



Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

Expertengruppe Geologische Tiefenlagerung EGT

Sachplan Geologische Tiefenlager, Etappe 3

«Harte Bänke»: Genese, Typisierung und Korrelation



Juli 2023

Expertengruppe Geologische Tiefenlagerung (EGT)

Sachplan Geologische Tiefenlager, Etappe 3

«Harte Bänke»: Genese, Typisierung und Korrelation

Juli 2023

© Expertengruppe Geologische Tiefenlagerung EGT
www.egt-schweiz.ch

Inhalt

1. Einleitung.....	2
1.1 Ausgangslage und Ziel.....	2
1.2 Autorenschaft.....	3
2. Porosität und Permeabilität als Kenngrößen zur Charakterisierung der Rahmengesteine.....	4
3. Typisierung von «Harten Bänken».....	6
3.1 Schüttungskörper.....	6
3.1.1 Bioklastische Kalke.....	10
3.1.2 Quarzhaltige Kalke.....	13
3.1.3 Eisenoolithe.....	14
3.2 Mikritische Kalke.....	16
3.3 Kondensationshorizonte und Hardgrounds.....	17
4. Identifizierung und Klassifizierung von «Harten Bänken» in den Bohrkernen.....	20
5. Porosität und Permeabilität der «Harten Bänke».....	25
6. Korrelation der «Harten Bänke».....	32
6.1 Sequenz- und zykl stratigraphische Interpretation.....	32
6.2 Modellierung.....	37
7. Schlussfolgerungen.....	40

1. Einleitung

1.1 Ausgangslage und Ziel

Im Rahmen der Überprüfung der Unterlagen der Nagra zur Sachplan-Etappe 2 hatte das ENSI zwei Experten (Dr. R. Burkhalter, swisstopo, Dr. P. Bitterli, ehemals HSK) beauftragt, die Ausführungen der Nagra zum Thema «Brauner Dogger» zu prüfen. Deren Einzelberichte wurden im Expertenbericht ENSI 33/462 (2016) zusammengefasst. Im Unterschied zur aktuellen Datenlage stützten sich diese Experten auf Oberflächenaufschlüsse sowie schwerpunktmässig auf die Bohrungen Riniken, Weiach, Benken und Schlattingen. Chronostratigraphisch entspricht der Dogger dem Mittleren Jura (Aalenian bis Callovian). Im NTB 08-03 (S. 124) wird dann spezifisch definiert: «Mit dem Begriff Tongesteinsabfolge „Brauner Dogger“ wird bei der Erarbeitung von Vorschlägen zu geologischen Standortgebieten eine Abfolge von tonreichen Formationen zusammengefasst, welche stratigraphisch zwischen dem Opalinuston und dem Malm liegen, im Geologischen Atlas der Schweiz mit braunen Farbtönen dargestellt sind und vom Tafeljura östlich der Aare bis zum Nordrand des Molassebeckens im Gebiet Zürcher Weinland – Schaffhausen vorkommen». Somit enthält der «Braune Dogger» die oberen Rahmengesteine des Opalinustons. Er besteht aus verschiedenen, sich lateral und vertikal abwechselnden Lithologien (NAB 12-51).

Ein hervorstechender Kritikpunkt in den Ausführungen der Experten lag auf der Verwendung des Begriffs «Harte Bänke» (HB) durch die Nagra im Zusammenhang mit den sandig-kalkigen bzw. eisenoolithischen Lagen mit einer Mächtigkeit von >10 cm im Braunen Dogger. Diese HB, welche in die weicheren Tonsteine und Mergel eingelagert sind, stellen potenziell wasserführende Lagen dar und könnten damit für die Langzeitsicherheit eine relevante Rolle spielen.

Bezogen auf die gesamte Abfolge des Braunen Doggers kann die vertikale Verteilung der HB aus Sicht der beiden Experten als gut bekannt bezeichnet werden. Form und Genese der HB wurden im ENSI-Expertenbericht zum Braunen Dogger wie folgt beschrieben (ENSI 33/462):

- Bei den biomikritischen Kalkbänken handelt es sich überwiegend um 10-20 cm mächtige Bänke, die in Tonmergelabfolgen eingeschaltet sind. Sie entstanden während Meeresspiegelhochständen, als das durch Stürme oder Tidalströmungen mobilisierte Material in grössere Wassertiefen gelangen konnte und dort als distale Fazies abgelagert wurden.
- Die sandigen, biodetritischen Kalke bzw. Kalksandsteine bildeten sich, wenn Stürme Quarzsand und biodetritische Komponenten im Flachwasser mobilisierten und diese in flache Senken des rund 20-50 m tiefen Epikontinentalmeeres verfrachteten. Aufgrund der geringeren Transportweite und Tiefe des Ablagerungsraums spricht man von proximalen Tempestiten. Eine Interpretation als Ablagerungen, die durch Strömungen verdriftet wurden, wird für Kalk-/Sandkalkbänke mit nur geringer lateraler Verbreitung für möglich gehalten.
- Die Eisenoolithe zeigen eine lateral stark variierende Ausprägung. Sie sind in ihren Dimensionen und lithologisch uneinheitlich, haben aber zumeist eine tonhaltige Matrix. Die Eisenooleide haben sich vermutlich in den Kondensationszonen des westlich gelegenen Plattformrandes gebildet und wurden durch Sturmereignisse oder Bodenströmungen in die tieferen Beckenteile verfrachtet.

Die Experten wiesen darauf hin, dass es zur Zeit von Etappe 2 keine Anzeichen einer Wasserführung der HB des Braunen Doggers gab, aber ein umfassender Nachweis, dass dies das gesamte Gebiet der Nordschweiz betrifft, schwierig zu erbringen sei (ENSI 33/462). Das Auflösungsvermögen der Seismik genügt nicht, um innerhalb des Braunen Doggers die HB abzubilden und flächendeckend zu lokalisieren. Umso wichtiger ist es, von den HB eine detaillierte sedimentologische Charakterisierung der Gesteine vorzunehmen, um eine laterale Korrelation der Bänke zu unterstützen.

Mit der am 12. September 2022 erfolgten Bekanntgabe des Standortvorschlages durch die Nagra sind die in den Standortgebieten unterschiedlich ausgebildeten Rahmengesteine und deren hydraulische Wirksamkeit in den Vordergrund gerückt (Argument «Qualität» in Nagra 2022). Die in diesem Papier angesprochenen HB treten jedoch nicht nur in den oberen Rahmengesteinen («Brauner Dogger»), sondern auch in der obersten Sub-unit des Opalinustons auf. Meist handelt es sich dabei um geringmächtige Lagen. Bei einer erweiterten Betrachtung kann auch die in den Tiefbohrungen Stadel-2-1, Stadel-3-1 und Bülach-1-1 durchteufte massive «Herrenwis-Einheit» zu den HB gezählt werden. Auch in den unteren Rahmengesteinen der Staffelegg-Formation spricht die Nagra zum Teil von HB (z.B. Arietenkalk; NTB 14-02, Dossier III, S. 51). Diese Fälle werden jedoch in diesem Papier nicht im Detail betrachtet. Ihre Genese und hydraulische Wirksamkeit sind an anderer Stelle zu beurteilen.

Ziel des vorliegenden Papiers ist eine detaillierte Auseinandersetzung mit der lithologischen Abfolge des Braunen Doggers mit Fokus auf die HB, um diese sicherheitstechnisch einzuordnen. Zu deren Charakterisierung werden zunächst Betrachtungen zur sedimentologischen Genese vorgenommen, welche auch petrophysikalische Parameter wie Porosität und Permeabilität bestimmt (Kapitel 2 und 3). Die daraus resultierenden Typen von HB werden anschliessend mit den Befunden aus den Bohrungen der Etappe 3 verglichen (Kapitel 4). Am Beispiel der Bohrung Trüllikon-1-1 wird dann die Porosität der HB zu ihrer hydraulischen Charakterisierung beleuchtet (Kapitel 5). Kapitel 6 gibt einen Ausblick auf eine mögliche weiterführende Interpretation der HB im Kontext globaler Zyklen. Dieser Interpretationsansatz soll dazu beitragen, die Bildung der HB in einen grösseren Kontext zu stellen und deren laterale Ausdehnung und potentielle Korrelierbarkeit zu verstehen. Die Resultate werden in Kapitel 7 zusammengefasst.

1.2 Autorenschaft

Dieses Positionspapier wurde durch PD Dr. Michaela Spiske (externe Expertin für exogene Geologie und Sedimentologie des ENSI) und Prof. Dr. André Strasser (EGT) verfasst und durch alle Mitglieder der EGT überprüft.

Dr. Meinert Rahn und Dr. Marc Hugentobler (ENSI) haben mit Fachdiskussionen und der Kompilation und Typisierung der «Harten Bänke» am Beispiel des Standortgebiets ZNO (Abb. 27) zum Inhalt des Papiers beigetragen.

Dr. Gaudenz Deplazes (Nagra) hat das Manuskript kritisch durchgeschaut und kommentiert.

2. Porosität und Permeabilität als Kenngrössen zur Charakterisierung der Rahmengesteine

Die Nagra stuft die HB als potentiell wasserführend oder stark geklüftet ein (NTB 14-02, Dossier IV, S. 55). Dies könnte eine negative Auswirkung auf die abdichtende Wirkung der Rahmengesteine haben. Porosität und Permeabilität sind somit wichtige Kenngrössen, welche definiert werden müssen (Tucker, 1985; Füchtbauer, 1988; Bjørlykke, 2010).

Porosität:

Die initiale, *primäre Porosität* von Sedimentgesteinen ist abhängig von ihrer Lithologie und Textur, also der Art und Verteilung der Komponenten. Die Porosität wird in % als Anteil von Hohlräumen im Gestein angegeben. Generell haben gut sortierte, feinkörnige Sedimentgesteine eine niedrigere Porosität, da die Porenräume zwischen den Einzelkomponenten sehr klein sind. Durch diagenetische Prozesse wie Lösung oder Zementierung der Komponenten kann die Porosität signifikant verändert werden (*sekundäre Porosität*). Bezüglich der Durchlässigkeit von Gesteinen für Fluide (z.B. Gas, Porenwasser) ist ausschlaggebend, ob die Poren isoliert sind oder miteinander verbunden. Die sogenannte *effektive Porosität* beschreibt, welcher Anteil des Porenraums zum aktiven Durchfluss zur Verfügung steht und wie hoch somit die Permeabilität eines Gesteins ist.

Die Porosität wird von der Nagra direkt an Gesteinsproben mit verschiedenen Methoden bestimmt sowie in Bohrloch-Messungen mittels Proxies interpretiert (siehe Kapitel 5).

Permeabilität:

Die Permeabilität definiert das Volumen an Fluid, das sich pro Zeiteinheit durch das Sediment bewegt. Sie wird somit durch die effektive Porosität bestimmt, aber auch durch die Viskosität des Fluids, durch die Form und Grösse der Poren sowie durch den Durchmesser der Verbindungskanäle zwischen den Poren (pore throats). Die Permeabilität und somit die Fluidbewegung sind räumlich nicht homogen, sondern durch die Geometrie der Sedimentkörper und durch deren Internstrukturen vorgegeben. Bei geschichteten Sedimenten erfolgt der Fluss entlang der Lagen mit höherer Porosität. Bei tektonisch nicht beanspruchten und nicht zerklüfteten Ablagerungen ergibt sich bei entsprechendem hydraulischem Gradienten somit ein schichtparalleler Transport.

In Schichten, die durch tektonische Bewegungen verstellt wurden, ändern sich die Fliesswege, und der Transport erfolgt entsprechend des Einfallwinkels und der Einfallrichtung der Schichten sowie des hydraulischen Gradienten. Im Vergleich zu plastisch reagierenden tonigen Ablagerungen, die tektonische Beanspruchung kompensieren können, kommt es in spröden Gesteinen zur Bildung von Brüchen verschiedener Dimensionen. Tektonische Einengung und Zerrung bilden Klüfte. Klüftung von Bänken kann dazu beitragen, dass Fluide vertikal entlang von Klüftflächen durch sonst gering durchlässige Gesteine fliessen können. Klüftung wirkt kleinmasstäblich und ermöglicht Fluidbewegung über einige Dezimeter bis wenige Meter. Grossmasstäbliche räumliche Strukturen, wie Störungszonen, können breitwinklig oder senkrecht zur Schichtung stehen und bilden somit Wegsamkeiten zwischen Gesteinsabfolgen, die aus lithologischer Sicht nicht gegeben wären. Entlang von Störungsflächen können Fluide über viele Dekameter migrieren.

In den Dossiers VII und VIII der TBO Berichte wird als Resultat der Packertests die hydraulische Durchlässigkeit (hydraulic conductivity) aufgelistet. Allerdings stellt sie nur einen Mittelwert über mehrere Meter bis Zehner von Metern Gestein dar, und einzelne HB werden dabei nicht evaluiert (siehe Kapitel 5).

Diagenese:

Prozesse der Diagenese (früh- bis spätdiagenetisch) modifizieren die Ablagerungen und somit auch ihre Porosität und Permeabilität. *Frühdiaenetische* Prozesse wie Kompaktion, Drucklösung, Zementation und Rekristallisation verringern die primäre Porosität schon kurze Zeit nach der Ablagerung, sodass die Sedimentgesteine eine geringere *sekundäre Porosität* besitzen. Korallen und Gastropoden bestehen aus Aragonit, welcher in sauren Wässern leicht löslich ist. Diese Fossilien sind somit oft nur noch durch ihre Umrisse erkenntlich, und die entstandenen Poren werden sukzessive mit stabilem Kalzit zementiert. Auch Ooide sind z.T. aragonitisch und werden gelöst. Echinodermenspatkalke werden relativ schnell zementiert. Die Einzelkristalle der Echinodermen, welche aus Mg-reichem Kalzit bestehen, stimulieren das syntaxiale Wachstum von Mg-Kalzit. In einem späteren Stadium wird Mg-Kalzit durch Kalzit ersetzt, ohne dass die Textur verändert wird. Kalkschlamm, der oft aus einem Gemisch aus Aragonit und Kalzit besteht, wird in der frühen Diagenese umkristallisiert und als Mikrit stabilisiert.

Kompaktion des weichen Sediments kann die primäre Porosität verringern und zu einer geringen sekundären Porosität führen. Andererseits wirkt Kompaktion durch Überlagerung oft differenziell, d.h. tonreiche, ursprünglich stark wasserführende Fazies werden stärker kompaktiert als Fazies mit vielen Bioklasten oder Quarzkörnern. Diese differenzielle Kompaktion kann zum Zerbrechen oder zur Bildung von Rissen in frühdiaenetisch verfestigten Bänken führen.

Spätdiaenetische Lösungsprozesse von chemisch instabilen Komponenten (z.B. Aragonit, Eisenhydroxide, Halit) können zu einer hohen sekundären Porosität führen. Lösung einzelner Komponenten (v.a. in Karbonaten) kann auch zur Bildung von «Vugs» führen, also Hohlräumen, die isoliert sind und daher nicht zur Erhöhung der effektiven Porosität führen. Die durch die Lösungsprozesse freigesetzten Ca und CO₃ Ionen können anderenorts zu Zementierung und Füllung der Poren durch Kalzit führen.

Diagenetische Prozesse, welche die Porosität und Permeabilität beeinflussen, sind in den Nagra-Berichten nur am Rande erwähnt, z.B. bei den Mikrofazies- und Dünnschliffbeschreibungen in den Dossiers IV. Im NAB 13-12 wird die Wasserführung im Braunen Dogger diskutiert: es wird festgestellt, dass die meisten spröden Diskontinuitäten (Verschiebungsflächen, Klüfte) mit spätdiaenetischem Kalzit oder mit Tonmineralien verfüllt sind (NAB 13-12, Tab. 4 und 5).

3. Typisierung von «Harten Bänken»

Die Nagra verwendet HB als Oberbegriff für Bänke verschiedener Lithologie und Genese (NAB 12-51) und definiert daraus resultierend drei im Untersuchungsgebiet vorkommende Typen von HB (siehe Kapitel 1): biomikritische Kalke, sandig-biodetritische Kalke bzw. Kalksandsteine und Eisenoolithe.

Da die Ausbreitung und somit auch die Korrelierbarkeit der HB eine zentrale Bedeutung bei der Interpretation der Bohrdaten haben, erscheint es aus Sicht der EGT jedoch nötig, die Typen der HBs weiter zu untergliedern und deren Genese genauer zu beleuchten. Bei der lateralen Korrelation über mehrere Kilometer sind laterale Fazieswechsel zu berücksichtigen, wie beispielsweise der Übergang von proximalen zu distalen Schüttungskörpern.

In diesem Bericht werden daher folgende Typen von HB unterschieden:

1. Schüttungskörper:
 - 1.1. Bioklastische Kalke
 - 1.2. Quarzhaltige Kalke
 - 1.3. Eisenoolithe
2. Mikritische Kalke
3. Kondensationshorizonte und Hardgrounds

Lithologie und laterale Ausdehnung der HB unterliegen ihrer Genese, d.h. den für ihre Bildung entscheidenden Ablagerungs- und Diagenese Prozessen. Die im Untersuchungsgebiet vorkommenden HB können zwei unterschiedlichen Entstehungsprozessen zugeordnet werden:

- i) Einzelschichten oder Schichtpakete, die durch Schüttungsereignisse gebildet wurden (z.B. Ablagerungen durch Stürme, Ton- und Quarzeintrag durch erhöhte terrestrische Erosion);
- ii) einzelne, frühdiagenetisch zementierte und eisenhaltige Schichten.

Es muss klar zwischen weit korrelierbaren Einzelbänken (z.B. Kondensationshorizonten) und Schichtpaketen wechselnder Mächtigkeit (z.B. biodetritischen Kalke) unterschieden werden. Erstere haben das Potential, tatsächlich dieselbe Schicht (Leithorizont) zu repräsentieren und somit auch beckenweit einen synchronen Marker darzustellen. Letztere hingegen spiegeln Aufarbeitungsprozesse und Transport durch Strömungen wider, was in heterogenen und nur bedingt korrelierbaren Sedimentkörpern resultiert.

3.1 Schüttungskörper

Zur Gruppe der Schüttungskörper werden biodetritische und quarzhaltige Kalke sowie Eisenoolithe gezählt. Vom Festland eingespülte Siliziklastika, wie Quarz und Feldspat, und flachmarine Bioklastika und Ooide werden durch Strömungen in distalere, tiefer-marine Ablagerungsräume transportiert. Im Vergleich zu den permanent im Ablagerungsgebiet stattfindenden niedrigenergetischen Sedimentationsprozessen (= Hintergrundsedimentation) mit relativ geringen Sedimentationsraten, sind Schüttungen kurzfristige, Stunden bis Tage andauernde, höher energetische Prozesse. Die kurzfristig erhöhte Sedimentationsrate während dieser Ereignisse führt zur schnellen Ablagerung von cm bis dm mächtigen Einzelschichten. Folgen einzelne Schüttungsereignisse innerhalb kurzer Zeitspannen aufeinander, bilden sich v.a. in küstennahen (proximalen) Ablagerungsräumen Schichtpakete, also eine Abfolge von Schüttungslagen ohne dazwischen auftretende niedrigenergetischere Ablagerungen.

Aufgrund der vergleichsweise hohen Transportenergie während Schüttungsereignissen können zwischenzeitlich abgelagerte, geringmächtige Hintergrundsedimente auch erodiert werden, ebenso wie vorher abgelagerte Schüttungslagen. Eine solche Erosion (Amalgamierung) ist oftmals erkennbar an undulierenden, erosiven Kontakten an den Schichtunterseiten der Schüttungslagen. In distalen Bereichen, wo die Schüttungskörper dünner sind und die Hintergrundsedimente dominieren, werden die geschütteten Sedimente oft durch Bioturbation aufgearbeitet, sodass die Kontakte zum Hintergrundsediment unscharf werden.

Entstehungsprozesse:

Beckeninterne Prozesse: In einem Epikontinentalmeer, wie es im Untersuchungsgebiet zur betrachteten Zeit vorlag, gelten Stürme als Auslöser für Sedimentmobilisation. Der helvetische Schelf grenzte im SE an die Tethys. Die paläogeographische Konfiguration erlaubte somit die Entstehung starker tropischer Stürme im offenen Ozean, welche sich dann nach NW in das Epikontinentalmeer bewegten. Solche Stürme waren, wie auch heutige tropische Stürme (Hurrikane, Zyklone), sehr häufige Ereignisse. Während der damit verbundenen starken Wellenbewegung und Strömung wurde Sediment im Flachwasser oberhalb der Sturmwellenbasis (SWB) mobilisiert und gravitativ in küstenfernere, tiefere Bereiche transportiert, sowohl ober- wie unterhalb der SWB. Der Transport konnte dabei grossflächig über den Schelfrand verteilt erfolgen, oder sich in Canyons konzentrieren. Eine Schüttung konnte grossmassstäblich den Schelfhang hinab (Abb. 1) oder kleinmassstäblich in kleinere (Sub)Becken erfolgen (Abb. 2). Die resultierenden allochthonen Ablagerungen werden als Tempestite, also marine Sturmablagerungen, bezeichnet. Die SWB liegt in einem Epikontinental- oder Schelfmeer in ca. 20-30 m Wassertiefe.

Karbonatische Bioklasten entstehen durch das Zertrümmern der Schalen und Skelette von Organismen durch Wellenschlag. Dies geschieht fortwährend am Strand, aber auch episodisch während Stürmen. Die Hartteile werden in kleinere Komponenten (Bruchstücke bis hin zu Kalzit-Einkristallen) zerlegt, und der Rückfluss der Sturmwellen transportiert diese in grössere Wassertiefen, auch unterhalb der SWB. Bei den Ablagerungen handelt es sich somit um allochthone biodetritische Kalke. Stürme können auch Sediment mobilisieren, das als Trübestrome durch Canyons ins tiefere Wasser transportiert wird und dort als Turbidit abgelagert wird.

Schüttungen von grobkörnigem, auf dem Schelf produzierten Sediment sind häufiger, wenn der Meeresspiegel relativ tief ist und so ein Progradieren der Sedimentkörper (z.B. Ooidbarren oder bioklastische Barren) verursacht. Der Schelfhang wird dadurch steiler und gravitative Prozesse somit häufiger. Wenn der Meeresspiegel hingegen unter den Rand der Karbonatplattform sinkt, wird diese inaktiv und nur Bruchstücke von Korallen oder von zementierten Ooidbarren können noch ins Becken transportiert werden und eine Hangbrekzie bilden.

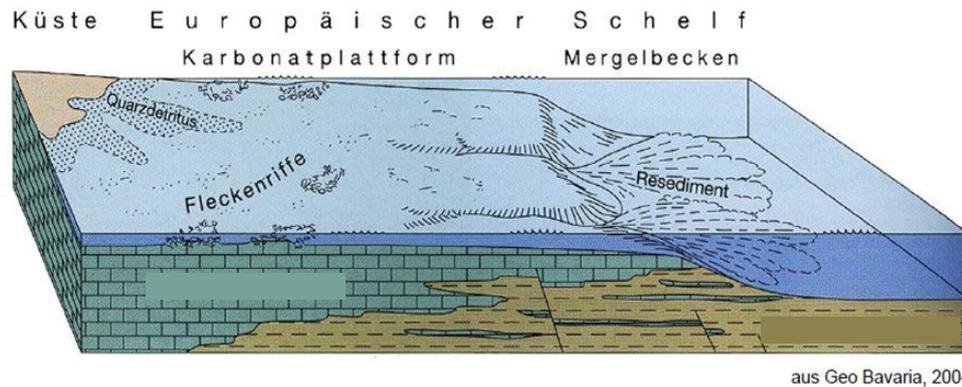


Abb. 1: Generalisierter N-S-Querschnitt durch den helvetischen Schelfbereich. Schüttungskörper, welche über die Schelfkante ins tiefere Becken geschüttet wurden, keilen somit gegen rechts im Schema aus (Glaser et al., 2004). Gleiches gilt für die Verzahnung von flachen (gröber körnigen) und tiefer-marinen (feinkörnigen, tonig-mergeligen) Formationen. Beispielsweise keilt die Ifenthal-Formation mit 40 m Maximalmächtigkeit nach E hin komplett aus.

Beckenexterne Prozesse: Terrigene siliziklastische Komponenten (z.B. Quarz, Feldspat, Tonminerale) werden vom Hinterland durch Flüsse auf die Plattform geschwemmt und dann weiter in tiefere Bereiche transportiert. Dies kann während kurzzeitigen Starkregenereignissen oder durch jahreszeitliche Faktoren, wie Regenzeiten, erfolgen. Übergeordnet und grössermassstäblich kontrollieren Klimazyklen (humid-arid) die Erosion im Hinterland und somit das Volumen an eingetragenen siliziklastischen Komponenten (partikuläre Fracht; vgl. 3.1.2. quarzführende Kalke), aber auch als Ionen (Lösungsfracht; vgl. 3.1.3. Eisenoolithe). Die Karbonatproduktion durch Organismen ist ebenfalls an Klimabedingungen gekoppelt. Abwechselnd variierende siliziklastische und Karbonatsedimentation führt im tieferen Beckenbereich, jenseits der Schelfkante, zur Bildung einer typischen Kalk-Mergel-Wechselagerung.

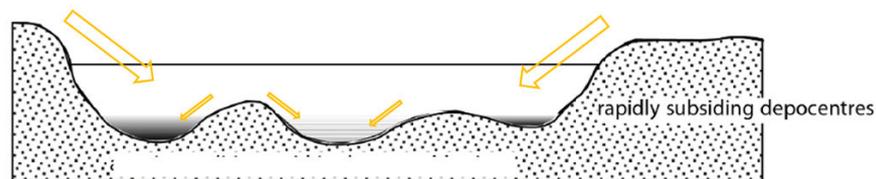


Abb. 2: Transportrichtungen von Komponenten, die durch Sturmereignisse vom Land, Inseln und flachmarinen Schwellenzonen in (Sub)Becken eingeschwemmt wurden (Röhl & Schmid-Röhl, 2005). Die Mächtigkeiten der Ablagerungen des gleichen Ereignisses unterscheiden sich in den Ablagerungsbereichen mit grösseren Mächtigkeiten in proximalen (Sub)Becken. Die Schüttungsrichtung kann während des gleichen Ereignisses aufgrund Topographie und Bathymetrie stark variieren.

Geometrie:

Schüttungskörper haben eine keilförmige Geometrie (Abb. 3 und 4). Die Mächtigkeit der Einzellagen ist in direkter Umgebung der Sedimentquelle (Schwellenzone oder Flachwasser) grösser (proximal) und nimmt mit zunehmender Transportdistanz (distal) ab, bis die Schichten komplett auskeilen. Hinzu kommt, dass im proximalen Bereich mehr Einzellagen registriert werden als im distalen Bereich. Im proximalen Bereich können auch kleinere hochenergetische Ereignisse Ablagerungen hinterlassen, die jedoch aufgrund der vergleichsweise geringen Strömungsbedingungen nicht in distalere, tiefere Bereiche schütten können. Treten die Ereignisse häufig auf, bilden sich Pakete, bestehend aus Lagen einzelner, nacheinander folgender Schüttungen. Eine neue Schüttung kann die vorhergehende überlagern, oder aber das unterliegende Sediment teilweise erodieren, aufarbeiten, und

erneut ablagern (Reaktivierung und Amalgamierung). In den distalen Bereich wird hingegen nur Material geschüttet, das während starker Ereignisse und in grossen Volumina mobilisiert wurde.

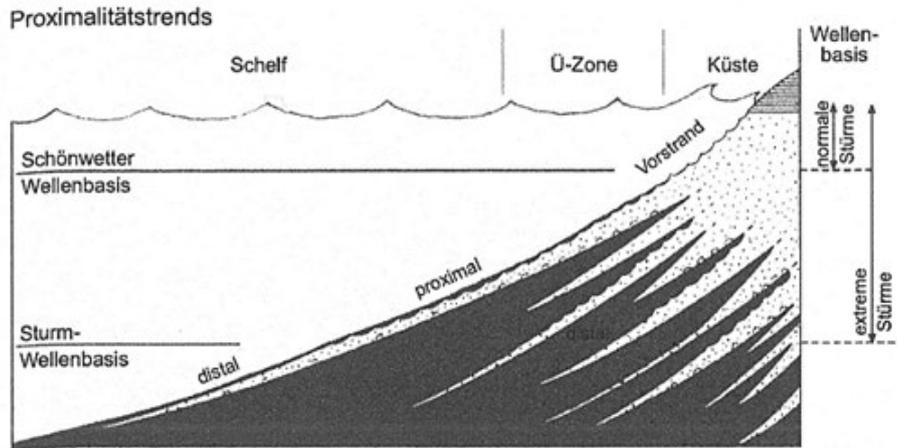


Abb. 3: Trends von proximal zu distal von Schüttungskörpern (Walker & Plint, 1992). Im proximalen Bereich treten mehr Schüttlagen auf, da dort auch niedrigerenergetischere Ereignisse Sediment ablagern können. In den distalen Bereichen hingegen kann nur Material eingeschwenmt werden, das durch starke Ereignisse mobilisiert und transportiert wurde.

proximal

Schichtpakete,
mächtigere Lagen

Durchlässigkeit in porösen Lagen
und entlang Schichtgrenzen

distal

Zergliederung in einzelne Schüttungslagen,
Abnahme der Mächtigkeit und Korngrösse,
Verzahnung mit tiefer-marinen Ablagerungen,
Abdichtung der Schichten durch unter-/überlagernde
feinkörnige tiefer-marine Ablagerungen

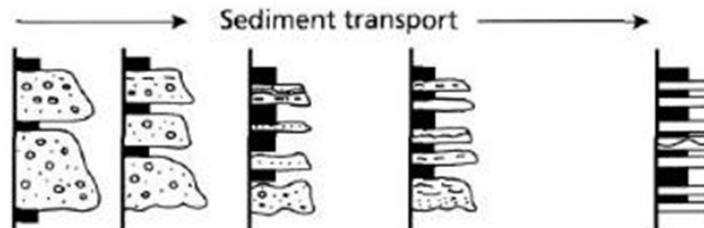


Abb. 4: Proximal-distal-Trends von Schüttungskörpern (ergänzt nach Tucker, 2001). Aufeinanderfolgende Schüttungsereignisse können im proximalen Bereich Pakete von Schüttungskörpern bilden. Mit zunehmender Entfernung zur Sedimentquelle und somit mit abnehmender Transportenergie wird nur noch Material, welches durch stärkere Ereignisse mobilisiert wurde, eingeschwenmt. Somit gliedert sich die sedimentäre Überlieferung in Einzelschichten auf, die durch Ablagerungen der niedrigerenergetischen Hintergrundsedimentation abgegrenzt werden.



Abb. 5: Links: Proximales Schichtpaket von Echinodermen-Spatkalk mit auskeilenden ca. 2-8 cm mächtigen einzelnen Schüttungslagen (Mont Terri). Rechts: Distalere, einzelne Schüttungslagen, getrennt durch tonige Hintergrundsedimente (Spittelberg). Fotos M. Spiske.

Auf einem flachen Abhang und im tieferen Becken kann das so abgelagerte Sediment durch Strömungen weiter aufgearbeitet und transportiert werden. Dadurch werden Rippeln und Schrägschichtungskörper verschiedener Mächtigkeit gebildet (Sediment drifts), die aber lateral auskeilen und nur über kurze Distanzen korrelierbar sind.

Eine Korrelation über grosse Distanzen wird erschwert, da Einzellagen distal immer dünner werden und auskeilen. Die Verbreitung der Ablagerungen von Schüttungsereignissen hängt von mehreren Faktoren ab. Den wichtigsten Einfluss haben die Intensität der Ereignisse, d.h. je stärker desto weiter verbreitet, und die Verfügbarkeit von Material. Nur wenn im System genug klastisches Material zum Transport zur Verfügung steht, kann auch jedes Ereignis eine Lage bilden. Während des Transports kommt es zu einer lateralen Abnahme von Korngrösse und Mächtigkeit. Dies bedeutet, dass selbst Lagen des gleichen Ereignisses in mehreren Kilometern Distanz lithologisch anders ausgeprägt sind.

Die proximalen, grobkörnigen Schichtpakete haben potentiell eine grosse Permeabilität entlang der unregelmässigen Schichtgrenzen (depositionelle oder Reaktivationsflächen; Abb. 5 links). Mit zunehmender Überlagerung wird diese jedoch geringer sein im Vergleich zu Aufschlüssen an der Oberfläche. In feinkörnige Hintergrundsedimentation eingeschaltete Einzellagen (Abb. 5 rechts) sind hingegen oberflächennah und in der Tiefe durch die tonig-mergeligen tiefermarinen Sedimente zum Liegenden und Hangenden abgedichtet.

3.1.1 Bioklastische Kalke

Nach Dunham (1962) besitzen bioklastische Ablagerungen einen Anteil an Organismenresten von >10%. Die im Untersuchungsgebiet auftretenden bioklastischen Kalke enthalten eine Vielzahl von Organismenresten, wie Muschelschalen, Gastropoden, Serpuliden-Röhren oder Reste von Echinodermen (Abb. 6). Ist keine feinkörnige, schlammige Matrix vorhanden, werden diese Sedimente als Grainstones oder, bei grossen Komponenten, als Rudstones bezeichnet.

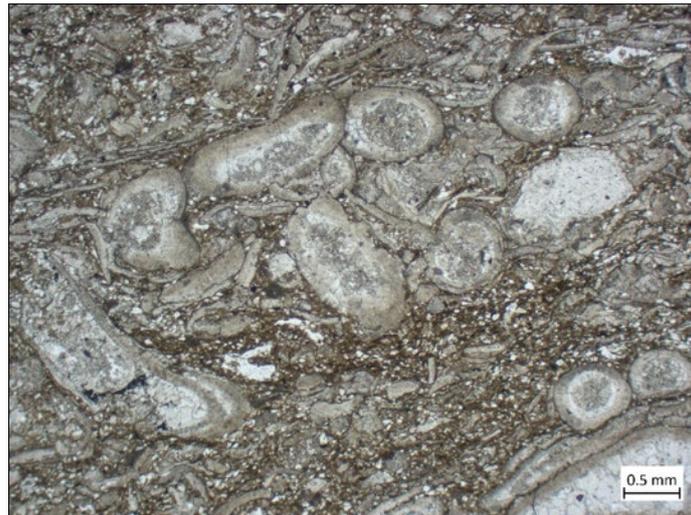


Abb. 6: Bioklastischer mergeliger Kalk mit Serpuliden («Herrenwis-Einheit», BUL1-1-850.27; NAB 20-08, Dossier IV).

Schüttungskörper können auch aus einem Gemisch von aufgewirbelten Schalenbruchstücken und Kalkschlamm bestehen und Packstones oder Floatstones bilden (Dunham, 1962). Durch das sukzessive Absinken aus einem Trübestrom kann sich eine normale Gradierung (unten grob-, oben feinkörniger) bilden.

Die am häufigsten, teils in Schichtpaketen vorkommenden bioklastischen Kalke im Untersuchungsgebiet sind Echinodermenspatkalke, auch als Encrinite bezeichnet. Deren Hauptkomponenten sind Echinodermenreste (v.a. von Seelilien, aber auch von Seeigeln; Abb. 7, 8). Die Skelettbruchstücke entsprechen Kalzit-Einkristallen, deren Spaltflächen im Licht glänzen (Abb. 8). Im Untersuchungsgebiet liegen teilweise auch eisenschüssige Echinodermenspatkalke vor (Abb. 8, rechts). Im Dünnschliff (Abb. 9) sind die Skelettkomponenten an der für Echinodermen typischen Auslöschung von Kalzit erkennbar. Der kalkige Zement ist meist sparitisch.



Abb. 7: Mittelkörniger «Crinoiden-Sand», Arzo; Tessin (Foto M. Spiske).



Abb. 8: Encrinite – links nicht oxidiert, rechts oxidiert (Passwang Fm., St. Ursanne, Foto: M. Spiske).

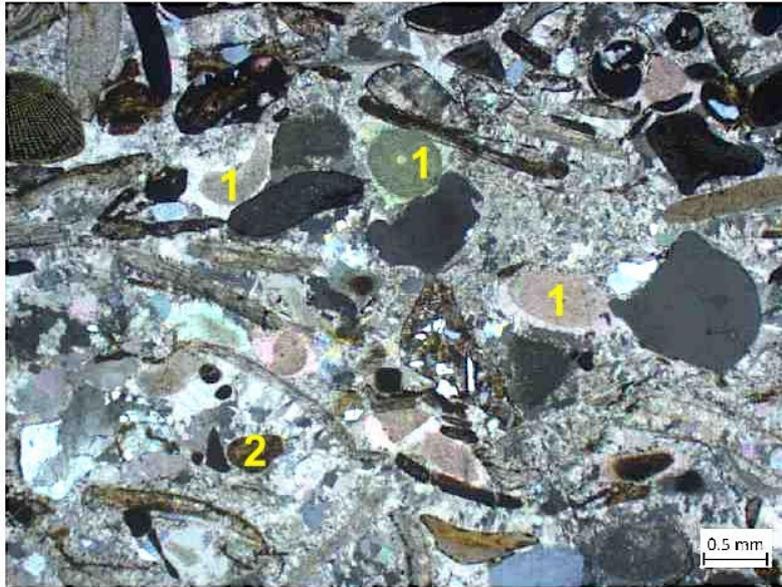


Fig. B-8:

Biosparite, sandy: echinoderm (reddish and greenish) and bivalve detritus (brown) as well as quartz and quartzite grains (grey); echinoderms with syntaxial calcite cement (pastel-coloured)
Thin section photo, crossed nicols

BUL1-1-1025.00
Staffelegg Fm. (Beggingen Mb.)

Abb. 9: Dünnschliff eines bioklastischen, quarzhaltigen Kalkes reich an Echinodermenresten. Diese fördern die Bildung von frühdiagenetischen syntaxialen Zementen (rosa). Die Zemente wuchsen, bevor die restlichen Poren mit Kalkschlamm (jetzt Mikrit) gefüllt wurden (1). Eine Muschelschale verhinderte teilweise das Eindringen des Kalkschlammes (2), und ein sekundärer Zement füllte den Porenraum. Die Quarzkörner sind leicht gerundet und erscheinen im polarisierten Licht weiss, grau oder schwarz (NAB 20-08, Dossier IV, S. B-4).

Echinodermen leben im vollmarinen und nährstoffreichen Wasser. Seelilien bilden Rasen oder Wiesen auf Flächen in mittleren Wassertiefen, jedoch oberhalb der SWB (Abb. 10, 11).

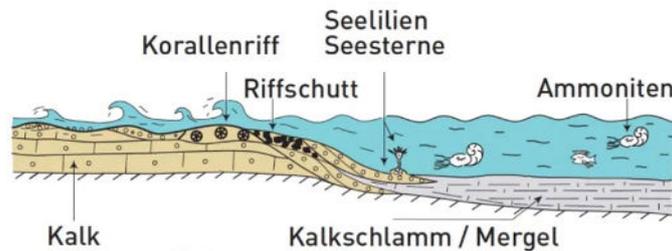


Abb.10: Lebensraum von Echinodermenvergesellschaftungen (Wildi & Lambert, 2019).

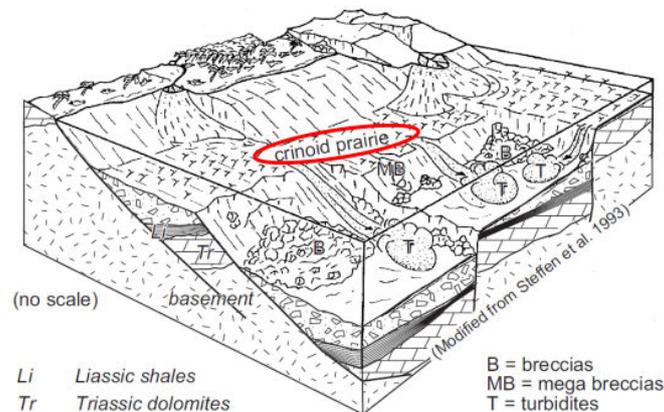


Abb.11: Detail des Lebensraums von Seelilien (Steffen et al., 1993).

Einzelne Sturmereignisse bilden beckenwärts auskeilende Lagen unterschiedlicher Mächtigkeit und Schüttungsweite (Abb. 3). Die Mächtigkeit von Einzelbänken liegt dann bei wenigen Zentimetern bis Dezimetern. Echinodermenspatkalke bilden im Untersuchungsgebiet einige Dezimeter mächtige Schichtpakete aus einer Vielzahl von Einzellagen und sind somit als proximal anzusehen. Beispiele sind die Encrinite im oberen Bereich der Passwang-Formation (Abb. 8) oder an der Basis der «Herrenwis-Einheit».

Echinodermenspatkalke bilden sandige Sedimentkörper am Fuss von Schwellen oder in Senken innerhalb eines (Sub)Beckens. Innerhalb der Lagen ist teilweise eine normale Gradierung erkennbar. Die Verbreitung von Sturmlagen kann mit der lateralen Ausbreitung von rezenten sandigen Sturmablagerungen in der Nordsee (5-10 x 20 km) verglichen werden (NAB 12-51). Studien von sandigen Schüttungskörpern aus dem Schwäbischen Becken geben kleinere Dimensionen an (1-2 km breit, 4-15 km lang, bis 5 m mächtig; Abb. 12).

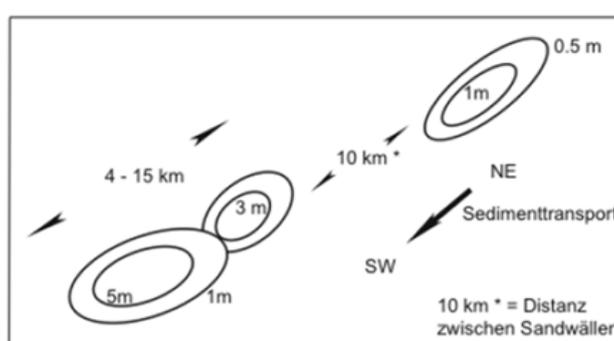


Abb. 12: Geometrie von sandigen Schüttungskörpern im Schwäbischen Becken (Bayer & McGhee, 1985).

3.1.2 Quarzhaltige Kalke

Quarzhaltige Kalke treten im Untersuchungsgebiet beispielsweise in der Wedelsandstein-Formation auf (Abb. 13). Im Vergleich zu den bioklastischen Kalken zeigen die Ablagerungen ein deutliches Signal phasenweisen Eintrags siliziklastischen Materials in das Epikontinentalmeer. Die Quarzkörner liegen meist in der Feinsand-Fraktion (0.0625 – 0.25 mm) oder als Siltfraktion (0.002 – 0.0625 mm) vor. In der Wedelsandstein-Formation der Bohrung Trüllikon-1-1 wurden bis zu 45% Quarz gemessen (NAB 20-09, Dossier IV, Tab. 3-1). Feldspäte, Glimmer und andere siliziklastische Elemente sind selten, was auf eine gute Sortierung durch einen langen Transport zuerst in Flüssen und dann im Meer hinweist. Die Quarzkörner sind eckig, da sie in dieser Kornfraktion auch bei weitem Transport kaum gerundet werden. In der Staffelegg-Formation hingegen sind die Quarzkörner grösser und leicht gerundet (Abb. 9).

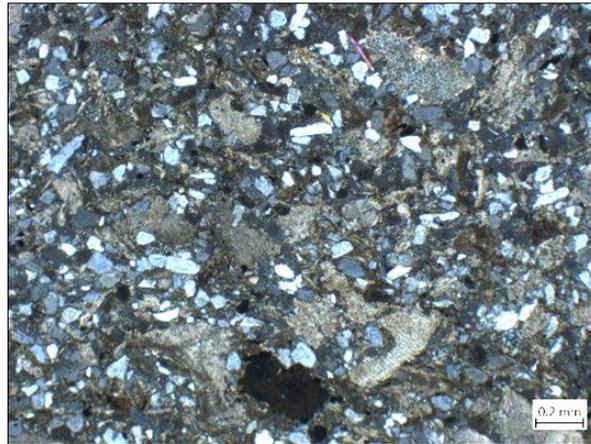


Abb. 13: Kalkiger Silt-Sandstein mit Quarz (weiss bis blaugrau) und Echinodermenfragmenten (Wedelsandstein-Formation, Schliff BUL1-1-870.35; NAB 20-08, Dossier IV, S. B-6).

3.1.3 Eisenoolithe

Die Hauptkomponente dieser Gesteine sind Ooide mit einer eisenreichen Kruste in meist tonig-mergeliger Matrix mit Karbonat-Zement. Je nach Anteil an Eisenooiden lassen sich unterscheiden: i) komponentengestützter Eisenoolith (hoher Anteil an Eisenooiden) mit starker braun-oranger Färbung (Abb. 14), und ii) matrixgestützter Eisenoolith (wenige Eisenooide in Matrix schwimmend) mit weniger intensiver Färbung (Abb. 15).

Die oberhalb der SWB gebildeten Eisenooide werden durch Stürme oder Strömungen (z.B. Gezeiten) mobilisiert und in tiefere Beckenbereiche transportiert (siehe Kapitel 3.1). Es bilden sich allochthone Anreicherungen eingeschwemmter Eisenooide, sowohl oberhalb als auch (vor allem) unterhalb der SWB (Abb. 16, 17). Wie bereits beschrieben, sind die Schüttungs- bzw. Transportweiten sehr variabel, da sie von der Bathymetrie, der Hangneigung, der Intensität des Sturms oder der Strömung sowie von der Menge bereitstehenden Materials beeinflusst werden. Im Falle der Eisenoolithe des Herznach-Members liegt beispielsweise eine Transportweite von einigen Kilometern von der Schwellenzone zu einer Senke am Fuss dieses Hochgebiets vor (ENSI 33/462).

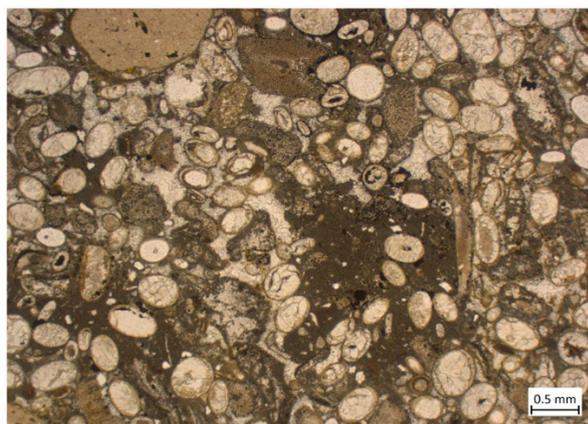


Fig. B-10:

Iron-oolite (calcareous, bioterritic): iron-oids (now calcitic) with small limonite rim, crinoids and bivalves, partly sedimented with micritic matrix, partly cemented by calcite

Thin section photo

TRU1-1-816.28

«Murchisonae-Oolith Fm.»

Abb. 14: Dünnschliff eines Eisenooliths (NAB 20-09, Dossier IV, S. B-5). Die Eisenooide (während der Diagenese gelöst und durch Kalzit ersetzt) sind in eine tonig-mergelige Matrix eingebettet, jedoch mehrheitlich komponentengestützt.



Abb. 15: Eisenooide in tonig-mergeliger Matrix (Bohrung Bülach-1-1, 812.1 m; Foto M. Spiske). Teilweise komponentengestützt, teilweise matrixgestützt.

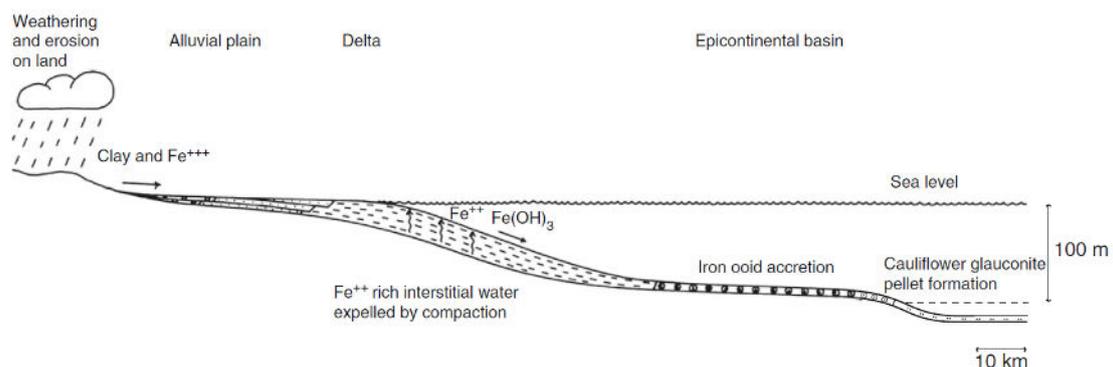


Abb. 16: Modell der Entstehung von Eisenoolith (nach Gygi, 1998). Das gelöste 2-wertige Eisen stammt aus intensiver terrigener chemischer Verwitterung.

Durch intensive festländische chemische (v.a. lateritische) Verwitterung wird gelöstes Fe^{2+} als Lösungsfracht in hoher Konzentration zur Verfügung gestellt und über Flüsse ins Epikontinentalmeer transportiert. Die gelösten Stoffe befinden sich dort im Meer- aber auch im Porenwasser innerhalb der abgelagerten Sedimente. Im bewegten Flachwasser gebildete Ooide werden nach ihrer Ablagerung, beginnend an der Basis, mit eisenhaltigen Porenwässern imprägniert. Es kommt zur Oxidation und Bildung von Eisenoxiden und -hydroxiden, welche in konzentrischen Krusten um die karbonatischen Ooide ausfallen. Die Entstehung ist an Phasen niedriger Sedimentationsraten geknüpft, wobei die Ooide auf dem Meeresboden frei liegen. Eisenooide treten daher oft in Kondensationshorizonten auf.

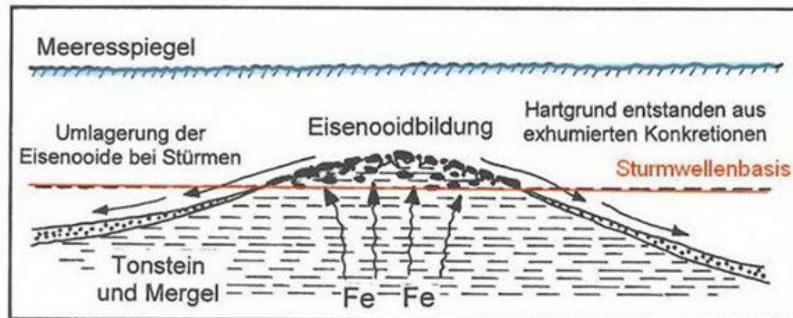
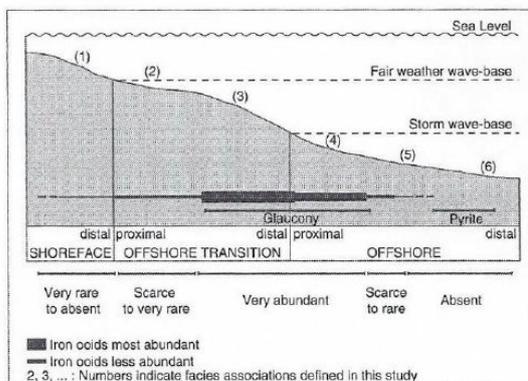


Abb. 17: Modell der Entstehung von Eisenoolith (ENSI 33/462).

Eisenoolithe liegen nur selten als einzelne Bänke vor. Die Mächtigkeit der Einzelbänke liegt dann bei wenigen Zentimetern bis Dezimetern. Sie treten im Untersuchungsgebiet fast ausschliesslich als Schichtpakete aufeinander folgender Schüttungsereignisse auf. Die Mächtigkeit dieser Pakete liegt bei einigen Dezimetern bis wenigen Metern.

Wie für Schüttungskörper typisch, keilen die Schichten in Transportrichtung, d.h. gegen den tieferen Beckenbereich hin aus (Abb. 18). Ihre laterale Verteilung ist variabler als die von biodetritischen Schüttungskörpern. Dies steht im Zusammenhang mit der grösseren Dichte und somit des Gewichts der eisenumkrusteten Komponenten, die sich in Rinnen und kleinen Senken anreichern und nicht kontinuierlich weiter in tiefere Regionen transportiert werden. Dies gilt v.a. dann, wenn der Meeresboden ein sehr unruhiges Relief aufweist. Studien von eisenoolithischen Schüttungskörpern aus dem Schwäbischen Becken geben Dimensionen von 3-4 km Breite, 6-8 km Länge und bis zu 1 m Mächtigkeit an (Bayer & McGhee, 1985).



Relative Häufigkeit von Eisenoolithen, Glaukonit und Pyrit längs eines Schelfprofils.

Gesteine der Faziesgürtel:

- (1) Tonige und mergelige Kalke
- (2) Feinkörnige Kalke mit seltenen Eisenoolithen
- (3) Dunkle Kalke mit reichlich Eisenoolithen
- (4) Rotbraune Kalke mit reichlich Eisenoolithen
- (5) Tonige Kalke und Mergel, Kieselschwämme
- (6) Mergel

Abb. 18: Verteilung von Eisenoolith-Ablagerungen relativ zur SWB und Transportweite, am Beispiel des Callovian-Oxfordian im französischen Jura (Collin et al., 2005).

3.2 Mikritische Kalke

Mikritische Kalke werden hier als Mudstones definiert, d.h. als Kalke, die weniger als 10% Komponenten in einer sehr feinkörnigen (< 4 µm) Karbonatmatrix aufweisen (Dunham, 1962). Ursprünglich als Kalkschlamm abgelagert, werden sie während der Diagenese zu meist kalzitischem Mikrit umkristallisiert. Kalkschlamm wird durch mikrobielle oder mechanische Zersetzung von kalkigen Organismen gebildet, durch Ansammlung von kalkigem Nannoplankton, und/oder durch mikrobiell induzierte Ausfällung von Karbonat in der Wassersäule. Kalkschlamm wird in geschützten Lagunen auf der Plattform abgelagert, oder aber in tieferen, hemipelagischen Räumen unterhalb der Wellenbasis. Durch Wellengang und

Stürme kann auf der Plattform produzierter Kalkschlamm in tiefere Ablagerungsräume transportiert werden, wobei flachmarine und tiefmarine Quellen vermischt werden.

Im hier betrachteten Braunen Dogger sind HB aus mikritischem Kalk selten (z.B. in der Variansmergel-Formation). Sie treten aber häufiger in der Staffelegg-Formation und der Wildegg-Formation auf.

3.3 Kondensationshorizonte und Hardgrounds

Entstehungsprozesse:

Kondensationshorizonte und Hardgrounds entstehen in Phasen geringer oder abwesender Sedimentation. Dies kann durch einen schnell ansteigenden Meeresspiegel verursacht werden, wenn die Sedimente auf der Plattform sukzessive weiter landwärts abgelagert werden (retrogradieren) und somit nicht mehr ins Becken geschüttet werden (Abb. 19). Andererseits können Meeresströmungen verhindern, dass Sediment akkumuliert wird, oder aber der Schelfhang ist so steil, dass das Sediment nur darüber hinweg transportiert aber nicht angelagert wird (Bypassing; Abb. 20). Der Meeresboden ist somit lange exponiert. Eisen- und Phosphor-haltige Porenwässer zirkulieren durch die Ablagerungen, imprägnieren und lithifizieren diese.

Viele Generationen von Organismen besiedeln das über längere Zeiträume freiliegende, zuerst weiche (Bioturbation), dann harte Substrat (Bioerosion, Inkrustierung). Strömung und Wellengang arbeiten die Ablagerungen immer wieder auf und zerbrechen oder runden Klaster und Fossilreste (Abb. 21). Auch präferenziell zementierte Füllungen von Wühlgängen können so aufgearbeitet werden und rundliche Klaster bilden. Gleichzeitig reichern sich Reste herabregnender pelagischer Organismen (z.B. Ammoniten, Belemniten) an.

Findet die Kondensation auf einem kalkigen Substrat statt, bildet sich ein fest mit diesem Substrat verbundener Hardground. Viel Zeit kann auch in einem weichen, tonigen Substrat kondensiert sein, ohne dass sich eine harte Bank ausbildet. Die Kondensation wird in diesem Fall durch intensive Bioturbation und Konzentrationen von Fossilien sowie durch Glaukonit und geochemische Marker (z.B. Fe, Mn, P) angezeigt. Kondensationshorizonte können mehrere Biozonen umfassen und entstehen dementsprechend über lange Zeiträume.

Geometrie:

Kondensationshorizonte und Hardgrounds sind sehr markante Einzellagen, oft mit einer Mächtigkeit von 10-30 cm. Obwohl die Mächtigkeit der Bänke stark schwankt, lassen sich Kondensationshorizonte oft über viele Kilometer lateral verfolgen. Sie werden daher als Leithorizonte verwendet. Markante Leithorizonte, wie die Schellenbrücke-Bank (Abb. 22), dienen der stratigraphischen Korrelation von Abfolgen.

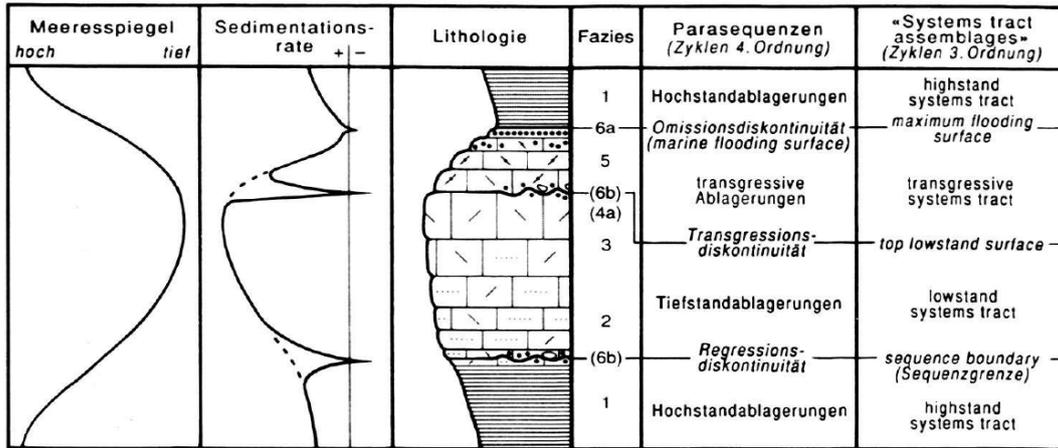


Fig. 4. Idealierte Parasequenz der Passwang-Alloformation.

Links: Beziehung zwischen dem Aufbau einer Parasequenz und dem Verlauf des Meeresspiegels bzw. der Veränderung der Sedimentationsrate. Rechts: Gegenüberstellung der Bezeichnungen von Parasequenz-Elementen und «systems tracts» von Sequenzen.

Abb. 19: Meeresspiegelstand und Bildung von Kondensationshorizonten (Burkhalter, 1996).

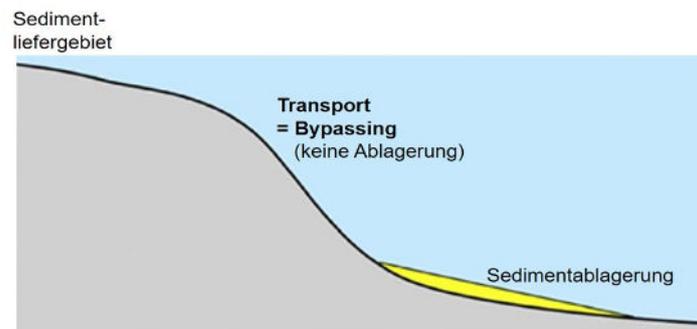


Abb. 20: Prinzip des Bypassing: starke Strömung im Flachwasser transportiert partikuläre Fracht ins tiefere Wasser, jedoch ohne Ablagerung auf dem Abhang (nach Shanmugam, 2016). Eine Korrelation wird dadurch erschwert, dass die Ablagerungen in proximalen Ablagerungsräumen fehlen.



Abb. 21: Kondensationshorizont mit eisenumkrusteten Klasten, Schalenresten, Belemniten und Onkoiden. Der Kondensationshorizont umfasst die gesamte Bildbreite. Die Imprägnierung mit Eisen ist sehr unregelmässig (Tiefbohrung Bözberg-1-1, Basis Passwang-Formation: Foto M. Spiske).



Abb. 22: Oxidierter Kondensationshorizont: Schellenbrücke-Bank mit stark undulierenden Ober- und Unterseiten (Steinbruch Schümel: Foto M. Spiske). Die Bank wurde während eines Zeitraums von ~1 Million Jahren gebildet.

Lithologie:

Rot-braune, durch Eisenoxide und -hydroxide gefärbte Bänke mit einer Mächtigkeit von einigen Zentimetern bis wenigen Dezimetern. Die Schichtober- und -unterseiten sind sehr unregelmässig ausgeprägt, wodurch die Mächtigkeit der Bänke lateral innerhalb weniger Dezimeter stark schwanken kann (Abb. 22).

Die Ablagerungen enthalten eine Vielzahl benthischer und pelagischer Fossilreste, aufgearbeitete Intra- und Extraklasten verschiedenster Lithologien, sowie Siderit- oder Phosphoritknollen. Die Fossilvergesellschaftung besteht einerseits aus Organismen, die Hartsubstrate besiedeln, wie beispielsweise Bryozoen, Korallen, Austern, Seepocken und Mikrobenmatten, andererseits aus pelagischen Organismen (z.B. Ammoniten, Belemniten). Die Fossilien können phosphatisiert sein.

4. Identifizierung und Klassifizierung von «Harten Bänken» in den Bohrkernen

Aufgrund des geringen Durchmessers der Bohrkerns kann die laterale Ausprägung einzelner Bänke nicht kontinuierlich verfolgt werden. Dies ist gerade bei Schichten mit einer starken Variabilität, z.B. in Mächtigkeit und Lithologie, problematisch. Auch kann die Basis von Schichten durch post-depositionelle Prozesse verwischt werden. So können Organismen durch ihre wühlende Aktivität das Sediment durchmischen (Bioturbation), sodass ursprünglich scharfe Grenzen, z.B. die Basis eines Tempestits oder Turbidits, im Bohrkern unscharf und schlierig erscheinen (Abb. 23, 24). Auch Klüftung ist im Bohrkern oftmals nicht zu identifizieren oder kann evtl. mit durch das Bohren oder die Bergung der Bohrkerns entstandenen Rissen verwechselt werden.

Im Gegensatz zu Aufschlüssen, wo die Verwitterung die Kontraste erhöht, ist es in Bohrkernen oft nicht einfach, visuell «harte» von «weichen» Bänken zu unterscheiden. Das Gamma-ray (GR) Log als Proxy für den Tongehalt und der empirische «Weathering plot» können in einem ersten Ansatz helfen (Abb. 23, 24), zusätzlich ist aber eine detaillierte Faziesanalyse notwendig. Dazu sollten zumindest einige Dünnschliffe pro Fazies vorhanden sein, um den Ursprung und die Diagenese des Sediments zu definieren. Auch ist zu beachten, dass Übergänge und Hybride zwischen den oben beschriebenen Typen vorkommen können.

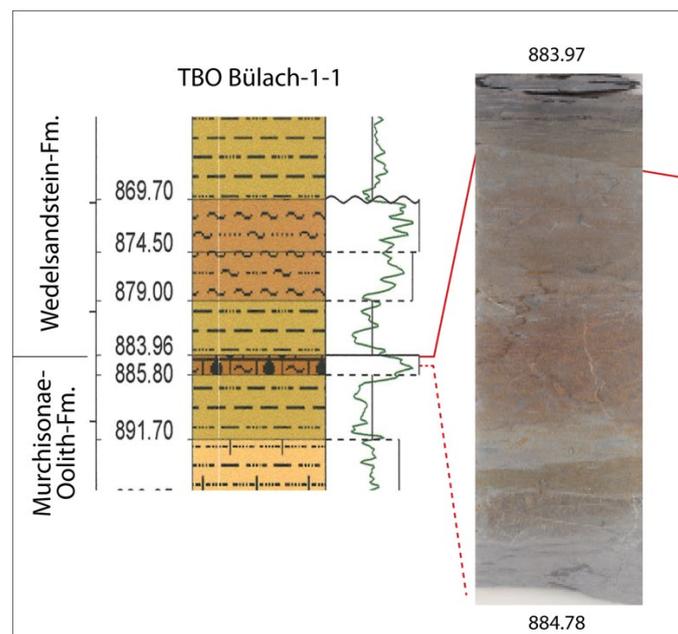


Abb. 23: Beispiel von Grenzen einer HB (TBO Bülach-1-1, Lithostratigraphie plot 1:100 in NAB 20-08, Dossier III, Appendix B, und NAB 20-08, Dossier II). Das GR Log (grün, gespiegelt, d.h. hohe Tonwerte links) der Eisenoolith-Bank in der Murchisonae-Oolith-Formation zeigt wenig Ton an (d.h. mehr Karbonat), mit einer kontinuierlichen Entwicklung unterhalb und oberhalb der Bank. Im Kern hingegen ist gegen unten ein kontinuierlicher Übergang zu sehen, gegen oben jedoch eine scharfe Grenze (rote Linie). Dies wurde im interpretierten «Weathering plot» richtig dargestellt, mit einer gestrichelten Linie unten und einer durchgezogenen Linie oben.

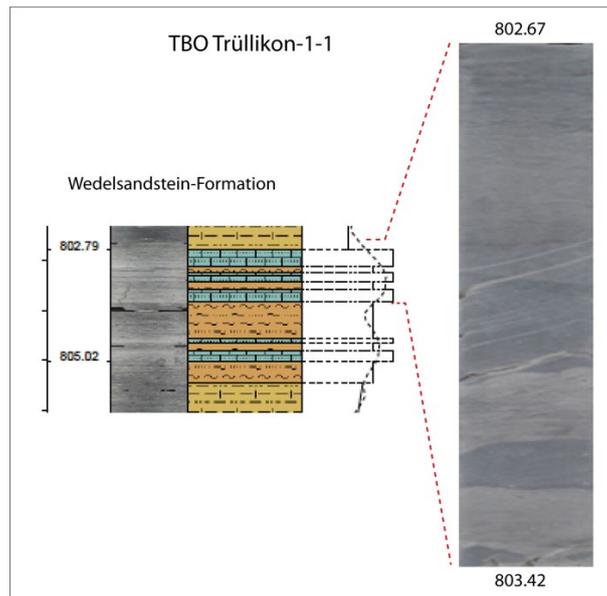


Abb. 24: Kalkige Bänke in der Wedelsandstein-Formation der Bohrung Trüllikon-1-1 (Lithostratigraphy plot 1:100 in NAB 20-09, Dossier III, Appendix B, und NAB 20-09, Dossier II). Die Grenzen nach unten und oben sind unscharf und wellig. Der Karbonateintrag scheint repetitiv zu sein, was auf eine zyklische Entwicklung des Sedimentsystems schliessen lässt.

Gemäss GR und FMI (Formation Micro-Imager) ist die Korrelation von Schichten zwischen einzelnen Bohrungen teilweise Bank für Bank möglich (Deplazes, 2021), was auf eine Ablagerung im gleichen (Sub)Becken und auf allogene oder allozyklische Prozesse schliessen lässt (z.B. Wedelsandstein-Formation zwischen den Bohrungen Marthalen-1-1 und Rheinau-1-1; Abb. 25). Wo die Korrelation nur für grössere Sequenzen möglich ist, müssen differenzierte Ablagerungsräume und/oder autigene Prozesse postuliert werden (z.B. zwischen Benken und Trüllikon-1-1; Abb. 25).

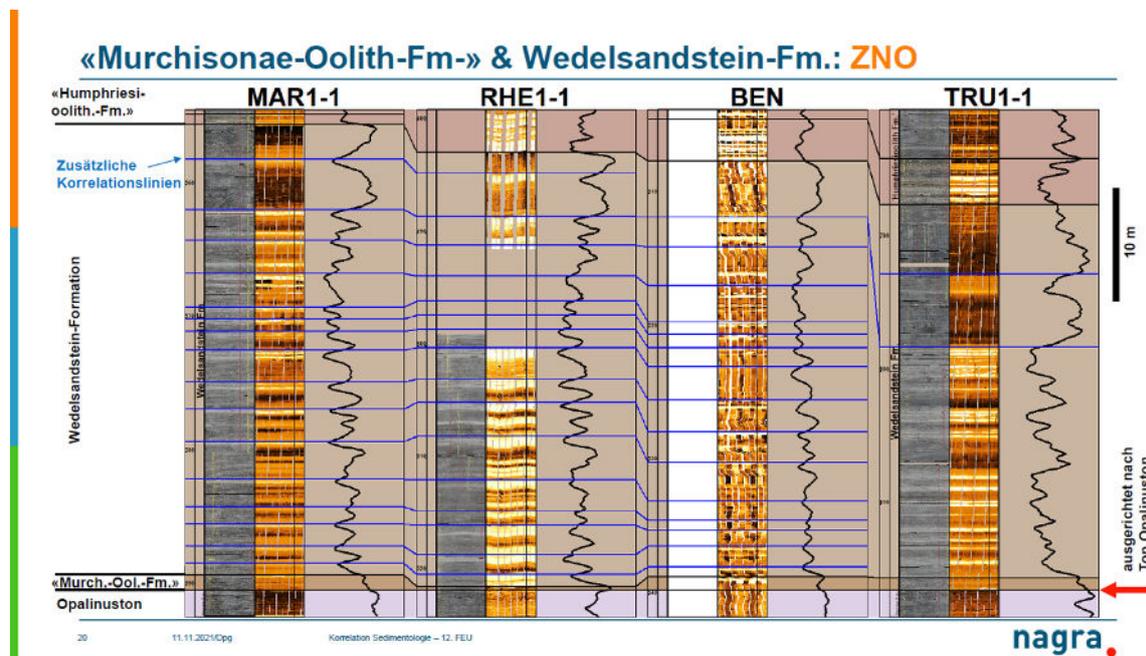


Abb. 25: Korrelationen in der Wedelsandstein-Formation für das Standortgebiet ZNO, basierend auf Kernphotos, FMI und GR Logs (Deplazes, 2021). BEN = Bohrung Benken, MAR1-1 = Bohrung Marthalen-1-1, RHE1-1 = Bohrung Rheinau-1-1, TRU1-1 = Bohrung Trüllikon-1-1.

Neben der Charakterisierung der Lithologie der HB ist auch deren vertikale und horizontale Verteilung relevant. Wie am Beispiel der Abbildung 26 illustriert, sind die Bänke einzeln ins tonig-mergelige Hintergrundsediment eingebettet, oder aber sie bilden Schichtpakete. Ist eine poröse oder zerklüftete Bank durch ein grosses Volumen von Tonsteinen von der nächsten getrennt, ist der potentielle Fluss von Porenwässern geringer als wenn poröse Bänke nahe beieinander liegen oder amalgamiert sind (Abb. 4).

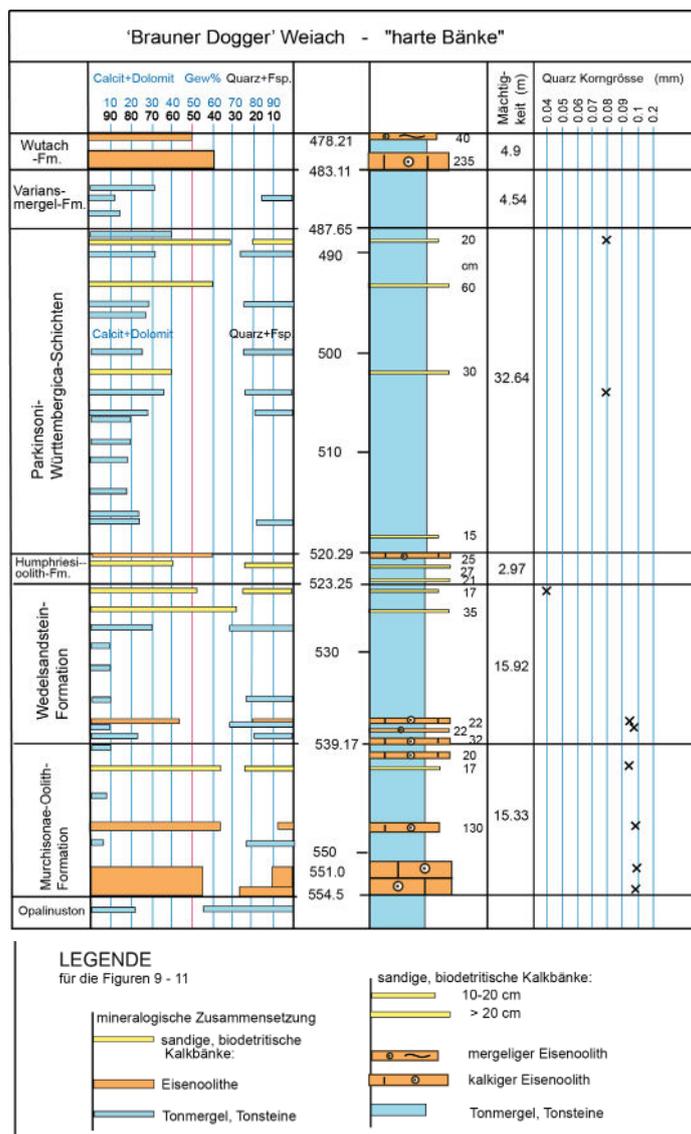


Abb. 26: Beispiel der vertikalen Verteilung der HB im Braunen Dogger der Bohrung Weiach (NAB 12-51, Fig. 9, modifiziert).

Am Beispiel des Standortgebietes ZNO wird die Verteilung der HB in den Bohrungen Marthalen-1-1, Benken und Trüllikon-1-1 aufgezeigt (Abb. 27). Die Typisierung entspricht der in Kapitel 3 definierten Kategorien, welche aus den Beschreibungen der Lithostratigraphie der jeweiligen Bohrberichte herausgelesen wurden. In der Grafik wurden alle in den lithostratigraphischen Profilen dokumentierten HB von Basis Lias bis Top Wildeggen-Formation dargestellt. Für die Darstellung von Schichtpaketen mit Kalk-Mergel-Wechsellagen mit geringmächtigen Einzellagen (cm-dm Mächtigkeit) wurde folgende Konvention verwendet: i)

in Schichtpaketen mit dominierendem Kalksteinanteil wurde das Schichtpaket als eine HB dargestellt, ii) in Schichtpaketen mit dominierendem Mergelanteil wurden nur die einzelnen Kalksteinschichten innerhalb des Schichtpakets dargestellt. Die Position von Hardgrounds wurde in den Profilen mit einem «x» angegeben, da Hardgrounds oft mit anderen Typen von HB (z.B. Eisenoolithen) zusammen vorkommen und eine sehr geringe Mächtigkeit vorweisen. Die Prozentzahl hinter den Formationsnamen entspricht dem prozentualen Anteil der HB verglichen mit der Gesamtmächtigkeit der jeweiligen Formation. Da die lithologische Beschreibung der Bohrkerne der etwa 20 Jahre früher abgeteuften Tiefbohrung Benken weniger detailreich ist als in Trüllikon-1-1 und Marthalen-1-1, konnten in dieser Bohrung einzelne HB nicht zugeordnet werden. Auch wurden in der Tiefbohrung Benken weniger Hardgrounds beschrieben als in den anderen zwei Bohrungen.

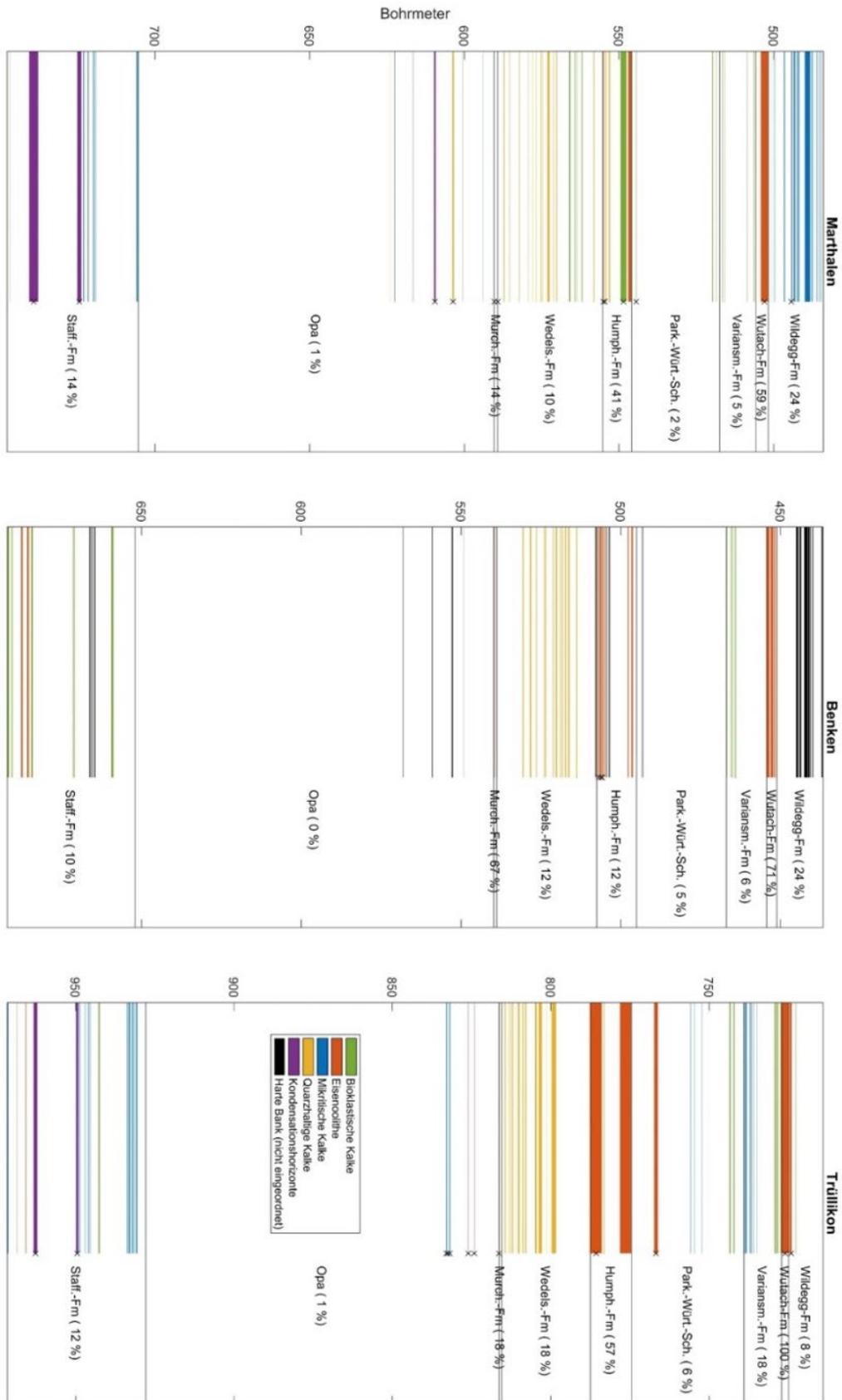


Abb. 27: Typisierung der HB im Standortgebiet ZNO basierend auf den lithostratigraphischen Profilen der Tiefbohrungen Benken, Trüllikon-1-1 und Marthalen-1-1 (NTB 00-01, Beilage 5; NAB 20-09, Dossier III; NAB 21-20, Dossier III). x = Hardgrounds. % = prozentualer Anteil der Mächtigkeit der HB in der entsprechenden Formation.

5. Porosität und Permeabilität der «Harten Bänke»

In den Berichten des SHARC-Konsortiums (NPB 12-09, 13-13, 13-19) werden Porosität und Permeabilität in Tonsteinen ausführlich analysiert und diskutiert, darunter auch Proben des Opalinuston vom Mont Terri und von Schlattingen. Die Geometrie der Poren im Opalinuston wurde z.B. von Keller et al. (2011) und Houben et al. (2013) genau untersucht. Die vertikale und horizontale Permeabilität als Funktion der Porosität und der Tonmatrix wurde z.B. von Keller & Holzer (2018) diskutiert. Die HB werden in diesen Publikationen nicht erwähnt. Interessant ist hingegen die Arbeit von Keller & Giger (2019). Basierend auf CT-Scans von Opalinuston im Mont Terri wurden Dichte, Porosität und Mineralogie berechnet. Kalzit- und quarzreiche Bänke zeigen deutlich weniger Porosität als tonreiche Lagen. Yu et al. (2017) haben am Mont Terri (BDB-1) effektive Porositäten (Water-loss porosity) von der Staffelegg-Formation bis zum Hauptrogenstein gemessen, allerdings ohne die dazugehörigen Lithologien zu beschreiben. Die Werte schwanken in der Staffelegg-Formation zwischen 1 und 14%, im Opalinuston zwischen 8 und 16%, in der Passwang-Formation zwischen 8 und 15%, und im Hauptrogenstein zwischen 1 und 9%. Die Entwicklung der Porosität an Scherflächen im Opalinuston des Mont Terri wurde z.B. von Laurich et al. (2017) aufgezeigt. Allerdings muss berücksichtigt werden, dass die Versenkungsgeschichte und somit die Kompaktion des Opalinustons im Mont Terri nicht die gleiche ist wie in der Nordschweiz, und dass dies auch einen Einfluss auf die Porosität hat.

Als Fallstudie für die Diskussion der Porosität in den HB wird der Abschnitt von Top Opalinuston bis zur «Humphriesoolith-Formation» der gut dokumentierten Bohrung Trüllikon-1-1 gewählt (Abb. 28). In den Logs der Bohrungen werden die HB gemäss den Kernanalysen und dem inversen Gamma-ray Log ausgeschieden (stärkeres GR-Signal als Proxy für höhere Tonmineral-Gehalte). Im Bohrloch wurden alle 15 cm drei Parameter gemessen, welche für die Abschätzung der Porosität wichtig sind (NAB 20-09, Dossier VI):

- Formation photoelectric factor (PEF, 0-20 barns per electron; rosa Linie) misst die Absorption von Gamma-Photonen und ist von der Dichte und der Mineralogie abhängig.
- Neutron porosity (APLC, 0.45 - -0.15 V/V = volume of void space; blaue Linie) misst den Hydrogen Index, der vom Flüssigkeits- und Gasgehalt in den Poren abhängig ist und somit als Proxy für die Porosität verwendet wird (höhere Porosität = Linie mehr links).
- Formation density (RHO, 1.95-2.95 g/cc; rote Linie) misst die Dichte der Elektronen im Gestein und ist somit ein Proxy für die Gesamtdichte (Mineralien plus Inhalt der Poren).

Die Umrechnung von PEF, APLC und RHO in Porosität wird im NAB 20-09 nicht diskutiert. Solche Umrechnungen sind in der Kohlenwasserstoffindustrie üblich, und eine gute Zusammenfassung (abhängig von der Lithologie) ist z.B. in AAPG Wiki¹ gegeben. Es kann aber angenommen werden, dass das braune Feld zwischen dem Dichte-Plot und dem inversen Neutron-Plot den Trend der Porosität andeutet. Da die Lithologien jedoch sehr variabel sind, sollte dieser Trend nicht überinterpretiert werden.

Die Logausschnitte der Abbildung 28 zeigen, dass die HB generell dichter sind und weniger Poren besitzen als die Mergel und Tonsteine. In der Wedelsandstein-Formation reflektieren die drei oben genannten Parameter die Verteilung der HB recht gut. Dasselbe gilt auch für die Wechsellagerungen der «Humphriesoolith-Formation». In den Eisenoolithen und Kalken der

¹ https://wiki.aapg.org/Density-neutron_log_porosity

«Humphriesioolith-Formation» hingegen schwanken die drei Parameter stark: vor allem die Eisenoolithe haben eine hohe Porosität, aber auch eine hohe Dichte.

An ausgewählten Proben wurde die effektive Porosität auch im Labor mit drei verschiedenen Methoden bestimmt (NAB 20-09, Dossier VIII: Water-loss porosity, Porosity from isotope diffusive exchange, Pycnometer porosity). Leider wird nicht gesagt, welche Lithologien (HB oder Mergel) gemessen wurden. Die Streuung der Werte ist gross, zwischen den Proben aber auch je nach Messmethode (Abb. 28). Die Porositäten (Water-loss porosity; NAB 20-09, Dossier VIII, Tab. 4.3-2) schwanken im Wedelsandstein zwischen 5 und 15% (12 Proben) und im Humphriesioolith zwischen 12 und 13% (2 Proben). Der Opalinuston zeigt Werte zwischen 8 und 13% (31 Proben). In Dünnschliffen (NAB 20-09, Dossier IV) wurde die Porosität in % abgeschätzt. Für die Murchisonae-Oolith-Formation, die Wedelsandstein-Formation und die «Humphriesioolith-Formation» werden jedoch keine Werte angegeben (Porosität offenbar nicht sichtbar).

Mit Packertests wurde die hydraulische Durchlässigkeit bestimmt. Für das Bohrloch Trüllikon-1-1 können zwei Werte verglichen werden (NAB 20-09, Dossier VIII, Tab. 2-1): Der 23 m lange Abschnitt zwischen 782.3 und 805.3 m Tiefe umfasst den oberen Teil der Wedelsandstein-Formation und die «Humphriesioolith-Formation». Die HB in diesem Abschnitt machen ca. 19% aus, und der gemessene K-Wert ist $2E-13$ m/s. Im oberen Teil des Opalinustons (829.0 – 854.0 m Tiefe, 25 m Länge) nehmen die HB ca. 8% ein und der K-Wert ist $3E-14$ m/s. Allerdings kann keine Aussage über Rolle der Fazies der individuellen HB gemacht werden.

Im Folgenden werden ausgewählte Dünnschliffe (NAB 20-09, Dossier IV) mit den entsprechenden Gamma-ray Logs und den Proxies für Porosität verglichen (Abb. 29, 30). Die HB sind generell sehr gut zementiert, d.h im Lichtmikroskop bei der publizierten Vergrößerung sind keine offenen Poren erkennbar. Die Dünnschliffe werden hier nur optisch interpretiert, basierend auf den publizierten Dünnschliffphotos und der Beschreibung im Dossier IV. Für eine genaue Charakterisierung der Mineralogien wären chemische und isotopische Analysen notwendig.

In hochenergetischen Schüttungskörpern mit hoher primärer Porosität (Grainstones) wurden die Poren durch frühdiagenetische Zementierung in der phreatischen Süsswasserzone mit chemisch stabilem tief-Mg-Kalzit gefüllt. Ursprünglich instabile, aragonitische Komponenten wurden gelöst und durch tief-Mg-Kalzit ersetzt (Beispiel: Oosparit der Staffelegg-Formation; Abb. 29a). Die Porositätsproxies wurden in dieser Tiefe nicht gemessen.

In tiefeenergetischen Kalken mit einer Matrix aus Kalkschlamm wie in den «Parkinsoni-Württembergica-Schichten» (Abb. 30c) wurden die Echinodermenfragmente nur teilweise mit syntaxialem Zement umwachsen (ursprünglich hoch-Mg, jetzt tief-Mg-Kalzit). Die Matrix wurde zu Mikrosparrit kristallisiert, wobei ursprünglich aragonitische Komponenten als tief-Mg-Kalzit stabilisiert wurden. Die quarzhaltige Wedelsandstein-Formation hat ebenfalls eine mikritische Matrix, und die wenigen Bioklasten und Peloiden sind wahrscheinlich als tief-Mg-Kalzit vorhanden (Abb. 30a).

Die Eisenoide in einem Hardground des Opalinustons (Abb. 29b) und in der Murchisonae-Oolith-Formation (Abb. 29c) wurden während der Diagenese gelöst. Die ursprüngliche Morphologie blieb jedoch erhalten, das heisst, dass die Matrix frühdiagenetisch stabilisiert war. Dies gilt auch für den ursprünglich wahrscheinlich aus Eisenmineralien bestehenden Hardground, der nun durch groben, spätdiagenetischen Kalzit ersetzt ist. Die Probe aus der Humphriesioolith-Formation (Abb. 30b) bildet einen Spezialfall: die Eisenoide und die ursprünglich wahrscheinlich aragonitischen Bioklasten sind nicht gelöst, waren also nicht unter Einfluss von aggressiven Porenwässern. Zemente aus botryoidalem, unstabilem (?)

Aragonit füllen grosse Poren. Dies bedeutet, dass zukünftige Zirkulation von sauren Porenwässern zu erhöhter Porosität führen könnte.

Obwohl die ausgewählten Dünnschliffe nicht die ganze Faziesbreite der HB dokumentieren, zeigen die Logs doch auf, dass die HB generell weniger porös sind als die umliegenden Mergel und Tonsteine und somit im ungestörten (d.h. nicht geklüfteten) Zustand keine präferenziellen Fliesspfade darstellen. Hingegen besteht die Gefahr, dass instabile Mineralogien wie im Beispiel der «Humphriesoolith-Formation» bei zukünftigem Porenwasserfluss zu erhöhter Porosität und somit zu Aquiferen führen könnten. Dazu kommt, dass die Gefahr der Bildung von wasserführenden Klüften in den HB, basierend auf den Bohrkernen, schwer zu evaluieren ist.

Dieses Kapitel betrifft beispielhaft nur einige ausgewählte Proben aus nur einer Bohrung (Trüllikon-1-1). Es wäre seitens der EGT wünschenswert, auch Proben aus anderen HB mit anderer Fazies zu analysieren, und dies aus allen Bohrungen der drei Standortgebiete. So zeigt zum Beispiel ein Dünnschliff der «Herrenwis-Einheit» in der Bohrung Bülach-1-1 eine sehr geringe oder sogar keine Porosität (Abb. 31). Da diese Einheit jedoch eine sehr heterogene Faziesverteilung aufweist (Korallenriff, Riffschutt und feinkörnige Sedimente), ist aus Sicht der EGT eine dichte Beprobung unumgänglich, um eine die ganze Unit betreffende Aussage machen zu können.

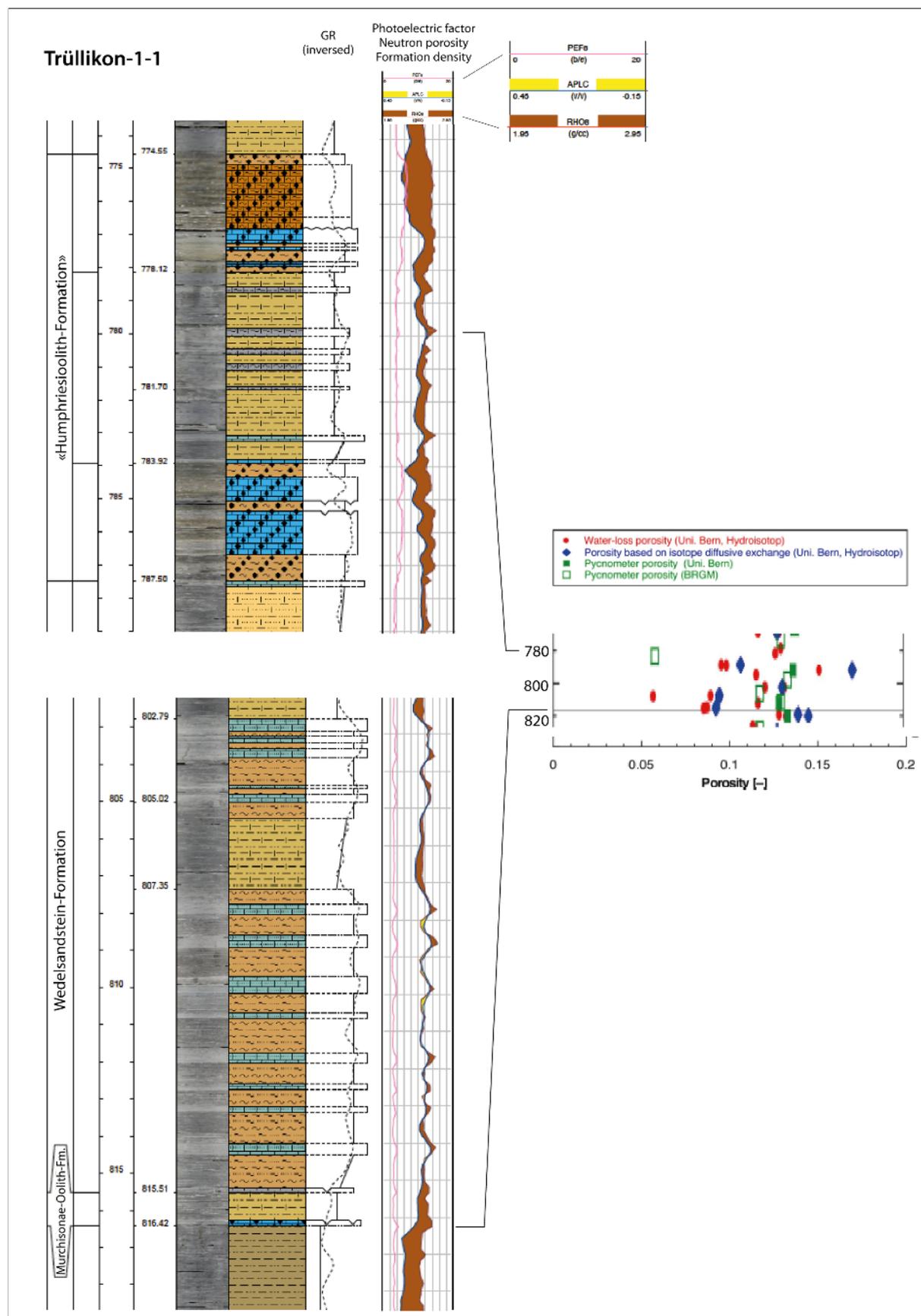


Abb. 28: Ausschnitte aus den detaillierten Logs (PEF, APCL, RHO) der Bohrung Trüllikon-1-1 (NAB 20-09, Dossier VI) und den Porositätsmessungen (NAB 20-09, Dossier VIII, Fig. 4.3-11).

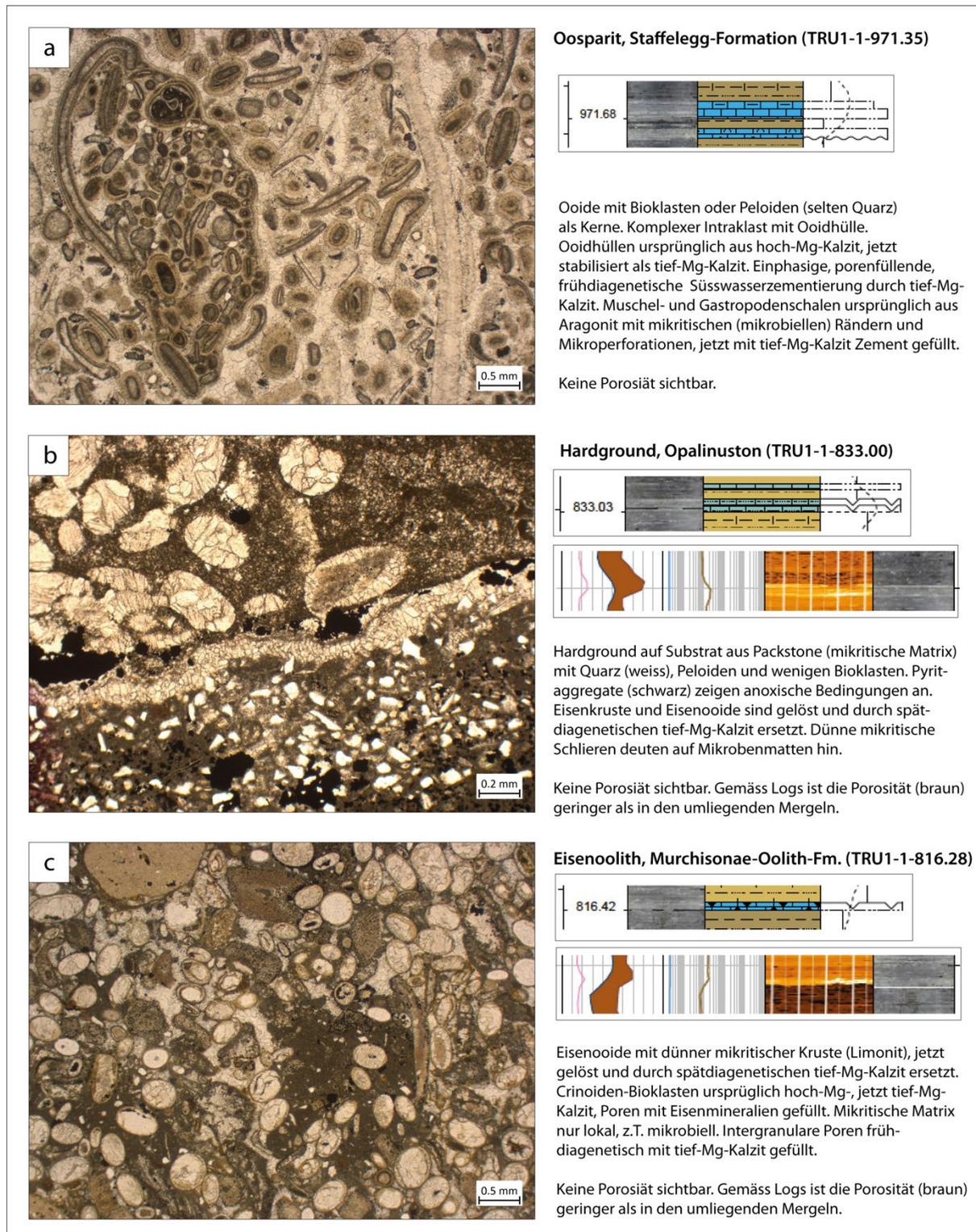
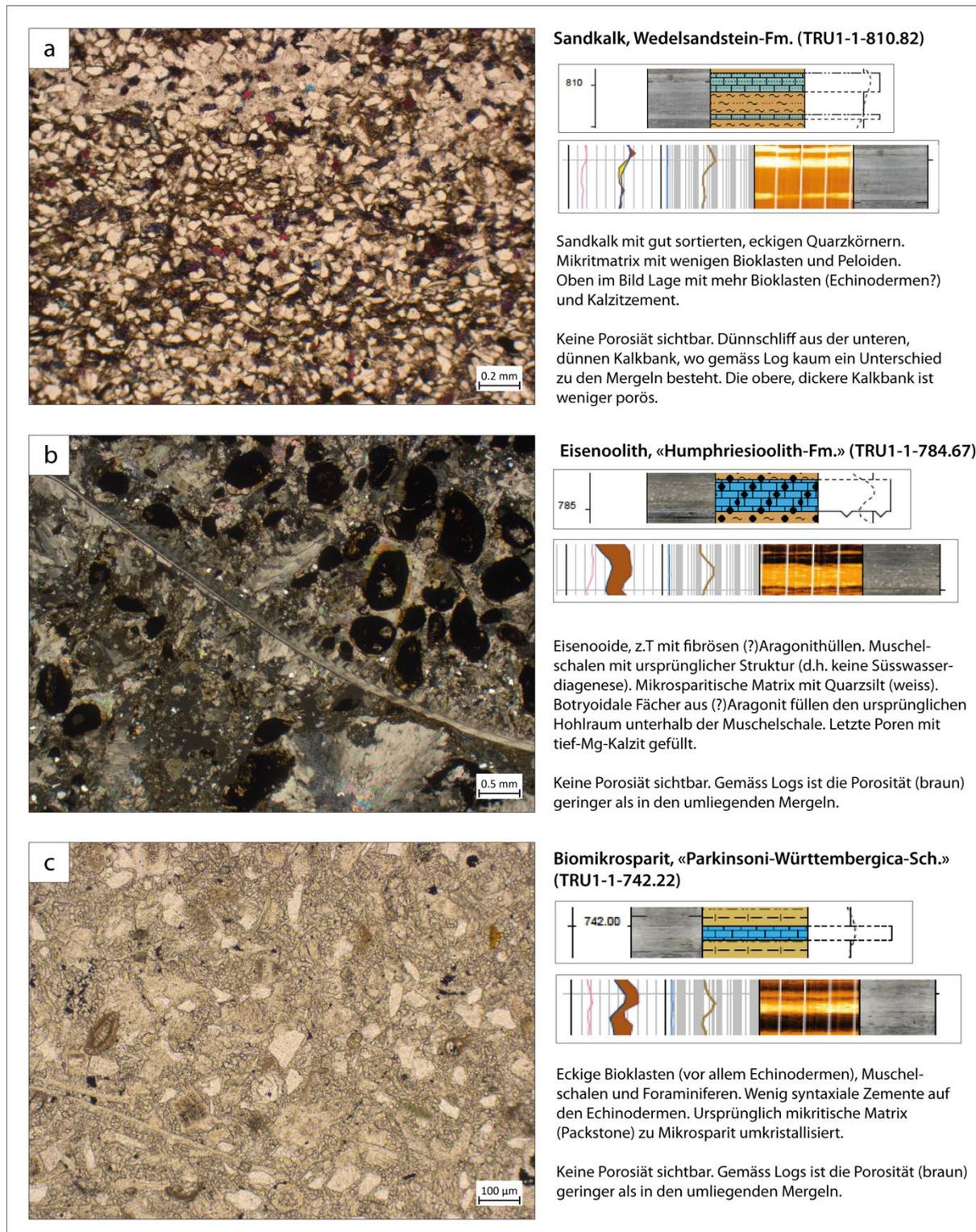


Abb. 29: Dünnschliffe von HB in der Staffelegg-Formation (a), im Opalinuston (b) und in der Murchisonae-Oolith-Formation (c) (Abbildungen aus NAB 20-09, Dossiers IV und VI). Beschreibung der Fazies gemäss Dossier IV und eigenen Beobachtungen.



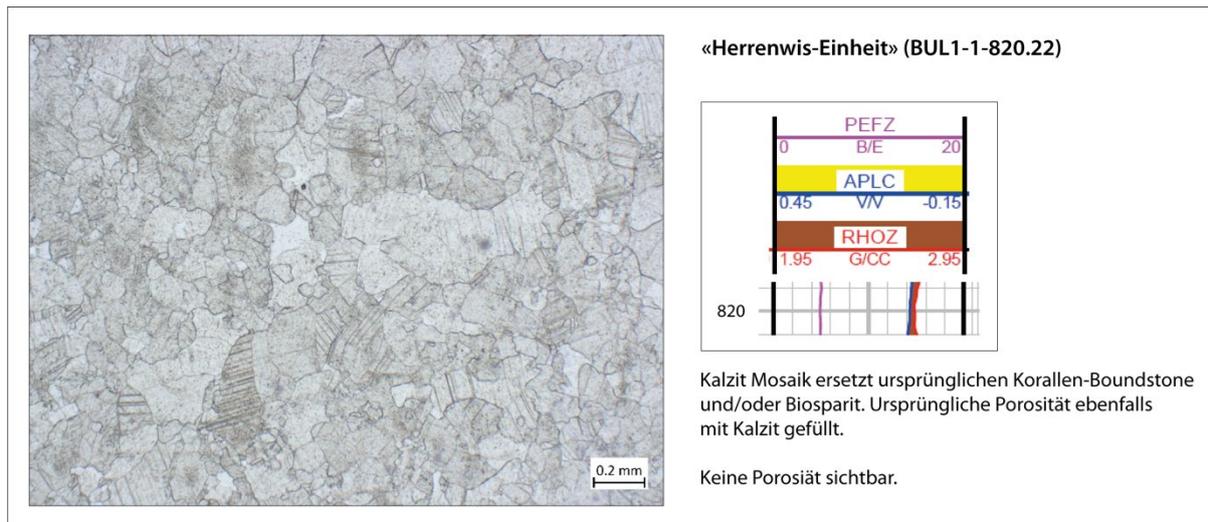


Abb. 31: Dünnschliff einer umkristallisierten Fazies der «Herrenwis-Einheit» in der Bohrung Bülach-1-1 (Abbildungen aus NAB 20-08, Dossiers IV und VI). Beschreibung der Fazies gemäss Dossier IV und eigenen Beobachtungen.

6. Korrelation der «Harten Bänke»

Ziel dieses Kapitels ist es, Ansätze für eine detailliertere Korrelationen der HB in einem Standortgebiet aufzuzeigen. Da die Bohrungen jeweils einige Kilometer auseinanderliegen und das Endlager nicht unbedingt in unmittelbarer Nähe einer Bohrung sein wird, ist eine Interpolation notwendig. Dies hilft nicht nur für das Verständnis der Ablagerungsprozesse, sondern auch für die Definition der lithologischen Layers und Zellen für die Modellierung. Als Beispiel wird das Intervall zwischen dem obersten Opalinuston und der «Humphriesioolith-Formation» im Standortgebiet Zürich-Nordost gewählt, basierend auf den Bohrungen Marthalen-1-1 (NAB 21-20), Trüllikon-1-1 (NAB 20-09) und Benken (NTB 00-01).

6.1 Sequenz- und zylostratigraphische Interpretation

Als Hilfsmittel für die Korrelation kann die Sequenzstratigraphie dienen (z.B. Catuneanu et al., 2011). Sequenzgrenzen bilden sich bei einem markanten Abfall des Meeresspiegels, der sich in der regressiven Faziesentwicklung abzeichnet. Die tiefste Fazies entspricht andererseits einem raschen Anstieg des Meeresspiegels, was oft zu kondensierten Ablagerungen führt (Maximum flooding, Condensed section). Sequenzgrenzen und Kondensationen wurden von Hardenbol et al. (1998) für den Tethysraum definiert und mittels Biostratigraphie kalibriert.

Abbildung 31 zeigt eine sequenzstratigraphische Interpretation für die Bohrung Trüllikon-1-1, welche biostratigraphisch gut datiert ist (NAB 20-09, Dossier IV). Dies erlaubt einen Vergleich mit der Sequenzstratigraphie und den numerischen Altern von Hardenbol et al. (1998). So kann die Dauer der Opalinum-Zone auf ca. 400 kyr geschätzt werden. Gemäss Gradstein et al. (2020) dauert diese Zone hingegen 900 kyr. Der Opalinuston wurde vor allem während der Opalinum-Zone abgelagert, und trotz der Diskrepanz in der Zeitdauer wird klar, dass die Ablagerung (geologisch gesehen) sehr schnell erfolgte. Im unteren Teil war diese Rate sicher höher, da in den Hardgrounds im oberen Teil Zeit kondensiert wurde. Im Gegensatz dazu stehen die Kondensationszonen an seiner Basis und an seinem Top, wo jeweils mehrere Sequenzgrenzen amalgamiert sind (Abb. 32). An der Basis (Top des Gross-Wolf-Members) und am Top (Basis der Murchisonae-Oolith-Formation) wurden jeweils etwa 3 Millionen Jahre in wenigen Metern kondensiert. Es muss also während der Opalinum-Zone eine Phase verstärkter Subsidenz stattgefunden haben, um die Akkumulation von über 100 m Sediment zu ermöglichen.

Der Opalinuston zeigt einen generellen shallowing-upward Trend (d.h. der Ablagerungsraum wird im Laufe der Zeit flacher): anoxische, dunkle Tonsteine an der Basis, mehr Quarzeintrag und mehr Hardgrounds gegen oben. Dies entspricht dem Trend einer generellen Regression bis zum Top der Bradfordensis-Zone, wie dies auch von Hardenbol et al. (1998) im Tethysraum beobachtet wurde. Hardgrounds lassen sich zwischen den Bohrungen Marthalen-1-1, Benken und Trüllikon-1-1 gut korrelieren (Abb. 33). In Trüllikon-1-1 sind sie jedoch zwischen 831.7 und 833 m Tiefe gebündelt, was auf variable Sedimentationsraten innerhalb des Ablagerungsraums des Opalinustons schliessen lässt. Die Gesamtmächtigkeit des Opalinustons ist in allen drei Bohrungen etwa gleich (111.5 m in Trüllikon-1-1, 112.2 m in Benken, 115 m in Marthalen-1-1).

Gemäss Hardenbol et al. (1998) beginnt an der Basis der Concavum-Zone ein neuer, Tethysweiter Sedimentationszyklus (Abb. 32). Dies reflektiert sich in der Wedelsandstein-Formation, wo zu Beginn der Transgression, allerdings immer noch bei einem generell tiefen Meeresspiegel, Quarzsande vom Kontinent her eingespült wurden. Darüber folgt ein

langfristiger transgressiver Trend, mit einer Kondensation im oberen Teil der «Humphriesioolith-Formation».

Die Sequenzgrenzen lassen sich zwischen den Bohrungen lithologisch gut korrelieren, und zwischen Trüllikon-1-1 und Marthalen-1-1 besteht auch eine biostratigraphische Korrelation mittels Ammoniten und Palynomorphen (Abb. 34):

- Sequenzgrenze Bj 1 am Top Murchisonae-Oolith-Formation (Top Kondensationszone als Bradfordensis - Ovale datiert).
- Sequenzgrenze Bj 2 am Top Eisenoolith an der Basis der «Humphriesioolith-Formation» (Grenze Laeviuscula – Sauzei-Zone).
- Sequenzgrenze Bj 3 am prominenten Hardground im oberen Teil der «Humphriesioolith-Formation» (in der Humphriesianum-Zone).
- Sequenzgrenze Bj 4 an der Basis der «Parkinsoni-Württembergica-Schichten» (Top Niortense-Zone).

Im unteren und mittleren Teil der Wedelsandstein-Formation können Gruppen von nahe übereinanderliegenden HB (Bündel) identifiziert werden (Abb. 34). Zusätzlich zeichnet das GR-Log Tendenzen im Gehalt an Tonmineralien auf. Die Bündel werden durch dickere, Tonstein-dominierte Lagen begrenzt. Die Anzahl HB pro Bündel variiert zwischen 2 und 8, die der GR-Zyklen pro Bündel zwischen 3 und 8 (in der Graphik der Bohrung Benken ist es oft schwierig, die Bänke zu identifizieren). Vier Bündel sind gut ausgebildet, welche während eines Teils der Ovale-Zone und eines Teils der Laeviuscula-Zone abgelagert wurden.

Die Summe aus den 4 Bündeln entspricht in der Bohrung Marthalen-1-1 22 Bänken und 19 GR Zyklen, in Benken 21 Bänken und 20 GR-Zyklen. In der Bohrung Trüllikon-1-1 zeigt das oberste Bündel keine Bänke, aber die Summe der GR-Zyklen ist 20. Es besteht also eine gewisse Konstanz. Orbitale Zyklen, welche das Klima und Meeresspiegelschwankungen kontrollieren, haben Periodizitäten von ca. 20, 100 und 400 kyr (z.B. Berger et al., 1992). Es kann also die Hypothese aufgestellt werden, dass jede Kalk-Mergel Abfolge dem Präzessionszyklus von 20 kyr entspricht, ein Bündel dem kurzen Exzentrizitätszyklus von 100 kyr, und die 4 Bündel dem langen Exzentrizitätszyklus. Dass die Zuordnung nicht perfekt ist kann nicht erstaunen, wenn man die Komplexität des Klimasystems und des Ablagerungsraumes betrachtet. So können z.B. HB von geschüttetem Material lateral auskeilen oder wurden wegerodiert, sodass deren Anzahl nicht in allen Bohrungen gleich ist. Vor allem der 400-kyr Zyklus kann jedoch weltweit in vielen Abfolgen vom Paläozoikum bis zum Känozoikum identifiziert werden (z.B. Gale et al., 2002). Die 20-, 100- und 400-kyr Zyklen sind in Aufschlüssen des Oxfordian und Kimmeridgian im Schweizer Jura gut dokumentiert (z.B. Strasser, 2007).

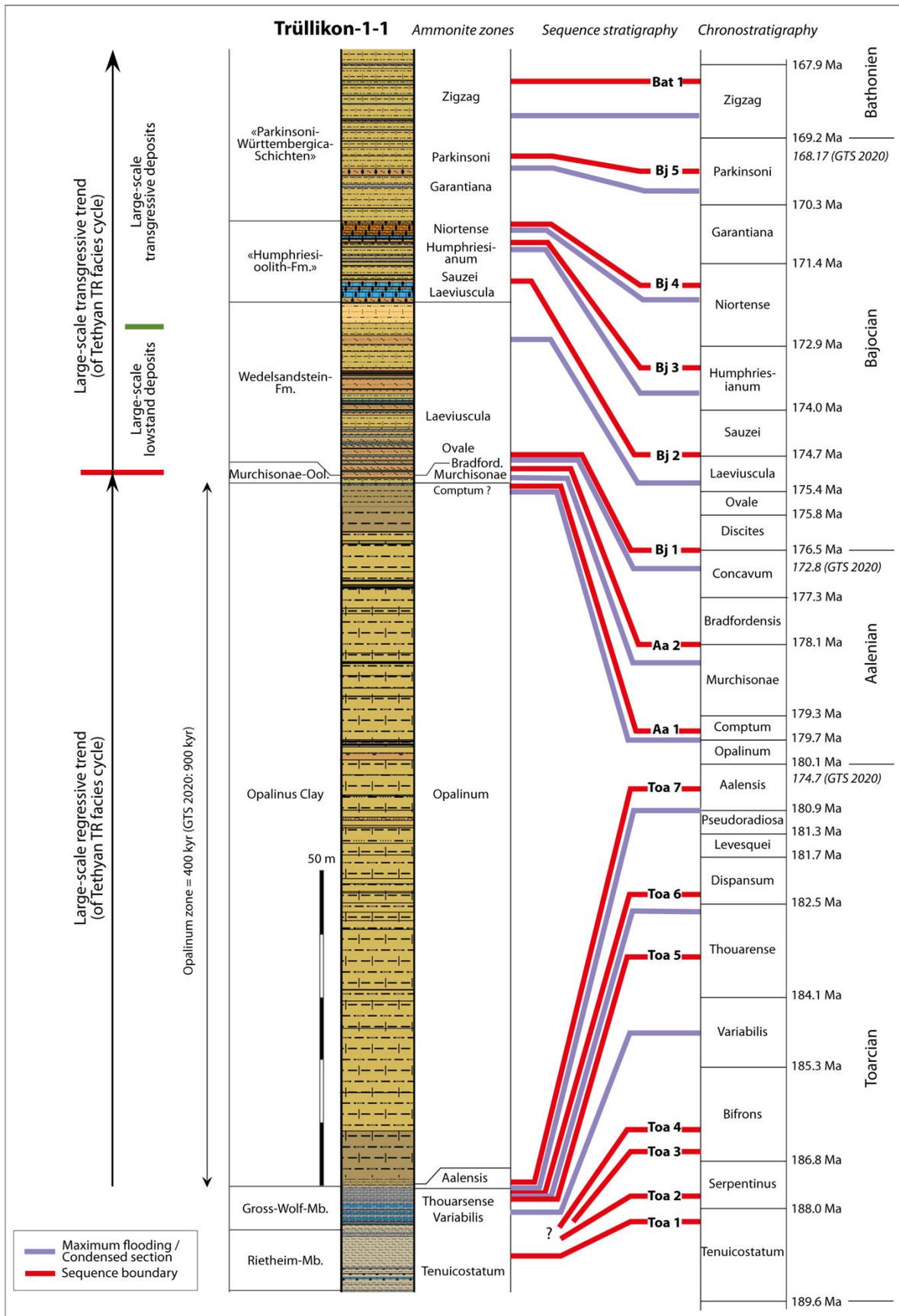


Abb. 32: Gekerkter Ausschnitt der Bohrung Trüllikon-1-1 nach NAB 20-09. Sequenz- und Chronostratigraphie gemäss Hardenbol et al. (1998). Die Alter der Stufengrenzen wurden auf Basis des Geologic Time Scale 2020 neu definiert (Gradstein et al., 2020). Für Diskussion siehe Text.

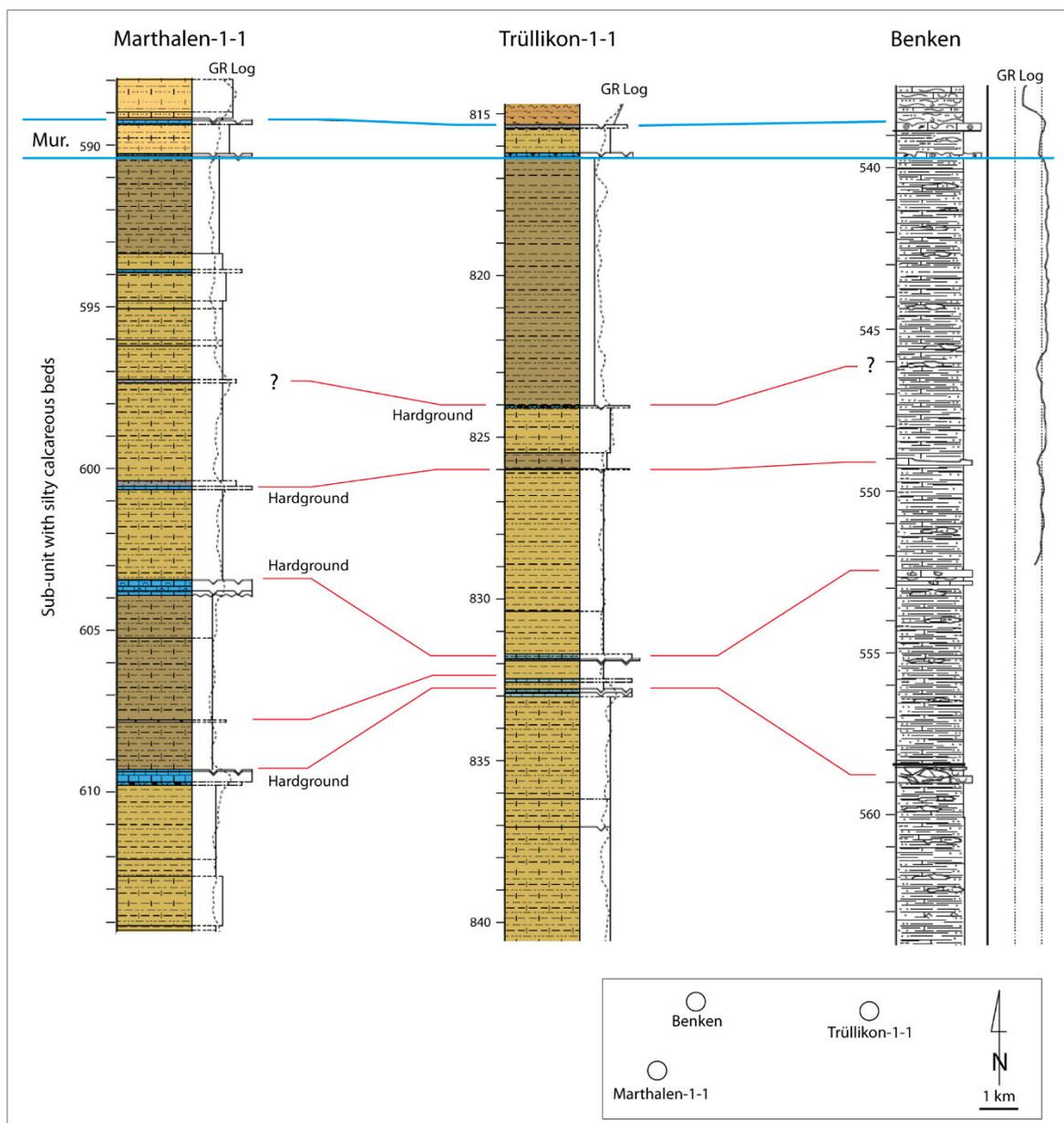


Abb. 33: Korrelation des obersten Teils des Opalinustons im Standortgebiet ZNO. Mur. = Murchisonae-Oolith-Formation. Um die Graphiken besser korrelieren zu können, wurden die Bohrungen Marthalen-1-1 und Trüllikon-1-1 nebeneinander positioniert.

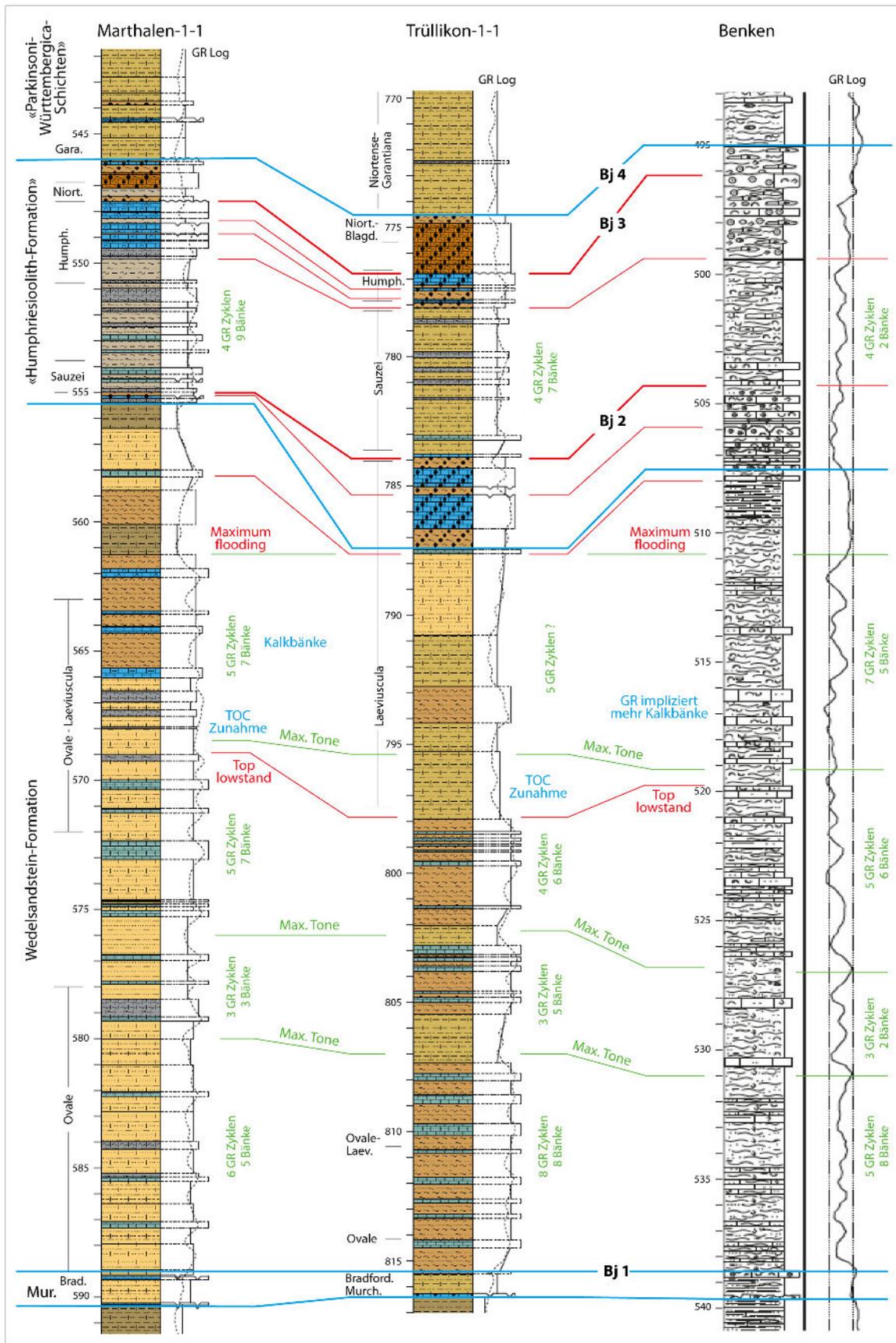


Abb. 34: Mögliche sequenz- und zylostratigraphische Korrelation der Bohrungen in ZNO. Mur. = Murchisonae-Oolith-Formation. Das GR-Log in den Bohrungen Marthalen-1-1 und Trüllikon-1-1 ist gespiegelt, nicht aber in Benken. Für Diskussion siehe Text.

Am Top des dritten Bündels verschwinden in der Bohrung Trüllikon-1-1 die Bänke, und es zeigt sich ein Anstieg des organischen Materials (TOC) in den Bohrungen Marthalen-1-1 und Trüllikon 1-1 (NAB 21-20 und 20-09, jeweils Dossier IV, Fig. 3-7). Das vierte Bündel enthält Kalkbänke (blau) in der Bohrung Marthalen-1-1 und hat ein schwaches GR-Signal in der Bohrung Benken. Der Sedimentationsstil hat sich also geändert. Die Interpretation ist, dass der Top Lowstand der Bj 1-Sequenz der letzten Bank des dritten Bündels entspricht und dass die Kalkbänke während der folgenden Transgression gebildet wurden, als die Zufuhr von Siliziklastika vermindert war.

Der Tonstein bei Meter 561 in der Bohrung Marthalen-1-1 und der Anstieg im GR-Log in der Bohrung Benken wird als Maximum flooding der Bj 1-Sequenz interpretiert. Hardenbol et al. (1998) platzieren dies in der Laeviuscula-Zone, was in etwa der Datierung in den Bohrkernen entspricht. Das Maximum flooding zeigt sich in den Bohrungen Marthalen-1-1 und Benken auf dem gleichen stratigraphischen Niveau und weist somit auf eine Homogenisierung des Ablagerungsraumes hin.

In der Bohrung Trüllikon-1-1 gibt es keine Anzeichen von Tonstein auf diesem Niveau, welches hier der Basis der «Humphriesiolith-Formation» entspricht. Es handelt sich möglicherweise um ein Ereignis, welches den obersten Teil der Wedelsandstein-Formation wegerodiert hat und eine Depression bildete, in welcher die Eisenoolithe abgelagert wurden (Abb. 2). Die entsprechende Fazies ist in der Bohrung Marthalen-1-1 nur sehr geringmächtig ausgebildet, hat in der Bohrung Benken aber etwa die gleiche Mächtigkeit. Hier müssen differenzielle Subsidenz und/oder Sedimentdrifts angenommen werden. Die «Humphriesiolith-Formation» zeigt unten und oben stark kondensierte Intervalle mit Hardgrounds, in der Mitte aber ein Bündel mit 4 GR-Zyklen und 2 bis 9 Bänken. Es scheint also, dass die Sedimentationsrate in diesem Abschnitt erhöht war.

6.2 Modellierung

Die sequenzstratigraphische Interpretation und das Verständnis der Genese der Sedimente im geologische Zeitrahmen kann helfen, Layers und Zellen für die sicherheitstechnische Modellierung von Porenwasser- und Gasflüssen zu definieren. Innerhalb eines Layers oder einer Zelle sollte die Lithologie so homogen wie möglich sein, um die spezifischen petrophysikalischen Parameter und Diffusionskoeffizienten zuordnen zu können. Der Opalinuston und die Wechsellagerungen in der Wedelsandstein-Formation und in der Mitte der «Humphriesiolith-Formation» wurden schnell abgelagert (Abb. 32) und haben somit andere petrophysikalische Eigenschaften als die lithologisch komplexen Kondensationshorizonte. Bei Wechsellagerungen zwischen Bänken und Tonsteinen oder Mergeln müssen allerdings Durchschnittswerte angenommen werden, und es muss die minimale Mächtigkeit der HB evaluiert werden, unter derer diese Bänke im Modell vernachlässigt werden können (oder aber die Bänke und die Tonlagen werden separat summiert und als zwei Layers behandelt).

So könnten der untere Teil des Opalinustons (Clay-rich sub-unit) und der obere Teil (Sub-unit with silty calcareous beds) jeweils als Layer behandelt werden. Beide lassen sich gut korrelieren und zeigen klare lithologische Unterschiede auf.

Die Murchisonae-Oolith-Formation ist zwar komplex aufgebaut, kann aber als ein Layer behandelt werden (Abb. 35). Der untere Teil der Wedelsandstein-Formation, bis zum Top Lowstand bzw. bis zum Maximum flooding, besteht aus recht homogenen Kalk-Mergel Wechsellagerungen und bildet einen Layer. Hier muss definiert werden, wie die Wechsellagerungen parametrisiert werden können. Der obere Teil der Wedelsandstein-

Formation enthält Tonsteine, welche als solche einen relevanten Layer bilden. Dieser ist lithologisch definiert und folgt den sequenzstratigraphischen Linien nicht. Die «Humphriesiolith-Formation» besteht aus drei lithologischen Einheiten: Eisenoolithe an der Basis und am Top, Wechsellagerungen in der Mitte. Die Eisenoolithe können wie die Murchisonae-Oolith-Formation behandelt werden, die Wechsellagerungen wie diejenigen in der Wedelsandstein-Formation.

Die Unterteilung in Layers und Zellen ist spezifisch für jedes Standortgebiet, wobei vor allem die oberen Rahmengesteine grosse laterale Fazieswechsel aufzeigen. Dabei kommen der Korrelation und der Interpolation zwischen den Bohrungen grosse Bedeutung zu.

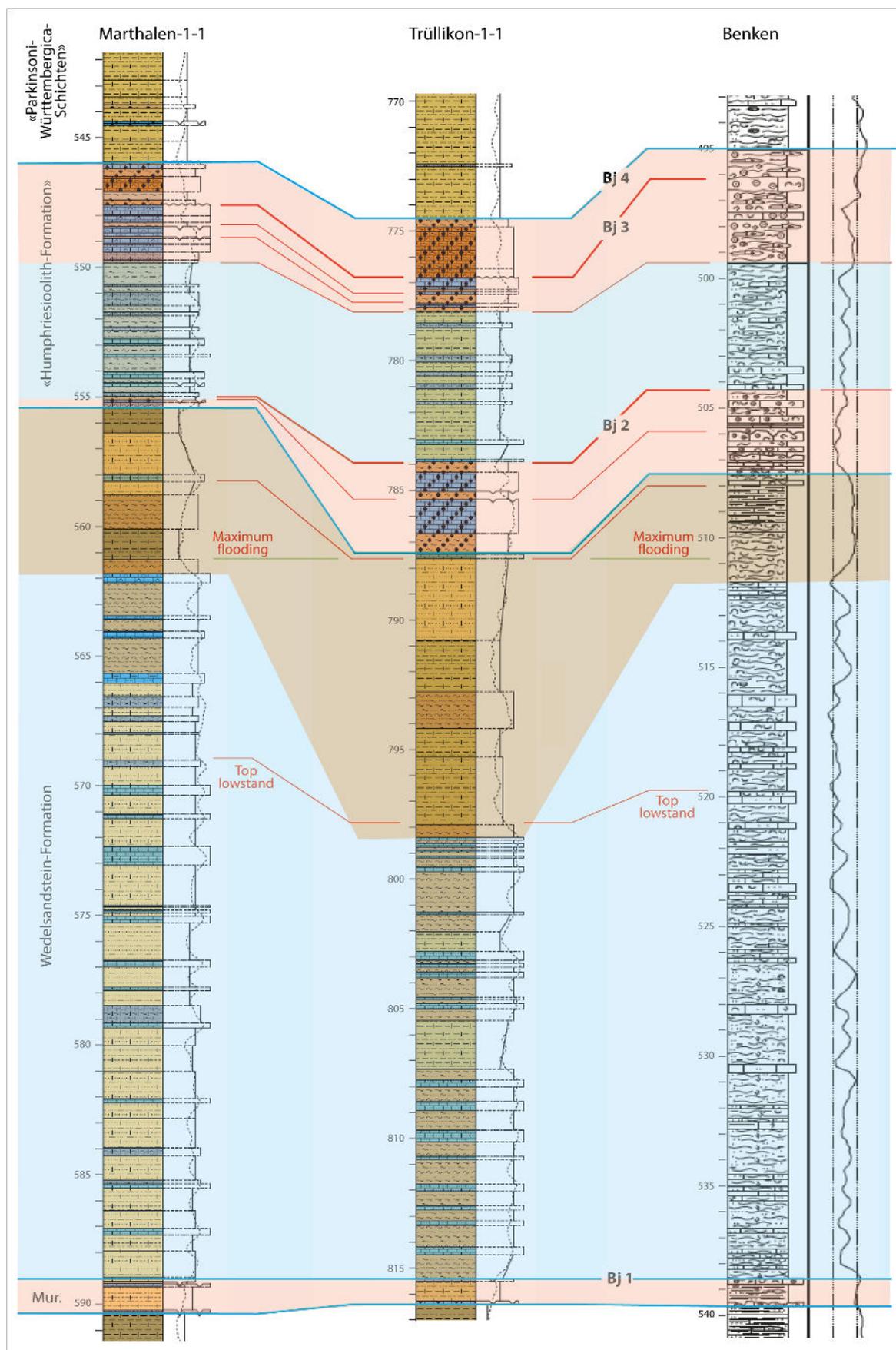


Abb. 35: Mögliche Gruppierung ähnlicher Lithologien zu Layers für die sicherheitstechnische Modellierung.

7. Schlussfolgerungen

Die in den Arbeitsberichten der Nagra zusammengestellten Daten zu den Tiefbohrungen sind umfassend und von ausgezeichneter Qualität. Betrachtet wurden die Bohrberichte zum Standortgebiet Zürich Nordost. Sie liefern die Grundlage für die in diesem Positionspapier diskutierte Typisierung der «Harten Bänke» (HB) und ihrer Interpretation. Vor allem in den oberen Rahmengesteinen, aber auch im oberen Abschnitt des Opalinustons stellen die HB unseres Erachtens kritische Elemente dar, deren Vorkommen bei der Standortwahl berücksichtigt werden sollte.

Eine Charakterisierung der HB in den Bohrkernen sollte daher durch eine dichte Beprobung mit Dünnschliffen und eine Zuteilung zu vordefinierten Typen begleitet sein. Dabei kann zu Beginn auf die Beschreibungen der Lithologien der verschiedenen Formationen und Members der Rahmengesteine zurückzugriffen werden, welche implizit die verschiedenen Prozesse von Sedimentproduktion, Transport, Ablagerung und Diagenese widerspiegeln (vgl. Kap. 2 und 3). Ein vertieftes Verständnis der Genese (einschliesslich der post-sedimentären Prozesse) dürfte die Charakterisierung und Prognose der petrophysikalischen Eigenschaften (Porosität, Permeabilität, Anfälligkeit auf Klüftung) unterstützen.

HB sind durch Sedimentationsprozesse gebildet worden, die sich klar von der zur jeweiligen Zeit im Ablagerungsraum vorherrschenden normalen Hintergrundsedimentation unterscheiden. Genetisch stellen HB Einzelereignisse (höher-energetische Schüttungen) oder Phasen ausbleibender Sedimentation dar, welche in einer abweichenden lateralen Ausbreitung (Geometrie) und Lithologie im Vergleich zu den Hintergrundsedimenten resultieren. Einzelne HB, aber auch Pakete von HB, schalten sich somit in tonigere Abfolgen ein oder treten in Wechsellagerung mit tonreicheren Lagen auf. Selbst potenziell poröse oder geklüftete HB stellen daher keine kritischen Elemente für vertikale Fluidbewegungen dar, da sie im Liegenden und Hangenden durch tonig-mergelige Schichten abgedichtet werden.

Gemäss Bohrberichten der Nagra sind die HB in vielen Fällen sehr gut zementiert und deshalb wenig porös. Dies deckt sich mit den über oft mehrere HB hinweg mittels Packertests gemessenen relativ tiefen hydraulischen Durchlässigkeiten. Komponenten mit instabiler Mineralogie (z.B. Aragonit) könnten jedoch zukünftig durch aggressive Wässer gelöst werden und die HB poröser und permeabler machen. Eine sorgfältige Evaluation dieses Potenzials durch zusätzliche Dünnschliffuntersuchungen wäre deshalb wichtig.

Im Aufschluss ist häufig eine Klüftung der HB zu beobachten, in den Bohrkernen ist eine solche wegen der limitierten lateralen Einsicht aber schwer zu quantifizieren. Klüftung der HB kann durch tektonische Prozesse oder durch differenzielle Kompaktion verursacht werden. Falls quellfähige Tone die HB umschliessen, können die Klüfte potentiell geschlossen werden. Falls Ca- und CO₃-haltige Wässer zirkulieren, können die Klüfte teilweise oder ganz mit Kalzit verfüllt werden.

Durch das Verständnis der Genese der HB kann deren vertikale und laterale Verbreitung besser prognostiziert, die Korrelation zwischen den Bohrkernen verbessert und eine, wenn auch hypothetische, so doch glaubwürdige Interpolation zwischen den Bohrungen ermöglicht werden. Eine sequenzstratigraphische Analyse erhöht zudem das geologische Verständnis für die Entwicklung des Sedimentationsbeckens, in dem der Opalinuston und der Braune Dogger abgelagert wurden. Damit kann die optimale Positionierung des Endlagers innerhalb des Standortgebiets besser untermauert werden.

Bibliographie

- Adams, A.E. & MacKenzie, W.S. (1998). *A Colour Atlas of Carbonate Sediments and Rocks Under the Microscope*. Manson Publ., 180 pp.
- Bayer, U. & McGhee, G.R. (1985). Evolution in marginal epicontinental basins: The role of phylogenetic and ecological factors. In: Bayer U., Seilacher A. (eds): *Sedimentary and Evolutionary Cycles*. Lecture Notes Earth Sci. 1. Springer, 163-220.
- Berger, A., Loutre, M.-F. & Laskar, J. (1992). Stability of the astronomical frequencies over the Earth's history for paleoclimatic studies. *Science* 255, 560-566.
- Bitterli-Dreher, P. (2001). Die Erdgeschichte des Paläozoikums und Mesozoikums der Region Schaffhausen im Lichte der Ergebnisse der Nagra-Bohrung Benken. *Mitt. Natf. Ges. Schaffhausen* 46, 7-53.
- Bjørlykke, K. (2010). *Petroleum Geoscience: From Sedimentary Environments to Rock Physics*. Springer, 508 pp.
- Burkhalter, R.M. (1996). Die Passwang-Alloformation (unteres Aalénien bis unteres Bajocien) im zentralen und nördlichen Schweizer Jura. *Eclogae geol. Helv.* 89, 875-934.
- Catuneanu, O., Galloway, W.E., Kendall, C.G.St.C, Miall, A.D., Posamentier, H.W., Strasser, A. & Tucker, M.E. (2011). Sequence stratigraphy: methodology and nomenclature. *Newsl. Stratigraphy* 44, 173-245.
- Collin, P.Y., Loreau, J.P. & Courville, P. (2005). Depositional environments and iron ooid formation in condensed sections (Callovian-Oxfordian, south-eastern Paris Basin, France). *Sedimentology* 52, 969-985.
- Deplazes, G. (2021). Update Sedimentologie & Stratigraphie: Opalinuston und nächste Rahmengesteine. Protokoll 12. FEU-Sitzung, Beilage 2.
- Dunham, R.J. (1962). Classification of carbonate rocks according to depositional texture, *AAPG Mem.*, 1, 108-121.
- ENSI 33/462 (2016): Sedimentologische und stratigraphische Aspekte des 'Braunen Doggers', Etappe 2, Sachplanverfahren, Expertenbericht zuhanden des ENSI.
- Flügel, E. (2004). *Microfacies of Carbonate Rocks*. Springer, 976 pp.
- Füchtbauer, H. (1988). *Sedimente und Sedimentgesteine*, 4. Aufl., Schweizerbart, Stuttgart, 1141 pp.
- Gale, A.S., Hardenbol, J., Hathway, B., Kennedy, W.J., Young, J.R., Phansalkar, V. (2002). Global correlation of Cenomanian (Upper Cretaceous) sequences: evidence for Milankovitch control on sea level. *Geology* 30, 291-294.
- Glaser, S., Doppler, G. & Schwerd, K. (2004). *GeoBavaria - 600 Millionen Jahre Bayern*. Bayerisches Geologisches Landesamt, München, 92 pp.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M.D & Ogg, G.M. (2020). *Geologic Time Scale 2020*. Elsevier, 1394 pp.
- Gygi, R.A. (1998). Taxonomy of Perisphinctid ammonites of the Early Oxfordian (Late Jurassic) from near Herznach, Canton Aargau, Switzerland. *Palaeontographica A*, 251/1-4, 1-37.
- Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M.B., Jacquin, T., de Graciansky, P.-C. & Vail, P.R. (1998). Jurassic sequence chronostratigraphy. In: de Graciansky, P.-C., Hardenbol, J., Jacquin, T. & Vail, P.R. (eds.): *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*. SEPM Spec. Publ. 60 (chart).
- Houben, M.E., Debois, G. & Urai, J.L. (2013). Pore morphology and distribution in the shaly facies of Opalinus Clay (Mont Terri, Switzerland): Insights from representative 2D BIB-SEM investigations on mm to nm scale. *Applied Clay Sci.* 71, 82-97.
- Keller, L.M. & Giger, S.B. (2019). Petrophysical properties of Opalinus Clay drill cores determined from Med-XCT images. *Geotech. Geol. Eng.* 37, 3507-3522.
- Keller, L.M. & Holzer, L. (2018). Image-Based Upscaling of Permeability in Opalinus Clay. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 123, 285-295.
- Keller, L.M., Holzer, L., Wepf, R., Gasser, P., Münch, B. & Marschall, P. (2011). On the application of focused ion beam nanotomography in characterizing the 3D pore space geometry of Opalinus clay. *Phys. Chem. Earth* 36, 1539-1544.
- Laurich, B., Urai, J.L. & Nussbaum, C. (2017). Microstructures and deformation mechanisms in Opalinus Clay: insights from scaly clay from the Main Fault in the Mont Terri Rock Laboratory (CH). *Solid Earth* 8, 27-44.
- NAB 12-51 (2013). Sedimentologie und Stratigraphie des 'Braunen Doggers' und seiner westlichen Äquivalente. Nationale Genossenschaft für die Lagerung radioaktiver Abfälle, Nagra Arbeitsbericht, Wettingen.
- NAB 13-12 (2013). Wasserführende Systeme im 'Braunen Dogger'. Nationale Genossenschaft für die Lagerung radioaktiver Abfälle, Nagra Arbeitsbericht, Wettingen.
- NAB 20-08 (2021). TBO Bülach-1-1: Data Report. Nationale Genossenschaft für die Lagerung radioaktiver Abfälle, Nagra Arbeitsbericht, Wettingen.
- NAB 20-09 (2021). TBO Trüllikon-1-1: Data Report. Nationale Genossenschaft für die Lagerung radioaktiver Abfälle, Nagra Arbeitsbericht, Wettingen.
- NAB 21-20 (2021). TBO Marthalen-1-1: Data Report. Nationale Genossenschaft für die Lagerung radioaktiver Abfälle, Nagra Arbeitsbericht, Wettingen.
- NTB 00-01 (2001). Sondierbohrung Benken – Untersuchungsbericht (Textband & Beilagenband). Nationale Genossenschaft für die Lagerung radioaktiver Abfälle, Nagra Technischer Bericht, Wettingen.
- NTB 08-03 (2008). Vorschlag geologischer Standortgebiete für das SMA- und das HAA-Lager – Darlegung der Anforderungen, des Vorgehens und der Ergebnisse. Nationale Genossenschaft für die Lagerung radioaktiver Abfälle, Nagra Technischer Bericht, Wettingen.

- NTB 14-02 (2014). SGT Etappe 2: Vorschlag weiter zu untersuchender geologischer Standortgebiete mit zugehörigen Standortarealen für die Oberflächenanlage: Geologische Grundlagen. Nationale Genossenschaft für die Lagerung radioaktiver Abfälle, Nagra Technischer Bericht, Wettingen.
- Röhl, H.J. & Schmid-Röhl, A. (2005). Lower Toarcian (Upper Liassic) black shales of the Central European epicontinental basin: A sequence stratigraphic case study from the SW German Posidonia Shale. In: *The Deposition of Organic-Carbon-Rich Sediments: Models, Mechanisms, and Consequences*. SEPM Spec. Publ. 82, 165–189.
- Shanmugam, G. (2016). Submarine fans: A critical retrospective (1950–2015). *J. Palaeogeography* 5/2, 110-184.
- Steffen, D., Jaques, C., Nydegger, T.H., Petroons, D. & Wildi, W. (1993). La Brèche du Chablais à son extrémité occidentale (Hte Savoie, France): Sédimentologie, éléments stratigraphiques et interprétation paléogéographique. *Eclogae Geol. Helv.* 86, 543–568.
- Strasser, A. (2007). Astronomical time scale for the Middle Oxfordian to Late Kimmeridgian in the Swiss and French Jura Mountains, *Swiss J. Geosci.* 100, 407-429.
- Tucker, M.E. (1985). Einführung in die Sedimentpetrologie. Enke, Stuttgart, 265 pp.
- Tucker, M.E. (2001). *Sedimentary Petrology*, 3rd ed., Blackwell, 262 pp.
- Walker, R.G. & Plint, A.G. (1992). Wave- and storm-dominated shallow marine systems. In: Walker, R.G. & James, N.P. (eds): *Facies Models: Response to Sea Level Change*. Geol. Assoc. Canada, 219-238.
- Wildi, W. & Lambert, A. (2019). Erdgeschichte und Landschaften im Kanton Aargau. *Aargauische Naturforschende Gesellschaft*, 183 pp.
- Yu, C., Matray, J.-M., Gonçalves, J., Jaeggi, D., Gräsle, W., Wieczorek, K., Vogt, T. & Sykes, E. (2017). Comparative study of methods to estimate hydraulic parameters in the hydraulically undisturbed Opalinus Clay (Switzerland). *Swiss. J. Geosci.* 110, 85-104.