

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. 4.6; 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
Ca ²⁺ + 2 HCO ₃ ⁻ → CO ₂ + H ₂ O + CaCO ₃	Karbonatisierung	CO ₂ , Ca ²⁺	>50
2KAlSi ₃ O ₈ + 2H ⁺ + 9H ₂ O → Al ₂ Si ₂ O ₅ (OH) ₄ + 2K ⁺ + 4 H ₄ SiO ₄	Kaolinitisierung	K ⁺ , pH↑	50-120
2KAlSi ₃ O ₈ + H ₂ O + 2H ⁺ → Al ₂ Si ₂ O ₅ (OH) ₄ + 4SiO ₂ + 2K ⁺	Kaolinitisierung	K ⁺ , pH↑	50-120
2KAl ₃ Si ₃ O ₁₀ (OH) ₂ + 3H ₂ O + 2H ⁺ → 3Al ₂ Si ₂ O ₅ (OH) ₄ + 2K ⁺	Kaolinitisierung	K ⁺ , pH↑	50-120
Smektite + K ⁺ + Al ³⁺ → Illit + Quarz + H ⁺	Illitisierung	pH↓, K ⁺ , Al ³⁺	50-200
3KAlSi ₃ O ₈ + 2H ⁺ → KAl ₃ Si ₃ O ₁₀ (OH) ₂ + 6SiO ₂ + 2K ⁺	Illitisierung	K ⁺	120-200
CaAl ₂ Si ₂ O ₈ + 2Na ⁺ + 4H ₄ SiO ₄ → 2NaAlSi ₃ O ₈ + Ca ²⁺ + 8H ₂ O	Albitisierung	Ca ²⁺ ; H ₂ O Na ²⁺	>120
5CaMg(CO ₃) ₂ + Al ₂ Si ₂ O ₅ (OH) ₄ + SiO ₂ + 2H ₂ O → Mg ₅ Al ₂ Si ₃ O ₁₀ (OH) ₈ + 5CaCO ₃ + 5CO ₂	Chloritisierung	(Mg ²⁺), CO ₂	>150
15Dolomit + 2Muskovit + 3SiO ₂ + 11H ₂ O → 3Mg-Chlorit + 2K ⁺ + 2OH ⁻ + 15CO 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

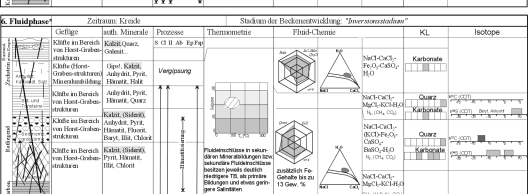
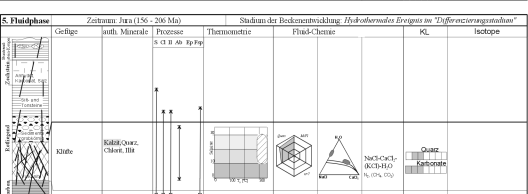
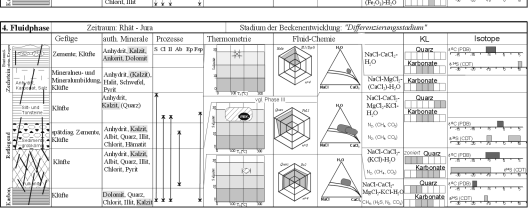
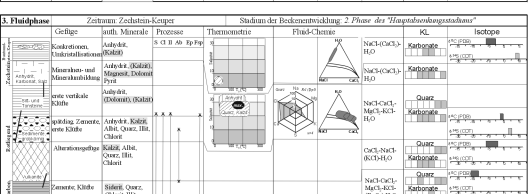
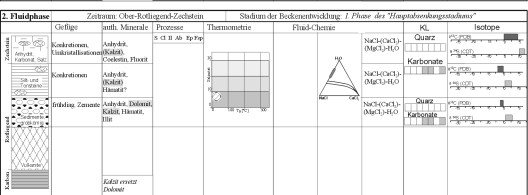
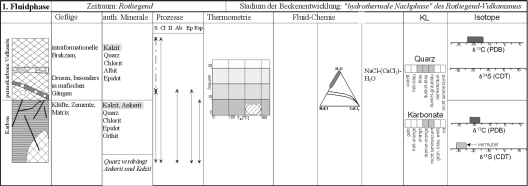
Reaktionen abgegebenen oder aufgenommen Ionen dargestellt. Bestimmte Temperaturbereiche sind für verschiedene Mineralreaktionen charakteristisch. So wird Kaolinit unter leicht sauren Verhältnissen und Temperaturen ab etwa 50 °C als Alterationsprodukt von Kalifeldspat oder Muskovit gebildet (HOTH 1993). 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 niedrigsalinar. 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 Klüftfüllungen stehen aber wahrscheinlich im



*Anreicherungen in Sinterzonen der Hartstrukturen der südlichen über vor allem südliche Beckenrandbereiche

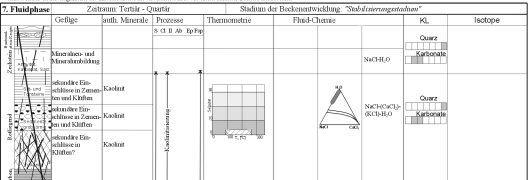


Abb. 9-1: Die Fluidentwicklung des NEDB lässt sich in Kombination verschiedener Methoden in sieben Phasen gliedern.

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 Kluffkarbonate 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 ausgefallten authigenen und hydrothermalen Mineralen wider.

9.3 Paläotemperaturen, Paläo-Wärmefluss

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurden durch Flüssigkeitseinschlussanalyse Paläotemperaturen 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-Mächtigkeiten 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 jüngerer 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 jüngerer, 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 strukturgeologischen 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 brekziierten 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 $<50\text{ }^\circ\text{C}$ (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 spät-diagenetische 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 spät-diagenetische 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 geothermalem 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 absteigenden 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 ein erhöhte hydrothermale Aktivität im Jura (156 - 206 Ma) hin (BRECHT & WOLFGRAMM 1998).

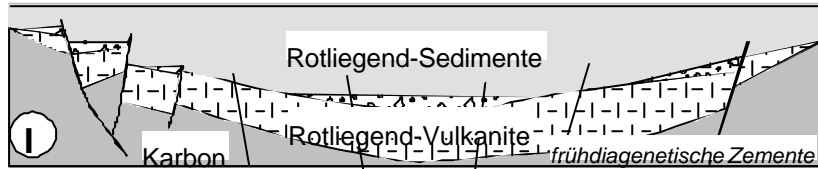
6. Fluidphase („Inversionsstadium“ des Beckens)

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]).

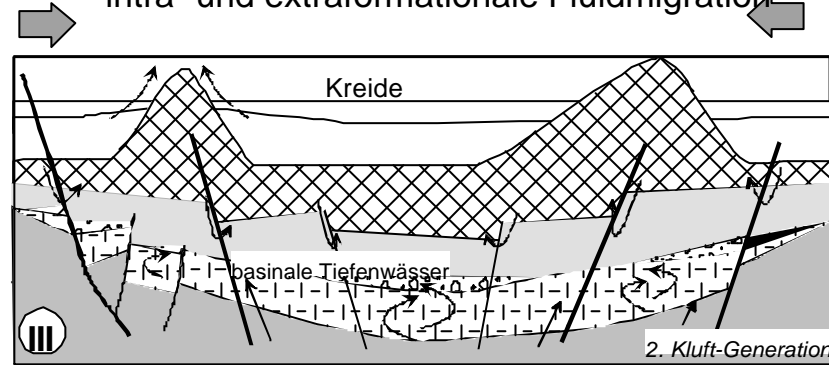
Die Fluidchemie unterscheidet sich deutlich von denen älterer Fluide. So treten CaSO₄- und Fe₂O₃-reiche Wässer mit Anteilen an NaCl, KCl, MgCl₂ und CaCl₂ auf. Die z.T. eisenhaltigen Kalzite und Siderite zeigen keine Lumineszenz. Daneben treten aber auch wieder orange lumineszierende Kalzite auf. Charakteristisch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

Ober- Rotliegend
 Progressive Diagenese während der Beckenabsenkung

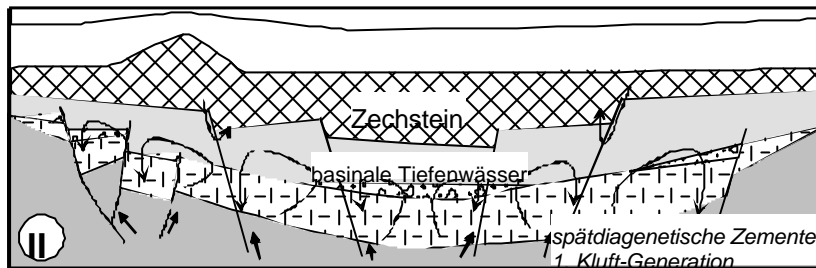
Thermische Subsidenz

Keuper bis Unter-Kreide
 Kurzzeitige hydrothermale Ereignisse
 intra- und extraformationale Fluidmigration



Ober-Rotliegend bis Keuper
 Starke Fluidbewegung innerhalb der permo-
 karbonen Vulkanite und Alteration der Gesteine



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

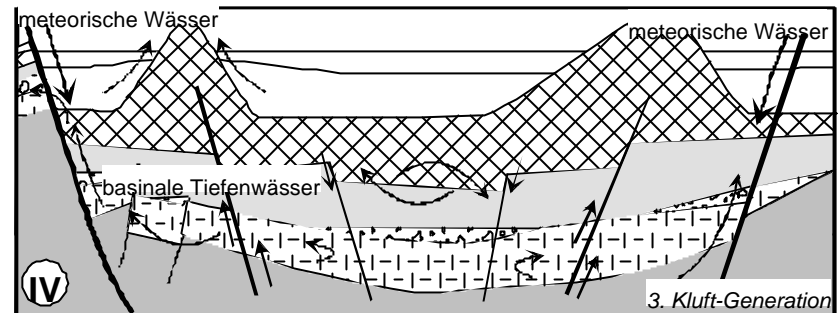
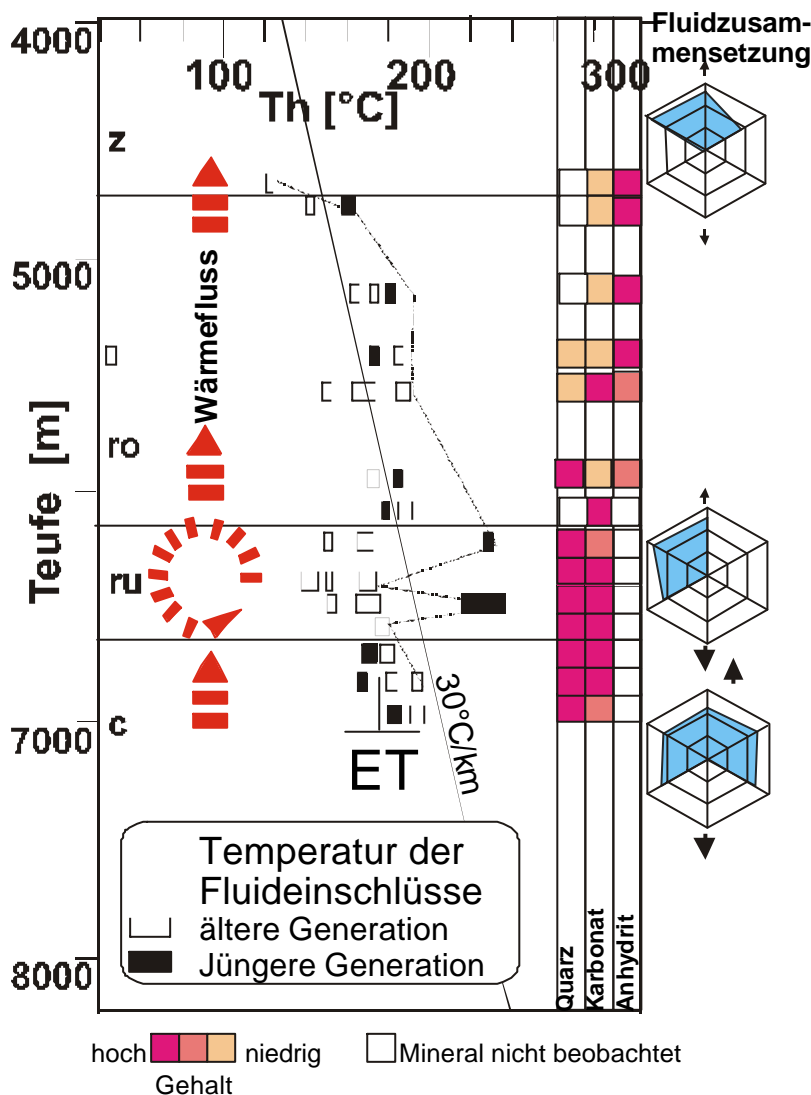


Abb. 9-2: Phasen der Beckenentwicklung unter Berücksichtigung der Paläo-Fluidsysteme I) Progressive Diagenese während der Beckenabsenkung II) Intensive Fluidmobilisation und -migration in den permokarbonen Vulkaniten, Gesteinsalteration III) Kurzzeitige, lokale hydrothermale Aktivität, intra- und extraformationale Fluidmigration IV) Beckeninversion und -konsolidierung; intraformationale Fluidmigration besonders entlang tieferreichender 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 T_h 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