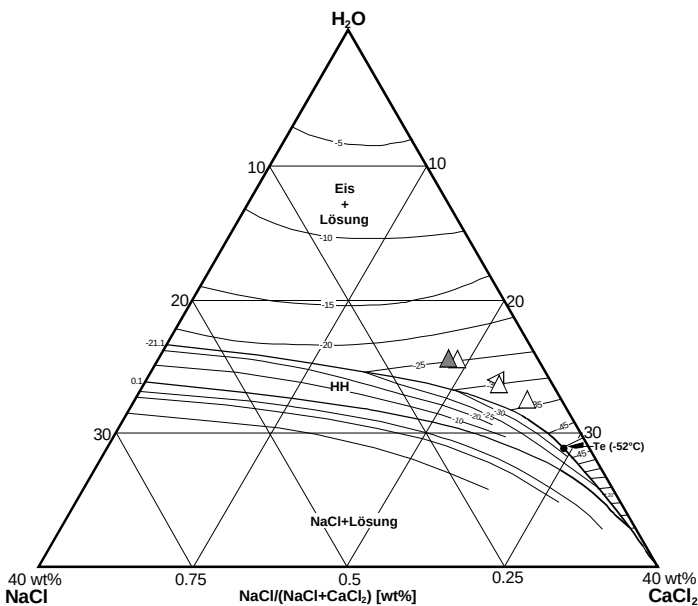
Bohrung Kotzen 4/74 (Probe: KoE4, Kol2)



- KoE4; Kluft-Anhydrit, prim.. LV-FIA
- KoE4; Kluft-Anhydrit, sek.. LV-FIA
- ▣ Kol2; Kluft-Baryt, prim.&sek. LV-FIA
- ◻ Kol2; Kluft-Quarz I, prim. LV-FIA
- ◼ Kol2; Kluft-Quarz I, sek. LV-FIA
- Kol2; Kluft-Quarz II, sek. LV-FIA

Rotliegend - Vulkanit

Bohrung Kotzen 4/64 (Probe: Kol1)

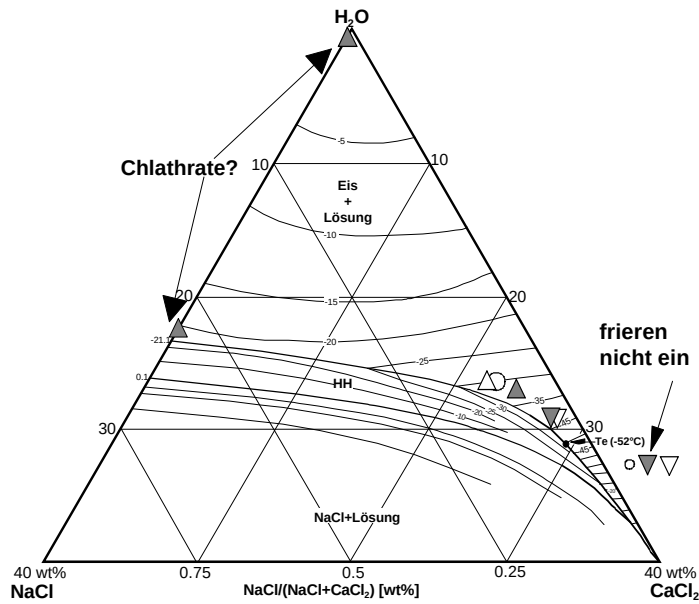


- △ Kol1; Kluft-Kalzit I, prim. & sek. LV-FIA
- ▲ Kol1; Kluft-Kalzit II, prim. & sek. LV-FIA
- ◁ Kol1; Kluft-Kalzit III, prim. & sek. LV-FIA

Rotliegend - Vulkanit

Anhang A5: CaCl₂-NaCl-H₂O-Diagramme

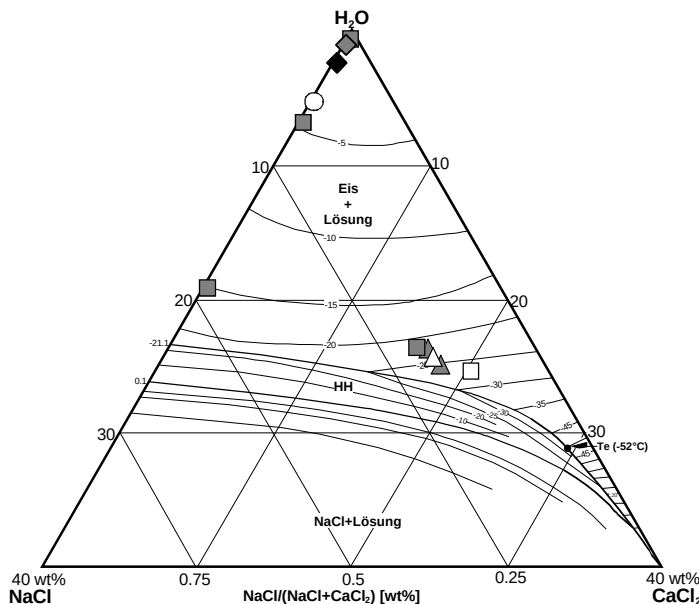
(n): Bohrung: Eldena 1/74



Bohrung Eldena 1/74 (Probe: EI1, EI6)

- EI1; Kluft-Anhydrit, prim.&sek. LV- FIA
- △ EI1; Kluft-Kalzit, prim. LV- FIA
- ▲ EI1; Kluft-Kalzit, sek. LV- FIA
- ▽ EI6; Kluft-Kalzit, prim. LV- FIA
- ▼ EI6; Kluft-Kalzit, sek. LV- FIA
- EI6; Kluft-Anhydrit, prim. LV- FIA

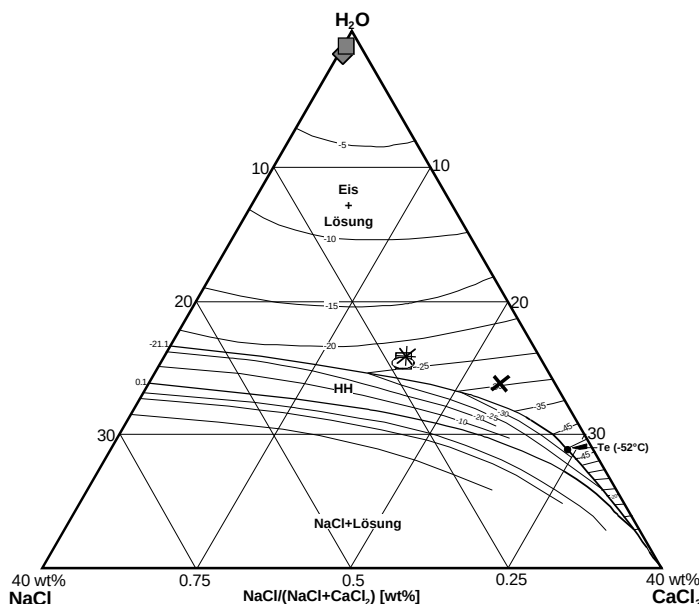
Zechstein - Anhydrit (EI1)
Rotliegend - Sandstein (EI6)



Bohrung Eldena 1/74 (Probe: EI4, EI5, EI7)

- ▲ EI4; Kluft-Kalzit, sek. LV- FIA
- ◆ EI4; Quarz-Detritus, sek. LV- FIA
- △ EI5; Kluft-Kalzit, prim? LV- FIA
- EI5; Kluft-Quarz I, prim?&sek. LV- FIA
- EI5; Kluft-Quarz II, prim?&sek. LV- FIA
- EI7; Kluft-Anhydrit, prim. LV- FIA
- ◆ EI7; Quarz-Detritus, sek. LV- FIA

Rotliegend - Sandstein (EI7, EI4)
Rotliegend - Konglomerat (EI5)



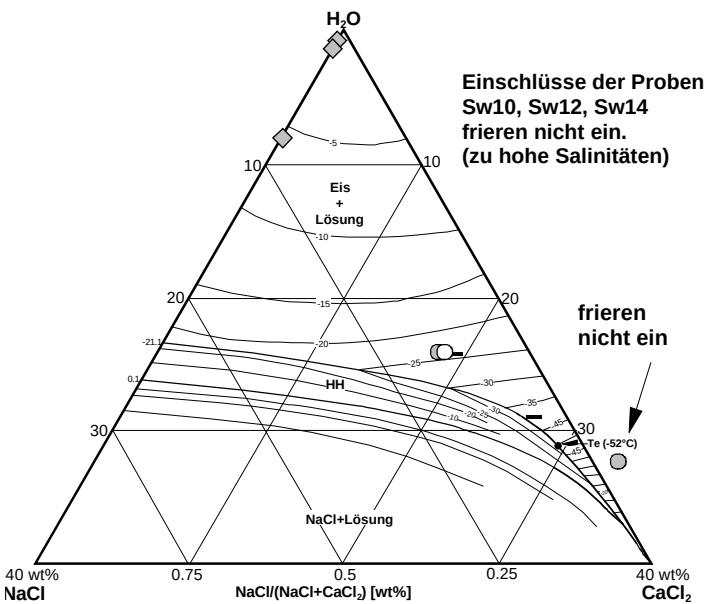
Bohrung Eldena 1/74 (Probe: EI2, EI3)

- EI3; Quarz-Zement, sek. LV- FIA
- ◆ EI3; Quarz-Detritus, sek. LV- FIA
- EI2; Kluft-Quarz I&II, sek. LV- FIA
- × EI2; Kluft-Siderit I, prim. LV- FIA
- * EI2; Kluft-Siderit II, prim. LV- FIA
- EI2; Kluft-Dolomit, prim. LV- FIA

Oberkarbon - Sandstein

Anhang A5: CaCl₂-NaCl-H₂O-Diagramme

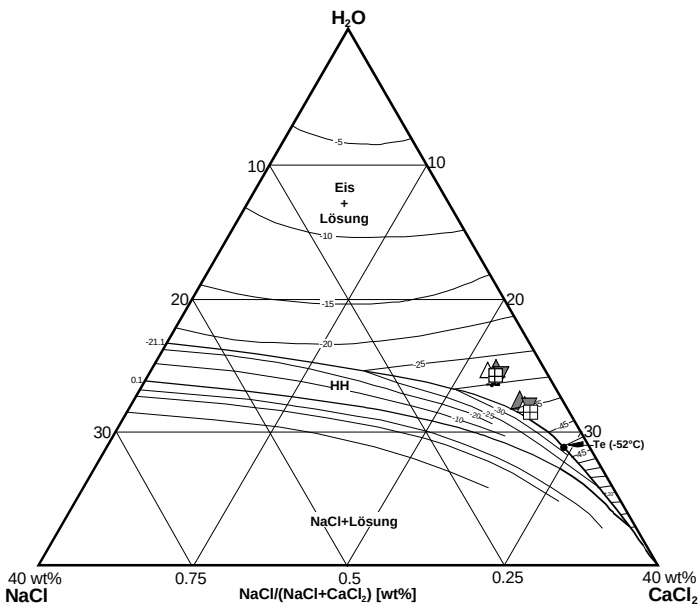
(o): Bohrung: Salzwedel 2/64



Bohrung Salzwedel 2/64 (Probe: Sw7, Sw10, Sw12, Sw14, Sw15, Sw-Halit)

- Sw-Halit; Kluft-Halit, prim. LV-FIA
- ◊ Sw7; Quarz-Detritus, sek. LV-FIA
- Sw15; Kluft-Anhydrit, prim. LV-FIA
- Sw15; Kluft-Anhydrit, sek. LV-FIA

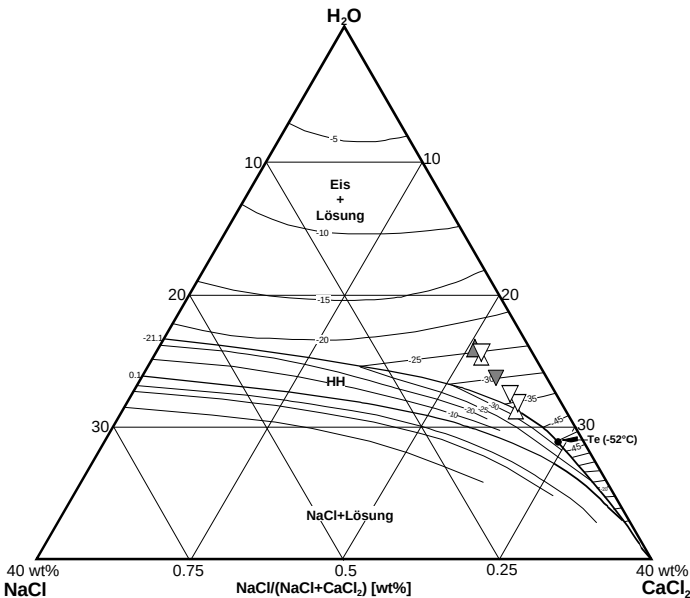
Buntsandstein - Siltstein (Sw14)
Zechstein - Anhydrit (Sw15, Sw12, Sw10, Halit)
Rotliegend - Siltstein (Sw7)



Bohrung Salzwedel 2/64 (Probe: Sw5, Sw6)

- ◻ Sw6; Kluft-Baryt, sek? LV-FIA
- ▼ Sw6; Kluft-Kalzit, sek. LV-FIA
- △ Sw5; Kluft-Baryt, prim. LV-FIA
- ▲ Sw5; Kluft-Baryt, sek. LV-FIA

Rotliegend - Vulkanit



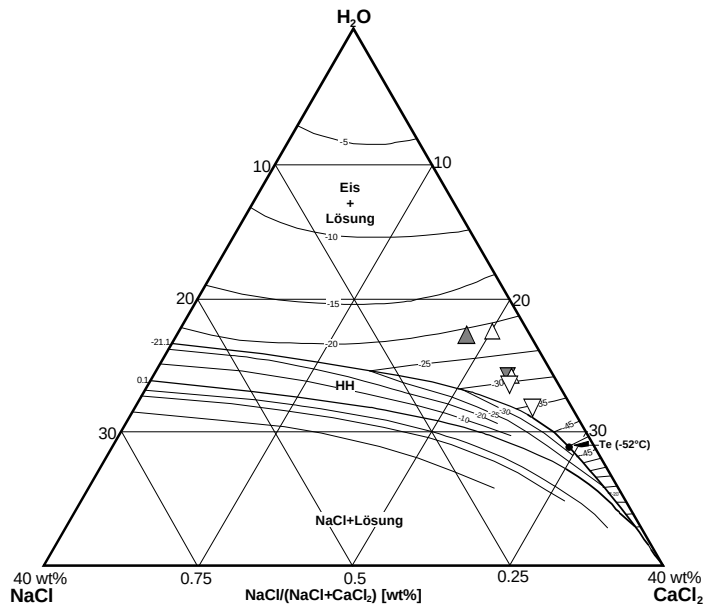
Bohrung Salzwedel 2/64 (Probe: Sw4)

- △ Sw4; Kluft-Kalzit I, prim. LV-FIA
- ▲ Sw4; Kluft-Kalzit I, sek. LV-FIA
- ▽ Sw4; Kluft-Kalzit II, prim. LV-FIA
- ▼ Sw4; Kluft-Kalzit II, sek. LV-FIA

Rotliegend - Vulkanit

Anhang A5: CaCl_2 - NaCl - H_2O -Diagramme

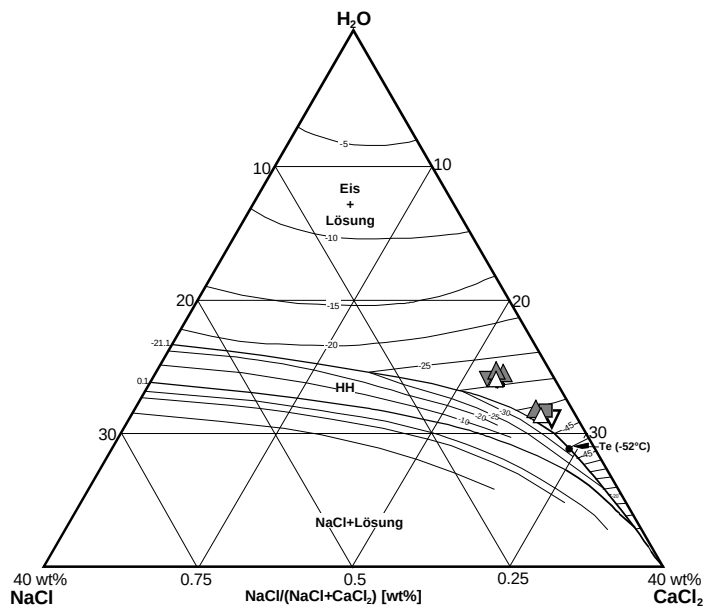
(p): Bohrung: Salzwedel 2/64



Bohrung Salzwedel 2/64 (Probe: Sw3)

- △ Sw3; Kluft-Kalzit I, prim. LV-FIA
- ▲ Sw3; Kluft-Kalzit I, sek. LV-FIA
- ▽ Sw3; Kluft-Kalzit II, prim. LV-FIA
- ▼ Sw3; Kluft-Kalzit II, sek. LV-FIA

Rotliegend - Vulkanit



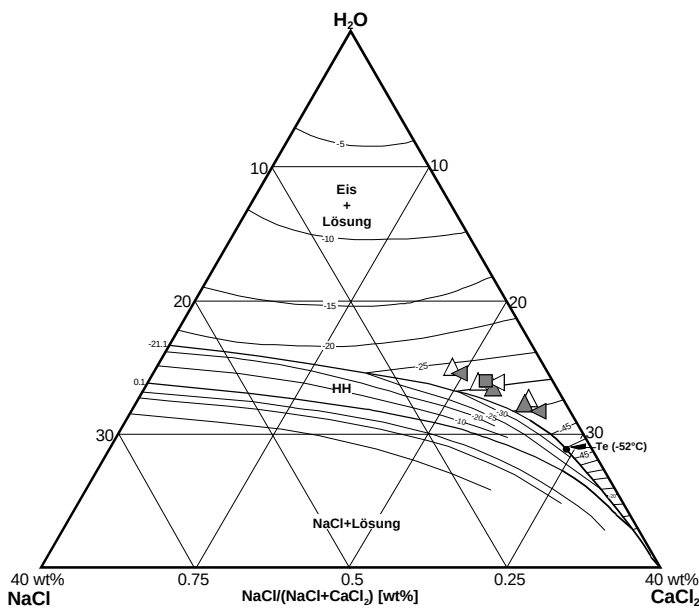
Bohrung Salzwedel 2/64 (Probe: Sw1, Sw2)

- △ Sw1; Kluft-Kalzit, prim. LV-FIA
- ▲ Sw1; Kluft-Kalzit, sek. LV-FIA
- Sw1; Kluft-Quarz, sek. LV-FIA
- ▽ Sw2; Kluft-Kalzit, prim. LV-FIA
- ▼ Sw2; Kluft-Kalzit, sek. LV-FIA

Rotliegend - Vulkanit

Anhang A5: CaCl₂-NaCl-H₂O-Diagramme

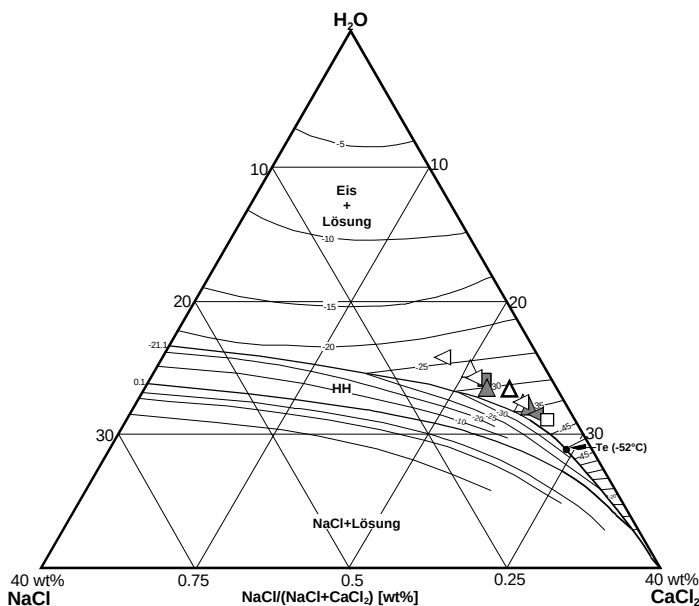
(q): Bohrung: Pretzier 1/77



Bohrung Pretzier 1/77 (Probe: Prz1)

- △ Prz1; Kluft-Kalzit I, prim. LV-FIA
- ▲ Prz1; Kluft-Kalzit I, sek. LV-FIA
- ◁ Prz1; Kluft-Kalzit II, prim. LV-FIA
- ◄ Prz1; Kluft-Kalzit II, sek. LV-FIA
- Prz1; Kluft-Quarz I, prim.&sek. LV-FIA

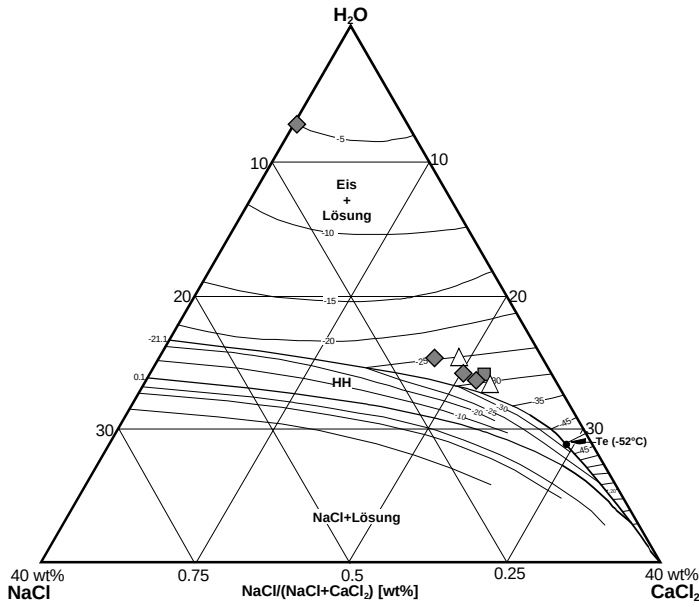
Rotliegend - Vulkanit



Bohrung Pretzier 1/77 (Probe: Prz2)

- △ Prz2; Kluft-Kalzit I, prim. LV-FIA
- ▲ Prz2; Kluft-Kalzit I, sek. LV-FIA
- ◁ Prz2; Kluft-Kalzit II, prim. LV-FIA
- ◄ Prz2; Kluft-Kalzit II, sek. LV-FIA
- Prz2; Kluft-Quarz I, sek.1 LV-FIA
- Prz2; Kluft-Quarz I, sek.2 LV-FIA

Rotliegend - Vulkanit



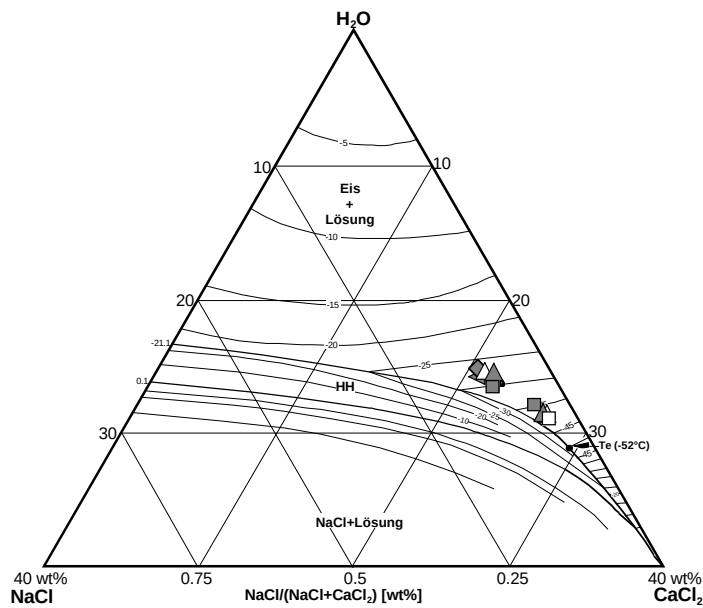
Bohrung Pretzier 1/77 (Probe: Prz3)

- △ Prz3; Kluft-Kalzit I, prim. LV-FIA
- ◆ Prz3; Quarz-Detritus, sek. LV-FIA
- Prz3; Kluft-Quarz I, sek.2 LV-FIA

Rotliegend - Sandstein

Anhang A5: CaCl₂-NaCl-H₂O-Diagramme

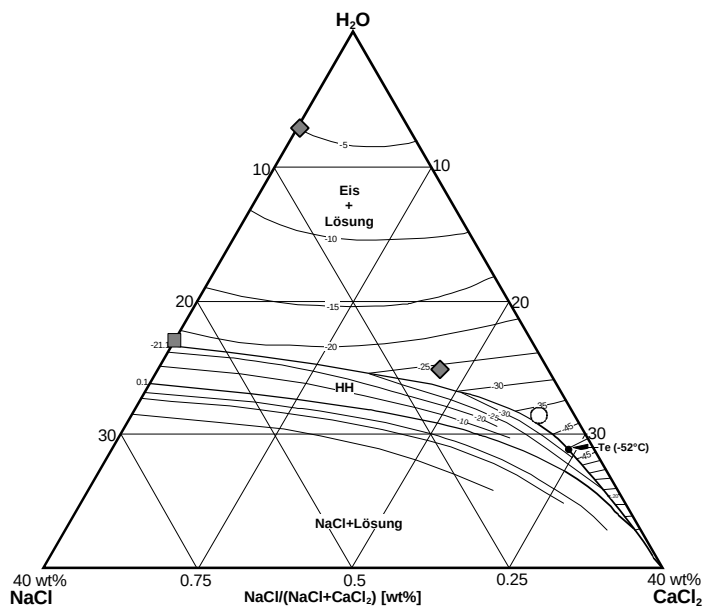
(r): Bohrung: Pretzier 1/77



Bohrung Pretzier 1/77 (Probe: Prz4)

- △ Prz4; Kluft-Kalzit I, prim. LV-FIA
- ▲ Prz4; Kluft-Kalzit I, sek. LV-FIA
- ◻ Prz4; Kluft-Kalzit II, prim.&sek. LV-FIA
- Prz4; Quarz-Zement, prim. LV-FIA
- Prz4; Quarz-Zement, sek. LV-FIA
- ◆ Prz4; Quarz-Detritus, sek. LV-FIA

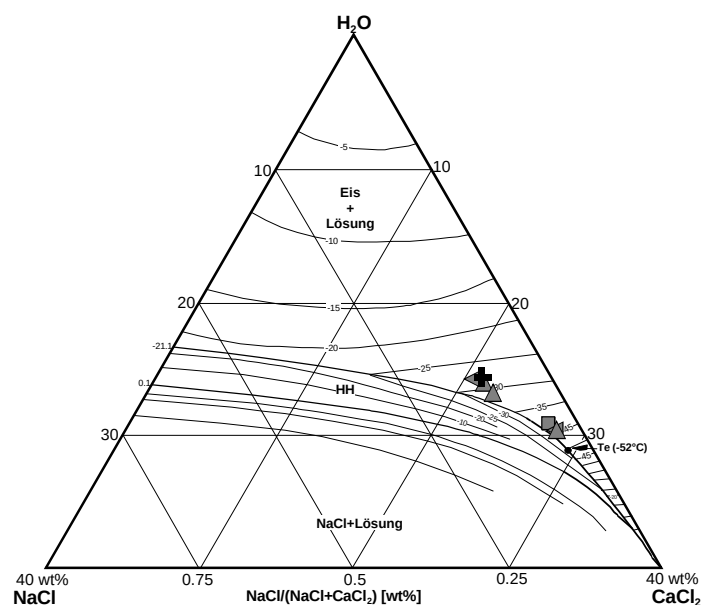
Rotliegend - Sandstein



Bohrung Pretzier 1/77 (Probe: Prz5)

- Prz5; Kluft-Anhydrit, prim.&sek. LV-FIA
- ◆ Prz5; Quarz-Detritus, sek. LV-FIA
- Prz5; Quarz-Zement, prim.&sek. LV-FIA

Rotliegend - Sandstein



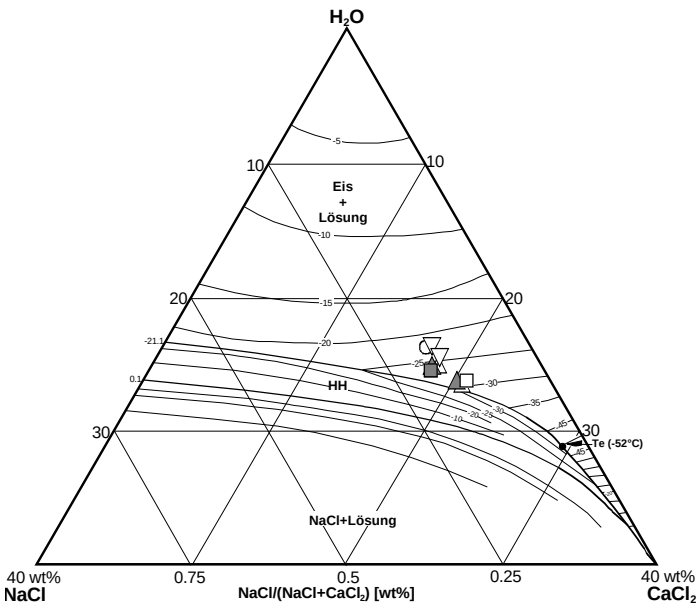
Bohrung Pretzier 1/77 (Probe: Prz6)

- ▲ Prz6; Kluft-Kalzit I, prim.&sek. LV-FIA
- ▲ Prz6; Kluft-Kalzit II, sek. LV-FIA
- ✚ Prz6; Kluft-Fluorit, prim. & sek. LV-FIA
- Prz6; Kluft-Quarz, sek. LV-FIA

Rotliegend - Sandstein

Anhang A5: CaCl₂-NaCl-H₂O-Diagramme

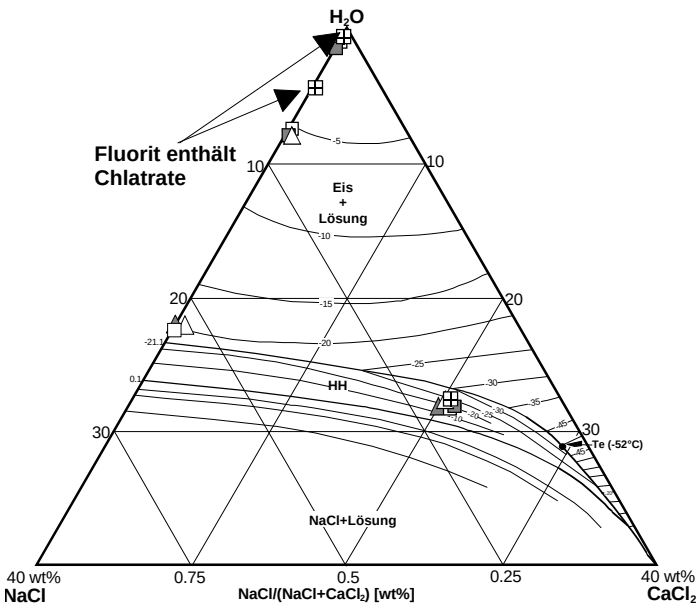
(s): Bohrung: Penkun 1/71



Bohrung Penkun 1/71 (Probe: PeH1, PeDD1)

- △ PeH1; Kluft-Kalzit, prim. LV- FIA
- ▲ PeH1; Kluft-Kalzit,sek. LV- FIA
- PeH1; Kluft-Quarz, prim. LV- FIA
- PeH1; Kluft-Quarz, sek. LV- FIA
- PeDD1; Kluft-Anhydrit, prim.& sek. LV- FIA
- ▽ PeDD1; Kluft-Kalzit, prim. LV- FIA

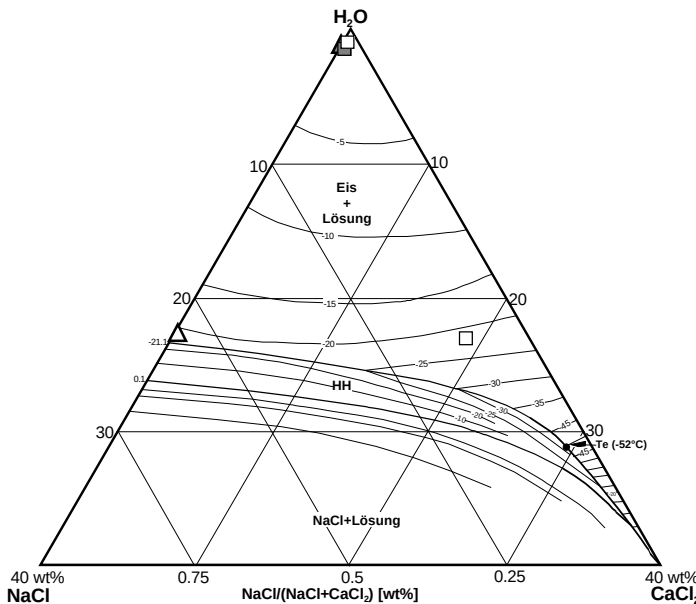
Rotliegend - Vulkanit



Bohrung Penkun 1/71 (Probe: PeLL1, PeGG1)

- PeLL1; Kluft-Quarz, prim. LV-FIA
- PeLL1; Kluft-Quarz, sek. LV-FIA
- △ PeGG1; Kluft-Kalzit, prim. LV-FIA
- ▲ PeGG1; Kluft-Kalzit, sek. LV-FIA
- ⊞ PeGG1; Kluft-Fluorit, sek. LV-FIA

Rotliegend - Vulkanit



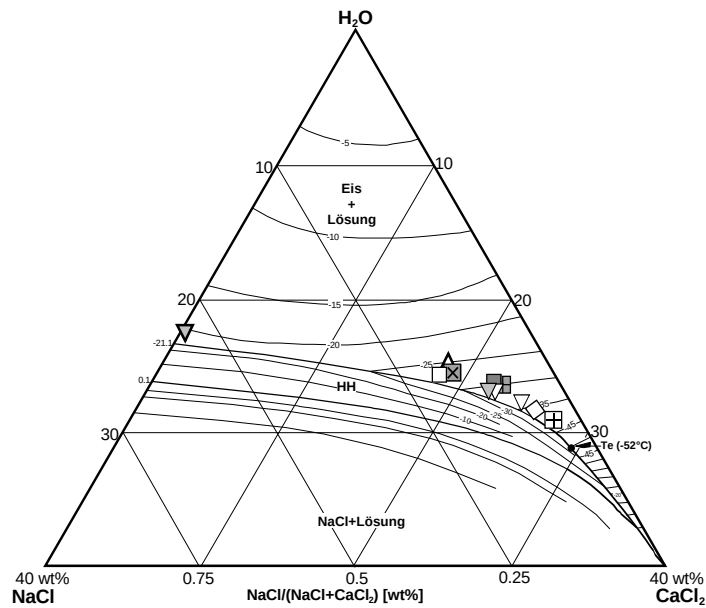
Bohrung Penkun 1/71 (Probe: PeL1, PeQQ1)

- △ PeL1; Kluft-Kalzit, prim. LV- FIA
- ▲ PeL1; Kluft-Kalzit,sek. LV- FIA
- PeL1; Kluft-Quarz, prim?LV- FIA
- PeQQ1; Kluft-Quarz, prim.LV- FIA

Rotliegend - Vulkanit

Anhang A5: CaCl_2 - NaCl - H_2O -Diagramme

(t): Bohrung: Roxföörde 2/62

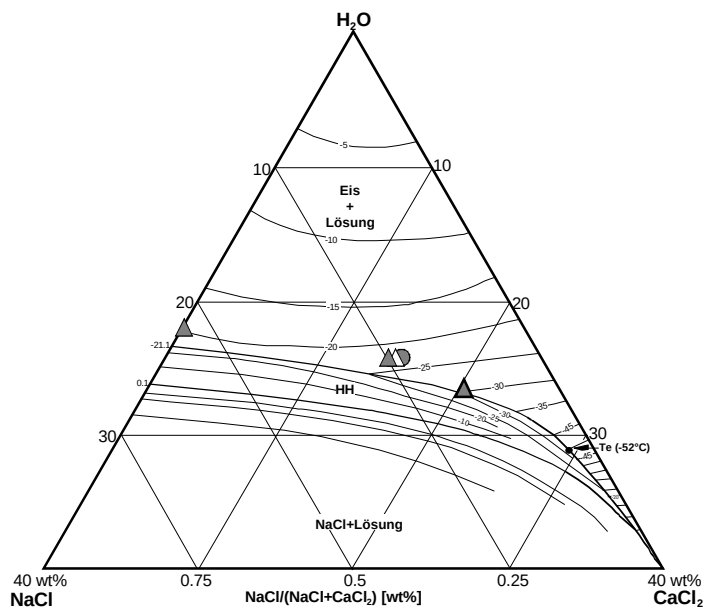


Bohrung Roxföörde 2/62 (Probe: Rx1, Rx2)

- △ Rx2; Kalzit-Zement, Kluft-Kalzit, prim. LV-FIA
- ▣ Rx2; Kluft-Fluorit (I), prim. LV-FIA
- ▤ Rx2; Kluft-Fluorit (I), sek. LV-FIA
- ▥ Rx2; Kluft-Fluorit (II), prim. & sek. LV-FIA
- Rx2; Quarz-Detritus, sek. LV-FIA
- ▧ Rx2; Quarz-Zement, prim. LV-FIA
- ▽ Rx1; Kluft-Kalzit, prim. LV-FIA
- ▼ Rx1; Kluft-Kalzit, sek. LV-FIA
- Rx1; Kluft-Quarz (I), prim. LV-FIA
- ◇ Rx1; Kluft-Quarz (II), prim. LV-FIA

Rotliegend - Sandstein (Rx2)

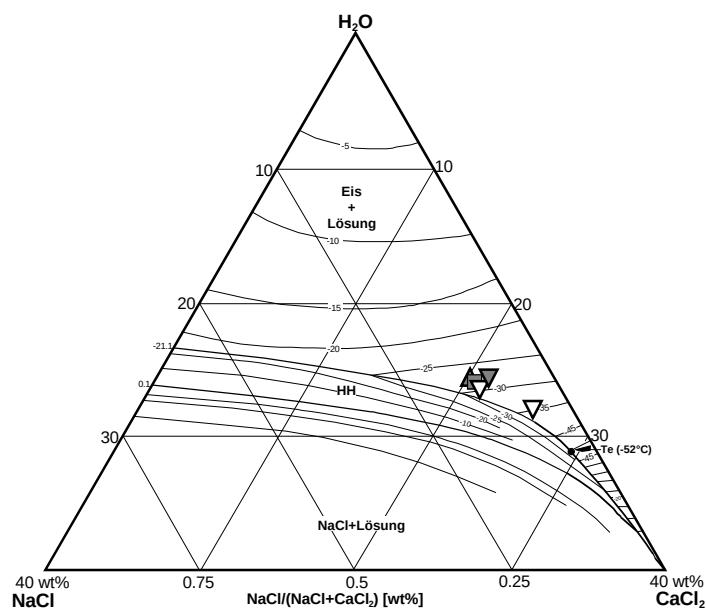
Rotliegend - Hydrothermalit (Rx1)



Bohrung Roxföörde 2/62 (Probe: Rx4)

- Rx4; Kluft-Anhydrit, sek. LV-FIA
- △ Rx4; Kluft-Kalzit, prim. LVS-LV-FIA
- ▲ Rx4; Kluft-Kalzit, sek. LV-FIA

Rotliegend - Silt-/Tonstein (Rx4)



Bohrung Roxföörde 2/62 (Probe: Rx5, Rx6)

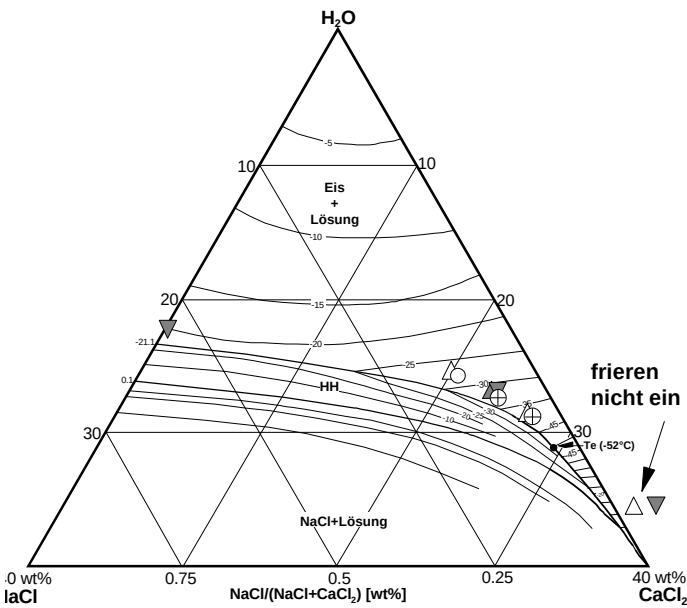
- ▽ Rx5; Kluft-Kalzit, prim. LV-FIA
- ▼ Rx5; Kluft-Kalzit, sek. LV-FIA
- Rx5; Quarz-Mobilisat, sek. LV-FIA
- ▲ Rx6; Kluft-Kalzit, sek? LV-FIA

Rotliegend - Vulkanit

Anhang A5: CaCl₂-NaCl-H₂O-Diagramme

(u): Bohrung: Roxförde 2/62
Garlipp 1/86

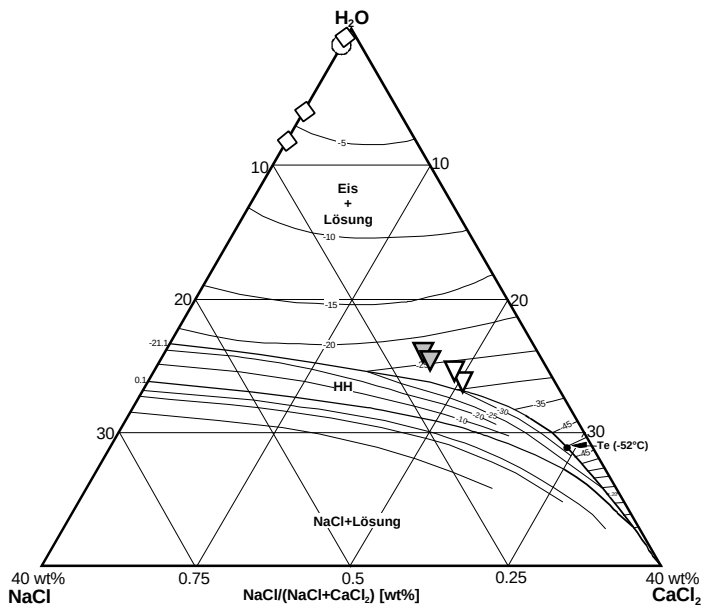
Bohrung Roxförde 2/62 (Probe: Rx7, Rx8)



- Rx7; Kluft-Anhydrit, prim. LV-FIA
- △ Rx7; Kluft-Kalzit, prim. LV-FIA
- ▲ Rx7; Kluft-Kalzit, sek. LV-FIA
- ▼ Rx8; Kluft-Kalzit I, prim. & sek. LV-FIA
- ⊕ Rx8; Kluft-Kalzit II, prim. & sek. LV-FIA

Oberkarbon - Vulkanit (Rx7)
Oberkarbon - Grauwacke (Rx8)

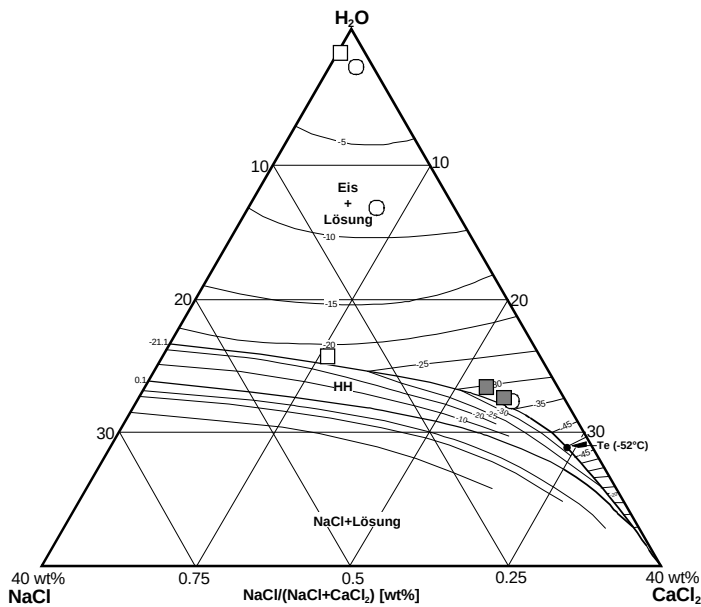
Bohrung Garlipp 1/86 (Probe: Gap1, Gap5)



- Gap1; Anhydrit-Zement, prim. LV-FIA
- ◇ Gap1; Quarz-Detritus, sek. LV-FIA
- ▼ Gap5; Kluft-Kalzit, prim. LV-FIA
- ▼ Gap5; Kluft-Kalzit, sek. LV-FIA

Rotliegend - Sandstein (Gap1)
Rotliegend - Vulkanit (Gap5)

Bohrung Garlipp 1/86 (Probe: Gap7)



- Gap 7; Kluft-Anhydrit, prim. LV-FIA
- Gap 7; Kluft-Quarz I, prim. LV-FIA
- Gap 7; Kluft-Quarz II, prim. LV-FIA

Rotliegend - Vulkanit

Anhang B1:

Dünnschliff-Petrographie

[illegible]

Drusen (D), Scherkluft (S), Extensionskluff (E); Konkretionen (K); intraform, Brekzie (B); alterierter Feldspat (F) --) - nicht identifiziert; (-) - selten vorhanden; (o) - vorhanden; (+) - hoher Vol,-Anteil (++) - Hauptbestandteil
cw= "chicken-wire-Anhydrit", Tonminerale= Tonminerale undifferenziert, Die Typisierung der Zemente erfolgte entsprechend Kap. 4 dieser Arbeit (nach Gaupp 1994, Marx 1994)
kro= Ober-Kreide, mo= Oberer Muschelkalk, su= Untere Buntsandstein, z= Zechstein, ro= Ober-Rotliegend, ru= Unter-Rotliegend, co= co= Ober-Karbon, dm= Mitteldevon etc.

Anhang B1:

Dünnschliff-Petrographie

Stratigraphie				authigene Zemente (Z) / Mobilisate																	hydrothermale Bildungen in Kluffüllungen und Drusen																											
	Proben-Nr.	Gestein/Bez./Millieu	Teufe [m]	Typ	Quarz	Anhydrit	Kalzit	Siderit/Ankerit	Dolomit	Galenit	Baryt	Fluorit	Hämatit	Pyrit	Tonminerale	Kaolinit	Illit, tangential	Illit, maschig	Chlorit	Feldspat	sek. Porosität	Typ	Karbonat, ung.	Kalzit	Ankerit/Siderit	Dolomit	Anhydrit	Galenit	Quarz, idiom.	Quarz, massig	Quarz, zoniert	Chalcedon	Baryt	Fluorit	Hämatit	Pyrit	Chalkopyrit	Galenit	Tonminerale	Kaolinit	Illit	Chlorit	Epidotgruppe	Feldspat	Halit	sek. Porosität		
Bohrung Rügen 1/63; beckenrandlich (N)																																																
z	Rn2	Anhydrit	1685,6	IVa	--	o	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	K	--	--	--	--	+	--	--	--	--	--	--	o	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	
	Rn1	Anhydrit	2035,7	II	--	+	--	--	--	o	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	Br	o	--	--	--	++	o	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	
ru	Rn12	Rhyolitoid, brekziiert	2043,5	λ1a	--	--	--	--	--	--	--	--	--	+	+	--	--	--	--	--	--	--	D/B	--	--	--	--	++	--	--	+	--	--	--	--	o	--	--	--	--	+	--	--	--	--	--	--	
	Rn11	Basaltoid	2044,2	β1III	--	--	--	+	--	--	--	--	--	--	+	+	--	--	--	--	--	--	S	--	?	+	?	--	--	+	+	?	+	--	--	+	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	
co(5)	Rn10	Basaltoid	2219,9	β1III	--	--	--	--	--	--	--	--	--	+	+	--	--	--	--	--	--	--	D/S	--	++	?	?	--	--	+	--	--	+	--	--	+	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	
	Rn8	Sandstein, lit.A., fluv.	2632,8	SB	++	--	++	--	--	--	--	--	--	--	--	o	--	--	--	--	--	--																										
	RnA4(III)	Sandstein	2938,5	SB	+	--	--	--	--	--	--	--	--	+	--	--	?	+	+	o	+	+																										
	Rn6	Sandstein, lit.A., fluv.	2940,2	IC	+	o	--	--	--	--	--	--	--	o	--	+	?	+	+	--	+	+																										
	Rn5	Sandstein, Suba., fluv.	3210,4	H&K	++	--	--	--	--	--	--	--	--	+	--	+	?	--	+	--	--	+																										
	Rn4	Tonstein, brekziiert	3451,1		--	--	--	--	--	--	--	--	--	+	o	+	--	--	+	--	--	o	S	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	+	o	--	++	--	+	--	--	--	--	--		
	Rn3	Ton-Siltst., Qz-GW, fluv.	3457,2	IC	--	--	--	--	--	--	--	--	o	--	--	--	--	--	--	--	--	--	S/E	--	--	--	--	--	--	+	--	--	--	--	--	--	--	++	?	?	--	--	--	--	--	--		
Bohrung Samtens101/62, beckenrandlich (N)																																																
mo	Sam9	Anhydrit	813,2	III	--	+	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	K/B	--	--	--	--	++	+	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	
sm	Sam8	Tonstein, evk.	1177,2		--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	CW	--	--	--	--	++	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	
	Sam7	Tonstein, evk.	1220,1		--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	CW	--	--	--	--	++	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	
z	Sam3	Anhydrit	1523,7	la	--	+	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	K	--	--	--	--	++	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	
	Sam1	Anhydrit	1679,7	la	--	+	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	K	--	--	--	--	++	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	
ru	Sam5	Rhyodazit	1841,6	λ1Ib	o	--	--	--	--	--	--	--	+	+	o	--	+	+	--	--	o	S/D	--	++	--	--	--	--	--	o	--	--	--	--	+	+	--	o	--	o	--	--	o	--	--	--	--	
	Sam4	Rhyodazit	2019,4	λ1e	o	--	--	--	--	--	--	--	+	+	+	--	+	+	--	o	o		D/B	--	+	--	--	--	--	+	o	+	+	--	+	o	--	+	--	++	?	+	--	o				
Bohrung Marnitz/O.101/62, beckenzentral (N)																																																
	Mnz2	bioklast. Kalksst.	1194,0		--	--	++	+	?	--	--	--	o	o	--	--	--	--	--	--	--	--																										
	Mnz3	Sandstein	1156,4		--	--	++	+	?	--	--	--	o	--	--	--	--	--	--	--	--	--																										
Bohrung Mirow 1/74, beckenzentral																																																
z	Mi1	Tonstein, limn.	1713,5		++	--	--	--	--	--	--	--	+	--	o	--	--	--	--	--	--	--																										
ro	Mi2	Stinkkalk	4706,2		--	++	--	--	--	--	--	--	--	o	--	--	--	--	--	--	--	--	K	+	--	--	--	++	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	
	Mi4	Siltstein, lith. GW, evk.	4804,9		o	+	o	--	o	--	--	--	++	+	--	--	--	--	--	--	--	--	K	--	--	--	--	++	--	--	--	--	--	--	--	--	+	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	
	Mi6	Siltstein, lith. GW, evk.	5043,6		o	++	o	--	o	+	--	--	+	+	--	--	--	--	--	--	--	--	K	--	--	--	--	++	+	--	--	--	--	--	--	--	+	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	
	Mi8	Sst., Qza,äol.fluv.umgel.	5527,2	SB-D	+	++	+	--	+	--	--	--	+	o	--	--	--	--	--	--	o	--	K	--	+	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	
	Mi10	Konglomerat, fluv.	5882,9	IC	+	++	+	--	+	--	--	--	+	o	++	--	--	--	--	--	o	+	K	--	--	--	--	++	--	--	--	--	--	--	--	+	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--		
	Mi12	Sst., Ark., fluv.	6032,8	SB-AD	+	++	--	--	++	o	--	--	o	o	+	--	--	--	--	?	o	+	K	--	--	--	--	++	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	
ru	Mi13	Konglomerat, fluv.	6189,4	SR	+	++	--	--	--	--	--	--	o	--	o	--	--	--	--	--	o	+																										
	MiF1	Rhyolit	6498,7	λ1Ib	+								+	+							+		D/V	+	++	--	--	--	--	+	+	++	+	--	--	o	+	--	--	+	--	+	+	o	+	--		
	MiJ1	Rhyolit	6646,7	λ1Ib	+								+	+							+		D/V	+	++	--	--	--	--	+	+	++	+	--	--	o	+	--	--	+	--	+	+	o	+	--		
	Min2	Basalt	6791,1	β1IV	+								o	+							+		D	+	++	--	--	--	--	+	++	--	--	--	--	o	+	--	--	--	--	--	--	o	+	--		
	MiO5	Basalt	6835,0	β1IV	++	--	++	--	--	--	--	--	o	+	+	--	--	--	--	--	o	+	D	+	++	--	--	--	--	--	--	--	--	--	o	o	--	--	--	--	--	--	+	+	--			
	MiW2	rhyolit. Lava o. Ignimbrit	7855,2	λ1Vc	+	--	--	--	--	--	--	--	o	o	--	--	--	--	--	--	+		D/V	+	++	--	--	--	--	o	+	?	o	--	--	o	+	--	--	--	--	+	--	--	--			
	MiX3	mafische Intrusion	7911,1	β1II	+	--	--	--	--	--	--	--	o	o	--	--	--	--	--	--	+		D/V	+	++	--	--	--	--	o	+	?	o	--	--	o	+	--	--	--	--	+	--	o	--			

Anhang B1:

Dünnschliff-Petrographie

				authigene Zemente (Z) / Mobilisate																	hydrothermale Bildungen in Klutfüllungen und Drusen																											
Stratigraphie	Proben-Nr.	Gestein/Bez./Millieu	Teufe [m]	Typ	Quarz	Anhydrit	Kalzit	Siderit/Ankerit	Dolomit	Galenit	Baryt	Fluorit	Hämatit	Pyrit	Tonminerale	Kaolinit	Illit, tangential	Illit, maschig	Chlorit	Feldspat	sek. Porosität	Typ	Karbonat, ung.	Kalzit	Ankerit/Siderit	Dolomit	Anhydrit	Galenit	Quarz, idiom.	Quarz, massig	Quarz, zoniert	Chalcedon	Baryt	Fluorit	Hämatit	Pyrit	Chalkopyrit	Galenit	Tonminerale	Kaolinit	Illit	Chlorit	Epidotgruppe	Feldspat	Halit	sek. Porosität		
Bohrung Grimmen 21/64, beckenrandlich (N)																																																
sm	Gr1	Siltstein, fluv.	1586,4		-	o	o	-	-	-	-	-	o	-	-	-	-	-	-	-	-	-	K	-	+	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
z	Gr2	Anhydrit	1797,6	la	-	++	o	-	(+)	-	-	-	o	-	-	-	-	-	-	-	-	-	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/
Bohrung Grimmen 1/62, beckenrandlich (N)																																																
z	Gr4	Anhydrit	1797,2	ld	-	++	++	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	K	o	-	-	-	++	-	-	-	-	-	-	-	+	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
ru	Gr3	Rhyolitoid	3007,1	λIb	-	-	-	-	-	-	-	-	o	-	o	-	-	-	-	-	-	-	D/F	-	+	-	-	-	-	-	+	-	+	+	-	+	+	-	+	+	o	o	-	o	-	o		
Bohrung Richtenberg 4/65, beckenrandl. (N)																																																
z	Ric2	Stinkkalk	2679,9		/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	K/E	-	++	-	o	+	-	-	-	-	-	-	o	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
ro	Ric3	gSSt., lit.A., fluv.	2779,5	SB	+	-	+	-	-	-	-	-	+	o	-	-	-	-	-	-	+	-	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	
ru	Ric5	Rhyolitoid	3037,5	λIe	-	-	-	-	-	-	-	-	+	o	+	+	-	-	-	-	o	o	D	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	o	-	o	-	-		
	Ric6	fSSt., lit A., fluv.	3820,0	HäK	-	-	-	-	-	-	-	-	-	o	-	+	o	-	o	-	-	-	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/		
	Ric7	Sst., lit.A., äol.	4032,9	HäK	o	-	-	-	o	-	-	-	-	o	o	+	-	-	o	-	-	-	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/		
	RicA5(III)	Sst., lit.A., fluv.	4461,3	HäK	o	-	-	-	-	-	-	-	-	op	o	+	-	-	o	-	-	-	-	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/		
co	Ric8	Sst., lit.A., fluv.	4508,2	HäK	o	-	-	-	-	-	-	-	o	o	+	o	-	o	-	-	-	-	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	
Bohrung Triebsees 1/65, beckenrandlich (N)																																																
z	Tbe6	Anhydrit	2406,1	IVb	-	++	-	-	-	o	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	K	-	-	-	-	+	o	-	-	-	-	-	-	o	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
	Tbe1	Anhydrit	2481,8	ld	-	o	-	-	-	-	-	-	-	o	-	-	-	-	-	-	-	-	K	+	-	-	-	++	-	-	-	-	-	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
	Tbe3	Anhydrit	3155,8	ld	-	+	o	?	?	o	-	-	-	o	-	-	-	-	-	-	-	-	E	+	+	?	?	+	o	-	-	-	-	-	-	o	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
ro	Tbe4	Siltstein, lit.A., fluv.	3188,2		-	-	-	-	-	-	-	-	o	o	-	-	-	-	-	-	-	-	K/S	-	-	-	-	+	o	-	o	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Bohrung Penkun 1/71, beckenrandlich (N-E)																																																
ru	PeH1	Rhyolit	4763,5	λIa	-	-	-	-	-	-	-	-	oP	o	o	-	o	-	-	o	o	B/D	-	++	-	-	-	-	-	o	o	o	-	-	oP	o	-	-	o	-	o	o	-	++	-	o		
	PeL1	Rhyolit	4839,6	λIb	-	-	-	-	-	-	-	-	+	P	o	-	o	-	-	-	o	o	B/D	-	++	-	-	-	-	o	-	-	-	-	oP	o	-	-	o	-	o	o	-	o	-	o		
	PeDD1	Rhyolit	5268,9	λIa	-	o	-	-	-	-	-	-	+	P	o	+	-	+	-	-	-	o	S	-	+	-	-	+	-	-	-	-	+	oP	--	--	o	-	o	--	-	-	-	-	o			
	PeGG1	Rhyolit	5406,2	λIb	-	o	-	-	-	-	-	-	+	P	o	+	-	+	-	-	-	o	S/D	o	+	-	-	+	-	-	o	-	-	-	oP	--	--	o	-	o	-	o	+	-	o			
	PeLL1	Rhyolit	5649,7	λIa	-	-	-	-	-	-	-	-	+	P	o	o	-	+	-	-	?	o	B/D	o	++	-	-	+	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-	-	?	-	-	-	o		
	PeQQ1	Rhyolit	5950,0	λIa	-	-	-	-	-	-	-	-	-	oP	-	o	-	o	-	?	o	o	F	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	oP	--	--	o	-	o	-	-	-	-	o			
Bohrung Kotzen 4/74, beckenrandlich (S-E)																																																
ru	KoE4	Rhyolit	5172,0	λIa	-	-	-	-	-	-	-	-	oP	-	-	-	-	-	-	-	o	E/S	+	+	-	-	+	o	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	o	-	o	-	-	-			
	KoL1	Rhyolit	5438,2	λIe	-	-	-	-	-	-	-	-	oP	-	-	-	-	-	-	-	o	B	-	++	-	-	-	-	+	-	-	-	o	-	oP	-	-	-	+	-	o	-	+	-	+			
	KoL2	Rhyolit	5440,2	λIIe	-	-	-	-	-	-	-	-	oP	-	-	-	-	-	-	-	o	B	-	-	-	-	-	-	+	+	+	+	+	+	oP	-	-	-	-	-	-	-	+	-	+			

Drusen (D), Scherkluff (S), Extensionskluff (E); Konkretionen (K); intraform, Brekzie (B); alterierter Feldspat (F) (--) - nicht identifiziert; (-) - selten vorhanden; (o) - vorhanden; (+) - hoher Vol.-Anteil (++) - Hauptbestandteil
cw= "chicken-wire-Anhydrit", Tonminerale= Tonminerale undifferenziert, Die Typisierung der Zemente erfolgte entsprechend Kap. 4 dieser Arbeit (nach Gaupp 1994, Marx 1994)
kro= Ober-Kreide, mo= Oberer Muschelkalk, su= Untere Buntsandstein, z= Zechstein, ro= Ober-Rotliegend, ru= Unter-Rotliegend, co= co= Ober-Karbon, dm= Mitteldevon etc.

Anhang B1:

Dünnschliff-Petrographie

Stratigraphie				authigene Zemente (Z) / Mobilisate																	hydrothermale Bildungen in Kluftfüllungen und Drusen																											
Proben-Nr.	Gestein/Bez./Millieu	Teufe [m]	Typ	Quarz	Anhydrit	Kalzit	Siderit/Ankerit	Dolomit	Galenit	Baryt	Fluorit	Hämatit	Pyrit	Tonminerale	Kaolinit	Illit, tangential	Illit, maschig	Chlorit	Feldspat	sek. Porosität	Typ	Karbonat, ung.	Kalzit	Ankerit/Siderit	Dolomit	Anhydrit	Galenit	Quarz, idiom.	Quarz, massig	Quarz, zoniert	Chalcedon	Baryt	Fluorit	Hämatit	Pyrit	Chalkopyrit	Galenit	Tonminerale	Kaolinit	Illit	Chlorit	Epidotgruppe	Feldspat	Halit	sek. Porosität			
Bohrung Schilde 1/69, beckenzentral (S)																																																
sm	Sde1	Sst., lit.A., fluv.	2570,0	SB	+	o	o	--	--	--	--	o	--	--	--	o	--	o	o	o	+	o	E	-	+	-	--	++	--	-	-	?	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	
	Sde2	Rhyolitoid	2531,5	λIIb	-	--	--	--	--	--	--	o	-	o	--	o	--	o	o	-	B/D	-	+	--	--	+	--	+	-	-	?	--	o	--	oP	o	--	--	+	--	+	+	--	o	--	--		
	Sde3	Tonstein	2626,0	SB	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--																											
	Sde4	Sst., lit.A., fluv.mit äol.L.	2665,0	SB	++	o	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--																											
	Sde5	Sst., lit.A., äol.	2681,0	SB	o	+	+	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--																											
	Sde6	Sst., lit.A., fluv.mit äol.L.	2680,0	SB	++	o	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--																											
	Sde7	Sst., lit.A., fluv.mit äol.L.	2846,0	SB	-	o	-	--	++	--	--	--	--	--	--	o	--	--	--	--	--																											
Bohrung Karstädt/N 4/64, beckenzentral (S)																																																
ld	KdN1	Sst., lit.A., fluv.	698,2	SB-D?	--	--	--	+	-	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	o																												
lm	KdN2	Geode, Tonst.	854,0	--	--	--	--	--	--	--	--	--	o	--	--	--	--	--	--	--	E	o	-	+	+	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--		
ld	KdN3	Tonstein	1415,2	--	--	--	-	o	o	--	--	--	+	--	--	--	--	--	--	--																												
ld	KdN4	Sst., lit.A., fluv.	1718,4	SB-D?	--	--	--	+	-	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	o																												
Bohrung Königsberg 7/71, beckenzentral (S)																																																
sm	Kgg1	Kalkstein	2088,1	--	--	+	--	--	--	--	--	--	o	--	--	--	--	--	--	--	E	--	--	++	++	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	o	--	--	--	--	--			
	Kgg2	Kalkstein	2092,2	--	--	+	--	--	--	--	--	--	o	--	--	--	--	--	--	--	E	--	--	++	++	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--			
	Kgg3	Siltstein	2104,0	--	--	--	--	--	--	--	--	--	o	--	--	--	--	--	--	--																												
Bohrung Rambow 11/69, beckenzentral (S)																																																
z	Rm1	Anhydrit	3365,0	II	--	++	--	--	--	o	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--																												
Bohrung Rambow 12/69, beckenzentral (S)																																																
z	Rm2	Kalkstein	3330,0	la	--	o	--	--	--	o	--	--	o	-	--	--	--	--	--	--	E	-	--	--	--	o	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--		
Bohrung Rambow 17h/70, beckenzentral (S)																																																
z	Rm6	Anhydrit	3547,6	Va	--	++	--	--	--	o	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--																												
	Rm7	Anhydrit	3699,0	la	--	o	--	--	--	-	--	--	o	--	--	--	--	--	--	--	K	-	--	--	--	++	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--		
	Rm8	Tonst., lit.A., evk., brek.	4155,1	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	K/B	--	--	--	--	++	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--		
	Rm9	Siltst., lit.A., evk.	4152,0	--	--	--	--	--	--	--	--	--	o	--	--	--	--	--	--	--	E	--	o	--	--	++	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--		
	Rm10	Tonstein	4247,0	--	-	-	-	-	-	--	--	+	o	--	--	--	--	--	--	--	E	--	o	o	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--									

Drusen (D), Scherkluft (S), Extensionskluft (E); Konkretionen (K); intraform, Brekzie (B); alterierter Feldspat (F) (-) - nicht identifiziert; (-) - selten vorhanden; (o) - vorhanden; (+) - hoher Vol,-Anteil (++) - Hauptbestandteil
 cw= "chicken-wire-Anhydrit", Tonminerale= Tonminerale undifferenziert, Die Typisierung der Zemente erfolgte entsprechend Kap. 4 dieser Arbeit (nach Gaupp 1994, Marx 1994)
 kro= Ober-Kreide, mo= Oberer Muschelkalk, su= Untere Buntsandstein, z= Zechstein, ro= Ober-Rotliegend, ru= Unter-Rotliegend, co= co= Ober-Karbon, dm= Mitteldevon etc.

Anhang B1:

Dünnschliff-Petrographie

Stratigraphie				authigene Zemente (Z) / Mobilisate																	hydrothermale Bildungen in Kluffüllungen und Drusen																									
Proben-Nr.	Gestein/Bez./Millieu	Teufe [m]	Typ	Quarz	Anhydrit	Kalzit	Siderit/Ankerit	Dolomit	Galenit	Baryt	Fluorit	Hämatit	Pyrit	Tonminerale	Kaolinit	Illit, tangential	Illit, maschig	Chlorit	Feldspat	sek. Porosität	Typ	Karbonat, ung.	Kalzit	Ankerit/Siderit	Dolomit	Anhydrit	Galenit	Quarz, idiom.	Quarz, massiv	Quarz, zoniert	Chalcedon	Baryt	Fluorit	Hämatit	Pyrit	Chalkopyrit	Tonminerale	Kaolinit	Illit	Chlorit	Epidotgruppe	Feldspat	Halit	sek. Porosität		
Bohrung Eldena 1/84, beckenzentral (S)																																														
ro	E11	Anhydrit	3790,2	III	--	o	--	--	--	--	--	--	+	--	--	--	--	--	--	--	--	E	--	+	--	--	++	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	++	--		
	EIA7(III)	Sst., lit.A., äol.	4452,1	SB	o	-	+	--	+	-	--	--	oP	o	--	--	--	--	--	--	o	o	E	--	++	--	--	+	-	--	--	--	+	?	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	
	E17	Siltst., lit.A., evk.	4465,1		-	o	o	--	o	-	--	--	-	o	--	--	--	--	--	--	--	E	+	+	--	--	+	o	-	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	
	E16	Sst., lit.A., fluv.	4709,3	SB	-	--	++	--	+	--	--	--	o	--	--	--	--	--	--	--	o	o	E	--	++	--	--	--	+	+	--	--	+	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	
	EIA6	Kgl., vulkkst., fluv.	4759,9	SB	+	-	+	+	-	-	--	--	oP	+	++	o	?	--	--	--	--																									
	E15	Kgl., vulkkst., fluv.	4764,5	SB	+	-	+	--	o	-	--	--	oP	+	++	o	?	-	--	--	--																									
co	E14	Sst., lit.A., fluv.	4767,2	IC	o	--	+	--	+	--	--	--	-	++	+	-	--	--	--	o	o	E	--	++	--	+	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	
	E13	Sst., lit.A., fluv.	5035,2	IC	-	--	--	--	-	--	--	--	-	+	++	+	-	--	--	--	o	o	E	--	++	--	+	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
	E12	Pelit, fluv.	5149,3	Häk?	O	--	+	+	+	-	--	--	-	o	o	-	--	--	--	--	o	S	--	--	+	+	--	--	+	+	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	
Bohrung Salzwedel 2/64, beckenrandlich (S)																																														
z	Sw2-14	Siltst., lit.A., fluv.	2685,5		--	+	--	--	--	o	--	--	-	+	--	--	--	--	--	--	--	E	+	+	--	--	+	o	-	o	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	
	Sw2-15	Anhydrit	2743,5	Va	--	o	o	--	--	o	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	K	--	--	--	--	+	--	--	--	--	--	--	--	o	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	
	Sw2-13	Anhydrit	2824,4	IVc	--	+	--	--	--	o	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	K	--	--	--	--	+	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	+	--	--	--	
	Sw2-12	Anhydrit	3082,9	Id	--	+	--	--	--	o	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--																									
	Sw-Halit	Halit	3097,0																																											
	Sw2-11	Anhydrit	3097,7	II	--	+	--	--	--	o	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--																									
ro	Sw2-10	Stinkkalk	3334,7	IVc	--	+	--	--	--	o	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--																									
	Sw2-9	Anhydrit	3348,4	IVc	--	+	--	--	--	o	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	K	--	--	--	--	o	o	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	
	Sw2-7	Sst., lit.A., fluv.m.äol.L.	3550,1	IC	+	+	+	--	--	o	--	--	oP	o	-	?	-	?	--	--	--																									
	Sw2-8	Sst., lit.A., fluv.m.äol.L.	3554,1	SB-AD	--	++	--	--	--	--	--	--	--	-	o	--	--	--	--	--	--																									
	Sw2A12	Sst., lit.A., fluv.m.äol.L.	3621,5	SB	++	o	-	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--																									
	Sw2-6	Rhyolit	3732,5	λIVb	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	E	-	o	--	--	--	--	o	--	--	++	--	o	o	--	--	--	--	--	--	--	--	--		
ru	Sw2-5	Rhyolit	3742,4	λIVb	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	E	--	--	--	--	--	--	o	--	--	++	--	--	o	o	--	--	--	--	--	--	--	--	--	
	Sw2-4	Rhyodazit	3897,6	λIIb	--	--	--	--	--	--	--	--	o	o	o	--	--	--	--	--	--	S/E	o	++	--	--	o	-	+	--	--	--	+	--	--	o	--	--	o	--	+	--	--	o	--	
	Sw2-3	Rhyodazit	4132,4	λIIb	--	-	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	E	--	++	--	--	--	+	o	-	--	--	--	--	o	o	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
	Sw2-1	Rhyodazit	4927,1	λIVb	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	E	--	++	--	--	--	+	o	-	--	--	--	--	o	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	
	Sw2-2	Rhyodazit	4927,4	λIVb	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	E	--	++	--	--	--	+	o	-	--	--	--	--	o	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	
	Bohrung Pretzier 1/77, beckenrandlich (S)																																													
ro	Prz6	Sst., lit.A., fluv.	3439,2		-	--	--	--	--	--	--	--	o	o	--	--	o	--	o	o	S	--	++	--	--	--	--	+	+	?	--	--	o	--	o	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
	Prz5	Sst., lit.A., fluv.	3623,2	SB	++	+	--	--	--	--	--	--	o	o	o	?	?	?	--	--	--																									
	Prz4	Sst., lit.A., fluv.	3624,0	SB	++	o	--	--	--	--	--	--	o	o	o	?	?	-	o	-	V/F	--	++	--	--	--	--	+	+	+	--	--	--	--	o	--	--	o	?	o	o	--	--	--	--	
	Prz3	Sst., lit.A., fluv.?	3682,4	SB	++	-	--	--	--	--	--	--	o	o	-	--	--	--	--	--	--																									
	PrzA15	Sst., lit.A., fluv.	3712,2	SB	+	o	o	--	--	--	--	--	o	o	--	--	o	--	o	--	--																									
ru	Prz1	Rhyolit	3740,8	αle	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	D/F/V	o	++	--	--	--	--	+	+	++	-	--	--	--	o	--	+	--	+	+	--	--	--	-		
	Prz2	Hydrothermalit	3745,2																		V	o	++	--	--	--	--	+	+	++	-	--	--	--	--	--	--	--	+	+	--	--	--	o		

Drusen (D), Scherkluff (S), Extensionskluff (E); Konkretionen (K); intraform, Brekzie (B); alterierter Feldspat (F) (--) - nicht identifiziert; (-) - selten vorhanden; (o) - vorhanden; (+) - hoher Vol.-Anteil (++) - Hauptbestandteil
 cw= "chicken-wire-Anhydrit", Tonminerale= Tonminerale undifferenziert, Die Typisierung der Zemente erfolgte entsprechend Kap. 4 dieser Arbeit (nach Gaupp 1994, Marx 1994)
 kro= Ober-Kreide, mo= Oberer Muschelkalk, su= Untere Buntsandstein, z= Zechstein, ro= Ober-Rotliegend, ru= Unter-Rotliegend, co= co= Ober-Karbon, dm= Mitteldevon etc.

Anhang B1:

Dünnschliff-Petrographie

				authigene Zemente (Z) / Mobilisate														hydrothermale Bildungen in Kluftfüllungen und Drusen																															
Stratigraphie	Proben-Nr.	Gestein/Bez./Millieu	Teufe [m]	Typ	Quarz	Anhydrit	Kalzit	Siderit/Ankerit	Dolomit	Galenit	Baryt	Fluorit	Hämatit	Pyrit	Tonminerale	Kaolinit	Illit, tangential	Illit, maschig	Chlorit	Feldspat	sek. Porosität	Typ	Karbonat, ung.	Kalzit	Ankerit/Siderit	Dolomit	Anhydrit	Galenit	Quarz, idiom.	Quarz, massiv	Quarz, zoniert	Chalcedon	Baryt	Fluorit	Hämatit	Pyrit	Chalkopyrit	Galenit	Tonminerale	Kaolinit	Illit	Chlorit	Epidotgruppe	Feldspat	Halit	sek. Porosität			
Bohrung Meseberg/O 3/73, beckenrandl. (S)																																																	
ro	MbgA14	Sst., lit.A., fluv.	4934,2	SB	+	++	--	--	-	o	--	--	oP	o	o	?	o	--	-	o	-																												
ru	Mbg1	Rhyodazit	4954,2	λIe	-	--	--	--	--	--	--	--	o	o	--	--	+	--	+	o	-		D/F	--	--	--	--	--	--	--	+	--	o	--	--	oP	o	--	--	+	--	+	--	--	o	--	-		
Bohrung Garlipp 1/68, beckenrandl. (S)																																																	
ro	Gap1	Sst., Ark., äol.	4013,5	SB-A	o	++	+	--	--	o	--	--	o	o	--	--	--	--	--	--	o	-																											
	Gap2	Sst., lit.A., äol.fluv.umgel.	4165,7	IM	o	--	--	--	--	--	--	--	oP	o	++	?	+	-	o	o	o																												
	Gap3	Sst., lit.A., äol.fluv.umgel.	4244,4	IQK	o	--	+	--	o	--	--	--	oP	o	++	?	+	?	+	o	o																												
	Gap4	Sst., lit.A., äol.fluv.umgel.	4351,2	IQK	o	--	+	--	--	--	--	--	oP	o	++	?	+	?	+	o	o																												
ru	Gap5	Basaltoid	4400,0	β2II	-	--	--	--	--	--	--	--	-	o	--	--	--	--	--	--	-		D/K	--	+	?	?	++	--	--	+	--	+	--	--	o	o	--	--	++	?	+	o	--	o	--	+		
	Gap6	Basaltoid	4452,0	β1II	--	--	--	--	--	--	--	--	-	o	--	--	--	--	--	--	-		D	-	o	--	--	--	--	o	--	o	--	?	--	+	--	--	--	?	?	?	++	o	--	o			
	Gap7	Rhyolitoid-Brekzie	4565,5	λIVe	o	+	--	--	--	--	--	--	o	o	+	-	+	--	--	--	-	o		B	--	--	--	--	+	--	o	++	?	+	--	--	oP	o	--	--	o	--	o	--	--	-			
Bohrung Huy-Neinstedt 1/85, beckenrand. (S)																																																	
co	Nei1	Rhyolitoid	1538,4	λVe	-	--	--	--	--	--	--	--	--	o	-	--	--	--	?	-	--		E/F	o	o	--	--	--	--	o	o	--	-	?	+	o	--	--	--	+	--	+	?	--	-	--	--		
	Nei2	Rhyolitoid	1957,9	λIb	+	--	o	--	--	--	--	--	--	+	o	--	+	--	+	+	o		V/S	-	++	+	--	--	--	--	--	+	--	--	--	o	--	--	+	--	o	++	--	+	--	--			
	Nei3	Rhyolitoid	1964,2	λIα	o	--	--	--	--	--	--	--	--	o	+	--	o	--	+	o	--		V/F	+	+	--	--	--	--	--	--	++	--	--	--	+	--	--	+	--	--	+	--	--	--	--			
dm	Nei5	Diabas	2570,9		--	--	--	--	--	--	--	--	+	+	--	+	--	+	-	--		B	--	+	--	--	+	--	--	--	--	--	--	--	--	+	--	--	o	--	o	--	--	--	--				
	Nei6	Tonstein, brekziiert	2637,6		--	--	--	--	--	--	--	--	--	+	+	--	+	--	+	--	--		B	--	++	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	+	--	--	o	--	o	--	--	--	--				
Bohrung Dreileben 3/70, beckenrandl. (S)																																																	
z	Dre4	Anhydrit	764,8	Vb	--	+	-	--	--	--	--	--	+	--	--	--	--	--	--	--	--																												
e	Dre3	Sst., lit.A., fluv.	854,8	SB-AD	o	+	+	--	--	o	--	--	+	-	-	--	--	--	--	--	--																												
ru	Dre1	Rhyolitoid	908,7	λIVb																			S	--	--	--	--	++	+	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--		
e	Dre2	Grauwacke	977,0		o	--	--	--	+	--	--	--	++	o	+	--	o	o	o	-	--		V	--	--	--	++	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	
Bohrung Roxförde 2/62, beckenrandl. (S)																																																	
ro	Rx3	Anhydrit	282,7	IIa	--	+	--	--	--	o	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--		V	--	--	--	--	o	+	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--		
	Rx4	Siltst., GW, fluv.	370,5	-	--	--	--	o	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--		S	o	+	--	--	+	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	?	--	--		
	Rx2	Sandstein, äolisch	606,1	IQK	+	--	+	--	--	--	--	--	o	o	+	?	+	--	--	+	-		V	--	+	--	--	++	+	-	o	-	o	-	++	oP	--	--	--	--	--	--	--	--	o	--	--		
ru	Rx1	Hydrothermalit	639,7																				S	+	++	--	--	+	--	--	o	--	--	?	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	
	Rx5	Rhyolitoid	1531,7	λIe	o	-	--	--	--	--	--	--	oP	o	+	--	++	--	-	--	--		D/V	o	+	--	--	o	--	o	-	--	-	--	--	--	oP	o	--	--	o	--	+	--	--	--	--		
	Rx6	Rhyolitoid	1879,6	λIe	o	-	--	--	--	--	--	--	oP	o	+	--	++	--	-	--	--		D/V	o	+	--	--	o	--	o	-	--	-	--	--	--	oP	o	--	--	o	--	+	--	--	--	--		
co	Rx7	Rhyolitoid	2020,3	α1-6	-	--	--	--	--	--	--	--	oP	o	+	--	+	--	+	o	--		V	-	o	--	--	--	--	o	--	-	--	--	--	--	+	+	--	--	+	+	?	o	--	--			
	Rx8	Grauwacke	2402,0		-	--	--	--	--	--	--	--	oP	o	+	--	o	--	+	-	++		F	-	+	-	+	-	--	--	--	--	--	--	--	+	+	--	--	+	+	--	--	--	--	--			

Drusen (D), Scherkluft (S), Extensionskluft (E); Konkretionen (K); intraform, Brekzie (B); alterierter Feldspat (F) (-) - nicht identifiziert; (-) - selten vorhanden; (o) - vorhanden; (+) - hoher Vol.-Anteil (++) - Hauptbestandteil
cw= "chicken-wire-Anhydrit", Tonminerale= Tonminerale undifferenziert, Die Typisierung der Zemente erfolgte entsprechend Kap. 4 dieser Arbeit (nach Gaupp 1994, Marx 1994)
kro= Ober-Kreide, mo= Oberer Muschelkalk, su= Untere Buntsandstein, z= Zechstein, ro= Ober-Rotliegend, ru= Unter-Rotliegend, co= Ober-Karbon, dm= Mitteldevon etc.

Anhang B1:

Dünnschliff-Petrographie

				authigene Zemente (Z) / Mobilisate																	hydrothermale Bildungen in Kluftfüllungen und Drusen																										
Stratigraphie	Proben-Nr.	Gestein/Bez./Millieu	Teufe [m]	Typ	Quarz	Anhydrit	Kalzit	Siderit/Ankerit	Dolomit	Galenit	Baryt	Fluorit	Hämatit	Pyrit	Tonminerale	Kaolinit	Illit, tangential	Illit, maschig	Chlorit	Feldspat	sek. Porosität	Typ	Karbonat, ung.	Kalzit	Ankerit/Siderit	Dolomit	Anhydrit	Galenit	Quarz, idiom.	Quarz, massig	Quarz, zoniert	Chalcedon	Baryt	Fluorit	Hämatit	Pyrit	Chalkopyrit	Selenit	Tonminerale	Kaolinit	Illit	Chlorit	Epidotgruppe	Feldspat	Halit	sek. Porosität	
Aufschluß Elbsandsteingebirge (zum Vgl.)																																															
kro	Elb	Sst., Ark., mar. K.-bild.		Q	o	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/
Aufschlüsse Teufelsmauer, beckenrandl. (S)																																															
kro	Teuf1	Sst., Ark., mar. K.-bild.		Q	++	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/
	Kö1	Sst., Ark., mar. K.-bild.		Q	o	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/
	Grov	Sst., Ark., mar. K.-bild.		Q	o	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/
	Wap	Sst., Ark., mar. K.-bild.		Q	o	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/
Aufschlüsse Flechtingen, beckenrandl. (S)																																															
co	Ei1	Andesitoid		$\alpha 1-6$	o	--	--	--	--	--	--	--	oP	o	o	--	--	--	--	--	--	--	K	--	++	--	--	--	--	o	++	+	+	--	--	oP	+	--	--	--	--	--	--	+	--	--	
	Ei2	Hydrothermalit		$\alpha 1-6$	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	D	--	--	--	--	--	--	--	--	++	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	
	Bo1	Andesitoid		αII	o	--	--	--	--	--	--	--	--	--	+	--	--	--	--	--	+	o	--	K	--	++	--	--	--	--	--	--	--	--	+	P	+	--	--	--	--	--	--	--	--	--	
	Fl1	Rhyolitoid		λIVd	--	--	--	--	--	--	--	--	o	-P	+	--	--	+	?	--	--	B	--	+	--	--	--	--	+	--	--	--	--	++	+	--	--	--	--	+	?	--	o	--	--		
ru	Fl2	Rhyolitoid		λIVd	--	--	--	--	--	--	--	o	-P	+	--	--	+	?	--	--	B	--	+	--	--	--	--	--	+	--	--	--	--	++	+	--	--	--	--	+	?	--	o	--	--		
	Fl38	Hydrothermalit		λIVd	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	S	--	++	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	
	Fl43	Hydrothermalit		λIVd	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	S	--	++	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	
Aufschluß Wanzleben, beckenrandl. (S)																																															
keuU	Wanz1	Dolomit			--	--	++	?	+	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	o	K	--	++	--	++	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	+	--	--	--	--	--	--	o	
	Wanz2	Dolomit			--	--	++	?	+	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	o	K	--	++	--	++	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	+	--	--	--	--	--	--	--	o		
	Wanz3	Dolomit			--	--	++	?	+	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	o	K	--	++	--	++	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	+	--	--	--	--	--	--	--	o		

Drusen (D), Scherkluft (S), Extensionskluft (E); Konkretionen (K); intraform, Brekzie (B); alterierter Feldspat (F) (--) - nicht identifiziert; (-) - selten vorhanden; (o) - vorhanden; (+) - hoher Vol,-Anteil (++) - Hauptbestandteil
cw= "chicken-wire-Anhydrit", Tonminerale= Tonminerale undifferenziert, Die Typisierung der Zemente erfolgte entsprechend Kap. 4 dieser Arbeit (nach Gaupp 1994, Marx 1994)
kro= Ober-Kreide, mo= Oberer Muschelkalk, su= Untere Buntsandstein, z= Zechstein, ro= Ober-Rotliegend, ru= Unter-Rotliegend, co= Ober-Karbon, dm= Mitteldevon etc.

Anhang B2:

Kathodolumineszenz

				authigene Quarze										authigene Karbonate										authigenenFeldspäte			
					Quarz zoniert				Quarz, normal				Kalzit			Dolomit		Kalzit									
Stratigraphie	Proben-Nr.	Gestein/Bez./Millieu	Teufe [m]	Generation	blau-rot hohe Intensität	blau-bräunlich hohe Intensität	blau-dunkelblau geringe Intensität	dkl.blau-gräul. geringe Intensität	blau hohe Intensität	bräunlich geringe Intensität	dunkelblau geringe Intensität	keine sichtbare Lumineszenz	gelb-orange hohe Intensität	orange hohe Intensität	orange geringe Intensität	orange-rot hohe Intensität	rot hohe Intensität	blau mittlere Intesität	dunkelblau- violett gerinae Intensität	zonierte Kalzite	keine sichtbare Lumineszenz	blau-violett hohe Intensität	grünlich-beige mittlere Intensität	keine sichtbare Lumineszenz			
Bohrung Parchim 1/68; beckenzentral																											
z	Pa13	Anhydrit	4687.1																								
	Pa12	Anhydrit	4688.3																								
D	Pa11	Sandstein	4710.2	C										+			-										
	Pa10	Tonstein/Sandstein	5003.6											+			-										
	Pa9	Tonstein	5257.7											0			0										
	Pa8	Siltstein	5467.3											0			0										
	Pa7	Silt-Tonstein	5509.8											0			-										
	Pa6	Sandstein	5751.2	C/K								+		+			0										
	Pa5	Konglomerat	5997.2											+			-										
ru	Pa4	Sandstein	6039.0											0													
	PaA1	rhyodaz.Lava	6260.5											0													
	PaH5	rhyodaz.Lava	6393.8	K										0							+						
	Pa1	rhyodaz.Lava	6410.3	K										+							+						
S	PaL1	rhyodaz.Lava	6468.0	K	+									+													
	Pa2	Granodiorit	6607.1	K	+				+					-													
	Pa1	Pelit	6782.8	K								0		0	+												
	Pa3	Pelit	6972.8	K			+			+				-													
Bohrung Stavenhagen 1/76; beckenzentral																											
z	Stav10	Anhydrit	4283.2																								
D	Stav8	Ton-Siltst.,evk.	4473.1	C							+			+													
	StavA3(II)	Vulkanoklast-Kgl., fluv.	4715.1	C										-		+											
	Stav5	Siltst.,lit.A., evk.	4797.8																								
	Stav3	Siltst.,lit.A., fluv.	4820.7																								
	Stav2	Kgl.,lit.A., fluv.	4957.6	C								+		0									0				
ru	Stav1	Rhyolitoid	4997.6																								
Bohrung Penzlin 1/75; beckenzentral																											
z	Pnl8	Anhydrit	4557.9																								
D	Pnl7	Silt-Tonst., evk.	4698.6																								
	Pnl6	Siltst.,evk.	5003.1									+															
	Pnl1A2	Sst., lit.A., äol. Aqu.aufg.	5148.6														+										
	Pnl4	Sst., lit.A., fluv.,	5167.9								0	+					+										
	Pnl1A1	Sst., lit.A., aquatisch	5177.2	C								0					0										
ru	Pnl2	Rhyolitoid	5473.7	C								0										0					
	Pnl1	Rhyolitoid	5474.5																								

Drusen (D), Scherklüft (S), Extensionsklüft (E); Konkretionen (K); intraform. Brekzie (B); alterierter Feldspat (F) () - nicht identifiziert; (-) - selten vorhanden; (o) - vorhanden; (+) - Hauptbestandteil

Anhang B2:

Kathodolumineszenz

				authigene Quarze										authigene Karbonate										authigenenFeldspäte			
					Quarz zoniert					Quarz, normal					Kalzit			Dolomit		Kalzit							
Stratigraphie	Proben-Nr.	Gestein/Bez./Milieu	Teufe [m]	Generation	blau-rot hohe Intensität	blau-bräunlich hohe Intensität	blau-dunkelblau geringe Intensität	dkl.blau-gräul. geringe Intensität	blau hohe Intensität	bräunlich geringe Intensität	dunkelblau geringe Intensität	keine sichtbare Lumineszenz	gelb-orange hohe Intensität	orange hohe Intensität	orange geringe Intensität	orange-rot hohe Intensität	rot hohe Intensität	blau mittlere Intensität	dunkelblau- violett geringe Intensität	zonierte Kalzite	keine sichtbare Lumineszenz	blau-violett hohe Intensität	grünlich-beige mittlere Intensität	keine sichtbare Lumineszenz			
Bohrung Rügen 1/63; beckenrandlich (N)																											
z	Rn2	Anhydrit	1685.6																								
	Rn1	Anhydrit	2035.7																								
ru	Rn12	Basaltoid2?, brekziiert	2043.5																								
	Rn11	Basaltoid?	2044.2	K								+		0				+									
co(S)	Rn10	Basaltoid?	2219.9	K								-		0					+								
	Rn8	Sandstein, lit.A., fluv.	2632.8	C							-	+		0	0												
	RnA4(III)	Sandstein	2938.5	C								0															
	Rn6	Sandstein, lit.A., fluv.	2940.2																								
	Rn5	Sandstein, Suba., fluv.	3210.4	C					-	+	0												-				
	Rn4	Tonstein, brekziiert	3451.1																								
	Rn3	Ton-Siltst., Qz-GW, fluv	3457.2																								
Bohrung Samtens101/62, beckenrandlich (N)																											
me	Sam9	Anhydrit	813.2																								
sm	Sam8	Tonstein, evk.	1177.2																								
	Sam7	Tonstein, evk.	1220.1																								
z	Sam3	Anhydrit	1523.7																								
	Sam1	Anhydrit	1679.7																								
ru	Sam5	Quarzporphyr	1841.6	D										0							+						
	Sam4	Quarzporphyr	2019.4	D								+															
Bohrung Marnitz/O.101/62, beckenzentral (N)																											
	Mnz2	bioklast. Kalksst.	1194.0												0						+						
	Mnz3	Sandstein	1156.4																								
Bohrung Mirow 1/74, beckenzentral																											
il	Mi1	Tonstein, limn.	1713.5																								
z	Mi2	Stinkkalk	4706.2																								
ro	Mi4	Siltstein, lith. GW, evk.	4804.9																								
	Mi6	Siltstein, lith. GW, evk.	5043.6																								
	Mi8	Sst., Qza,äol.fluv.umge	5527.2	C								+		-				+									
	Mi10	Konglomerat, fluv.	5882.9	C								+		-				+									
	Mi12	Sst., Ark., fluv.	6032.8	C								+						+					-				
ru	Mi13	Konglomerat, fluv.	6189.4																								
	MiF1	rhyolit. Lava	6498.7	K	+								0	+							+						
	MiJ1	rhyolit. Lava	6646.7	K								+		+									+				
	MiN2	Basalt	6791.1	D				+			+			0													
	MiO5	Basalt	6835.0	K										+	0												
	MiW2	rhyolit. Lava o. Ignimbri	7855.2	D					+		+				+												
	MiX3	mafische Intrusion	7911.1	K										+	+												

Anhang B2:

Kathodolumineszenz

				authigene Quarze										authigene Karbonate										authigenen Feldspäte				
				Quarz zoniert					Quarz, normal					Kalzit			Dolomit		Kalzit									
Stratigraphie	Proben-Nr.	Gestein/Bez./Millieu	Teufe [m]	Generation	blau-rot hohe Intensität	blau-bräunlich hohe Intensität	blau-dunkelblau geringe Intensität	dkl.blau-gräul. geringe Intensität	blau hohe Intensität	bräunlich geringe Intensität	dunkelblau geringe Intensität	keine sichtbare Lumineszenz	gelb-orange hohe Intensität	orange hohe Intensität	orange geringe Intensität	orange-rot hohe Intensität	rot hohe Intensität	blau mittlere Intensität	dunkelblau- violett geringe Intensität	zonierte Kalzite	keine sichtbare Lumineszenz	blau-violett hohe Intensität	grünlich-beige mittlere Intensität	keine sichtbare Lumineszenz				
Bohrung Grimmen 21/64, beckenrandlich (N)																												
sm	Gr1	Siltstein, fluv.	1586.4											o														
z	Gr2	Anhydrit	1797.6																									
Bohrung Grimmen 1/62, beckenrandlich (N)																												
z	Gr4	Anhydrit	1797.2																									
u	Gr3	Rhyolitoid	3007.1	D								o		+														
Bohrung Richtenberg 4/65, beckenrandl. (N)																												
z	Ric2	Stinkkalk	2679.9																									
ro	Ric3	gSSt., lit.A., fluv.	2779.5	C								+					+											
co	Ric5	Basaltoid2?, brekziiert	3037.5																									
	Ric6	fSst., lit.A., fluv.	3820.0																									
	Ric7	Sst., lit.A., äol.	4032.9											o			+											
	RicA5(III)	Sst., lit.A., fluv.	4461.3																									
	Ric8	Sst., lit.A., fluv.	4508.2	C					-		-	-																
Bohrung Triebsees 1/65, beckenrandlich (N)																												
z	Tbe6	Anhydrit	2406.1																									
	Tbe1	Anhydrit	2481.8																									
	Tbe3	Anhydrit	3155.8																									
o	Tbe4	Siltstein, lit.A., fluv.	3188.2																									
Bohrung Penkun 1/71, beckenrandlich (N-E)																												
u	PeH1	SiO2-reiche Lava	4763.5	K/B										+	+													
	PeL1	SiO2-reiche Lava	4839.6	K									o	+						+	+							
	PeDD1	SiO2-reiche Lava	5268.9	K									o	+				o										
	PeGG1	SiO2-reiche Lava	5406.2	K										+	+						+							
	PeLL2	SiO2-reiche Lava	5649.7	K								o		+							-							
	PeQQ1	SiO2-reiche Lava	5950.0																									
Bohrung Kotzen 4/74, beckenrandlich (S-E)																												
u	KoE4	SiO2-reiche Lava	5172.0	K																								
	KoL1	SiO2-reiche Lava	5438.2	K				+																				
	KoL2	SiO2-reiche Lava	5440.2	K/B							+			+	+								o					
Bohrung Schilde 1/69, beckenzentral (S)																												
sm	Sde1	Sst., lit.A., fluv.	2570.0	C								-					o											
	Sde2	Rhyolitoid	2531.5																									
	Sde3	Tonstein	2626.0																									
	Sde4	Sst., lit.A., fluv.mit äol.L	2665.0	C								+					-											
	Sde5	Sst., lit.A., äol.	2681.0														-											
	Sde6	Sst., lit.A., fluv.mit äol.L	2680.0	C								+																
	Sde7	Sst., lit.A., fluv.mit aöl.L	2846.0														+											

Anhang B2:

Kathodolumineszenz

				authigene Quarze												authigene Karbonate								authigenen Feldspäte				
				Quarz zoniert				Quarz, normal				Kalzit			Dolomit		Kalzit											
Stratigraphie	Proben-Nr.	Gestein/Bez./Millieu	Teufe [m]	Generation	blau-rot hohe Intensität	blau-bräunlich hohe Intensität	blau-dunkelblau geringe Intensität	dkl. blau-gräul. geringe Intensität	blau hohe Intensität	bräunlich geringe Intensität	dunkelblau geringe Intensität	keine sichtbare Lumineszenz	gelb-orange hohe Intensität	orange hohe Intensität	orange geringe Intensität	orange-rot hohe Intensität	rot hohe Intensität	blau mittlere Intensität	dunkelblau- violett geringe Intensität	zonierte Kalzite	keine sichtbare Lumineszenz	blau-violett hohe Intensität	grünlich-beige mittlere Intensität	keine sichtbare Lumineszenz				
Bohrung Karstädt/N 4/64, beckenzen­tral (S)																												
D	KdN1	Sst., lit.A., fluv.	698.2																									
	KdN2	Geode, Tonst.	854.0	K																				+				
	KdN3	Tonstein	1415.2	K											+													
	KdN4	Sst., lit.A., fluv.	1858.5																									
Bohrung Königsberg 7/71, beckenzen­tral (S)																												
sm	Kgg1	Kalkstein	2088.1											+	-					+								
	Kgg2	Kalkstein	2092.2																									
	Kgg3	Siltstein	2104.0																									
Bohrung Rambow 11/69, beckenzen­tral (S)																												
z	Rm1	Anhydrit	3365.0																									
Bohrung Rambow 12/69, beckenzen­tral (S)																												
z	Rm2	Kalkstein	3330.0	K											+													
Bohrung Rambow 17h/70, beckenzen­tral (S)																												
D	Rm6	Anhydrit	3547.6																									
	Rm7	Anhydrit	3699.0																									
	Rm8	Tonst., lit.A., evk., brek.	4155.1																									
	Rm9	Siltst., lit.A., evk.	4152.0														-											
	Rm10	Tonstein	4247.0												-													
	Rm11	fSst., lit.A., fluv.	4248.0											+														
	Rm12	Siltst., lit.A., fluv.?	4346.2											0														
	Rm13	Siltst., lit.A., äol?	4392.3											+														
C	Rm17A10(II)	Sst., lit.A., äol.	4252.0	C								0		+			+											
Bohrung Pröttlin 1/82, beckenzen­tral (S)																												
C	Pröt2	Pelit	5663.2	K										+							+							
	Pröt3	Grauwacke	5402.8																									
Bohrung Eldena 1/84, beckenzen­tral (S)																												
D	E1	Anhydrit	3790.2											0			+											
	E1A7(III)	Sst., lit.A., äol.	4452.1	C/K								+		+			+											
	E17	Siltst., lit.A., evk.	4465.1											+			+											
	E16	Sst., lit.A., fluv.	4709.3											+			+											
	E1A6	Kgl., vulkklst., fluv.	4759.9							K				+	+		+											
	E15	Kgl., vulkklst., fluv.	4764.5	C								+		+			+											
	E14	Sst., lit.A., fluv.	4767.2											+			+											
	E13	Sst., lit.A., fluv.	5035.2														-											
C	E12	Pelit, lit.A., fluv.	5149.3	K					-		+			+			+				+							

Drusen (D), Scherkluft (S), Extensionskluff (E); Konkretionen (K); intraform. Brekzie (B); alterierter Feldspat (F) () - nicht identifiziert; (-) - selten vorhanden; (o) - vorhanden; (+) - Hauptbestandteil

Anhang B2:

Kathodolumineszenz

				authigene Quarze										authigene Karbonate										authigenen Feldspäte				
					Quarz zoniert					Quarz, normal					Kalzit			Dolomit		Kalzit								
Stratigraphie	Proben-Nr.	Gestein/Bez./Millieu	Teufe [m]	Generation	blau-rot hohe Intensität	blau-bräunlich hohe Intensität	blau-dunkelblau geringe Intensität	dkl. blau-gräul. geringe Intensität	blau hohe Intensität	bräunlich geringe Intensität	dunkelblau geringe Intensität	keine sichtbare Lumineszenz	gelb-orange hohe Intensität	orange hohe Intensität	orange geringe Intensität	orange-rot hohe Intensität	rot hohe Intensität	blau mittlere Intensität	dunkelblau- violett geringe Intensität	zonierte Kalzite	keine sichtbare Lumineszenz	blau-violett hohe Intensität	grünlich-beige mittlere Intensität	keine sichtbare Lumineszenz				
Bohrung Salzwedel 2/64, beckenrandlich (S)																												
z	Sw2-14	Siltst., lit.A., fluv.	2685.45	C/K										-	+													
	Sw2-15	Anhydrit	2743.45											-														
	Sw2-13	Anhydrit	2824.35																									
	Sw2-12	Anhydrit	3082.85																									
	Sw-Halit	Halit	3097.0																									
	Sw2-11	Anhydrit	3097.65																									
	Sw2-10	Stinkkalk	3334.7																									
o	Sw2-9	Anhydrit	3348.4																									
	Sw2-7	Sst., lit.A., fluv.m.äol.L.	3550.1											+														
	Sw2-8	Sst., lit.A., fluv.m.äol.L.	3554.1											-														
ru	Sw2A12	Sst., lit.A., fluv.m.äol.L.	3621.5	C							+	0		-	0						0							
	Sw2-6	Rhyolitoid	3732.5																									
	Sw2-5	Rhyolitoid	3742.4																									
	Sw2-4	Rhyolitoid	3897.6	K											+						0							
	Sw2-3	Rhyolitoid	4132.4																									
	Sw2-1	Rhyolitoid	4927.1																									
	Sw2-2	Rhyolitoid	4927.4	K								0			+													
Bohrung Pretzier 1/77, beckenrandlich (S)																												
o	Prz6	Sst., lit.A., fluv.	3439.2	K										0	+					?								
	Prz5	Sst., lit.A., fluv.	3623.2	C								0				+						-						
	Prz4	Sst., lit.A., fluv.	3624.0	C/K					+			+			+	+												
	Prz3	Sst., lit.A., fluv.?	3682.4	C								+																
	PrzA15	Sst., lit.A., fluv.	3712.2																									
ru	Prz1	Porphyrit	3740.8	K	+												+											
	Prz2	Hydrothermalit	3745.2	K		+			+	+					+													
Bohrung Meseberg/O 3/73, beckenrandl. (S)																												
e	MbgA14	Sst., lit.A., fluv.	4934.2	C								0					-											
e	Mbg1	Sandstein	4954.2																									
Bohrung Garlipp 1/68, beckenrandl. (S)																												
o	Gap1	Sst., Ark., äol.	4013.5																									
	Gap2	Sst., lit.A., äol.fluv.umg	4165.7	C								0																
	Gap3	Sst., lit.A., äol.fluv.umg	4244.4																									
	Gap4	Sst., lit.A., äol.fluv.umg	4351.2																									
ru	Gap5	Rhyolitoid	4400.0	D											+	0					+							
	Gap6	Rhyolitoid	4452.0	D							+				+													
	Gap7	Rhyolitoid-Brekzie	4565.5	K				+	+																			

Drusen (D), Scherkluft (S), Extensionskluff (E); Konkretionen (K); intraform. Brekzie (B); alterierter Feldspat (F) (-) - nicht identifiziert; (-) - selten vorhanden; (o) - vorhanden; (+) - Hauptbestandteil

Anhang B2:

Kathodolumineszenz

[illegible]

Drusen (D), Scherkluft (S), Extensionskluft (E), Konkretionen (K); intraform. Brekzie (B); alterierter Feldspat (F) () - nicht identifiziert; (-) - selten vorhanden; (o) - vorhanden; (+) - Hauptbestandteil

Anhang B2:

Kathodolumineszenz

				authigene Quarze												authigene Karbonate								authigenenFeldspäte			
				Generation	Quarz zoniert				Quarz, normal				Kalzit			Dolomit		Kalzit									
Stratigraphie	Proben-Nr.	Gestein/Bez./Milieu	Teufe [m]		blau-rot hohe Intensität	blau-bräunlich hohe Intensität	blau-dunkelblau geringe Intensität	dkl.blau-gräul. geringe Intensität	blau hohe Intensität	bräunlich geringe Intensität	dunkelblau geringe Intensität	keine sichtbare Lumineszenz	gelb-orange hohe Intensität	orange hohe Intensität	orange geringe Intensität	orange-rot hohe Intensität	rot hohe Intensität	blau mittlere Intensität	dunkelblau- violett geringe Intensität	zonierte Kalzite		keine sichtbare Lumineszenz	blau-violett hohe Intensität	grünlich-beige mittlere Intensität	keine sichtbare Lumineszenz		
Aufschlüsse Flechtingen, beckenrandl. (S)																											
co	Ei1	Andesitoid	K			+										+					-						
	Ei2	Hydrothermalit					+																				
	Bo1	Andesitoid																									
	Fl1	Rhyolitoid																									
	Fl2	Rhyolitoid																									
ru	Fl38	Hydrothermalit																									
	Fl43	Hydrothermalit																									
Aufschluß Wanzleben, beckenrandl. (S)																											
keuU	Wanz1	Dolomit														+											
	Wanz2	Dolomit														+											
	Wanz3	Dolomit														+											

Drusen (D), Scherkluft (S), Extensionskluft (E); Konkretionen (K); intraform. Brekzie (B); alterierter Feldspat (F) () - nicht identifiziert; (-) - selten vorhanden; (o) - vorhanden; (+) - Hauptbestandteil

Anhang B3:

Sandsteine

Probe Fazies		Punkte, insgesamt	Detritus, Matrix [gezählte Punkte]								Zemente und Glimmer [gezählte Punkte]								Q	L	F	Matrix	
			Qm	Qp	Ls	Lv	Lm	Kalifeldspat	Plagioklas	Matrix	Karbonat	Quarz	Anhydrit	Albit	Illit, Kaolinit	Hämatit	Pyrit	Chlorit	Muskovit	%	%	%	%
Teuf1	Strandsand	252	180	15					21			36								88,7	0,0	11,3	0,0
Kö1	Strandsand	189	150	15					9			15								95,6	0,0	4,4	0,0
Grov1	Strandsand	242	180	12					5			45								97,2	0,0	2,8	0,0
Mnz3	?	311	162	18	3	3		6	15		84	15				5				86,8	2,9	10,3	0,0
KdN1	?	320	159			12			12		107					30				84,9	7,5	7,5	0,0
KdN4	?	240	135	6				6	3		90									94,6	0,0	5,4	0,0
Sde1	fluviatil	341	153	12	3	13	4		12	67	24	5	12					15	21	84,2	9,9	5,9	19,6
Sde4	äolisch?	231	159				9		18		12	24	9							88,5	3,8	7,7	0,0
Sde5	äolisch?	293	208	4		9			12		15	12	33							92,1	3,4	4,5	0,0
Sde6	äolisch?	301	240	6		12	7		17			15	4							85,2	7,8	7,0	0,0
Sde7	äolisch?	343	202	6					18		99	3	15							89,4	0,0	10,6	0,0
Mi12	fluviatil	331	129	22		56			26	4	39	15	7	24	7		2			66,5	22,9	10,6	1,2
Mi13	fluviatil	316	141	21		78		5	29	11		12		14	2	1	2			60,4	27,6	12,0	3,5
EIA6	fluviatil	491	237	6		135			18	57	9	5			7	17				37,8	54,9	7,3	11,6
EI5	fluviatil	343	87	6		198			9	25	18									47,3	50,4	2,3	7,3
StavA3	fluviatil	292	32	2	2	189	5		10	12	3		29			4	2		2	8,0	87,5	4,5	4,1
Stav2	fluviatil	269	16	3		184			10	34	10				6	6				48,3	49,1	2,7	12,6
Mi8	äolisch, fluv. umgel.	350	146	33		69	4		12		39	10		27	8		2			65,6	29,6	4,9	0,0
Ric3	fluviatil	335	150	12		87			13	3	27	15	5	16	3	4				68,9	27,0	4,0	0,9
Rm12	fluviatil	330	210	12		12	9		14		45	15		13						83,5	9,9	6,6	0,0
Rm17A	fluviatil	317	165	6		15	6		24	12	62	7	11	9						80,8	9,0	10,3	3,8
EIA7	fluviatil	292	183	12		27			10	9	30	3	13			3	2			82,9	12,5	4,6	3,1
EI6	fluviatil	324	167	9		12			14	48	27	3	41		1	2				90,4	4,4	5,1	14,8
EI4	fluviatil	313	180	12		23			8	57	15	3	2	2	1		5		5	90,1	7,3	2,6	18,2
Sw7	fluviatil m. äol L.	396	270	3		35	5	3	14	20		2	39		3	2				77,7	15,6	6,6	5,1
Sw8	fluviatil	340	196	9		42	6	5	15	27	15	2	21			2				77,5	15,9	6,6	7,9
SwA12	fluviatil	333	225	9		40		3	12	3	9	15	14	1		2				72,4	20,1	7,5	0,9

Qm= monokristalliner Quarz, Qp= polykristalliner Quarz, Ls= sedimentäre Gesteinsbruchstücke, Lv= vulkanogene Gesteinsbruchstücke, Lm= metamorphe Gesteinsbruchstücke, Q= detritischer Quarz (total), L= Gesteinsbruchstücke (total), F= detritischer Feldspat (total)

Anhang B3:

Sandsteine

ProbeFazies		Punkte, insgesamt	Detritus, Matrix [gezählte Punkte]								Zemente und Glimmer [gezählte Punkte]								Q	L	F	Matrix	
			Qm	Qp	Ls	Lv	Lm	Kalifeldspat	Plagioklas	Matrix	Karbonat	Quarz	Anhydrit	Albit	Illit, Kaolinit	Hämatit	Pyrit	Chlorit	Muskovit	%	%	%	%
Prz6	fluviatil	315	135	6		63			12	72	9			3	9	2			4	70,7	24,6	4,7	22,9
Prz5	fluviatil	386	175	27		30		2	16	9	72	15	30	6	2	2				80,2	12,4	7,4	2,3
Prz4	fluviatil, alteriert	276	167	6		42		5	9	3	6	18	6	10	1	2	1			81,3	14,0	4,7	1,1
Prz3	fluviatil, alteriert	351	237	12		45		2	18	2	3	18	7	1	3	1	2			75,3	17,1	7,6	0,6
PrzA15	äolisch?	307	186	15		48			27	3	3	15		6	2	2				70,6	18,8	10,6	1,0
MbgA14	fluviatil	313	165	7		45	3	12	3	12	3	12	15	12	3	9	12			72,6	20,9	6,5	3,8
Mbg	fluviatil	292	160	2		34	2	12	3	18	6	15	15	12	3	9	1			79,7	14,3	6,0	6,2
Gap1	äolisch?	379	198	6	3	24		3	21	2	18	9	87	6	1	1				77,0	12,2	10,8	0,5
Gap2	fluviatil	349	165	27		105	3		3	30		4		1	9	2				61,5	37,5	1,0	8,6
Gap3	fluviatil	288	150	33		42	15		12	12		9		9	6					72,6	22,6	4,8	4,2
Gap4	fluviatil	308	150	27	2	57	6		24	21		7		6	3	2	3			57,2	31,3	11,5	6,8
Dre3	fluviatil	279	92	9		101	15		12	21	12		12		1	4				57,3	38,7	4,0	7,5
Rx2	äolisch?	277	163	12		63	6		2	3	6	9			9	4				61,6	37,3	1,1	1,1
P11	fluviatil	249	102	6		6	4	3	5	22	10	3	82			6			0	88,4	6,5	5,2	8,8
Pa6	fluviatil	263	131	19	3	14	11	9	8	12	15		21	13			7			68,3	19,7	12,0	4,6
Pa5	fluviatil	281	78	15	24	120	3	2	8	15	6				3	1	2		4	50,0	46,8	3,2	5,3
Pa4	fluviatil	282	142	27		10		5	41	35	6			2	11	2	1			51,3	8,7	40,0	12,4
PnlA2	fluviatil m. äol L.	305	178	25	21	3			33	15	15	4	7		2	2				75,6	10,3	14,1	4,9
Pnl4	fluviatil	364	152	68	19	64			23	12	18			3	2	3				67,0	25,9	7,2	3,3
PnlA1	fluviatil	266	147	12		15			22	29	28			6		2	5			83,8	6,6	9,6	10,9
Ric7	fluviatil	340	180	24		60			9	30	6	12		9	3	2			5	74,3	22,3	3,3	8,8
Ric6	fluviatil	342	176	20		67			9	32	8	12		8	4	3			3	70,1	26,4	3,5	9,4
RicA5	fluviatil	300	158	9		6	4		9	51	18	12		2		24			7	89,3	5,6	5,1	17,0
Ric8	fluviatil	256	150	12		30			4	30		6		6	5	5			8	85,5	12,8	1,7	11,7
El3	fluviatil	335	188	15		10			6	89					20				7	89,0	6,8	4,1	26,6
Rx8	fluviatil?	267	115	17			72		30	27								6		61,1	27,5	11,5	10,1
Rn8	fluviatil?	249	143	15	3	22			10	3	36	4			13					83,8	11,6	4,6	1,2
Rn6	fluviatil?	247	166	9		10			29	11	2	3		1	5	11				79,1	5,3	15,5	4,5
Rn5	fluviatil	202	139	11		13	13		12	9		2		3						22,4	53,1	24,5	4,5

Qm= monokristalliner Quarz, Qp= polykristalliner Quarz, Ls= sedimentäre Gesteinsbruchstücke, Lv= vulkanogene Gesteinsbruchstücke, Lm= metamorphe Gesteinsbruchstücke, Q= detritischer Quarz (total), L= Gesteinsbruchstücke (total), F= detritischer Feldspat (total)

Anhang B4:

Gesteinschemie

Gestein	Probe	Bohrung	SiO ₂ %	TiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	MnO %	MgO %	CaO %	Na ₂ O %	K ₂ O %	P ₂ O ₅ %	H ₂ O %	CO ₂ %	LoI %	S %	-O=S2- %	Ba ppm	Cr ppm	Ni ppm	Rb ppm	Sr ppm	V ppm	Y ppm	Zn ppm	Zr ppm	O ppm	Summe weiterer Spuren- elemente ppm	Summe %
Rhyolit	MiD1	Mirow 1/74	78,10	0,21	10,00	2,38	0,027	0,23	0,11	2,13	4,93	0,024	0,80	0,07		n.b.	0,00	766	<10	<10	371	<30	<10	58	23	355			99,04
Rhyolit	MiF1	Mirow 1/74	71,40	0,26	12,80	2,97	0,035	0,16	0,34	0,57	10,05	0,031	0,59	0,17		n.b.	0,00	1346	<10	<10	518	<30	<10	103	13	439			99,34
Rhyolit	MiG1	Mirow 1/74	72,80	0,25	12,20	2,58	0,036	0,06	0,87	3,13	6,42	0,028	0,46	0,57		n.b.	0,00	796	<10	<10	317	<30	<10	100	<10	416			99,46
Basalt	MiN1	Mirow 1/74	47,10	1,17	14,20	11,95	0,399	8,10	8,83	4,50	0,27	0,146	2,81	0,09		n.b.	0,00	52	379	50	19	640	256	36	419	126			99,54
Basalt	MiO6	Mirow 1/74	48,90	1,16	14,90	9,26	0,217	6,64	7,62	5,50	0,77	0,157	3,04	1,33		n.b.	0,00	144	353	17	48	171	202	25	334	107			99,54
Basalt	MiP3	Mirow 1/74	48,20	1,30	15,00	10,49	0,251	8,45	6,64	5,28	0,21	0,136	3,57	0,20		n.b.	0,00	86	425	38	17	115	206	26	486	110			99,71
Basalt	MiQ1	Mirow 1/74	47,00	1,21	15,00	10,47	0,297	9,61	6,36	3,92	1,58	0,130	4,11	0,11		n.b.	0,00	1158	425	91	120	273	234	21	559	89			99,85
Basalt	MiQ2	Mirow 1/74	49,00	1,06	13,20	10,26	0,191	4,20	11,71	5,15	0,02	0,113	2,48	1,06		n.b.	0,00	<30	403	85	<15	215	212	17	205	74			98,43
Mafit	MiR1	Mirow 1/74	50,70	1,88	13,60	14,19	0,200	5,38	6,92	2,60	2,08	0,223	1,92	0,10		n.b.	0,00	261	116	43	173	101	354	44	117	183			99,72
Rhyolit	MiT1	Mirow 1/74	73,80	0,32	12,30	2,39	0,034	0,32	0,23	1,62	7,49	0,075	0,80	0,09		0,31	0,16	786	15	<10	371	47	24	37	25	244			99,64
Rhyolit	MiW1	Mirow 1/74	67,50	0,62	13,10	5,28	0,090	1,01	1,55	2,66	4,97	0,177	1,83	0,77		n.b.	0,00	867	19	<10	201	41	37	51	69	411			99,59
Rhyolit	MiX1	Mirow 1/74	72,10	0,41	13,00	2,74	0,042	0,51	0,36	2,04	6,22	0,149	1,31	0,27		n.b.	0,00	805	14	<10	276	59	24	46	38	242			99,39
Rhyodazit	PaG1	Parchim 1/68	69,70	0,41	11,20	5,14	0,040	0,33	2,25	0,81	5,31	0,105	1,52	0,06		1,18	0,59	2056	13	<10	220	165	28	39	229	281			98,07
Rhyodazit	PaJ1	Parchim 1/68	60,90	1,02	14,50	10,87	0,372	1,15	0,74	0,25	5,33	0,251	3,36	0,07		1,48	0,74	2115	13	<10	285	64	59	65	169	412			99,62
Rhyodazit	PaK4	Parchim 1/68	72,30	1,02	11,30	6,38	0,151	0,86	0,58	0,06	3,13	0,200	2,85	0,27		1,02	0,51	407	19	<10	194	<30	56	42	48	291			99,53
Rhyodazit	PaL3	Parchim 1/68	64,00	1,38	14,80	7,65	0,149	1,07	1,15	0,11	4,19	0,259	3,43	0,08		1,61	0,81	364	16	<10	268	<30	75	70	227	373			99,11
Sandstein	MV95-267	Mirow 1/74	76,29	0,31	2,55	1,30	0,050	0,34	14,20	0,61	0,47	0,050	0,00	2,12				53	73	33	13	872	23	5	14	332			98,3
Sandstein	BB95-158	Zehdenick 2/75	58,45	0,71	13,22	5,74	0,070	3,39	5,35	0,85	3,49	0,120	3,73	3,40				322	111	51	126	265	110	19	64	169			98,51
Sandstein	BB95-65	Rhinow 2/71	53,66	0,81	16,17	6,13	0,050	3,67	4,66	1,57	4,32	0,150	4,14	2,40				372	107	57	154	281	121	25	59	219			97,74
Sandstein	BB95-162	Zehdenick 2/75	53,69	0,78	16,00	6,26	0,090	3,72	5,19	0,94	4,32	0,130	4,13	4,24				858	100	55	157	198	126	23	80	211			99,48
Sandstein	MV95-315	Penkun 1/71	82,97	0,28	4,41	2,87	0,110	0,41	3,88	0,29	1,58	0,070	0,40	2,93				1024	81	17	75	66	38	13	28	321			100,2
Sandstein	MV95-311	Penkun 1/71	80,55	0,16	2,64	0,78	0,130	0,35	7,77	0,33	0,60	0,050	0,71	5,97				883	37	<10	21	127	19	9	21	163			100,04
Sandstein	BB95-33	Kotzen 4/74	86,82	0,11	5,95	0,83	0,010	0,85	0,69	0,66	2,09	0,040	1,36	0,33				702	20	<10	71	102	15	9	17	73			99,75
Sandstein	BB95-177	Zehdenick 2/75	69,69	0,78	14,93	4,20	0,040	0,71	0,70	1,79	3,38	0,130	2,77	0,46				399	80	29	145	84	97	23	35	224			99,56
Sandstein	BB95-17	Gransee 3/67	85,43	0,34	5,76	1,95	0,040	0,52	1,04	1,74	1,21	0,070	0,83	0,78				157	54	27	45	36	27	12	35	614			99,76
Sandstein	BB95-91	Rhinow 2/71	88,29	0,15	5,01	1,19	0,010	0,99	0,30	0,35	1,64	0,070	1,25	0,33				197	23	10	56	51	18	8	13	111			99,58
Sandstein	MV95-259	Mirow 1/74	76,39	0,52	8,38	3,00	0,070	2,31	1,59	1,19	2,21	0,100	2,00	1,34				499	64	28	88	91	53	17	32	305			99,32
Sandstein	BB95-288/m	Zootzen 1/75	54,00	0,83	17,32	6,79	0,070	3,90	3,58	0,93	4,55	0,130	4,70	2,70				649	108	61	160	206	129	24	89	182			99,5
Sandstein	MV95-302/m	Penkun 1/71	63,39	0,64	9,97	4,40	0,090	2,55	8,91	1,06	2,35	0,130	2,25	3,97				762	86	43	83	416	75	17	59	214			99,71
Sandstein	BB95-293/m	Zootzen 1/75	51,41	0,82	16,22	6,44	0,140	3,75	5,67	1,13	4,02	0,130	4,33	5,31				327	108	65	147	151	127	22	86	165			99,38
Sandstein	BB95-305/m	Zootzen 1/75	63,11	0,78	13,44	5,52	0,100	2,05	3,58	0,99	3,45	0,130	3,32	2,74				275	89	48	157	79	97	24	129	213			99,2
Sandstein	MV95-251/m	Mirow 1/74	55,68	1,09	18,57	7,81	0,090	2,68	1,74	0,98	4,99	0,130	4,25	1,48				501	131	79	185	102	140	26	75	215			99,47
Sandstein	BB95-319/m	Zootzen 1/75	35,54	0,12	2,68	0,73	0,090	3,12	30,94	0,05	0,42	0,260	1,80	24,06				87	33	21	26	519	30	7	111	54			99,82

RFA-Analysen: Gesamtgestein (aus Brecht 1999 und McCann 1998)

Anhang B4:

Gesteinschemie

Gestein	Probe	Bohrung	SiO ₂ %	TiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	MnO %	MgO %	CaO %	Na ₂ O %	K ₂ O %	P ₂ O ₅ %	H ₂ O %	CO ₂ %	LoI %	S %	-O=S2- %	Ba ppm	Cr ppm	Ni ppm	Rb ppm	Sr ppm	V ppm	Y ppm	Zn ppm	Zr ppm	O ppm	Summe weiterer Spuren- elemente ppm	Summe %
Sandstein	EIA6	Eldena 1/74	62,10	0,35	6,28	4,15	0,348	2,36	8,76	1,53	1,11	0,088			5,1	2,83		807	412	0	74	362	0	0	0	450	43940	4244	100,02
Sandstein	EIA7	Eldena 1/74	61,40	0,31	6,52	3,47	0,274	2,30	7,91	1,65	1,15	0,071			7,2	2,86		685	101	0	71	325	0	23	0	360	43934	3023	99,92
Sandstein	MbgA14	Meseberg-Ost 3/73	60,00	0,44	11,60	3,69	0,078	1,64	4,40	2,50	3,97	0,110			4,3	2,82		329	0	0	316	425	0	41	184	245	42711	875	100,03
Sandstein	PnlA2	Penzlin 1/75	73,60	0,30	5,57	3,10	0,279	1,24	7,45	1,35	1,03	0,097			5,3	0,02		359	91	0	60	133	0	32	47	341	0	4072	99,81
Sandstein	PrzA15	Pretzier 1/77	82,90	0,17	6,60	1,40	0,137	0,16	1,81	2,45	2,29	0,084			1,4	0,03		257	0	0	138	73	0	24	0	269	0	2465	99,70
Sandstein	RicA5	Richtenberg 4/65	76,90	0,44	11,40	4,13	0,129	0,52	1,04	0,35	2,44	0,054			2,1	0,03		720	114	0	145	77	0	32	42	470	0	2048	99,85
Sandstein	Rm17A9	Rambow 17/70	54,80	0,27	4,71	2,36	0,405	1,33	13,50	2,15	0,58	0,000			6,2	5,33		448	90	0	0	495	0	25	0	231	80281	693	99,90
Sandstein	RnA4	Rügen 1/63	70,60	0,67	13,50	5,53	0,176	1,43	1,53	0,50	2,77	0,049			3,1	0,23		349	1595	0	157	98	129	43	92	716	4974	1027	100,96
Sandstein	StavA3	Stavenhagen 1/76	65,70	0,36	6,96	3,27	0,241	1,21	9,78	2,48	1,04	0,098			4,9	1,40		296	140	0	66	291	0	33	0	272	21586	1473	99,87
Sandstein	SwA12	Salzwedel 2/64	82,00	0,15	6,92	1,73	0,082	0,32	1,33	2,36	2,40	0,086			1,3	0,31		807	0	0	140	125	0	28	0	205	5458	2488	99,94
Basalt	Gap6	Garlipp 1/86	40,50	2,28	15,60	9,04	0,151	11,70	8,52	3,07	1,80	0,484			6,2	0,02		746	214	148	55	408	289	29	138	145		976	99,65
Andesit	Gap7	Garlipp 1/86	57,90	0,34	21,30	3,52	0,070	2,60	0,65	0,99	8,38	0,130			3,6	0,03		756	85	0	681	82	0	101	57	396	0	2681	99,98
Dazit	MBG-1	Meseberg-Ost 3/73	61,50	0,21	19,00	2,27	0,051	2,07	0,12	0,96	10,10	0,028			3,2	0,01		265	152	0	754	33	0	145	173	207	0	2360	99,95
Dazit	NEI1	Huy-Neinstedt 1/85	61,30	0,44	17,80	4,28	0,065	0,80	2,47	0,69	7,54	0,227			3,7	0,01		437	216	187	365	88	0	60	36	237	0	5443	100,07
Rhyolit	PEL1	Penkun 1/71	67,10	0,42	14,30	4,17	0,075	0,61	1,06	3,70	5,38	0,231			2,3	0,01		553	0	46	293	132	0	75	75	305	0	4488	99,92
Rhyolit	PNL1	Penzlin 1/75	69,30	0,19	12,50	1,54	0,021	0,37	0,84	2,00	7,17	0,062			1,5	0,66		21162	0	63	333	735	0	63	0	181	13197	2913	100,00
Rhyolit	PRZ-1	Pretzier 1/77	68,10	0,47	12,50	4,67	0,072	0,43	2,67	2,44	4,51	0,179			3,3	0,03		231	0	54	211	42	0	39	0	513	0	4682	99,93
Basalt	RN11	Rügen 1/63	39,90	2,94	15,00	16,20	0,153	3,44	9,42	3,89	0,74	0,534			6,5	0,01		341	0	0	0	293	432	45	289	233	0	8950	99,75
Basalt	RN9	Rügen 1/63	44,40	1,89	17,70	11,40	0,610	4,81	4,38	4,88	1,61	0,498			6,9	0,01		351	110	72	221	404	288	38	2016	147	0	4392	99,86
Dazit	SAM5	Samtens 101/62	62,80	0,55	12,60	5,90	0,091	0,78	4,34	2,05	5,15	0,114			5,0	0,01		738	0	0	251	117	0	84	100	446	0	3992	100,00
Rhyolit	STAV1	Stavenhagen 1/76	70,10	0,36	14,00	2,52	0,048	0,31	0,58	3,21	6,93	0,126			1,3	0,01		606	0	89	328	75	0	61	58	281	0	3930	100,01
Dazit	SW2-1	Salzwedel 2/64	61,80	0,52	13,80	6,40	0,131	0,32	4,56	1,97	4,62	0,142			5,2	0,01		809	0	57	250	66	0	73	89	720	0	1722	99,90
Dazit	SW2-3	Salzwedel 2/64	64,30	0,48	16,80	4,36	0,077	1,15	1,19	2,83	6,16	0,270			1,9	0,03		819	0	0	347	110	0	62	112	293	0	3032	100,01
Rhyolit	SW2-5	Salzwedel 2/64	68,10	0,35	14,60	2,89	0,029	0,68	0,35	1,58	7,98	0,213			1,9	0,12		4450	0	67	390	274	0	61	39	205	2647	2735	99,91
Andesit	AGV1 (Standard), gemessen		60,30	1,04	17,90	6,61	0,090	1,14	5,06	4,75	3,06	0,633				0,01		1005	0	0	75	699	133	26	81	255		205	100,22
Andesit	AGV-1(Standard), soll		58,84	1,05	17,15	6,77	0,090	1,53	4,94	4,26	2,92	0,490	1,78	0,03	1,2	0,00		1226	10	16	67	622	121	20	88	227		977	101,07
Basalt	BE-N (Standard), gemessen		37,10	2,58	12,00	12,30	0,180	12,00	13,70	4,44	1,48	1,430				0,04		992	365	232	51	1434	278	29	115	278		354	96,24
Basalt	BE-N (Standard), soll		38,20	2,61	10,07	12,84	0,200	13,50	13,87	3,18	1,39	1,050				0,03		1025	360	267	47	1370	235	30	120	260		2464	97,70
Basalt	BR (Standard), gemessen		37,40	2,52	11,80	12,00	0,179	12,50	13,60	4,01	1,46	1,460				0,03		946	393	231	58	1432	254	31	140	288		508	95,94
Basalt	Br (Standard); soll		38,20	2,60	10,20	12,88	0,200	13,28	13,80	3,05	1,40	1,040				0,04		1050	350	260	47	1320	235	30	160	260		2913	97,50
Granit	GM (Standard), gemessen		71,90	0,21	14,30	1,88	0,045	0,42	1,05	4,27	5,26	0,085				0,01		274	0	0	311	137	0	42	35	145		298	99,56
Granit	GM (Standard), soll		73,42	0,21	13,55	2,01	0,043	0,37	1,07	3,78	4,67	0,060						340	11	7	185	133	11	26	34	149		848	99,55
Sandstein	GBW07106 (Standard), gemessen		91,17	0,29	3,88	2,99	0,010	0,06	0,32	0,11	0,71	0,270				0,10		249	22	63	28	61	33	15	30	204			99,98
Sandstein	GBW07106 (Standard), soll		90,36	0,16	3,52	3,22	0,015	0,08	0,30	0,06	0,65	0,097						143	20	16	29	58	33	21,5	20	214			98,51

RFA-Analysen: Gesamtgestein (Daten innerhalb dieser Arbeit erstellt), LoI= Glühverlust

Anhang C1:

Chlorit- Illit-Thermometrie

Brecht 1999

						Chlorit-"Thermometer" T [°C]								Illit-"Thermometer"-Mittelw.T [°C]		
Stratigraphie	Proben-Nr.	Teufe [m]	Gestein	Textur-typ	Anzahl	Cath.& N. (1985)		Cath. (1988)		Kran & M. (1987)		Jowett (1991)		Cath. (1988) Paragonit	Cath. (1988) Pyrophyllit	IC
Bohrung Parchim 1/68																
ru	PaC1	6307.7	rd	K	31									138.81	215.15	
	PaF1	6356.3	rd	M/H	79									153.12	178.02	
	PaI3*	6411.8	rd	H	27	144.69	31.55	130.91	47.85	206.75	31.55	148.61	47.43	117.42	182.23	
	PaJ1	6419.5	rd	M	38	263.69	21.56	311.37	32.70	326.97	21.36	328.00	32.32			
	PaJ4	6419.5	rd	M	6									141.55	352.95	0.45
	PaK4	6463.5	rd	H	159	255.86	44.17	299.49	66.99	318.58	45.12	315.99	66.80	118.26	230.46	
	PaK5	6465.6	rd	H	38									125.08	227.58	0.55
	PaK5/1b	6465.6	rd	M	4	283.19	5.66	340.95	8.59	343.51	7.15	356.04	8.92			
	PaK5/1a	6465.6	rd	M	8	277.51	16.14	332.33	24.48	336.57	15.44	346.97	23.88			
	PaK5/3c	6465.6	rd	H	5	255.27	49.81	298.61	75.54	316.54	49.42	314.49	74.70			
	PaK5/3b	6465.6	rd	H	5	261.46	7.3	307.99	11.07	323.18	7.70	323.98	11.15			
PaL3	6475.0	rd	M	7	241.77	63.85	278.13	96.82	305.76	64.74	295.36	96.35				
Bohrung Mirow 1/74																
ru	MiB1	6380.0	rh	M	10									199.42	258.46	0.48
	MiD1	6466.0	rh	H	3	223.68	60.15	250.70	91.22	274.47	60.82	262.50	90.70			
	MiF1/1	6498.7	rh	H	32	293.46	5.48	356.51	8.30	347.29	6.05	368.69	8.44			
	MiH5	6589.1	rh	K	2	270.53	1.04	321.75	1.57	311.25	0.13	328.59	1.17	239.39	325.91	0.35
	MiN1/1	6786.9	ba	H	11	221.85	2.35	247.92	3.56	230.59	2.31	241.66	3.51			
	MiN1/3	6786.9	ba	K	29	189.07	10.02	198.21	15.20	200.36	9.47	193.49	14.81			
	MiN1/4	6786.9	ba	E	14	207.44	9.49	226.06	14.39	215.47	9.09	219.70	14.09			
	MiO1	6828.1	ba	H	19	185.34	10.13	192.55	15.37	195.85	9.99	187.55	15.17			
	MiO2	6828.5	ba	H	12	187.62	8.04	196.01	12.19	195.09	7.60	189.67	11.89			
	MiO6	6836.0	ba	M	5	183.11	4.83	189.17	7.32	191.05	4.75	183.09	7.21			
	MiP1/5	6879.9	ba	H	5	184.71	4.72	191.60	7.16	191.17	4.59	184.86	7.04			
	MiP3/1	6882.4	ba	H	12	191.44	12.92	201.80	19.59	203.19	12.17	197.25	19.08			
	MiP3/3	6882.4	ba	H	14	189.00	8.25	198.10	12.51	200.31	8.36	193.39	12.42			
	MiQ1	6940.7	ba	H	11	164.23	12.36	160.54	18.74	179.80	11.64	157.99	18.25			
	MiQ2	6942.7	ba	H	9	198.48	8.00	212.48	12.13	208.34	8.65	207.02	12.30			
	MiT1	7179.2	rh	K	14	281.16	3.93	337.87	5.95	330.36	4.02	348.22	5.93			
	MiT1	7179.2	rh	K	21									202.46	322.39	0.38
	MiV1	7238.4	rh	M	22									214.42	265.28	0.40
	MiW2	7855.2	rh	E	105	222.12	43.11	248.35	65.37	274.57	43.16	260.88	64.81			
	MiW1	7856.0	rh	M/F	15									267.61	436.56	0.33
	MiW1/1a	7856.0	rh	M	27	271.76	25.48	323.62	38.64	325.99	25.88	336.25	38.47			
	MiW1/2a	7856.0	rh	M	5	286.10	1.93	345.36	2.92	340.35	1.78	357.81	2.83			
	MiW1/2b	7856.0	rh	M	1	285.06		343.78		338.52		355.90				
	MiW1/3a	7856.0	rh	M/E	8	257.07	31.35	301.34	47.55	311.04	31.36	314.05	47.13			
	MiW1/3b	7856.0	rh	M/E	2	265.63	5.56	314.31	8.44	319.75	6.38	326.98	8.71			
	MiW1/4a	7856.0	rh	E	5	275.57	14.81	329.39	22.46	330.58	15.07	342.31	22.37			
	MiW1/4b*	7856.0	rh	E	2	208.77	104.14	228.08	157.94	263.23	103.45	241.66	156.24			
	MiX3/2	7911.1	mi	H	10	229.84	14.78	260.04	22.41	276.56	16.24	270.01	22.84			
	MiX3/1	7911.1	mi	K	10	257.31	16.71	301.70	25.33	306.15	17.84	312.21	25.59			
	MiX3/3	7911.1	mi	B	10	255.57	5.19	253.55	7.86	271.19	5.64	263.11	7.99			
	MiX2II/1c	7913.6	rh	K	8	276.54	9.85	330.86	14.93	327.79	10.58	342.15	15.12			
	MiX2II/2*	7913.6	rh	M	3	187.33	41.53	195.57	62.98	238.87	41.25	208.18	62.30			
	MiX2II/3	7913.6	rh	K	19	266.83	3.24	316.14	4.91	316.67	3.49	326.95	4.97			
	MiX2II/4	7913.6	rh	K	8	257.98	3.42	302.71	5.19	307.42	3.58	313.47	5.21			
	MiX2	7913.6	rh	K/M	6									218.84	308.41	
	MiX2I/1	7913.6	rh	K	19	252.82	21.21	294.89	32.17	301.65	21.42	305.45	31.97			
	MiX2I/2	7913.6	rh	K	14	240.88	20.50	276.78	31.09	287.52	22.04	286.57	31.48			
	MiX2I/3	7913.6	rh	K	11	274.02	18.75	327.03	28.44	322.77	20.33	337.28	28.86			
	MiX2I/4	7913.6	mi	K	25	266.13	14.75	260.74	41.81	277.10	27.44	270.54	41.38			
	MiX2I/6chl	7913.6	mi	F	25	279.36	7.54	336.86	32.45	320.08	22.52	347.38	32.64			
	MiX2I/7	7913.6	mi	M	1	257.63		212.72		243.69		222.38				
	MiX1	7914.5	rh	F	3									212.20	334.75	0.41
	MiX1	7914.5	rh	E	12	266.61	14.99	315.80	22.74	322.40	15.14	329.18	22.60			

* Probe mit erhöhtem K-Wert ba: Basalt

rh: Rhyolit

M: Matrix

F: Feldspat

** Probe mit erhöhtem Na-Wert mi: mafische Intrusion

rd: Rhyodazit

H: Hohlraum

E: ehemaliges mafisches Mineral

*** Probe mit erhöhtem Ca-Wert i: Ignimbrit

sed.: sedimentäre Zwischenschicht

K: Kluft

B: Blase

						Chlorit-"Thermometer" T [°C]								Illit-"Thermometer"-Mittelw. T [°C]		
Stratigraphie	Proben-Nr.	Teufe [m]	Gestein	Textur-typ	Anzahl	Cath.& N. (1985)		Cath. (1988)		Kran & M. (1987)		Jowett (1991)		Cath. (1988) Paragonit	Cath. (1988) Pyrophyllit	IC
Bohrung Penkun 1/71																
Z	PeC1	4488.6	rd	E	4									200.29	319.45	0.71
	PeC1/1/3	4488.6	rd	E	12	282.26	6.29	339.53	9.55	323.25	8.75	346.33	10.43			
	PeC1/2/1	4488.6	rd	E	6	242.40	7.57	279.09	11.47	274.28	12.73	282.51	12.82			
	PeC1/2/2	4488.6	rd	E	10	270.68	9.79	321.97	14.84	310.34	12.27	328.35	15.55			
	PeC1/2/3	4488.6	rd	E	8	243.23	34.21	280.34	51.88	283.67	34.74	287.43	51.58			
	PeL2	4841.5	rd	F	16									206.08	414.93	0.72
	PeL2/2/2	4841.5	sed.	E	14	265.33	18.11	313.86	27.46	298.87	18.22	317.69	27.26			
	PeO3b	4938.3	rd	H	74									239.37	344.75	0.71
	PeR1/1/1	4955.3	rd	K	20	263.50	19.72	311.08	29.90	305.57	19.00	318.60	29.31			
	PeR1/1/2	4955.3	rd	K	9	277.95	2.08	332.99	3.15	318.11	2.32	339.50	3.22			
	PeR1/2/1	4955.3	rd	K	10	280.28	3.97	336.53	6.01	326.00	4.82	345.39	6.32			
	PeR1/2/2	4955.3	rd	K	9	273.57	3.90	326.35	5.92	318.81	4.33	335.10	5.99			
	PeR1	4955.3	rd	F/E	11									213.58	353.40	0.69
	PeV2	4996.8	sed.	K	38									209.00	348.66	0.66
	PeKK1	5597.4	i	K/F	35									208.72	330.95	0.41
PeLL3	5656.3	rd	K	40									245.58	326.25	0.33	
PeOO2	5807.1	rd	H	28									210.11	315.05	0.5	
Bohrung Kotzen 4/74																
Z	KoB1/1/1	5106.7	ba	H	29	174.64	28.73	176.32	43.57	175.53	28.60	167.33	43.13			
	KoB1/3/1	5106.7	ba	K	10	119.52	15.83	92.73	24.01	120.85	15.70	84.66	23.74			
	KoB1/3/2	5106.7	ba	K	6	118.41	40.53	91.05	61.46	119.59	40.55	82.93	60.93			
	KoB1/3/3	5106.7	ba	K	3	94.84	62.75	55.30	95.17	96.03	62.61	47.50	94.27			
	KoB1/2/1	5106.7	ba	H	18	158.84	19.21	152.36	29.14	159.83	19.11	143.62	28.84			
	KoE3/1/1	5165.0	ba	H	9	209.95	27.99	229.87	42.45	210.90	27.92	220.43	42.04			
	KoE3/1/2**	5165.0	ba	H		234.27		266.76		235.14		256.95				
	KoE3/2/2**	5165.0	ba	M		64.10		8.68		88.31		11.19				
	KoE5/1/1*	5173.4	rd	H		153.65		144.50		221.64		164.63				
	KoE5	5173.4	rd	F	33									248.30	305.01	0.74
	KoI1	5438.2	rd	K/F	41									260.92	278.92	0.44
KoK1	5478.8	rd	F	42									229.64	276.64	0.57	
Flechtingen																
Z	FI11		rh	E	11	287.54	4.28	347.53	6.49	354.58	4.35	361.60	6.43			
	FI11		rh	M	37									218.78	321.29	0.65
	FI13/5		rh	E	12	258.93	25.89	304.15	39.27	315.05	26.38	317.77	39.09			
	FI29b/1/2		sed.	H	7									362.01	263.87	0.33
	FI29b/2/1		an	H	27	227.64	34.94	256.70	52.98	284.53	34.15	271.07	52.17			
	FI20/1/1*		rh	M	4	196.41	21.24	209.34	32.21	252.61	21.92	223.83	32.22			
	FI41/3/1		an	F	10	254.27	7.23	297.08	10.97	297.26	7.44	305.12	10.95			
	FI41/1/1		an	M	29									233.63	285.26	0.5
	FI39/2/2		an	F	4									328.79	247.62	0.36
FI21/2/1		rh	K	33									239.09	288.59		
FI24c/2/1		rh	F	37									221.77	274.89	0.65	

* Probe mit erhöhtem K-Wert ba: Basalt rh: Rhyolit M: Matrix F: Feldspat

** Probe mit erhöhtem Na-Wert mi: mafische Intrusion rd: Rhyodazit H: Hohlraum E: ehemaliges mafisches Mineral

*** Probe mit erhöhtem Ca-Wert i: Ignimbrit sed.: sedimentäre Zwischenschicht K: Kluft B: Blase

Anhang C2:

Inkohlungsdaten

Bohrung	Vitrinitreflexionsdaten Rm [%]	Teufe der Proben [m]	Temperatur nach Barker & Pawlelcicz (1994) [°C]
E Dren 3/70	0,87	796,0	124
E Ela 1/74	2,64	512,7	214
E Ela 1/74	1,9	3831,0	187
E Gm 1/62	1,35	2543,0	160
E KdN 4/64	0,54	1226,0	86
E Kgg 105/64	0,45	712,0	71
E Kotz 2/72	1,29	3890,0	156
E Mi 1/74	0,55	1708,8	87
E Mi 1/74	0,641	1710,5	100
E Mi 1/74	0,541	1713,3	86
E Mi 1/74	0,598	1714,0	94
E Mi 1/74	0,492	1715,5	78
E MirNs 1/74	2,14	4712,0	197
E Mi 1/74	2,05	4712,6	193
E Mi 1/74	2,39	4712,8	206
E Mi 1/74	2,14	4712,8	197
E Mi 1/74	2,37	4713,0	205
E Mi 1/74	4,211	6356,0	251
E Mi 1/74	3,956	6374,0	246
E Mi 1/74	3,9	6375,0	245
E Pa 1/68	1,88	4693,0	186
E Pa 1/68	3,8	6515,0	243
E Pa 1/68	4,04	6550,0	248
E Pa 1/68	3,934	6550,0	246
E Pa 1/68	4,58	6645,0	258
E Pa 1/68	4,389	6645,0	255
E Pa 1/68	4,2	6745,0	251
E Pa 1/68	4,194	6745,0	251
E Pa 1/68	3,85	6846,0	244
E Pa 1/68	3,875	6846,0	245
E Pa 1/68	4,14	6972,0	250
E Pa 1/68	4,169	6972,0	251
E Pa 1/68	3,6	7002,0	239
E Pa 1/68	3,831	7002,0	244
E Pa 1/68	3,998	7028,8	247
E Pa 1/68	4,3	7029,0	253
E Pa 1/68	4,225	7029,0	252
E Pnl 1/75	2,14	4564,0	197
E Pröt 1/82	3,77	5240,0	243
E Ric 4/65	2,95	4735,0	223
E Rmwl 11a/69	0,98	3458,0	134
E Rmwl 17/70	1,43	3700,0	164
E Rx 103/63	1,46	376,0	166
E Sw 2/64	1,39	3338,0	162
E Tbe 1/65	0,94	3170,0	130
Rn 1/63	1,29	2641,0	156

Reflexionsdaten aus Hoth (1993), sowie von Krull (freundl. Mitt.; 2000) und Friberg (freundl. Mitt. 2000)

Formel von Barker & Pawlewicz (1994):

$$T = (\ln(Rm) + 1,68) / 0.0124$$

Anhang C3:

Fluidchemie

Proben				Fluidchemie nach Cryo-REM-EDS											T [°C] der verschiedenen Thermometer			
Probe	Fl.-Nr	Wirts-mineral	Datum	Na	Mg	K	Ca	Fe	Mn	Br	Sr	Ba	S	Cl	Na-K	Na-K	Na-K-Ca	Na-K-Ca m. Mg-Korrektur
				Gew.%	Gew.%	Gew.%	Gew.%	Gew.%	Gew.%	Gew.%	Gew.%	Gew.%	Gew.%	Gew.%	Fournier (1979)	Truesdell (1979)	Fournier & Truesdell (1973)	Fournier & Potter (1979)
Gap7	3	Quarz	7.8.99	32,4	3,0	2,7	11,8	1,0	-	-	-	-	-	49,0	202,25	184,66	122,80	63,17
Gap7	4	Quarz	7.8.99	24,5	-	3,8	15,7	-	-	-	-	-	-	55,9	257,61	257,97	145,53	n.m.
Gap7	4.1	Quarz	7.8.99	24,9	-	3,7	16,2	-	-	-	-	-	-	55,2	252,24	250,60	142,96	n.m.
Gap7	5	Quarz	7.8.99	37,4	4,9	2,2	10,5	-	-	-	-	-	-	45,0	175,39	151,05	110,39	36,97
Gap7	5.1	Quarz	7.8.99	40,3	3,9	1,9	10,1	-	-	-	-	-	-	43,8	161,44	134,06	103,45	46,85
Kol2	1	Quarz	7.6.99	18,1	-	7,3	32,3	12,9	-	-	-	-	20,7	8,7	375,32	434,65	185,40	n.m.
Kol2	1(mSi)	Quarz	7.6.99	14,6	-	7,5	31,2	11,9	-	-	-	-	25,6	9,2	414,13	500,16	197,58	n.m.
Kol2	2	Quarz	7.6.99	21,7	-	6,2	32,1	9,6	-	-	-	-	21,4	9,0	328,40	360,52	169,08	n.m.
Kol2	ba	Baryt	7.6.99	8,3	0,5	1,3	5,9	1,0	-	-	-	57,2	9,0	16,8	258,79	259,60	145,33	117,64
Kol2	8(g)	Baryt	7.6.99	13,3	0,9	0,7	2,1	-	-	-	3,0	51,6	16,4	12,0	166,52	140,21	109,22	40,61
Kol2	7	Baryt	7.6.99	4,5	0,5	0,2	1,7	-	-	-	1,8	71,3	14,8	5,2	166,21	139,83	103,51	60,99
Kol2	6	Baryt	7.6.99	8,3	0,5	1,3	5,8	-	-	-	1,6	56,9	8,9	16,7	258,79	259,60	145,33	117,64
Kol2	6.2	Baryt	7.6.99	2,6	0,2	0,3	3,3	-	-	-	-	87,5	1,6	4,5	241,97	236,68	133,08	129,31
Kol2	6.1	Baryt	7.6.99	14,3	0,7	5,8	40,1	-	-	-	-	-	-	39,1	375,48	434,91	181,35	177,23
Kol2	6	Baryt	7.6.99	30,8	0,4	3,3	19,5	-	-	-	-	-	-	45,9	224,01	212,81	129,78	136,46
Kol2	6.0	Baryt	7.6.99	13,5	0,4	1,3	4,1	-	-	-	1,6	60,5	2,8	15,9	211,95	197,10	129,04	113,15
Kol2	5	Baryt	7.6.99	5,4	0,3	0,6	2,0	-	-	-	2,3	65,8	16,5	7,1	229,73	220,34	136,25	87,88
Kol2	4	Baryt	7.6.99	4,7	1,0	0,2	3,4	-	-	-	1,1	70,4	10,0	9,3	139,45	107,91	84,94	62,70
Kol2	3	Baryt	7.6.99	7,5	0,3	0,2	2,3	-	-	-	2,5	65,6	13,8	7,7	115,96	80,79	76,09	99,57
Kol2	2	Baryt	7.6.99	3,2	0,1	0,7	4,4	-	-	-	1,6	71,8	7,1	11,1	301,92	320,92	158,81	160,19
Kol2	1	Baryt	7.6.99	0,1	0,1	0,2	1,5	-	-	-	0,4	91,4	5,4	1,0	698,76	1140,20	254,33	217,61
Nei3	3.22	Kalzit	6.8.99	7,5	0,7	0,9	63,7	-	-	-	-	-	-	27,1	234,78	227,06	116,85	125,03
Nei3	3.2	Kalzit	6.8.99	7,5	0,8	1,0	65,0	-	-	-	-	-	-	25,8	243,01	238,09	120,22	128,56
Pa2	2.3	Quarz	25.2.99	25,5	32,1	30,2	0,6	-	-	-	-	-	-	11,6	590,53	857,13	313,62	n.m.
Pa2	2.2	Quarz	25.2.99	11,7	22,2	25,4	23,7	-	-	-	-	-	-	17,0	786,44	1420,25	300,20	n.m.
Pa2	3.1	Quarz	25.2.99	24,1	33,7	27,9	1,6	-	-	-	-	-	-	12,7	584,18	842,27	295,89	n.m.
Pa2	4	Quarz	25.2.99	12,4	21,6	25,4	21,3	-	-	-	-	-	-	19,3	766,41	1351,48	298,15	n.m.
PaH5	1	Kalzit	5.8.99	1,2	-	0,3	94,6	2,3	1,1	-	-	-	-	0,6	310,73	333,92	130,96	n.m.
PaH5	2	Kalzit	5.8.99	1,4	-	2,9	93,0	-	-	-	-	-	-	2,7	772,59	1372,36	251,28	n.m.
PaH5	3	Kalzit	5.8.99	2,4	-	2,6	91,3	-	-	-	-	-	-	3,7	564,21	796,65	212,77	n.m.
PaH5	4	Kalzit	5.8.99	2,7	-	3,1	89,9	-	-	-	-	-	-	4,3	581,12	835,16	218,47	n.m.
PaH5	5	Kalzit	5.8.99	1,3	-	2,9	93,3	-	-	-	-	-	-	2,5	803,71	1482,09	255,89	n.m.
Prz2	3	Quarz	10.8.99	19,3	-	11,1	24,9	-	-	-	-	-	-	44,7	433,05	533,58	209,16	n.m.
Prz2	3.1	Quarz	10.8.99	20,4	-	10,4	25,2	-	-	-	-	-	-	44,0	411,85	496,19	202,20	n.m.
Prz2	4	Quarz	10.8.99	11,7	-	7,7	26,5	-	-	-	-	-	-	54,0	458,07	579,37	211,77	n.m.

n.m.= Bestimmung der Temperatur nicht möglich, da entweder kein Magnesium nachgewiesen wurde, oder der entsprechende Korrekturfaktor nicht sinnvoll zu berechnen war.

Anhang C3:

Fluidchemie

Proben				Fluidchemie nach Cryo-REM-EDS											T [°C] der verschiedenen Thermometer			
Probe	Fl.-Nr	Wirts- mineral	Datum	Na	Mg	K	Ca	Fe	Mn	Br	Sr	Ba	S	Cl	Na-K	Na-K	Na-K-Ca	Na-K-Ca m. Mg-Korrektur
				Gew.%	Gew.%	Gew.%	Gew.%	Gew.%	Gew.%	Gew.%	Gew.%	Gew.%	Gew.%	Gew.%	Fournier (1979)	Truesdell (1979)	Fournier & Truesdell (1973)	Fournier & Potter (1979)
Prz2	4.1	Quarz	10.8.99	23,4	-	4,0	22,3	-	-	-	-	-	-	50,2	268,69	273,35	147,49	n.m.
Prz2	Prx	Kalzit	2.8.99	46,1	25,2	0,9	-	24,6	-	-	-	-	-	3,2	107,51	71,24	-	n.m.
Prz2	C1	Kalzit	2.8.99	1,2	-	1,5	88,9	3,0	-	-	-	-	-	5,4	621,25	931,55	218,79	n.m.
Prz2	C2	Kalzit	2.8.99	2,7	-	2,1	86,1	2,5	-	-	-	-	-	6,6	489,26	639,17	194,78	n.m.
Prz2	C3	Kalzit	2.8.99	7,3	-	20,4	57,9	2,0	-	-	-	-	-	12,3	900,56	1880,09	302,78	n.m.
Prz2	C4	Kalzit	2.8.99	2,4	-	32,5	58,2	1,1	-	-	-	-	-	5,8	3129,77	-3576,86	455,40	n.m.
Prz2	C5	Kalzit	2.8.99	7,6	-	21,7	55,3	2,0	-	-	-	-	-	13,5	912,56	1936,48	306,13	n.m.
Rn10	2	Kalzit	5.8.99	8,3	1,5	1,9	85,1	0,6	-	-	-	-	-	2,7	297,58	314,57	141,36	145,88
Rn10	2.2	Kalzit	5.8.99	8,9	1,4	0,8	84,5	0,6	-	-	-	-	-	3,9	203,41	186,14	102,07	117,31
Rn10	3	Kalzit	5.8.99	9,3	1,3	0,9	82,9	0,6	-	-	-	-	-	5,0	210,44	195,15	105,69	119,54
Rn10	4	Kalzit	5.8.99	8,3	1,5	1,7	84,3	0,7	-	-	-	-	-	3,5	290,49	304,30	138,60	143,65
Rn10	5	Kalzit	5.8.99	8,8	1,4	1,2	83,2	0,7	-	-	-	-	-	4,7	248,59	245,63	121,98	131,52
Rx1	1.1	Quarz	10.7.99	14,3	19,9	0,8	50,9	0,6	-	-	-	-	-	13,4	172,36	147,33	93,16	45,35
Rx1	1.2	Quarz	10.7.99	14,2	19,1	1,2	51,6	0,5	-	-	-	-	-	13,4	205,79	189,19	109,25	43,04
Rx1	1.3	Quarz	10.7.99	5,2	0,4	0,5	87,3	0,7	-	-	-	-	-	6,0	206,74	190,40	100,09	91,87
Rx1	1.4	Quarz	10.7.99	5,5	1,3	2,5	69,1	3,1	-	-	-	-	-	18,6	392,41	463,01	173,81	170,07
Rx1	1.5(1)	Quarz	10.7.99	1,1	0,4	6,0	37,9	1,5	-	-	-	-	-	53,1	1337,86	6549,97	340,63	331,97
Rx1	1.5(2)	Quarz	10.7.99	1,0	0,4	3,5	42,2	1,6	-	-	-	-	-	51,3	1057,46	2791,17	302,32	297,38
Rx1	1.6(1)	Quarz	10.7.99	2,8	0,3	0,3	92,4	-	-	-	-	-	-	4,2	208,83	193,08	96,85	79,39
Rx1	1.7	Quarz	10.7.99	2,1	0,7	0,7	87,9	1,2	-	-	-	-	-	7,5	342,33	381,98	146,88	148,55
Rx1	1.8	Quarz	10.7.99	1,0	0,4	4,6	40,1	1,9	-	-	-	-	-	52,0	1249,01	4819,57	327,39	320,75
Rx1	1.9	Quarz	10.7.99	13,8	19,6	1,0	52,1	1,8	-	-	-	-	-	11,7	187,21	165,68	100,11	44,81
Sam5	1	Kalzit	5.8.99	1,1	1,9	0,2	96,2	0,3	-	-	-	-	-	0,3	279,63	288,75	119,43	129,74
Sam5	2	Kalzit	5.8.99	5,2	3,1	3,4	79,6	5,5	-	-	-	-	-	3,3	456,82	577,04	192,35	167,33
Sam5	3	Kalzit	5.8.99	5,6	2,9	3,1	78,2	6,1	-	-	-	-	-	4,2	425,38	519,90	183,54	164,18
Sw2-1	1	Kalzit	5.8.99	2,3	-	1,1	88,5	7,5	-	-	-	-	-	0,6	410,05	493,09	169,73	n.m.
Sw-Halit	2	Halit	29.6.99	15,5	17,0	9,7	1,0	-	-	-	-	-	5,1	51,7	448,46	561,57	248,24	n.m.
Sw-Halit	3.1	Halit	29.6.99	16,0	-	3,7	0,0	-	-	0,6	1,2	-	2,3	76,2	299,69	317,65	229,36	n.m.
Sw-Halit	3.2	Halit	29.6.99	17,5	18,0	7,8	0,1	-	-	-	-	-	4,7	51,9	389,73	458,51	247,65	n.m.
Sw-Halit	3.3	Halit	29.6.99	7,6	-	11,9	1,3	-	-	-	3,5	-	-	75,7	670,49	1060,35	307,64	n.m.
Sw-Halit	4.1	Halit	29.6.99	4,9	-	8,2	0,8	-	-	18,2	0,7	-	-	67,1	694,00	1126,43	315,53	n.m.
Sw-Halit	6	Halit	29.6.99	18,3	15,6	8,3	1,4	-	-	-	-	-	4,5	52,0	392,78	463,63	223,79	n.m.
Sw-Halit	7	Halit	29.6.99	16,7	16,2	8,4	0,7	-	-	-	-	-	5,5	52,5	409,68	492,45	237,09	n.m.
Sw-Halit	7.1	Halit	29.6.99	13,6	3,0	3,8	0,0	-	-	-	-	-	3,9	75,7	323,31	352,78	227,96	n.m.
Sw-Halit	7.2	Halit	29.6.99	17,6	18,1	7,8	0,1	-	-	-	-	-	4,7	51,7	389,73	458,51	250,05	n.m.
Sw-Halit	8	Halit	29.6.99	15,6	18,0	6,1	1,0	-	-	-	-	-	6,3	53,1	370,66	427,05	216,39	n.m.

n.m.= Bestimmung der Temperatur nicht möglich, da entweder kein Magnesium nachgewiesen wurde, oder der entsprechende Korrekturfaktor nicht sinnvoll zu berechnen war.

Anhang C4:

Bohrlochtemperaturen gegen Fluidtemperaturen

Bohrlochtemperatur-Daten				Flüssigkeitseinschluss-Daten						
Bohrung	Teufe [m]	Bohrloch- Temperatur [°C]	Fehler- intervall [°C]	Probennr. der Fluid- proben	Gefüge	Teufe [m]	Th prim FIA [°C]	Th sek. FIA [°C]	Tb prim. FIA [°C]	Tb sek. FIA [°C]
Rx 2/64	600	23	±3	Rx2	Zement/Kluft	606,1	74	112	100	138
Rx 2/64	2400	83	±4	Rx8	Kluft	2402,0	174	240	207	245
Sde 1/69	2650	121	±4	Sde4	Zement	2665,0	122	131	126	136
Sde 1/69	2700	122	±4	Sde5	Zement	2681,0	179	131	185	136
Gap 1/86	4100	144	±3	Gap1	Zement	4113,5	165		165	
Gap 1/86	4550	155	±3	Gap7	Kluft	4565,5	177	137	208	168
Sw 2/62	2800	123	±3	Sw13	Kluft	2823,4	150	250	167	270
Sw 2/62	3700	144	±3	Sw6	Kluft	3732,5	180	149	210	179
MirNs 1/74	4700	165	±10	Mi2	Kluft	4706,2	127	142	158	173
MirNs 1/74	6650	232	±10	MiJ1	Kluft/Druse	6646,7	180	297	227	350
Pkn 1/71	4750	164	±3	PeH1	Kluft	4763,5	171		203	
Pkn 1/71	5950	198	±10	PeQQ1	Kluft	5950,0	197		242	
Pa 1/68	4700	158	±3	Pa13	Kluft	4687,1	122		172	
Pa 1/68	4700	158	±3	Pa11	Zement	4710,2	142		142	
Pa 1/68	6250	200	±3	PaA1	Kluft	6260,5	176		242	
Ela 1/74	3800	150	±3	EI1	Kluft	3790,2	148		169	
Ela 1/74	4750	171	±3	EI5	Zement	4764,5	160	186	187	210
Ela 1/74	5150	182	±3	EI2	Kluft	5149,3	200	293	230	320
Pnl 1/75	4550	161	±3	Pnl8	Neubildung	4557,9	143	190	143	190
Pnl 1/75	5500	192	±3	Pnl2	Kluft	5473,7	181	146	213	178
Ko 4/74	5200	172	±5	KoE4	Kluft	5172,4	184	194	215	226
Ko 4/74	5450	179	±5	KoI1	Kluft	5438,2	185		216	
Rn 1/63	1700	57,9		Rn2	Kluft	1685,6	163		177	
Rn 1/63	2050	63,7		Rn11	Kluft	2044,2	90	67	111	88
Rn 1/63	3450	101,7		Rn3	Kluft	3457,2	101		121	
Sam 101/62	800	32		Sam9	Neubildung	813,1			30	
Sam 101/62	1840	72*		Sam5	Kluft/Druse	1841,6	94	66	107	80

*Bohrlochtemperaturen sind nur bis 950 m vorhanden, 72°C sind das Resultat einer linearen Korrelation der Temperaturen zur Teufe, FIA= Flüssigkeitseinschlussgeneration

Anhang D: Methoden und Analyseverfahren

1	DÜNNSCHLIFFMIKROSKOPIE	D-1
2	(PULVER-) RÖNTGENDIFFRAKTOMETRIE (XRD)	D-1
3	RÖNTGENFLUORESZENZANALYSE (XRF).....	D-2
4	MIKROTHERMOMETRIE	D-2
5	KATHODOLUMINESZENZMIKROSKOPIE (KL).....	D-4
6	FLUORESZENZMIKROSKOPIE	D-5
7	RASTERELEKTRONENMIKROSKOPIE MIT EDX-ANALYSE (REM-EDX)	D-5
8	CRYO - RASTERELEKTRONENMIKROSKOPIE MIT EDX - ANALYSE (CRYO-REM-EDX)	D-6
9	ANALYSE STABILER ISOTOPE	D-7
10	LASER-RAMAN-SPEKTROSKOPIE.....	D-8

1 Dünnschliffmikroskopie

Aus Bohrkernen und Gesteinsmaterial obertägiger Aufschlüsse wurden 211 repräsentative Proben zur Herstellung von Dünnschliffen ausgewählt. Um diese Proben mit unterschiedlichen Methoden bearbeiten zu können, wurden die Dünnschliffe einseitig mit einer Feinstpolitur versehen und ohne Deckgläschen angefertigt. Für die durchlichtmikroskopischen Untersuchungen wurden das Fotomikroskop „Axiophot“ und das Universalmikroskop „Axioplan Pol“ von Carl Zeiss verwendet. Es erfolgte die Bestimmung von Korngrößen und Korngefüge sowie die Erfassung der Mineralzusammensetzung der verschiedenen Gesteine und deren sekundärer Mineralbildungen. Dazu wurde mit der sogenannten „*point counting* - Methode“ die Zusammensetzung des Detritus und der Zemente bei Sedimenten sowie von Matrix und Einsprenglingen bei Vulkaniten ermittelt. Besonderes Augenmerk wurde auf die Zusammensetzung der diagenetisch und hydrothermal gebildeten Mineralparagenesen gelegt.

2 (Pulver-) Röntgendiffraktometrie (XRD)

Die röntgendiffraktometrischen Untersuchungen wurden an einem Gerät von Siemens (D5000) mit einer $\text{Cu}_{K\alpha}$ -Strahlungsquelle durchgeführt. Zum einen wurden diese Untersuchungen zur Erfassung des Mineralbestandes und zum anderen zur Identifikation und Charakterisierung von Tonmineralen bzw. unbekannten Mineralphasen verwendet. Die Nutzung des XRD und die Auswertung der entsprechenden Daten basiert auf den Arbeiten von BRINDLEY & BROWN (1980) sowie KLUG & ALEXANDER (1974). Die ausgewählten Gesteinsproben wurden zuerst mit einem Backenbrecher auf Korngrößen von 0,5 bis 1 cm zerkleinert und anschließend in der Scheibenschwingmühle mit Wolfram-Carbit-Einsatz gemahlen. Die Mahldauer betrug 4 min bei 700 U/min. Das Pulver wurde auf einem Probenträger dem Diffraktometer zugeführt.

Die Diffraktometrie ermöglicht Rückschlüsse auf die Gitterstruktur kristalliner Phasen. Da kristalline Stoffe wegen ihrer spezifischen physikochemischen Eigenschaften auch spezifische Kristallgitter aufbauen, können Minerale anhand ihrer Kristallstruktur identifiziert werden.

Verwendet wurde für die Untersuchungen mit der XRD:

Siemens D5000	
Art der Strahlungsquelle	Seitfensterröhre mit Kupferanode
Verwendete Strahlung	Cu K α 1
Leistung der Strahlungsquelle	max. 3 kW
Anodenspannung	max. 60 kV
Strahlerstromstärke	max. 100 mA
Winkelbereich	5...60 °2 θ
Schrittweite	0,02 - 0,04 °
Messzeit pro Schritt	2 s

3 Röntgenfluoreszenzanalyse (XRF)

Zur Bestimmung der chemischen Zusammensetzung von Sandsteinen, Vulkaniten und ausgewählten Mineralseparaten kam die wellenlängendispersive Röntgenfluoreszenz-Analyse zur Anwendung (RFA, WD-XRF). Dazu wurde ein Gerät der Firma Siemens (SRS 3000) genutzt. Die Präparation der Proben erfolgte in mehreren Arbeitsschritten. Zuerst wurden die Gesteine im Backenbrecher gebrochen und anschließend in der Scheibenschwingmühle mit Wolfram-Carbiteinsatz 2min bei 1400 U/min gemahlen. 10g des Probenpulvers wurden jeweils zusammen mit 30 Tropfen Harz (SCANDIPLEX A) und 20 Tropfen Härter (SCANDIPLEX B) im Achatmörser 5 min homogenisiert. Anschließend wurde diese Mischung in einer Presse bei 200 KN etwa 5 min zu einer Harztablette gedrückt und zur Aushärtung 24 Stunden im Trockenofen (bei 45°C) gelagert. Die so erstellten Präparate wurden nun mit Hilfe der RFA analysiert.

Bei dieser Analysentechnik wird die charakteristische Röntgenstrahlung der Elemente zur Bestimmung der Gehalte chemischer Elemente verwendet. Die Ermittlung der Gehalte erfolgte durch die Auswertung von Impulshöhen (vgl. JENKINS 1988). Als erster Schritt zur chemischen Analyse wurden Übersichtsmessungen mittels „SemiQuant“ durchgeführt. Anschließend konnten Standards mit vergleichbarer Zusammensetzung wie die Analyten ausgewählt werden. Mit diesen Standards erfolgte die Kalibration des Spektrometers. Zur Kontrolle der Messergebnisse wurden einerseits Wiederholungsmessungen durchgeführt und andererseits ein Standard, welcher nicht zur Kalibration verwendet wurde, als unbekannt mitgemessen.

Verwendet wurde für die Untersuchungen mit der XRF:

Siemens SRS 3000	
Geräte- und Messparameter:	
Art der Strahlungsquelle	Endfensterröhre mit Rhodium-Anode
Leistung der Strahlungsquelle	max. 3 kW
Anodenspannung	max. 60 kV
Strahlerstromstärke	max. 100 mA

4 Mikrothermometrie

Die mikrothermischen Messungen an Flüssigkeitseinschlüssen (FI) wurden an einem Mikroskop mit integrierter Heiz- Kühlkammer (THM 600) der Firma LINKAM (England) durchge-

führt. Das Gerät ermöglicht Messungen im Temperaturbereich von -191 °C bis +600 °C mit einer Messgenauigkeit von 0,1 °C. Grundlage dieser Messgenauigkeit ist eine Dreipunktkalibration mit synthetischen Flüssigkeitseinschlüssen („Synflinc“). Bei der Analyse der FI werden die Phasenübergangstemperaturen gemessen, welche beim langsamen Erwärmen der zuvor eingefrorenen Einschlüsse (im Normalfall Einfrieren bis -120 °C, aber bei einigen Proben auch bis -191 °C) zu beobachten sind.

Folgende Phasenübergänge können gemessen werden:

Eutektische Temperatur (T_e)

Als eutektische Temperatur wird hierbei das erste zu beobachtende Schmelzen des Eises bezeichnet. Mit Hilfe der eutektischen Temperatur sind qualitative Aussagen zur Kationenzusammensetzung der jeweiligen (meist Cl⁻-haltigen) Einschlusslösungen möglich. Als Kationen treten überwiegend Na⁺, K⁺, Ca²⁺ und Mg²⁺ auf.

Schmelztemperaturen (T_m)

Die Schmelztemperatur T_m bezeichnet den vollständigen Phasenübergang einer Komponente im Einschluss vom festen in den flüssigen Aggregatzustand. Dabei wird unterschieden zwischen T_{mHH} (Schmelzpunkt von Hydrohalit), T_{mice} (Schmelzpunkt des Eises), T_{mCL} (Schmelzpunkt eines Gashydraths (Clathrats)), T_{mCO_2} (Schmelzpunkte von festem Kohlendioxid).

Homogenisierungstemperatur (T_h)

Die Homogenisierungstemperatur T_h beschreibt den Übergang eines zwei- oder mehrphasigen Einschlusses in den einphasigen flüssigen oder kritischen Zustand. Die Temperatur entspricht, unter Berücksichtigung des Bildungsdruckes, der Mindestbildungstemperatur des Einschlusses. Für die tiefenabhängige Druckkorrektur sind die Kenntnis der Bildungszeit und der daraus resultierenden Paläo-Tiefenlage der Probe notwendig.

T_h -Messungen im negativen Temperaturbereich ermöglichen Aussagen über die Gaszusammensetzung (CO₂, N₂, CH₄, H₂S) der Einschlüsse. Eine genauere Analyse der Gaszusammensetzung erfolgt mit der Raman-Sonde.

Dekrepitationstemperatur (T_d)

Beim Überschreiten eines kritischen Fluiddruckes kommt es entweder zur Zerstörung der Flüssigkeitseinschlüsse oder zur volumetrischen Veränderung und einer damit verbundenen Re-Equilibrierung der Fluideinschlüsse. Sichtbar wird dies während des Aufheizens der entsprechenden Proben durch eine plötzliche Volumenzunahme der Gasphase. Die zugehörige Temperatur wird als Dekrepitationstemperatur (T_d) bezeichnet und spiegelt eine grobe Abschätzung der Paläo-Fluidtemperaturen wider.

Zu beachten ist aber auch die Zerstörung von Fluideinschlüssen beim Einfrieren. Dies trifft insbesondere auf die Einschlüsse in den Wirtsmineralen Anhydrit und Baryt zu bzw. generell, wenn das Volumen der Gasphase bei Zimmertemperatur weniger als 7 % des gesamten Einschlussvolumens beträgt.

Entscheidend für die Interpretation mikrothermometrischer Daten ist die Annahme, dass der Flüssigkeitseinschluss seit seiner Bildung ein abgeschlossenes System mit konstanter Zusammensetzung und Volumen darstellt (ROEDDER 1984). Sekundäre Veränderungen können zur vollständigen Veränderung der gemessenen Temperaturen führen.

Als Standard-Literatur für die mikrothermometrische Bearbeitung der Proben wurden die Arbeiten von ROEDDER (1984), GOLDSTEIN & REYNOLDS (1993) und für die Gas- Hydrate die Arbeit von DIAMOND (1994) verwendet. Zur Auswertung der mikrothermometrischen Daten kamen die von R. BAKKER (Uni Leoben) erarbeiteten Computerprogramme „*isochor*“ und „*homogen*“ zur Anwendung.

5 Kathodolumineszenzmikroskopie (KL)

Die generelle Funktionsweise von KL-Geräten und ihre Anwendungen sind bei NEUSER et al. (1995) ausführlich beschrieben worden. Im vorliegenden Fall wurde diese Methode vor allem zur Differenzierung verschiedener Zement- und Kluft-Generationen verwendet. Die lumineszenzaktiven Minerale waren hierbei Quarz, Feldspat, Kalzit, Dolomit, Fluorit und Baryt.

Genutzt wurden mehrere KL-Geräte. Zum einen gelangte eine „Kalt-Kathoden“-Apparatur des Modells CCL 8200 mk3 der Firma CITL zur Anwendung. Die an der Probenkammer befindliche Elektronenquelle beschießt die Probe, einen polierten Dünnschliff von 30µm Dicke, welche sich in einer Vakuumkammer befindet, mit einem Elektronenstrahl. Der Elektronenstrahl wird durch eine sehr hohe Spannung (20-30 KV) angeregt. Mit Hilfe der Stromstärke von günstigstenfalls 300 - 500 µA kann die Stärke des Elektronenstrahls und damit die Intensität der Lumineszenz geregelt werden.

Die „Kaltkathodengeräte“ weisen gegenüber den „Heiß-Kathodengeräten“ jedoch deutliche Nachteile auf (s.a. RICHTER 1984, NEUSER 1988, NEUSER et al. 1995). So wird z.B. die Lumineszenzfähigkeit besondere von Quarz deutlich herabgesetzt. Aus diesem Grund wurde, neben den Untersuchungen mit der Kaltkathode, welche für die Bearbeitung von Karbonaten besonders geeignet ist, zur Bearbeitung der Quarze eine „Glühkathodenvorrichtung“ genutzt, deren Nutzung uns freundlicherweise an der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoff (BGR) in Hannover ermöglicht wurde. Hierbei wurden als Präparate Dünnschliffe verwandt, welche objektseitig mit einer dünnen Schicht aus Kohlenstoff bedampft wurden, um elektrische Aufladungen der Probe zu vermeiden. Die Apparatur besteht aus einem Kathodolumineszenz-Mikroskop, einer Kathode von der Firma Heinzinger, einem Hochvakuum-Pumpsystem (Diffusionspumpe MK 2 und Drehschieberpumpe RV 5 M3), einer Fotokamera von Nikon (Modell U-III) und einer Digitalkamera CF 20 DX der Firma Kappa. Die Anlage wurde mit einer Spannung von 15 kV, einer Stromstärke von 0,2 mA (0,18 - 0,22 mA) bei einem Filamentstrom von 0,8 - 1,2 mA und einem Hochvakuum von 10^{-3} mbar betrieben.

Zusätzlich wurden Untersuchungen einer Heißkathoden-Apparatur HC3-LM/ SG mit kombiniertem Spektrometer Triax 320 an der Universität in Göttingen durchgeführt. Als Detektor diente ein Lichtleitkabel, welches eine Fokussierung auf einen Probenausschnittes von 30 µm zulässt. Der stickstoffgekühlte Detektor ermöglicht Messungen von 1 - 1500 nm. Als Span-

nung wurden 14KV bei einem Strom 0,180 mA standardmäßig gewählt. Der Schlitzabstand betrug 0.2 bis 0.5mm bei einem Gitterabstand von 100 Linien/mm. Als Resultat der Untersuchungen wurden eine Reihe von Spektrogrammen produziert. Die Auswertung der Daten erfolgte hauptsächlich auf Grundlage der Arbeiten von NEUSER et al. (1995) und HABERMANN et al. (1996a, 1996b, 1997a, 1997b, 1998, 1999a, 1999b).

6 **Fluoreszenzmikroskopie**

Zur Identifikation von kohlenwasserstoffhaltigen Flüssigkeitseinschlüssen wird die Methode der Fluoreszenzmikroskopie verwendet (GOLDSTEIN & REYNOLDS 1993, BAKKER & BECHSTEDT 1999). Dabei fluoreszieren kohlenwasserstoffhaltige Einschlüsse im Gegensatz zu wässrigen Einschlüssen. Ist also ein Einschluss vollständig mit fluoreszierendem Licht ausgeleuchtet, so ist das Vorhandensein kohlenwasserstoffhaltiger Verbindungen in der fluiden Phase wahrscheinlich. Ist die Fluoreszenz hingegen nur fleckig oder linear, so handelt es sich meist um Kanteneffekte.

Für die Untersuchungen wurde das Universalmikroskop „Axioplan Pol“ mit Fluoreszenzapplikation der Firma Carl Zeiss genutzt. Hierbei wurden die Fluoreszenzfilter 09 (extinction: BP 450 - 490; beamsplitter FT 510; emission LP 520) und 15 (extinction: BP 546/12; beamsplitter FT 580; emission LP 590) genutzt.

7 **Rasterelektronenmikroskopie mit EDX-Analyse (REM-EDX)**

Zur Identifizierung von Mineralneubildungen im Porenraum der Gesteine wurden 55 Proben mit dem Rasterelektronenmikroskop (REM) und einer integrierten energiedispersiven Röntgenmikroanalyse (EDX) untersucht. Diese Untersuchungen bilden eine ideale Ergänzung zur petrographischen Bearbeitung der Proben. So können Erzphasen eindeutig bestimmt werden und die diagenetisch/hydrothermal gebildeten Minerale in ihrer paragenetischen Abfolge und in ihrer Zusammensetzung charakterisiert werden. Die Bestimmung der chemischen Zusammensetzung der Karbonate gibt erste Hinweise auf die laterale und horizontale Korrelierbarkeit, die im weiteren noch durch die Analyse stabiler Isotope erhärtet werden kann.

Die mit Kohlenstoff bedampften Proben wurden mit folgender Gerätekonstellation untersucht:

Verwendet wurde für die Untersuchungen mit der REM-EDX:

<i>Mikroskop:</i>	<i>Raster-Elektronenmikroskop (REM) JSM-6300 Jeol</i>
Beschleunigungsspannung:	14 KV
Probenabstand:	15 mm
Probenstromstärke:	10^{-10} - 10^{-6} A
Arbeitstemperatur und Druck:	-170 bis -190 °C, 10^{-6} torr
<i>EDX - Detektor:</i>	<i>Silizium Einkristall - Detektor AN</i>
Auflösung:	100eV
Zählzeit:	variabel (90 - 200 s)

BE-Detektor	Si pn-Übergang
Messzeit (EDX)	120 s
Spektrale Auflösung (EDX)	93 eV

Die Auswertung der Bilder und Spektren erfolgte unter Nutzung des SEM-Atlanten von WELTON (1984).

8 Cryo - Rasterelektronenmikroskopie mit EDX - Analyse (Cryo-REM-EDX)

Verwendet wurde das Rasterelektronenmikroskop (Anhang D-7) mit einer „Cryo-Applikation“ zur Identifikation der Lösungszusammensetzung von Flüssigkeitseinschlüssen (vgl. SHEPHERD 1998).

Dabei werden unter Tieftemperaturbedingungen eingefrorene, flüssige Phasen qualitativ analysiert. Bearbeitet wurden so 10 ausgewählte Proben.

Die Funktionsweise ist folgendermaßen: Die entsprechende Probe wird in flüssigem Stickstoff abgekühlt, so dass sämtliche wässrigen Bestandteile einfrieren. Im folgenden wird die Probe in eine stickstoffgekühlte Präparationskammer überführt, in welcher die Probe zuerst zerbrochen und anschließend bedampft wird. Dann wird das so präparierte Gestein in die ebenfalls stickstoffgekühlte Analysenkammer des REM geschleust. Hier erfolgt dann die Suche nach den aufgebrochenen und eingefrorenen Einschlüssen, welche mit Hilfe der EDX-Analyse untersucht werden können. Probleme treten insbesondere bei der Probenpräparation auf, so muss sichergestellt werden, ob auch Einschlüsse auf der Abbruchkante der Analysenprobe vorhanden sind. Des weiteren sollten diese Proben eine bestimmte Salinität nicht unterschreiten, da ansonsten die Nachweisgrenze der EDX für die entsprechenden Elemente unterschritten wird. Letzteres Problem kann zumindest teilweise behoben werden, indem die unbedampfte Probe nach dem Einfrieren direkt in die Analysenkammer des REM geführt wird. Die Temperatur in dieser Kammer wird anschließend von -185°C auf -88°C hochgeregelt, so dass es zur Sublimation der eingefrorenen wässrigen Phase kommt. Zurück bleibt eine an Salzen angereicherte Phase. Die Probe wird nun bedampft und die Zusammensetzung dieser restitischen Hydrate mit der EDX- Analyse kann erfolgen.

Die ermittelten Daten können mit den aufgrund der mikrothermometrischen Temperaturdaten erwarteten Lösungszusammensetzung verglichen werden.

Verwendet wird für die Untersuchungen mit der cryo-REM-EDX:

Kryogenkammer (CC): CT 1500 Oxford Instruments Ltd

CC Temperatur und Druck:	-185°C und 10^{-2} torr
Temperatur der Schockgefrierung	<-200 °C
Dicke der Goldbedampfung	50-100nm

Mikroskop: Rasterelektronenmikroskop (REM) JSM-6300 Jeol

Beschleunigungsspannung:	14 KV

Probenabstand:	15 mm
Probenstromstärke:	10^{-10} - 10^{-6} A
Arbeitstemperatur und Druck:	-170 bis -19 °C, 10^{-6} torr

EDX - Detektor:	Silizium Einkristall - Detektor AN
Auflösung:	100 eV
Zählzeit:	variabel (90 - 200 s)
BE-Detektor	Si pn-Übergang
Messzeit (EDX)	120 s
Spektrale Auflösung (EDX)	93 eV

9 Analyse stabiler Isotope

Die Untersuchung der Kohlenstoff- und Sauerstoff-Isotope von Karbonaten, die der Sauerstoff-Isotope von Quarz und der Schwefelisotope von Galenit/Pyrit erfolgte im Isotopenlabor des Geochemischen Institutes Göttingen. Die Schwefel- und Sauerstoff-Isotope von Baryt und Anhydrit wurden im Umweltforschungszentrum Leipzig-Halle analysiert. Die erforderlichen einzelnen Mineralfraktionen wurden mikroskopisch selektiert. Um die Homogenität der Proben sicherzustellen, erfolgten im Vorfeld petrographische und Kathodolumineszenz-Untersuchungen. Zur Interpretation der Daten dienten vor allem die Arbeiten von HOEFS (1997), ZHENG & HOEFS (1993a, 1993b) und VALLEY et al. (1986).

³⁴S des Sulfats: Der separierte Anhydrit wurde zuerst nasschemisch in Baryt umgefällt. Dazu wurden die Proben jeweils aufgemahlen und 500 mg in 100 ml destilliertem Wasser aufgelöst. Anschließend wurde das so gelöste Anhydrit mit 5 ml gesättigter BaCl₂-Lösung bei 70°C-75°C versetzt und der pH-Wert durch Zugabe verdünnter Salzsäure auf drei erniedrigt. Der entstehende BaSO₄-Niederschlag wurde abgefiltert und bei 105°C im Trockenschrank getrocknet. Das ³⁴S/³²S-Verhältnis wurde nach Überführung des Sulfatschwefels zu SO₂-Gas durch Continuous Flow Combustion-Technik im Massenspektrometer IRMS Delta S (Finnigan-MAT) gemessen. Dabei erfolgte die thermischen Zersetzung des BaSO₄ bei 900°C. Die ³⁴S/³²S-Verhältnisse werden in δ -Notation unter Bezug auf den internationalen Standard CDT angegeben, der Messfehler der Doppelbestimmung beträgt 0,2 ‰.

¹⁸O des Sulfats: Baryt wurde mit Graphit gemischt und bei ca. 600°C vakuumgetrocknet. Anschließend erfolgte die Reaktion bei 1000 - 1150 °C, wobei gebildetes CO₂ ausgefroren und CO unter Hochspannung (ca. 1 KV) zu CO₂ und C umgesetzt wurde. Das CO₂-Gas stand nach kryogener Reinigung als Messgas für den Massenspektrometer zur Verfügung. Die Sauerstoff-Isotopen wurden bezüglich des SMOW-Standards angegeben.

¹⁸O, ¹³C der Karbonate: Die Karbonatproben wurden feingemahlen und nach HOEFS (1997) am Massenspektrometer des Types Finnigan MAT 251 untersucht. Dabei wurden ungefähr 20 mg Probe mit 100%iger Phosphorsäure zersetzt und nach vollständiger Reaktion das entstehende CO₂ unter Vakuum bei 850 °C - 1000 °C am Massenspektrometer gemessen. Die

$^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$ -Verhältnisse werden in δ -Notation unter Bezug auf den internationalen Standard PDB angegeben, der Messfehler der Doppelbestimmung beträgt 0,5 ‰. Die Sauerstoff-Isotopen werden bezüglich des SMOW-Standards angegeben.

^{18}O des Quarzes: Mit Hilfe eines Flusssäureaufschlusses wird Quarz gelöst und zusammen mit Graphit bei 500 °C bis 600 °C erhitzt (vgl. HOEFS 1997). Wiederum wurde das CO_2 als Messgas verwendet. Die Sauerstoff-Isotopen werden bezüglich des SMOW-Standards angegeben.

^{34}S der Sulfide: Die Aufbereitung der Sulfide und die Messungen des SO_2 -Messgases am Massenspektrometer erfolgten nach HOEFS (1997). Dabei werden die resultierenden Daten im CDT-Standard präsentiert.

10 Laser-Raman-Spektroskopie

Zur genauen Bestimmung der CH_4 -, N_2 -, CO_2 und/oder höherer Kohlenwasserstoff-Gehalte in Flüssigkeitseinschlüssen der Wirtsminerale Quarz, Ankerit und Dolomit wurde das Laser-Raman-Spektroskop LabRAM der Firma Jobin Yvon eingesetzt. Die dementsprechenden Analysen von 7 Proben wurden mit freundlicher Unterstützung und Genehmigung von DR. R. BAKKER und PROF. L. DIAMOND am Geologischen Institut der Montanuniversität Leoben durchgeführt. Die Anwendung dieser Methode ermöglicht die zerstörungsfreie, punktuelle Analyse von festen, flüssigen und gasförmigen Phasen im Mikrobereich.

Zur Identifikation und Quantifizierung von Gasen in Auswertung der jeweiligen Spektrogramme wurde hauptsächlich die Arbeit von BURKE (1994) verwendet.

Anhang E:

Stabile Isotope

Bohrung/	Probe	Separat- Nummer	Teufe [mNN]	Stratigraphie	Gestein	Mineral	Gefüge	Tbm [°C]	p [MPa]	Salinität *Gew. %	$\delta^{18}\text{O}$ ‰ SMOW	$\delta^{13}\text{C}$ ‰ PDB	$\delta^{34}\text{S}$ ‰ CDT	Proben gemessen im:
Rn1/63	Rn15	A26	1335,2	Buntsandstein	Siltstein	Anhydrit	Perlanhy.	40	13,1	?	14,67		10,86	Umweltforschungszentrum Halle
Sam101/62	Sam7	A6	1220,1	Buntsandstein	Tonstein	Anhydrit	Perlanhy.	40	11,9	12,6	15,40		10,64	Umweltforschungszentrum Halle
Sde1/69	Sde2	A31	2531,5	Buntsandstein	Rhyolitoid	Anhydrit	Kluft	170	50,0	26,5	19,01		4,38	Umweltforschungszentrum Halle
Sw2/64	Sw2-14	AV4	2685,5	Buntsandstein	Siltstein	Anhydrit	Kluft	153	13,2	24,2			9,01	Umweltforschungszentrum Halle
Ela1/74	EI7	A30	4465,1	Ober-Rotliegend	Siltstein	Anhydrit	Kluft	160	45,4	4,0	19,12		4,64	Umweltforschungszentrum Halle
Ela1/74	EI5	A29	4764,5	Ober-Rotliegend	Sandstein	Anhydrit	Zement	185	48,4	24,7	0,19		5,17	Umweltforschungszentrum Halle
Mi1/74	Mi7	A11	5323,7	Ober-Rotliegend	Tonstein	Anhydrit	Perlanhy.	207	75,8	27,8	14,18		4,72	Umweltforschungszentrum Halle
Mi1/74	Mi9	A25	5643,4	Ober-Rotliegend	Sandstein	Anhydrit	Zement	212	78,9	27,9	16,70		4,65	Umweltforschungszentrum Halle
Mi1/74	Mi12	A24	6032,8	Ober-Rotliegend	Sandstein	Anhydrit	Kluft	245	82,8	25,4	13,53		1,94	Umweltforschungszentrum Halle
Pa1/68	Pa13	AV2	4687,1	Ober-Rotliegend	Anhydrit	Anhydrit	Kluft	181	100,8	26,5			11,32	Umweltforschungszentrum Halle
Pa1/68	Pa11	A21	4710,2	Ober-Rotliegend	Feinsandstein	Anhydrit	Perlanhy.	201	101,1	35,0	17,92		7,66	Umweltforschungszentrum Halle
Pa1/68	Pa11	A20	4710,2	Ober-Rotliegend	Feinsandstein	Anhydrit	Kluft	201	101,1	35,0	18,30		9,12	Umweltforschungszentrum Halle
Pa1/68	Pa8	AV1	5467,3	Ober-Rotliegend	Siltstein	Anhydrit	Kluft	234	108,6	35,0			4,61	Umweltforschungszentrum Halle
Pa1/68	Pa7(z)	A18	5509,8	Ober-Rotliegend	Siltstein	Anhydrit	Kluft	239	109,3	35,0	18,37		3,14	Umweltforschungszentrum Halle
Pa1/68	Pa7(r)	A19	5509,8	Ober-Rotliegend	Siltstein	Anhydrit	Kluft	239	109,3	35,0	17,73		3,22	Umweltforschungszentrum Halle
Pnl1/75	Pnl6	A17	5003,1	Ober-Rotliegend	Siltstein	Anhydrit	Perlanhy.	197	69,5	8,0	18,62		4,01	Umweltforschungszentrum Halle
Pnl1/75	Pnl3	A7/1	5291,7	Ober-Rotliegend	Tonstein	Anhydrit	Perlanhy.	40	72,3	8,4	17,25		0,53	Umweltforschungszentrum Halle
Rmw14/h/69	Rm4	AV3	3672,5	Ober-Rotliegend	Siltstein	Anhydrit	Kluft	147	47,1	25,2			7,44	Umweltforschungszentrum Halle
Rmw17h/70	Rm13	A15	4392,3	Ober-Rotliegend	Siltstein	Anhydrit	Kluft	193	62,1	27,2	17,19		4,34	Umweltforschungszentrum Halle
Rx2/62	Rx4	A13	370,5	Ober-Rotliegend	Siltstein	Anhydrit	Kluft	236	56,7	24,4	18,42		10,17	Umweltforschungszentrum Halle
Rx2/62	Rx2	A34	606,1	Ober-Rotliegend	Sandstein	Anhydrit	Kluft	122	59,0	28,1	13,72		4,96	Umweltforschungszentrum Halle
Stav1/76	Stav6	A8	4689,4	Ober-Rotliegend	Feinsandstein	Anhydrit	Kluft	215	70,0	7,1	17,19		3,63	Umweltforschungszentrum Halle
Stav1/76	StavA3	A3	4820,7	Ober-Rotliegend	Siltstein	Anhydrit	Perlanhy.	?	70,0	?	15,45		2,37	Umweltforschungszentrum Halle
Rmw17h/70	Rm9(r)	A28	4152,0	Ober-Rotliegend	Siltstein	Anhydrit	Kluft	185	49,7	23,1	19,31		9,96	Umweltforschungszentrum Halle
Rmw17h/70	Rm9(z)	A27	4152,0	Ober-Rotliegend	Siltstein	Anhydrit	Kluft	185	49,7	23,1	17,33		9,62	Umweltforschungszentrum Halle
Dre3/70	Dre1	A9	908,7	Permokarbon	Rhyolitoid	Anhydrit	Kluft		31,2		14,85		6,52	Umweltforschungszentrum Halle
Gap1/86	Gap5	A10	4400,0	Permokarbon	Rhyolitoid	Anhydrit	Kluft	192	55,3	29,0	17,10		5,79	Umweltforschungszentrum Halle
Gap1/86	Gap7	A1	4565,5	Permokarbon	Andestoid	Anhydrit	Kluft	198	57,0	27,3	15,43		2,28	Umweltforschungszentrum Halle
Ko4/74	KoE4	A32	5172,0	Permokarbon	Rhyolitoid	Anhydrit	Kluft	226	61,0	24,0	6,90		1,45	Umweltforschungszentrum Halle
Pkn1/71	PeDD1	A33	5268,9	Permokarbon	Rhyolitoid	Anhydrit	Kluft	218	69,0	23,0	12,34		1,30	Umweltforschungszentrum Halle
Pnl1/75	Pnl1	A16	5474,5	Permokarbon	Rhyolitoid	Anhydrit	Kluft	184	74,1	27,2	3,72		1,76	Umweltforschungszentrum Halle
Rn1/63	Rn12	A2	2043,5	Permokarbon	Rhyolitoid	Anhydrit	Kluft	101	20,4	25,4	15,55		8,48	Umweltforschungszentrum Halle
Sw2/64	Sw2-15	AV5	2743,5	Zechstein	Siltstein	Anhydrit	Kluft	155	13,7	25,2			8,69	Umweltforschungszentrum Halle
Ko4/74	KoI2	A22	5172,0	Permokarbon	Rhyolitoid	Baryt	Brekzie	253	64,0	25,0	-1,21		3,62	Umweltforschungszentrum Halle
Rx2/62	Rx2	A34.1	606,1	Ober-Rotliegend	Sandstein	Baryt	Kluft	122	59,0	28,1			3,33	Umweltforschungszentrum Halle

* Gewichts-% NaCl+CaCl₂ Äquivalent

Anhang E:

Stabile Isotope

Bohrung/	Probe	Separat- Nummer	Teufe [mNN]	Stratigraphie	Gestein	Mineral	Gefüge	Tbm [°C]	p [MPa]	Salinität *Gew. %	$\delta^{18}\text{O}$ ‰ SMOW	$\delta^{13}\text{C}$ ‰ PDB	$\delta^{34}\text{S}$ ‰ CDT	Proben gemessen im:
Rx2/62	Rx2	A34.2	606,1	Ober-Rotliegend	Sandstein	Baryt	Kluft	122	59,0	28,1			3,48	Umweltforschungszentrum Halle
Sw2/64	Sw6	A35	3732,5	Permokarbon	Rhyolitoid	Baryt	Kluft	168	52,6	26,4			0,83	Umweltforschungszentrum Halle
Sw2/64	Sw5	A36	3742,4	Permokarbon	Rhyolitoid	Baryt	Kluft	178	52,7	29,0			4,59	Umweltforschungszentrum Halle
Kgg7/71	Kgg1	CC26	2088,1	Buntsandstein	Kalkstein	Ankerit	Kluft	102	20,4	24,8	22,53	-3,18		Geochem. Institut Göttingen
Kgg7/71	Kgg2	CC28	2092,2	Buntsandstein	Kalkstein	Ankerit	Kluft	113	20,6	24,7	20,56	-3,49		Geochem. Institut Göttingen
Sde1/69	Sde2	CC49	2531,5	Buntsandstein	Konglomerat	Ankerit	Kluft	170	50,0	26,5				Geochem. Institut Göttingen
Wanzleben	Wanz1	CC1		Keuper	Dolomit	Kalzit	Kluft	40	13,2	?	23,45	-6,80		Geochem. Institut Göttingen
Wanzleben	Wanz1	CC2		Keuper	Dolomit	Kalzit	Kluft	40	13,2	?	23,76	-7,02		Geochem. Institut Göttingen
KdN4/64	KdN3	CC18	1415,2	Lias	Tonstein	Ankerit	Kluft	98	13,9	2,0	22,15	-4,04		Geochem. Institut Göttingen
KdN4/64	KdN3	CC19	1415,2	Lias	Tonstein	Dolomit	Kluft	98	13,9	2,0	22,03	-3,98		Geochem. Institut Göttingen
Stav1/76	Stav2	CC13	4957,6	Ober-Rotliegend	Konglomerat	Kalzit	Kluft	216	72,7	26,9	22,96	-0,97		Geochem. Institut Göttingen
Prz1/77	Prz6	CC30	3439,2	Ober-Rotliegend	Siltstein	Kalzit	Kluft	164	47,2	27,2	17,94	-4,81		Geochem. Institut Göttingen
Rx2/62	Rx4	CC31	370,5	Ober-Rotliegend	Siltstein	Kalzit	Kluft	236	56,7	24,4	20,19	-2,89		Geochem. Institut Göttingen
Pa1/68	Pa7(z)	CC33	5509,8	Ober-Rotliegend	Siltstein	Kalzit	Kluft	239	109,3	35,0	21,09	-1,46		Geochem. Institut Göttingen
Pa1/68	Pa7(r)	CC34	5509,8	Ober-Rotliegend	Siltstein	Kalzit	Kluft	239	109,3	35,0	21,13	-1,53		Geochem. Institut Göttingen
Prz1/77	Prz4	CC44	3624,0	Ober-Rotliegend	Sandstein	Kalzit	Kluft	151	49,3	29,2	16,23	-8,35		Geochem. Institut Göttingen
Rmw17h/70	Rm9(z)	CC46	4152,0	Ober-Rotliegend	Siltstein	Kalzit	Kluft	185	49,7	23,1	25,65	-0,33		Geochem. Institut Göttingen
Mi1/74	Mi11	CC48	5968,2	Ober-Rotliegend	Siltstein	Kalzit	Kluft	228	82,1	25,3	24,55	-2,43		Geochem. Institut Göttingen
Pa1/68	Pa4	CC35	6039,0	Permokarbon	Sandstein	Kalzit	Kluft	241	114,1	29,1	18,63	-2,16		Geochem. Institut Göttingen
Pn1/75	Pn14	CC32	5167,9	Ober-Rotliegend	Sandstein	Kalzit	Zement	212	71,1	24,1	20,55	-0,91		Geochem. Institut Göttingen
Ric4/65	Ric3	CC42	2779,5	Ober-Rotliegend	Sandstein	Kalzit	Zement	135	55,7	27,9	29,23	-0,61		Geochem. Institut Göttingen
Stav1/76	Stav6	CC43	4689,4	Ober-Rotliegend	Siltstein	Kalzit	Zement	215	70,0	7,1	21,32	-0,46		Geochem. Institut Göttingen
Rx2/62	Rx2	CC58	606,1	Ober-Rotliegend	Sandstein	Kalzit	Zement	104	59,0	25,1	18,25	-7,80		Geochem. Institut Göttingen
Stav1/76	StavA3	CC64	4715,1	Ober-Rotliegend	Konglomerat	Kalzit	Zement	215	70,3	9,0	21,10	-0,57		Geochem. Institut Göttingen
Prz1/77	Prz2	CC3	3745,2	Permokarbon	Hydrothermalit	Kalzit	Kluft	140	50,3	27,8	16,30	-7,44		Geochem. Institut Göttingen
Rx2/62	Rx1	CC6	639,7	Ober-Rotliegend	Hydrothermalit	Kalzit	Kluft	171	59,3	27,2	24,64	-2,31		Geochem. Institut Göttingen
Flechtingen	FleEi1	CC4	-	Permokarbon	Andesit	Kalzit	Kluft	167	58,9	25,0	20,15	-6,27		Geochem. Institut Göttingen
Mi1/74	Min2	CC61	6791,1	Permokarbon	Basalt	Kalzit	Druse	248	90,2	12,5	20,87	-2,84		Geochem. Institut Göttingen
Mi1/74	MiO5	CC63	6835,0	Permokarbon	Basalt	Kalzit	Druse	261	90,6	23,6	19,31	-3,64		Geochem. Institut Göttingen
Gap1/86	Gap6	CC59	4452,0	Permokarbon	Basaltoid	Kalzit	Druse	194	55,9	28,7	22,97	-1,12		Geochem. Institut Göttingen
Rn1/63	Rn9	CC25	2220,9	Permokarbon	Basaltoid	Kalzit	Druse	124	21,8	25,4	19,13	-2,53		Geochem. Institut Göttingen
Rn1/63	Rn10	CC9	2219,9	Permokarbon	Basalt	Kalzit	Kluft	166	21,7	25,1	26,25	-2,58		Geochem. Institut Göttingen
Mi1/74	MiX2	CC57	7911,1	Permokarbon	Basaltgang	Kalzit	Kluft	250	101,2	12,2	17,43	-7,11		Geochem. Institut Göttingen
Mi1/74	MiW2	CC62	7855,2	Permokarbon	Basaltgang	Kalzit	Kluft	250	100,6	12,3	14,18	-11,72		Geochem. Institut Göttingen
Gap1/68	Gap5	CC7	4400,0	Permokarbon	Basaltoid	Kalzit	Kluft	192	55,3	29,0	23,80	-0,68		Geochem. Institut Göttingen

* Gewichts-% NaCl+CaCl₂ Äquivalent

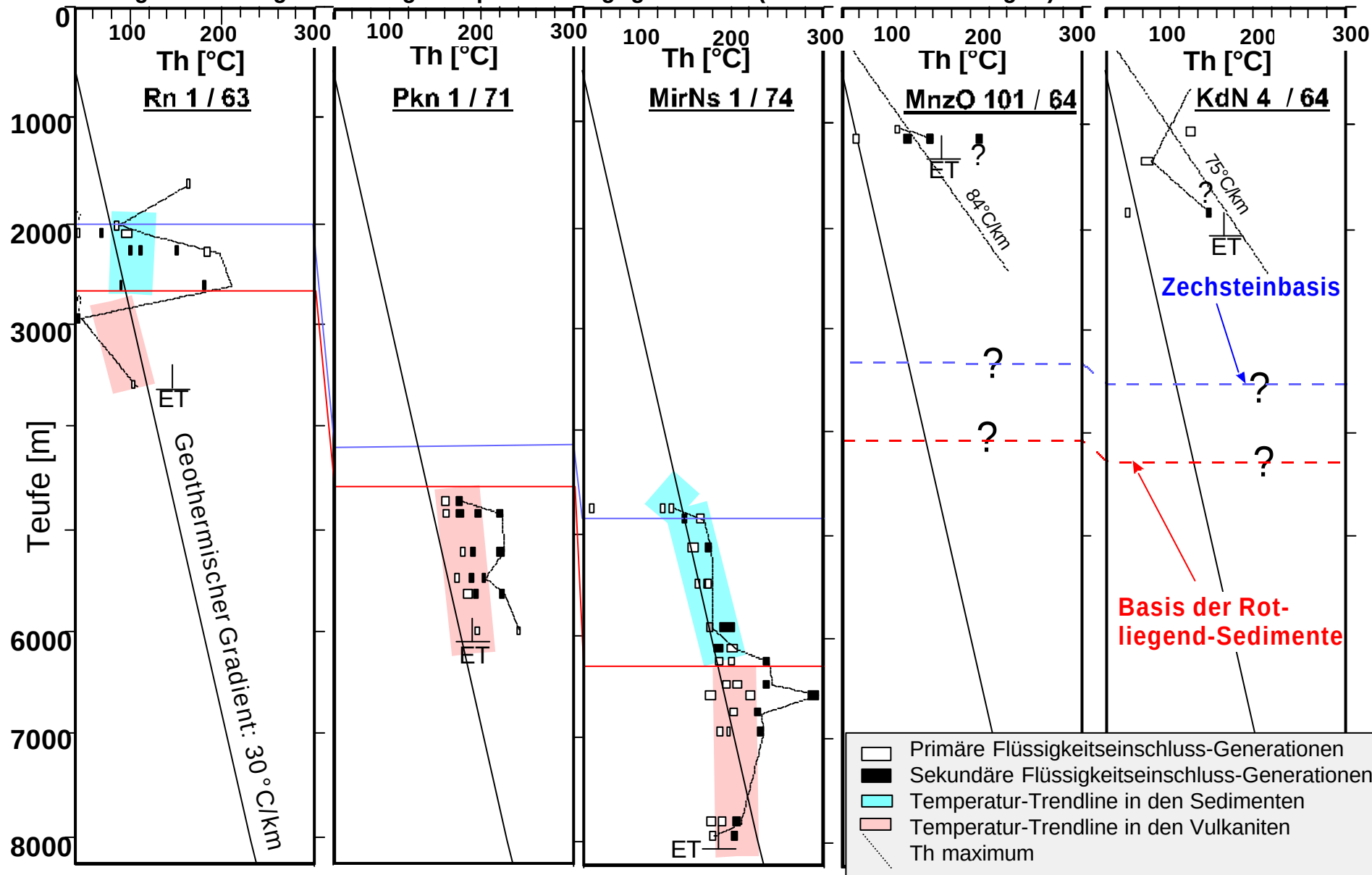
Anhang E:

Stabile Isotope

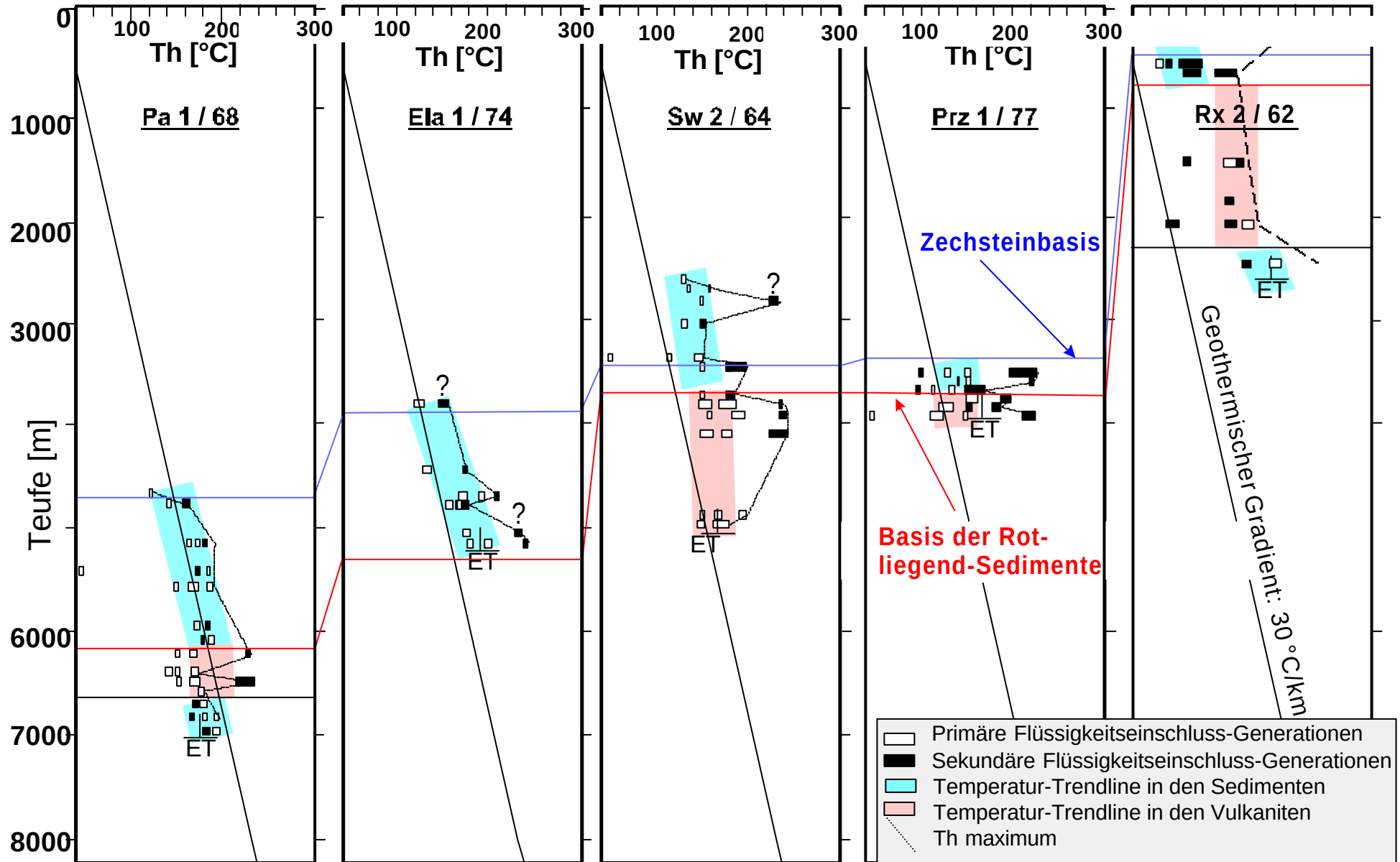
Bohrung/	Probe	Separat- Nummer	Teufe [mNN]	Stratigraphie	Gestein	Mineral	Gefüge	Tbm [°C]	p [MPa]	Salinität *Gew. %	$\delta^{18}\text{O}$ ‰ SMOW	$\delta^{13}\text{C}$ ‰ PDB	$\delta^{34}\text{S}$ ‰ CDT	Proben gemessen im:
Gap1/69	Gap5	CC8	4400,0	Permokarbon	Basaltoid	Kalzit	Kluft	192	55,3	29,0	24,20	-1,05		Geochem. Institut Göttingen
Prz1/77	Prz1	CC45	3740,8	Permokarbon	Rhyodazit	Kalzit	Kluft	163	50,2	27,8	16,32	-8,02		Geochem. Institut Göttingen
Pa1/68	Pa1	CC60	6410,3	Permokarbon	Rhyodazit	Kalzit	Kluft	219	117,7	25,6	18,96	-2,40		Geochem. Institut Göttingen
Pa1/68	PaH5	CCV2	6393,8	Permokarbon	Rhyodazit	Kalzit	Kluft	217	117,6	26,7	19,35	-0,84		Umweltforschungszentrum Halle
Sw2/64	Sw2-6	CCV4	3732,5	Permokarbon	Rhyolit	Kalzit	Kluft	199	52,6	28,9	19,37	-5,12		Umweltforschungszentrum Halle
Sw2/64	Sw2-6	CCV5	3732,5	Permokarbon	Rhyolit	Kalzit	Kluft	197	52,6	28,9	19,40	-4,99		Umweltforschungszentrum Halle
Sam101/62	Sam5	CC20	1841,6	Permokarbon	Rhyolitoid	Kalzit	Kluft	75	18,0	23,9	26,14	-2,14		Geochem. Institut Göttingen
Nei1/85	Nei2	CC27	1957,9	Permokarbon	Rhyolitoid	Kalzit	Kluft				19,95	-8,34		Geochem. Institut Göttingen
Sam101/62	Sam4	CC29	2019,4	Permokarbon	Rhyolitoid	Kalzit	Druse	102	19,8	23,9	25,16	-2,02		Geochem. Institut Göttingen
Pkn1/71	PeH1	CC36	4763,5	Permokarbon	Rhyolitoid	Kalzit	Brekzie	199	64,0	28,5	16,83	-4,84		Geochem. Institut Göttingen
Pkn1/71	PeH1	CC37	4763,5	Permokarbon	Rhyolitoid	Kalzit	Brekzie	199	64,0	28,5	17,96	-4,73		Geochem. Institut Göttingen
Pkn1/71	PeL1	CC38	4839,6	Permokarbon	Rhyolitoid	Kalzit	Kluft	197	65,0	23,0	19,83	-6,52		Geochem. Institut Göttingen
Pkn1/71	PeL1	CC39	4839,6	Permokarbon	Rhyolitoid	Kalzit	Kluft	197	65,0	23,0	20,51	-5,84		Geochem. Institut Göttingen
Pkn1/71	PeDD1	CC50	5268,9	Permokarbon	Rhyolitoid	Kalzit	Kluft	219	69,0	24,0	15,06	-7,72		Geochem. Institut Göttingen
Pkn1/71	PeLL1	CC51	5649,7	Permokarbon	Rhyolitoid	Kalzit	Kluft	223	73,0	23,0	11,33	-5,21		Geochem. Institut Göttingen
Mi1/74	MiF1	CC56	6498,7	Permokarbon	Rhyolitoid	Kalzit	Brekzie	267	87,3	24,2	20,83	-4,43		Geochem. Institut Göttingen
Ko4/74	KoI1	CC65	5438,2	Permokarbon	Rhyolitoid	Kalzit	Brekzie	222	64,0	27,0	20,92	-8,08		Geochem. Institut Göttingen
Ko4/74	KoI1	CCV3	5438,2	Permokarbon	Rhyolitoid	Kalzit	Brekzie	222	64,0	27,0	24,13	-6,36		Umweltforschungszentrum Halle
Sw2/64	Sw2	CC23	4927,4	Permokarbon	Trachydazit	Kalzit	Kluft	179	64,4	29,2	15,82	-6,05		Geochem. Institut Göttingen
Sw2/64	Sw3	CC24	4132,4	Permokarbon	Trachydazit	Kalzit	Kluft	174	56,6	27,1	18,58	-6,45		Geochem. Institut Göttingen
Ric4/65	Ric2	CC11	2679,9	Zechstein	Kalkstein	Kalzit	Kluft	92	54,6	29,7	31,48	5,27		Geochem. Institut Göttingen
Ric4/65	Ric2	CC12	2679,9	Zechstein	Kalkstein	Kalzit	Kluft	92	54,6	29,7	33,11	6,14		Geochem. Institut Göttingen
Rmw12/69	Rm2	CC40	3330,0	Zechstein	Kalkstein	Dolomit	Kluft	133	46,2	26,1	32,34	5,52		Geochem. Institut Göttingen
Mi1/74	Mi2	CC47	4706,2	Zechstein	Kalkstein	Kalzit	Kluft	187	69,7	35,0	23,76	1,18		Geochem. Institut Göttingen
Nei1/85	Nei3	CC10	1964,2	Ober-Karbon	Rhyolitoid	Kalzit	Kluft				15,50	-10,70		Geochem. Institut Göttingen
Rx2/62	Rx7	CC41	2020,3	Ober-Karbon	Rhyolitoid	Kalzit	Kluft	203	72,7	25,2	15,50	-8,83		Geochem. Institut Göttingen
Nei1/85	Nei3	CC53	1964,2	Ober-Karbon	Rhyolitoid	Kalzit	Kluft				14,36	-10,37		Geochem. Institut Göttingen
Pa1/68	Pa1	CCV1	6782,8	Ober-Karbon	Pelit	Kalzit	Kluft	267	121,3	24,6	17,93	-8,92		Umweltforschungszentrum Halle
Nei1/85	Nei6	CC52	2637,6	Unter-Karbon	Tonstein	Kalzit	Kluft				15,87	-7,79		Geochem. Institut Göttingen
Nei1/85	Nei4	CC54	2285,7	Unter-Karbon	Tonstein	Kalzit	Kluft				16,55	-8,12		Geochem. Institut Göttingen

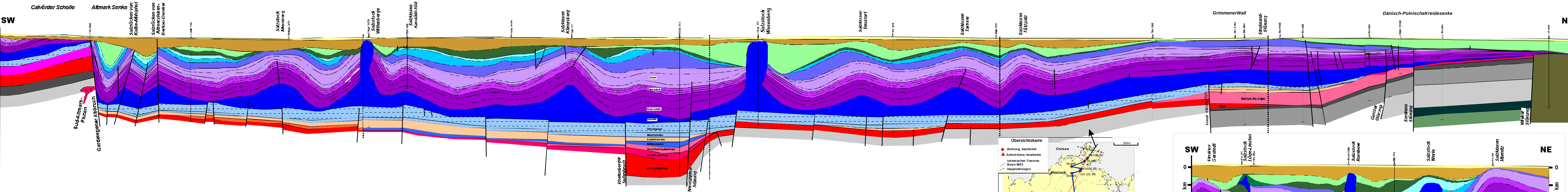
* Gewichts-% NaCl+CaCl₂ Äquivalent

Anhang F1: Homogenisierungstemperaturen gegen Teufe ("nördliche" Bohrungen)



Anhang F2: Homogenisierungstemperaturen gegen Tiefe ("südliche" Bohrungen)





Anhang G:
Zwei Geologische Profile von Rügen bis zur Scholle von Calvörde entlang der bearbeiteten Bohrungen.
Grundlage der Profile sind die Bohrungsinterpretationen von Hoth et al. (1993a) und die seismischen Tiefenpläne von Reinhardt (1993).

