

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:

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

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 COPLEN 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 ,
Bellemnitella 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

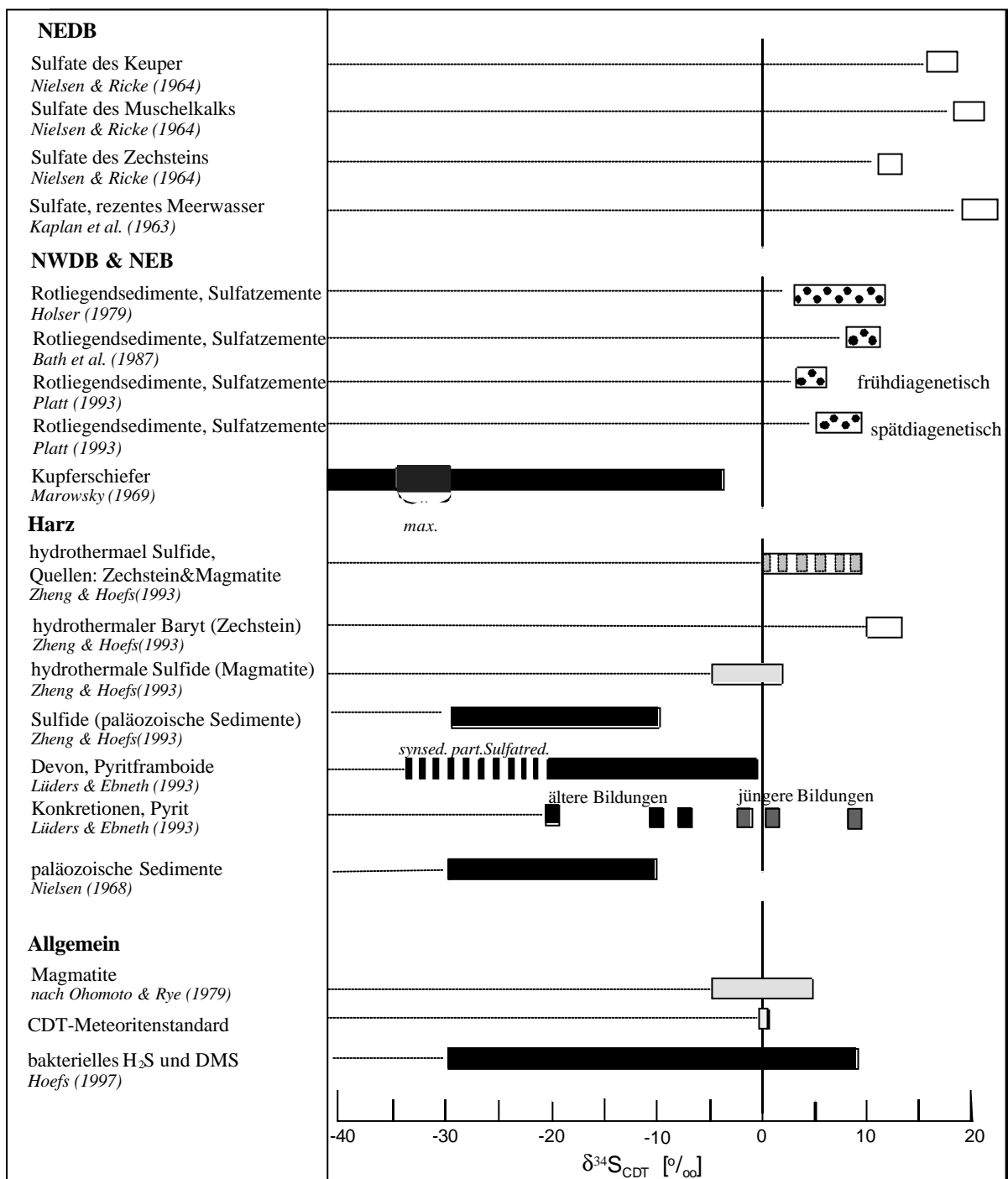


Abb. 8-1: Schwefelisotopendaten aus Vergleichsgebieten bzw. aus Literaturdaten

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 B-

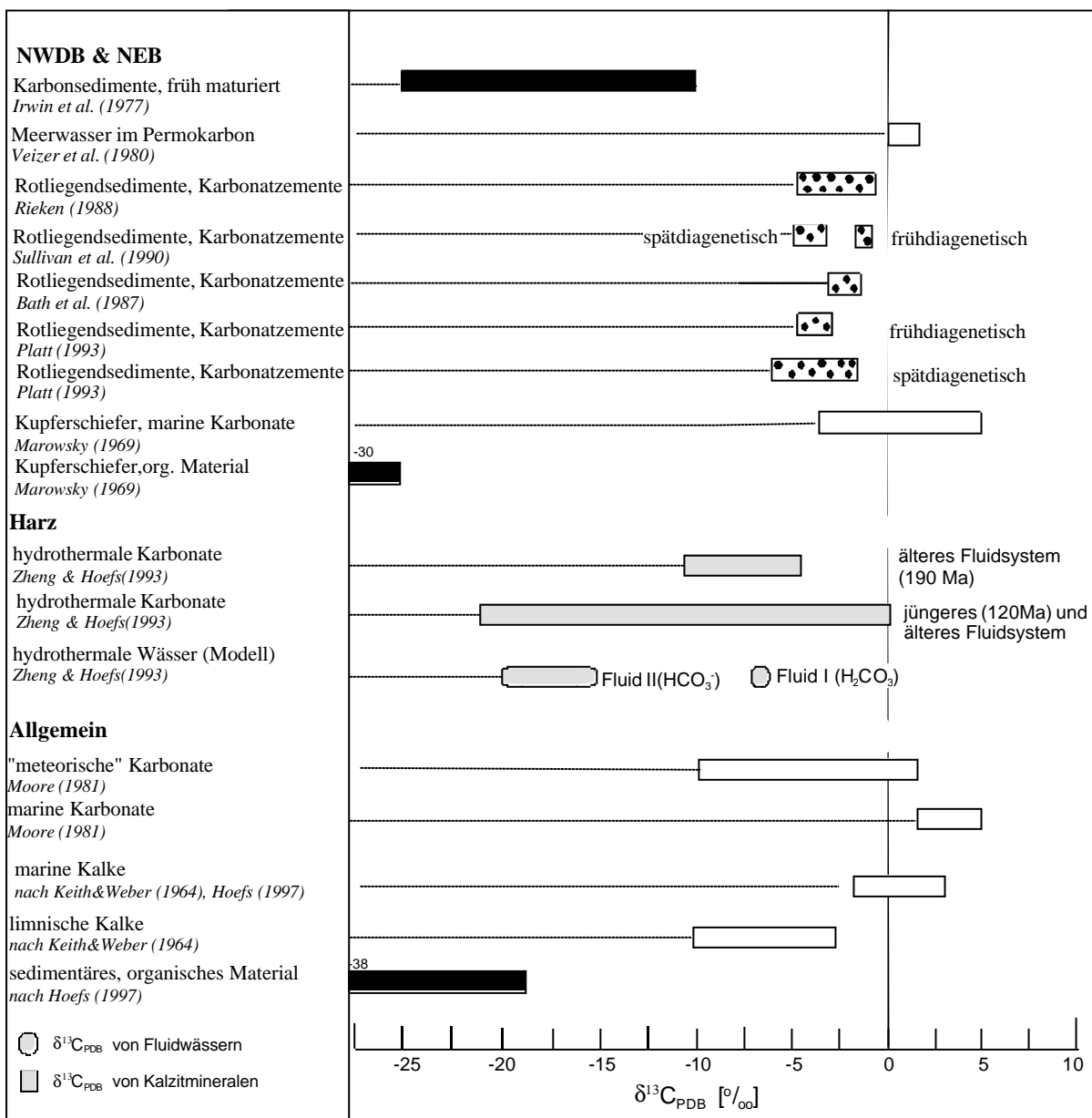


Abb. 8-2: Kohlenstoffisotopendaten aus Vergleichsgebieten sowie aus Literaturdaten

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-

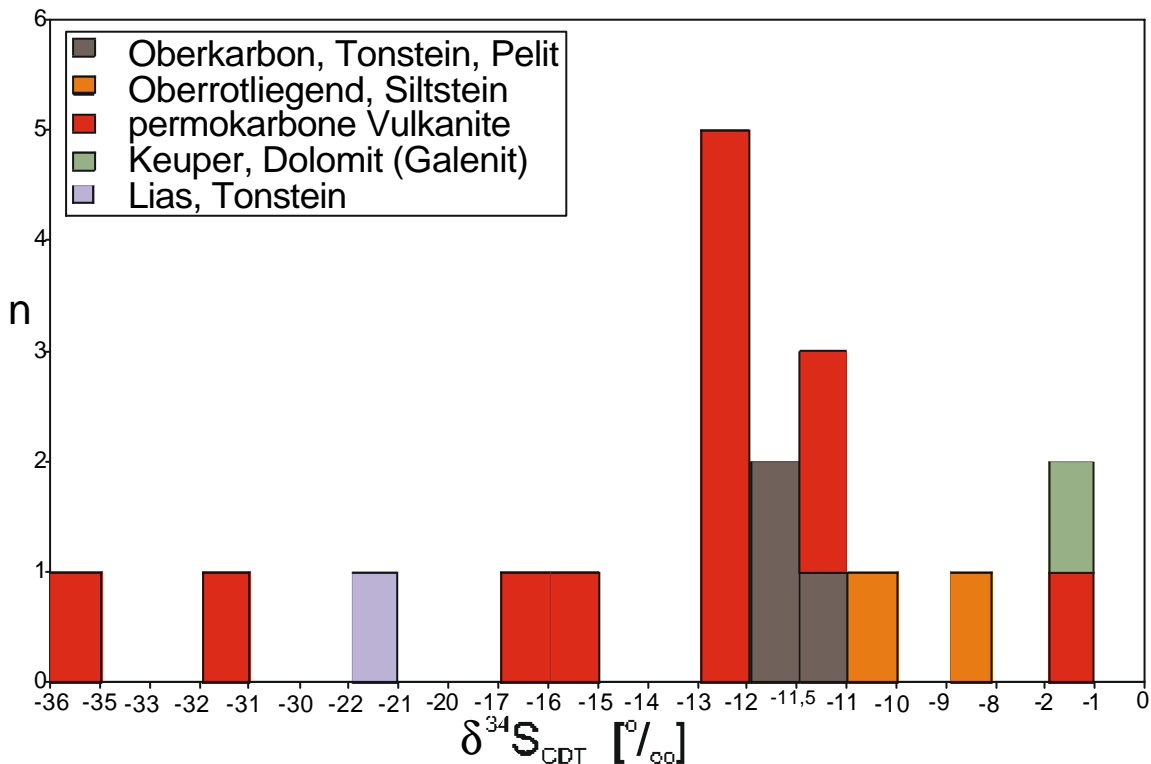


Abb. 8-3: Häufigkeitsverteilung der ³⁴S-Isotopendaten an Sulfiden aus dem Bereich des NEDB

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-

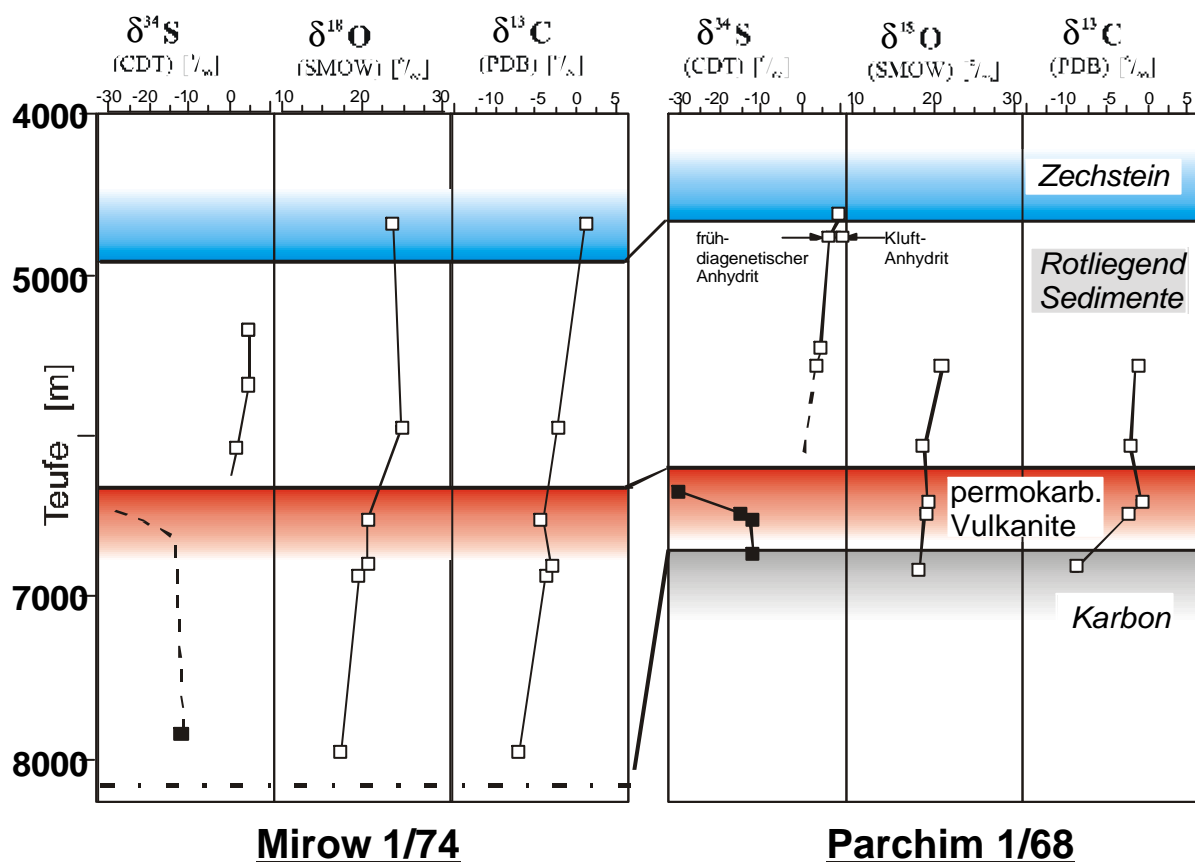


Abb. 8-4: Vertikale Verteilung der stabilen Isotope an Karbonaten (^{18}O , ^{13}C), Sulfiden (schwarze Quadrate, ^{34}S) und Sulfaten (weiße Quadrate, ^{34}S) für die Bohrungen Mirow 1/74 und Parchim 1/68

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 ($\delta^{34}\text{S}$: $+11.5 \pm 1 \text{ ‰ CDT}$),
- Früh- und spätdiagenetisches Rotliegend-Porenwasser ($\delta^{34}\text{S}$: $+3$ bis $+7 \text{ ‰ CDT}$),
- Aszendierendes magmatisches oder hydrothermales Wasser ($\delta^{34}\text{S}$: $0 \pm 5 \text{ ‰ CDT}$),
- 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 fröhdiagenetische Pyrite und in einem Keuper-Dolomit sekundär auf Klüften gebildeter Galenit separiert und isotopengeochemisch bear-

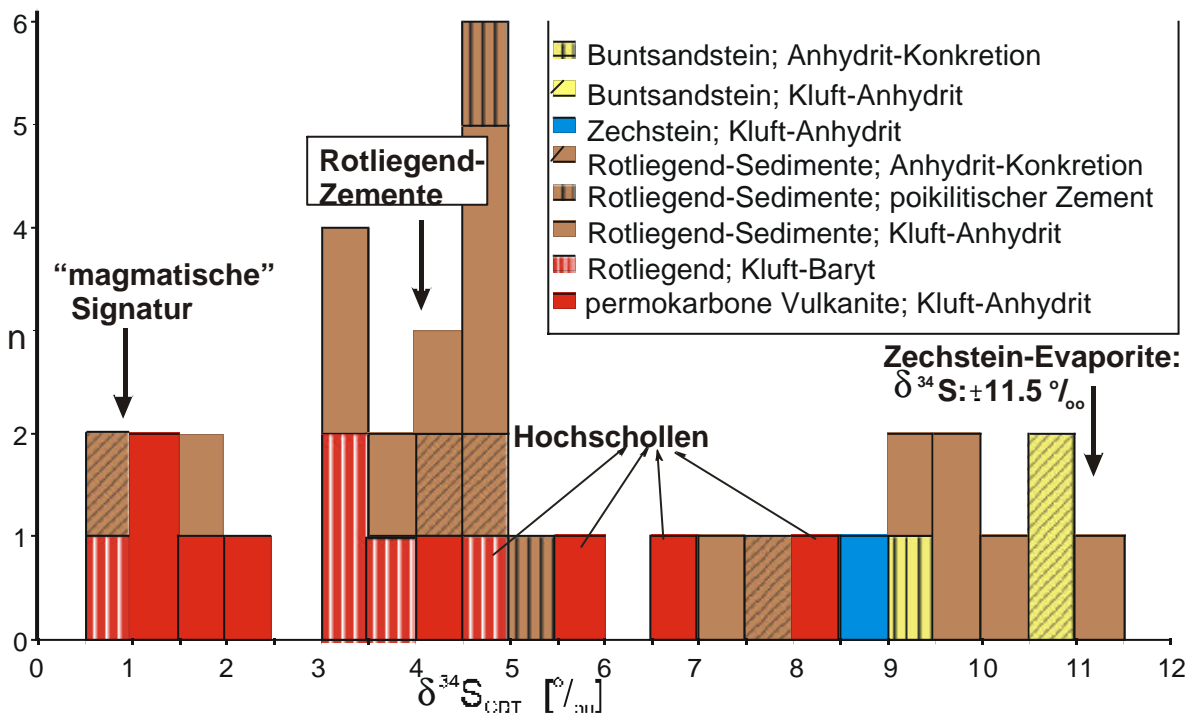


Abb. 8-5: Häufigkeitsverteilung der Isotopenverhältnisse vom Schwefel der Sulfate aus dem Bereich des NEDB

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 Kluffüllungen von $+1.9$ bis $+11.3\text{‰}$ CDT; prinzipiell weisen die kluffgebundenen Sulfatbildungen

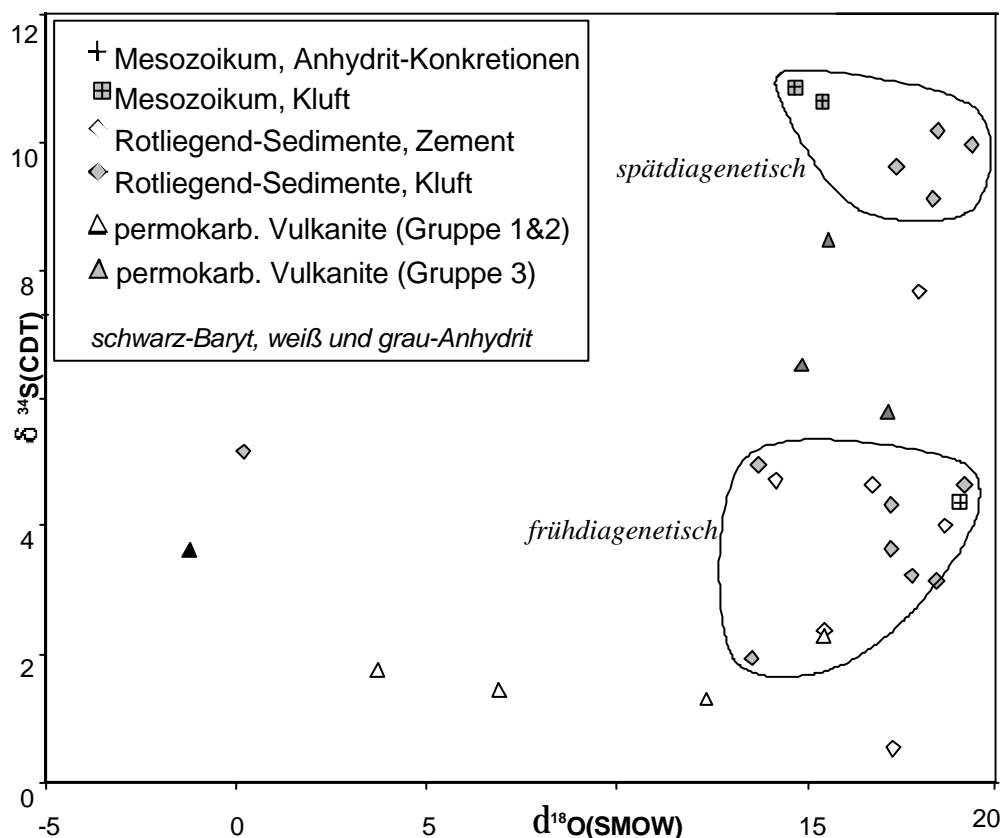


Abb. 8-6: Isotopie der bearbeiteten Sulfate (vgl. Anhang E)

deutlich höhere $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ -Verhältnisse auf. Diese unterschiedlichen Isotopenwerte zwischen fröhdiagenetischen Anhydritzementen oder -konkretionen und Kluffanhydriten konnten auch in einer Probe bestimmt werden (Probe Pa11: Anhydritkonkretion= +7.6 ‰ CDT; Kluffanhydrit= +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 fröhdiagenetischen 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 fröhdiagenetische Bildungen, während Anhydritzemente und Kluffüllungen 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-

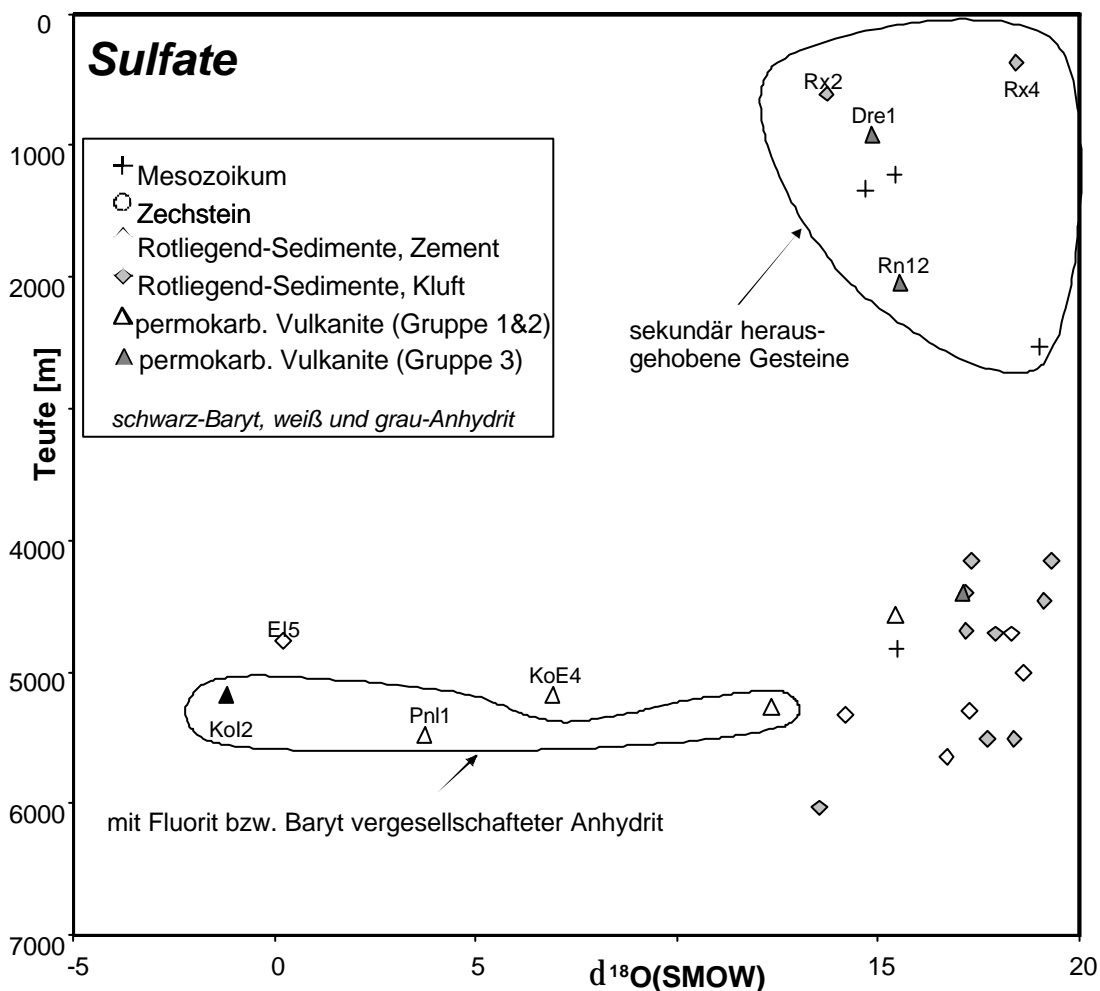


Abb. 8-7: Sauerstoffisotopendaten - gegen Tiefe der Sulfate des NEDB

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 Kluff-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 Kluffanhydrite der permokarbonen Vulkanite aus dem Beckenzentrum 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-Klufffüllung 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 Kluffkalzitproben

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. Kluffüllungen 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 Kluffalkzite 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 Kluffalkzite 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

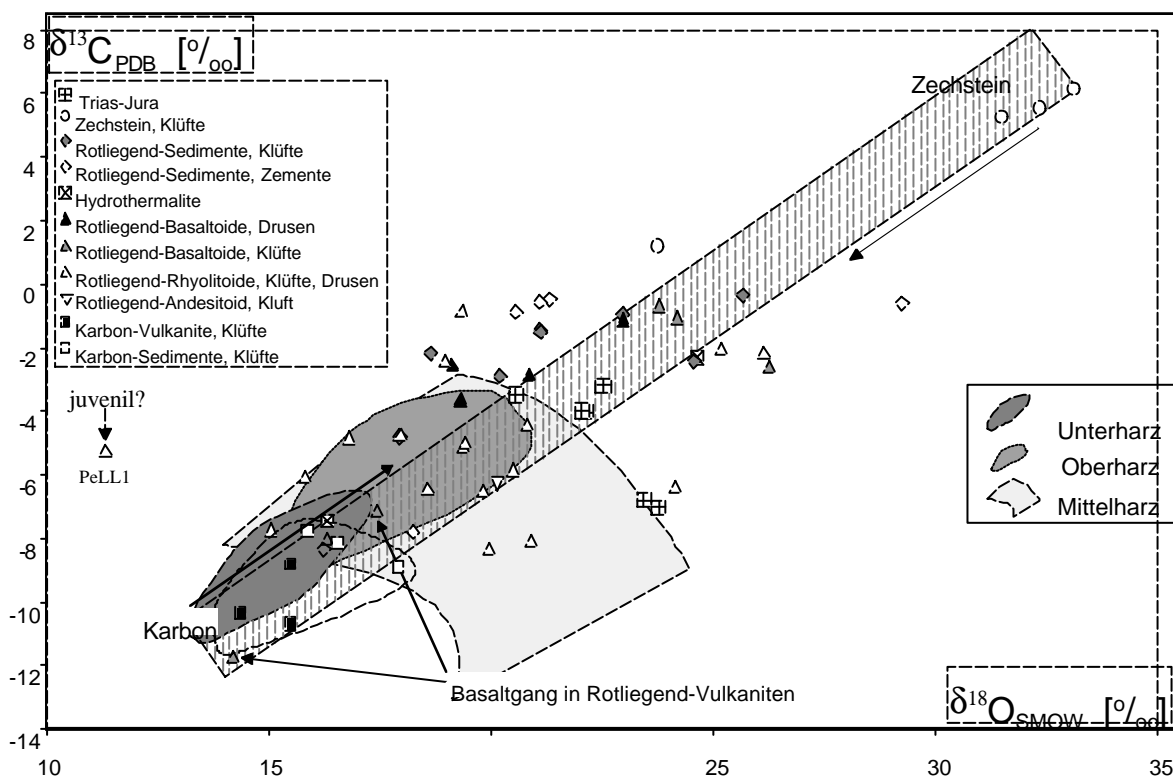


Abb. 8-8: Isotopenzusammensetzung von sekundär gebildeten Karbonaten im NEDB. Das gestrichelte Feld deutet eine generelle Korrelation der Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope an, zu Vergleichszwecken sind Isotopenverteilungen des Harz nach ZHENG & HOEFS (1993) dargestellt

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 mit 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-

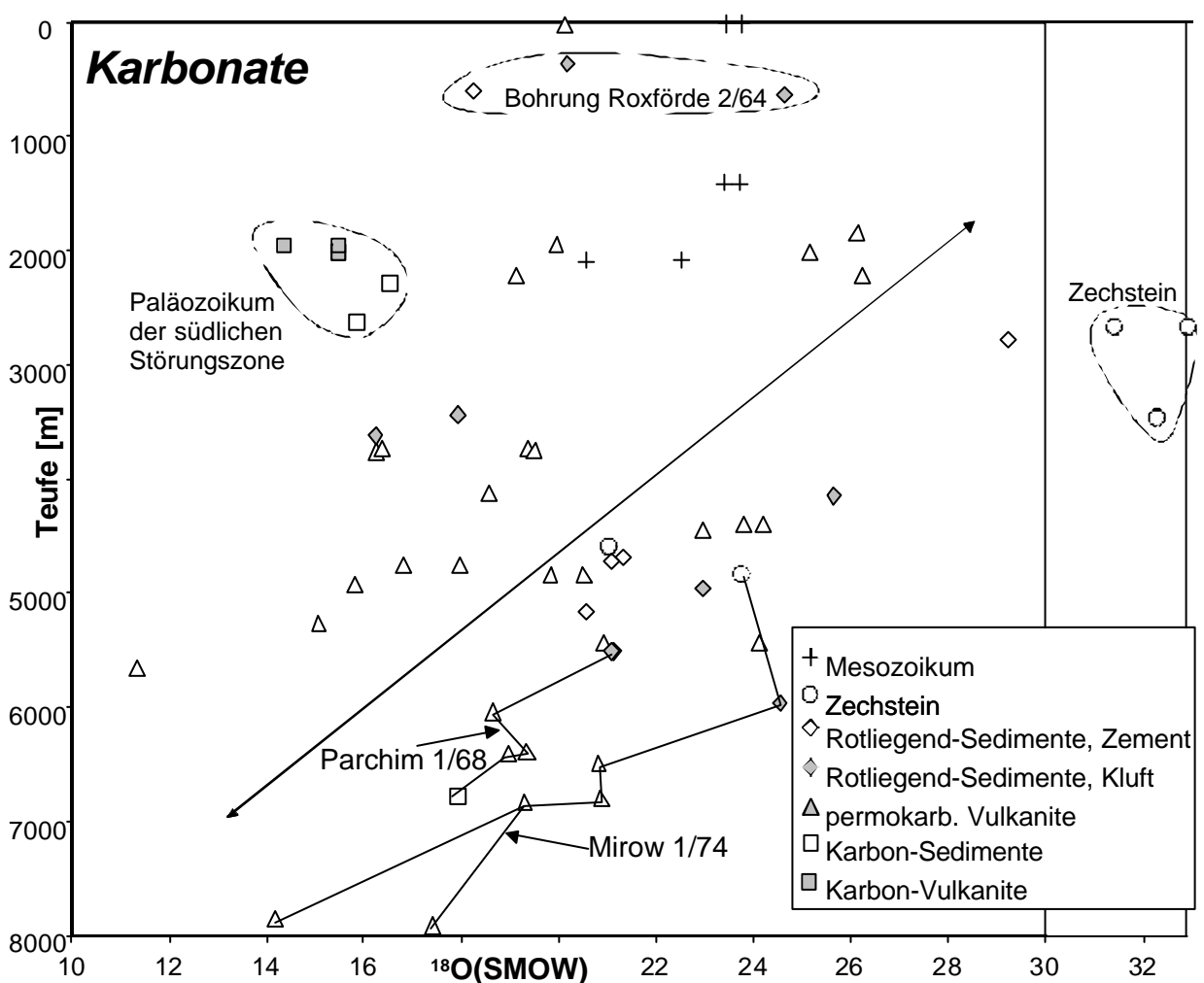


Abb. 8-9: Sauerstoff-Isotope der Karbonate des NEBD gegen Tiefe

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 Roxförde 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

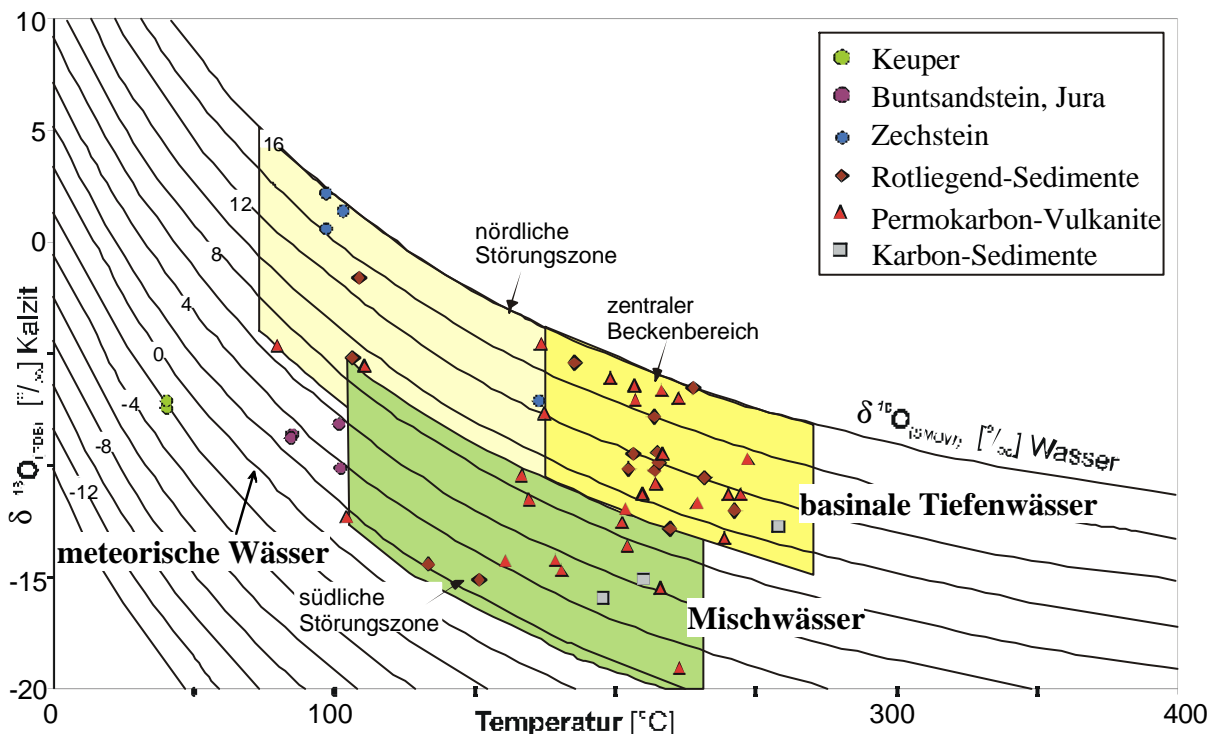


Abb. 8-10: Berechnete $d^{18}\text{O}$ -Werte der Paläo-Wässer, aus denen die Kalzite ausgefällt wurden; Voraussetzung hierfür ist, dass Fluide und Kalzit zur Bildung im Gleichgewicht standen; die Berechnung erfolgte nach der Gleichung von FRIEDMANN & O'NEIL (1977); Temperaturen sind Bildungstemperaturen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

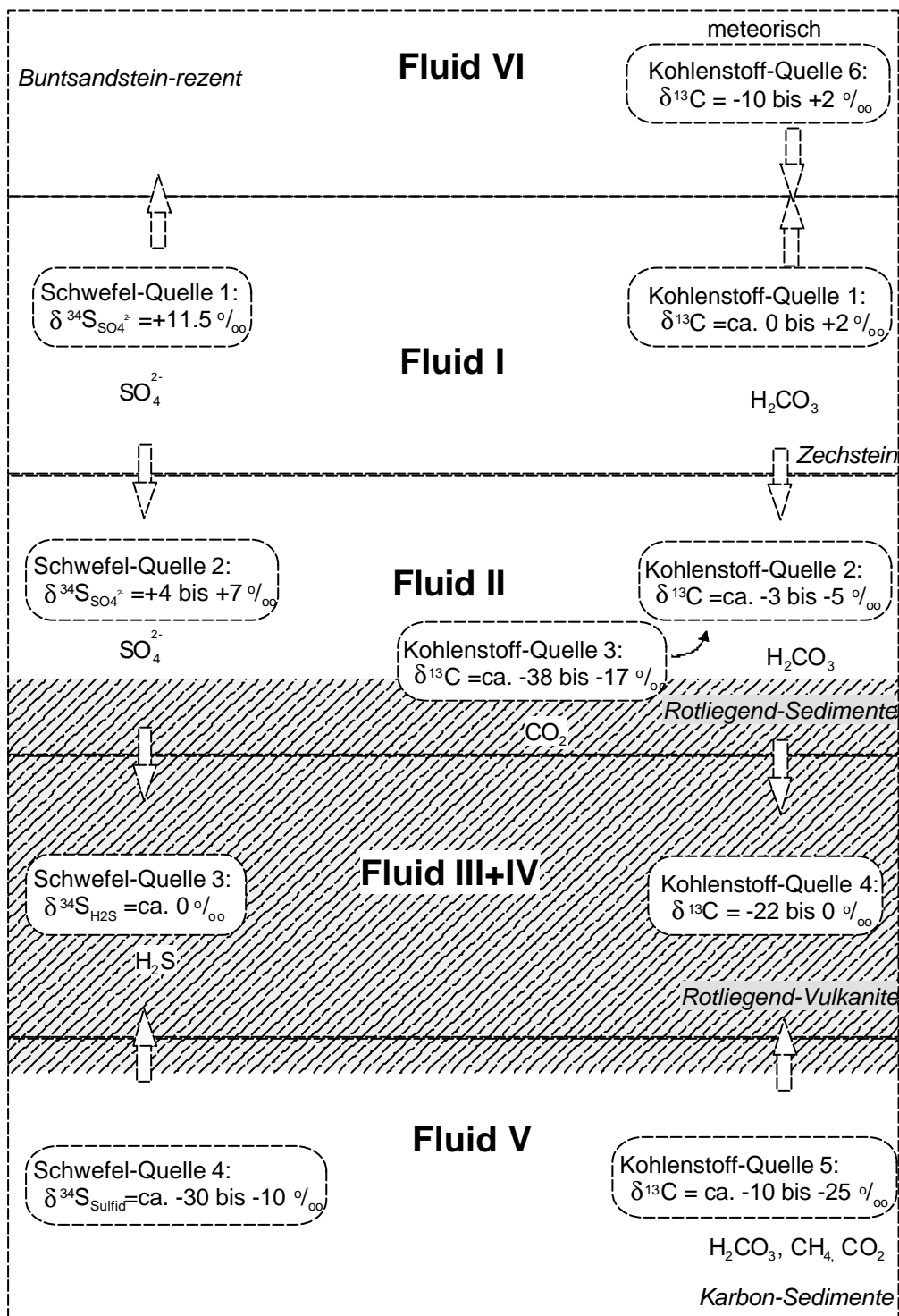


Abb. 8-11: Wirksame Fluide im NEDB; gestricheltes Feld zeigt Bereiche starker Fluidbewegungen und Alterationen an

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

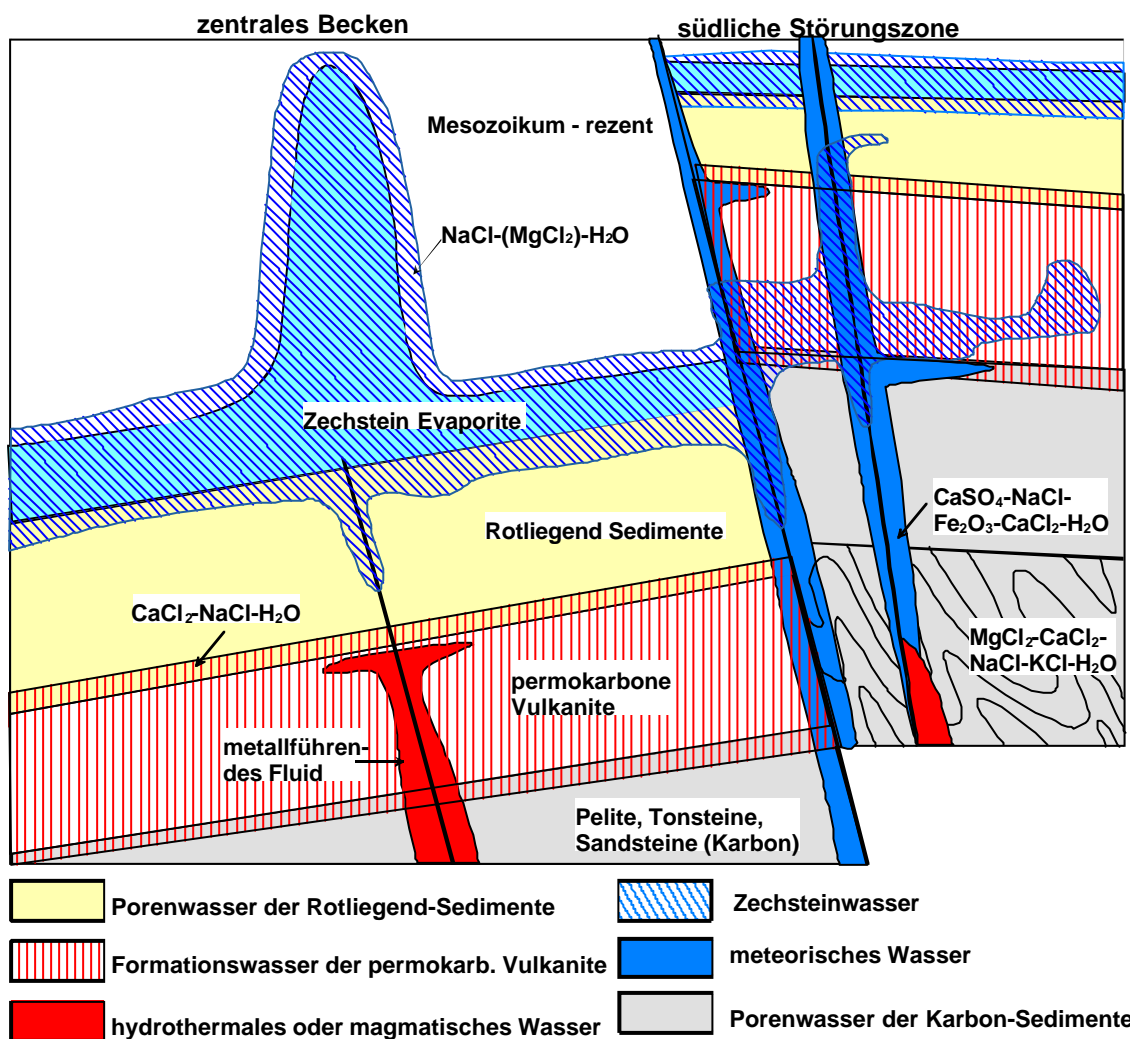


Abb. 8-12: Schematische Darstellung der Fluidausbreitung von Wässern verschiedener Quellen im NEDB. Besonders stark ist der Fluidtransport in den Vulkaniten und entlang von Störungen.

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 H₂S-Wasser mischte sich mit einem weiteren, aszendierenden 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 $\delta^{34}\text{S}$ -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 $\delta^{34}\text{S}$ -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 ($\delta^{34}\text{S}$ -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 $\delta^{34}\text{S}$ -Werte der Kluft-Anhydrite und -baryte permokarboner Vulkanite (Abb. 8-5) zeigen eine "magmatische" Signatur ($\delta^{34}\text{S}$: 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 Kalziten (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 \ll 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.

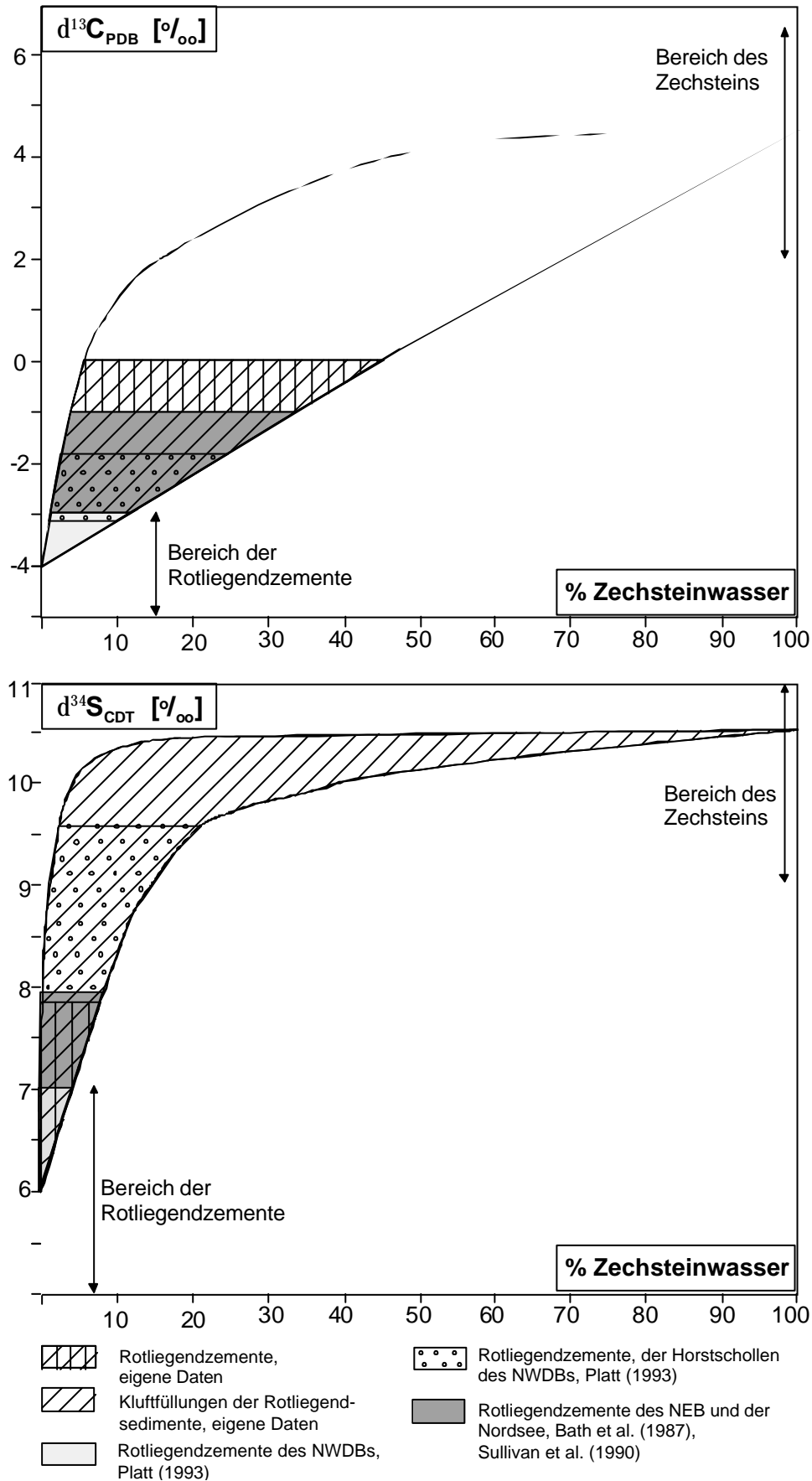


Abb. 8-13: Mischung von Wässern des Zechsteins und des Rotliegend nach der Gleichung von PLATT (1993)

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:

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

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

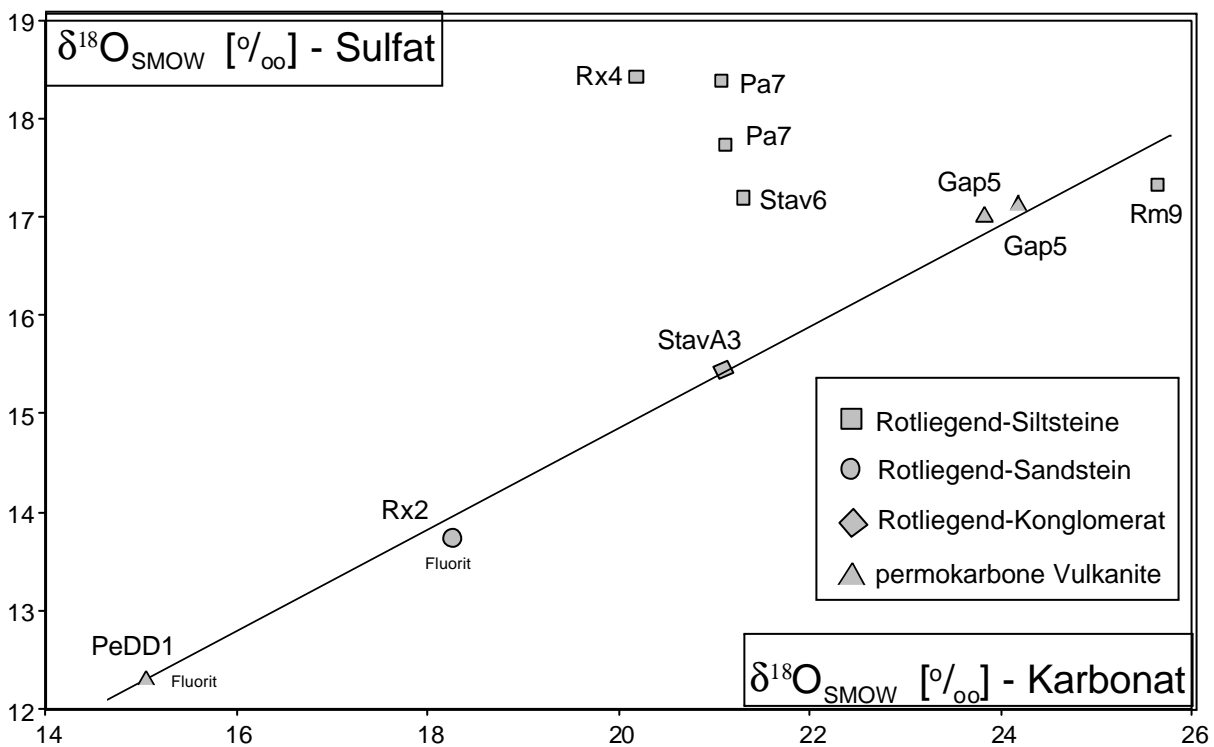


Abb. 8-14: Sauerstoffisotope in paragenetisch vorkommendem Karbonat und Anhydrit gegeneinander aufgetragen; in zwei Proben kommt paragenetisch mit Anhydrit auch Fluorit vor

% 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 Kluffüllungen 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 Klufsysteme.

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).