

**Mikrofazies und Sequenzarchitektur einer heterozoen
Karbonatrampe: der permische „Confusion Shelf“,
Great Basin, USA.**

Dissertation

zur

Erlangung des Doktorgrades (Dr. rer. nat.)

der

Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn

vorgelegt von

Christian Andre Georg Enzl

aus

Lüneburg

Bonn 2001

Angefertigt mit Genehmigung der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn

1. Referent: PD Dr. J. Trappe
2. Referent: Prof. Dr. J. Thein

Tag der Promotion: 13.02.2002

Zusammenfassung.....	3
Abstract.....	4
1. Problemstellung.....	6
2. Arbeitsmethodik.....	8
2.1 Profilaufnahme im Gelände.....	8
2.2 Auswahl von Probenmaterial, Anfertigung von Dünnschliffen und Auswertung	8
2.3 RDA-Mineralanalyse	9
3. Geologischer Rahmen.....	10
3.1 Regionalgeologischer Überblick und Faziesgebiete	10
3.2 Lithostratigraphie	11
3.3 Bio- und chronostratigraphischer Rahmen	20
3.4 Paläogeographischer Rahmen	20
4. Stand der Forschung.....	23
4.1 Regionalgeologie	23
4.2 Karbonate nicht tropischer Ablagerungsräume.....	23
4.3 Sequenzstratigraphische Konzepte	26
5. Mikrofaziestypen	29
5.1. Partikelübersicht und Sedimentstrukturen	30
5.1.1 Biogene Komponenten.....	30
5.1.2 Nicht-biogene Komponenten.....	32
5.1.3 Sedimentstrukturen	39
5.1.4 Grundmassentypen	41
5.1.5 Größe-, Sortierungs- und Aufarbeitungsgrad von Komponenten.....	42
5.2. Mikrofaziestypen für Karbonat- und Evaporitgesteine	42
5.2.1 Grainstone-Faziestypen	42
5.2.2 Bioklastische-Packstone-Faziestypen.....	49
5.2.3 Wackestone-Faziestypen	60
5.2.4 Mudstone-Faziestypen	64
5.2.5 Evaporitgesteine.....	71
5.3 Phosphatgesteine	75
5.4 Chert Gesteine	91
5.5 Siliziklastische Gesteine	95

6. Diagenese	103
6.1 Zemente	103
6.2 Neomorphose der Matrix.....	105
6.3 Dolomitisierung	106
6.4 Silifizierung.....	108
6.5 Phosphatisierung	111
7. Mächtigkeits- und Mikrofaziesverbreitung sowie Verbreitung von Diskontinuitätsflächen	116
7.1 Mächtigkeitsverbreitung	116
7.2 Laterale und vertikale Verteilung von Mikrofaziesgruppen	119
7.3 Vorkommen von Diskontinuitätsflächen	121
8. Faziesmodelle für den „Confusion Shelf“	128
8.1 Faziesmodell für Evaporite für den „Confusion Shelf“.....	129
8.2 Faziesmodell für nicht-tropische Karbonate für den „Confusion Shelf“.....	130
8.3 Siliziklastika auf dem „Confusion Shelf“	132
8.4 Faziesmodell für Phosphate und Black Shales auf dem „Confusion Shelf“	132
8.5 Kombiniertes Faziesmodell für den „Confusion Shelf“	134
9. Zyклоstratigraphische Profilauswertung	136
9.1 Meeresspiegelschwankungen auf dem „Confusion Shelf“	136
9.2 Vergleich mit der Entwicklung in anderen Faziesgebieten des Phosphoria Meeres	138
10. Quantifizierung	139
10.1 Kompaktion	139
10.2 Sedimentations- und Subsidenzraten auf dem „Confusion Shelf“	141
10.3 Quantität wirtschaftlich relevanter Gesteine	144
11. Sequenzstratigraphisches Gerüst	146
12. Ergebnisse und Ausblick	155
Literaturverzeichnis	158
Danksagung	170
Verzeichnis der Anlagen	171

Zusammenfassung

Am Beispiel des permischen „Confusion Shelf“ werden ein Faziesmodell und ein sequenzstratigraphisches Konzept für eine flache, niedrig reliefierte, heterozoe Karbonatrampe niedriger Paläobreitengrade vorgestellt. Während des Perms bildete sich im nordamerikanischen Anteil des Superkontinents Pangea ein golfartiges Randmeer über einem allmählich subsidierenden kratonalen „sag basin“, dem „Sublett Basin“. Während drei sedimentärer Zyklen wurden die Sedimente der Grandeur/Kaibab, Plympton und Gerster Formationen abgelagert. Die Karbonatserien verzahnen sich im Beckenzentrum mit „black shales“ und Phosphoriten. Weite Teile der Abfolge sind silifiziert. Das Untersuchungsgebiet umfasst den Südrand des Beckens im heutigen West-Utah und Ost-Nevada, für den bereits ein biostratigraphisches Gerüst existierte und so eine Modellentwicklung ermöglichte. In dem Untersuchungsgebiet wurden 21 Profile aufgenommen und ca. 3000 Proben für die Mikrofaziesanalyse gewonnen.

Die Gesteine des „Confusion Shelf“ lassen sich 25 karbonatischen, phosphatischen, evaporitischen, kieseligen und siliziklastischen Faziestypen zuordnen. Sie dokumentieren Sedimentation im tieferen Subtidal bis in den lagunär/restriktiven Bereich und beschreiben eine breite homoklinale Rampe. Insgesamt dominieren schlammreiche Gefüge. Es wurden nur Fazieselemente des heterozoen Partikelspektrums festgestellt, tropische Fazieselemente kommen nicht vor. Teile der Abfolge sind intensiv von der Diagenese betroffen.

Beckenweite Diskontinuitätsflächen trennen drei Gesteinskörper, deren interne Faziesentwicklung jeweils einen Transgressions-/Regressionszyklus dokumentiert. Die Zyklen lassen sich auf Grund von biostratigraphischen Daten und Vergleichen mit Meeresspiegelschwankungskurven für das Perm mit Zyklen dritter Ordnung korrelieren und weisen eine eustatische Steuerung nach. Der gesamte permische Sedimentzyklus ist ursächlich mit der tektonischen Entwicklung des Sublett-Basin verknüpft. Kleinzyklen sind nur reliktsch in dem „keep up system“ mit niedrigen Karbonatbildungsraten entwickelt.

Die durch Diskontinuitätsflächen getrennten Einheiten lassen sich als drei Sequenzen definieren. Durch die interne Faziesarchitektur sind zwei Typen zu unterscheiden. In dem Sequenztyp 1 (Grandeur/Kaibab- und Gerster-Zyklus) sind durch eine monotone Faziesausbildung definierte „systems tracts“ nicht abgebildet. Die Faziesverteilung deutet auf eine geringe Neigung der Rampe. Der Sequenztyp 2 (Plympton-Zyklus) ist vertikal und lateral stärker geliedert. Der Sequenzkörper enthält einen gut ausgebildeten „transgressive systems tract“ und „highstand systems tract“, Parasequenzen sowie retrograde und progradierende Stapelmuster der Fazieszonen. Der „lowstand systems tract“ ist nicht erhalten. Die Faziesverteilung deutet auf ein verstelltes Rampen-Profil hin. „Black shales“ sind auf den „transgressive systems tract“ begrenzt. Während der Bildung des „highstand systems tract“ progradieren die Karbonate über das ganze Becken. Die Sequenzgrenze ist immer die Transgressionsfläche.

Es wurden Sedimentationsraten bestimmt, die mit 5-12 cm/1000 y weit unter denen von rezenten tropischen Karbonaten liegen, aber für Kaltwasserkarbonate typisch sind. Die Subsidenzanalyse weist eine stärkere Absenkung des Beckens während der mittleren

Sequenz nach und bestätigt so die aus der Mikrofazies-Verteilung angenommene Verteilung der Rampe.

Die Assoziation von „black shales“ und Karbonaten im mittleren Zyklus stellt ein potenzielles Kohlenwasserstoff-System dar, die Qualität wird aber durch die nahezu vollständige Abwesenheit von Karbonatfaziestypen mit primärer Porosität relativiert. Phosphatgesteine sind weit verbreitet aber nur geringmächtig.

Es lassen sich keine sedimentären Hinweise auf die Ursache der heterozoen Faziesausbildung finden. Weit verbreitete Evaporite deuten auf eine potenziell erhöhte Wassertemperatur hin. Der Einfluss von kaltem Upwelling-Wasser bleibt hypothetisch.

Abstract

A facies model and a sequence stratigraphic concept for low angle, heterozoan carbonate ramp complexes in low paleo-latitudes is introduced as a case study for the Permian “Confusion Shelf”. A gulf-like marginal sea area developed during the Permian in the North American portion of the supercontinent Pangea above the slowly subsiding Sublett sag basin. The Grandeur/Kaibab, Plympton, and Gerster Formations resulted from three depositional cycles. The carbonate suite intertongues with black shales and phosphorites of the basin center. Significant portions of the sediment succession are silicified. The study area encompasses the southern margin of the basin in western Utah and eastern Nevada, for which an existing biostratigraphic framework allowed an efficient development of a stratigraphic concept. 21 sections were measured in the study area and roughly 3000 samples were collected for a microfacies analysis.

The rocks of the “Confusion Shelf” were subdivided into 25 calcareous, phosphatic, evaporitic, siliceous, and siliciclastic facies types. The sediments document deposition in deeper subtidal to lagoonal/restricted environments of a broad, homoclinal ramp. Mud supported textures are generally dominating. Only facies elements of the heterozoan particle spectrum were identified, topical facies elements are lacking. The succession is partly affected by intense diagenesis.

Basin-wide discontinuity surfaces are subdividing three sediment bodies that each represent transgressive-regressive depositional cycles. The cycles correlate by biostratigraphic means and comparison with sea level curves for the Permian with third-order cyclicity. The third-order eustatic control is superimposed by the tectonic subsidence and decay of the Sublett Basin. The “keep up” system with reduced carbonate production rates records only fragmentary low-order cycles.

The surface-bound rock complexes define third-order sequences that split into two types by internal organization. The type 1 sequence (Grandeur/Kaibab and Gerster cycles) with a laterally and vertically monotonous composition lacks well defined systems tracts. The T/R profile of the preserved suite describes an abrupt rise and fall of sea level. Parasequences are not recorded. The facies distribution indicates a low angle dip of the ramp. The type 2 sequence reveals a pronounced vertical and lateral facies distribution

and a symmetrical, low angle T/R profile. The sequence body consists of well defined transgressive and highstand systems tracts. Facies zones show retrograde and prograde stacking patterns. Low-order cyclicity indicates the preservation of parasequences. The low stand systems tract is not preserved. The facies distribution indicates a steeper ramp profile. Black shales are restricted to the transgressive systems tract. The carbonate ramp progrades over most of the basin during the formation of the highstand systems tract. The sequence boundary is always a transgressive surface.

The sedimentation rates of 5 - 12 cm/1000y from the investigated Permian carbonates are far below those of modern tropical systems, but correlate with those of temperate environments. The subsidence analysis shows evidence of increased subsidence during the deposition of the middle sequence and confirms the steeper ramp profile indicated by the microfacies distribution.

The association of black shales and carbonate rocks assigns a potential petroleum system. The quality of the system is confined by the lack of primary porosity in most carbonate facies types. Phosphate rocks occur to a wide lateral extent, but are of little thickness.

Indications for the cause of the heterozoan carbonate facies were not revealed from the sedimentary record. Abundant evaporites suggest increased water temperatures. The effect of cold upwelling water remains hypothetical.

1. Problemstellung

Nach der Entwicklung von sequenzstratigraphischen Methoden für die Interpretation von siliziklastischen Ablagerungen als dynamisches System wurden in den 80er Jahren auch Konzepte für karbonatische Systeme erarbeitet (SARG 1988). Zur methodischen Modellentwicklung wurde dabei die in den heutigen Meeren dominierende tropische Karbonatsedimentation herangezogen. Diese ist durch hohe Karbonatbioproduktion und eine charakteristische, durch Korallen, Algen und Mollusken dominierte Biofazies gekennzeichnet. Riffformation verschiedener Typen und Positionen ist weit verbreitet.

Erst vor einem Jahrzehnt rückten auch nicht-tropische Karbonatsysteme, die in Beziehungen zu ozeanischen Auftriebsgebieten, niedrigen Breitengraden oder kalten Meeresströmungen stehen, mehr in das Forschungsinteresse (Zusammenfassungen in WRIGHT 1992, READ 1995, RAO 1996). In diesem Milieu wird die Karbonatbioproduktion von anderen Faunen-/Florenassoziationen übernommen. Auch kommt es nur untergeordnet zur Bildung von biogenen "buildups". Diese werden dann von anderen Organismenassoziationen aufgebaut. Typische Karbonatpartikel, wie z.B. Ooide, sind selten. Bryozoen, kalkige Rotalgen und Mollusken treten stark hervor, wogegen Korallen und Foraminiferen deutlich zurücktreten. Dadurch fehlen wichtige, biostratigraphisch bedeutende Organismengruppen. In paläozoischen Vorkommen vertreten Brachiopoden die Pelecypoden und Crinoiden scheinen neben Bryozoen bedeutend zu sein.

Aber nicht nur die Karbonatmikrofazies und Biofazies nicht-tropischer Systeme unterscheiden sich von tropischen Milieus sondern mit den unterschiedlichen Faunenassoziationen und Umweltparametern auch die Karbonatbildungsraten in Menge und Verteilung. Dadurch wird auch die Geometrie von Fazieskörpern in nicht-tropischen Rampensystemen deutlich beeinflusst. Letzteres wird besonders in der reduzierten Bildung von morphologiebildenden Riffen sichtbar. Trotz der geringeren Sedimentvielfalt zeigt sich, dass es möglich ist, mittels Methoden der Karbonatmikrofaziesanalyse Transgressions-/Regressionszyklen zu unterscheiden. Aus der lateralen Faziesentwicklung während einzelner Transgressions-/Regressionszyklen entstehen nicht nur eine unterschiedliche Faziesarchitektur und andere sequenzstratigraphische Muster als in herkömmlichen sequenzstratigraphischen Konzepten sondern auch eine abweichende Art, Position und Geometrie von potentiellen Speichergesteinen. Bemerkenswert in diesem Zusammenhang ist, dass eine niedrige Karbonatbildungsrate negativ mit der allgemein erhöhten Bioproduktivität korreliert.

Die räumliche Assoziation von potentiellen KW-Muttergesteinen und -Speichergesteinen sowie anderen sedimentären Ressourcen zeigt besonders die Bedeutung dieser Ablagerungssysteme (TRAPPE 1992b, 1998). Allogenetische Faktoren, wie unterschiedliches Verwitterungsverhalten im Hinterland und dadurch bedingter

unterschiedlicher Stofffluss, haben Einfluss auf die Mineralumbildungen und Neubildungen, z.B. Dolomitisierung, Glaukonitbildung, Silifizierung.

Neben einer notwendigen präziseren Kenntnis von Position und Geometrie dieser Muttergestein-/Speichergestein-Assoziationen bei der Exploration sind vor allem neue stratigraphische Methoden und Werkzeuge für diese schwer datier- und korrelierbaren Ablagerungssysteme zu entwickeln.

Als Beispiel für einen solchen, nicht tropischen Ablagerungsraum wurde der permische „Confusion Shelf“ im Nordwesten der heutigen USA gewählt. Die geologischen Rahmenbedingungen für diesen karbonatischen Ablagerungsraum sind gut bekannt. Die im Norden und Nordosten verzahnenden Formationen sind von TRAPPE (1992) detailliert mikrofazial bearbeitet worden. Überdies gibt es hinreichend Literatur über die im Süden verzahnenden kontinentalen Ablagerungen auf dem Colorado Plateau. Mit den Arbeiten von WARDLAW lag außerdem ein z.T. detailliertes biostratigraphisches Gerüst vor. Auch aus der Sicht der Geländearbeiten eignete sich der „Confusion Shelf“ besonders gut. Im semiariden Great Basin ist Pflanzenbewuchs nur spärlich und dadurch sind die Aufschlussverhältnisse meist gut. Außerdem brauchte wegen der spärlichen Besiedlung in diesem Gebiet nicht auf Privatbesitz geachtet werden. Der größte Teil Nevadas und West-Utahs werden vom BLM (Bureau of Land Management) verwaltet. Diese Gelände sind für jeden frei zugänglich.

2. Arbeitsmethodik

2.1 Profilaufnahme im Gelände

Grundlage für eine Darstellung der Fazies- und Sequenzarchitektur wie auch für ihre Quantifizierung bilden die sedimentologischen und stratigraphischen Daten aus den Profilaufnahmen. Ziel bei der Profilaufnahme war es, im Rahmen der regionalgeologischen Möglichkeiten ein Netz zu bilden, das alle Positionen sowie die gesamte geographische Verbreitung der Rampe abdeckt. Die Profildichte innerhalb des Netzes ist durch die Verfügbarkeit von Oberflächenprofilen bestimmt. Es wurden alle möglichen Lokalitäten berücksichtigt. Kernbohrungen der Schichten im Arbeitsgebiet sind nicht verfügbar.

Besonders im Bruchschollengebiet des Great Basin war die tektonische Vollständigkeit der Profile zu überprüfen. Die Karbonate und Mergel, untergeordnet auch phosphoritische und pelitische Sedimente, wurden in Einzelbänken oder homogenen Bankgruppen vermessen, sedimentologisch beschrieben und beprobt. Die Aufnahme fand unter besonderer Berücksichtigung von sequenzstratigraphischen Flächen (scharfe Fazieswechsel, Erosionsflächen, Hartgründe, Kondensationshorizonte, Karst- und andere Lösungshorizonte) statt. Weiterhin wurden alle Sedimentstrukturen für die Milieuansprache dokumentiert. Eine Übersicht über die Lage der einzelnen bearbeiteten Profile findet sich in Abb. 2.1.

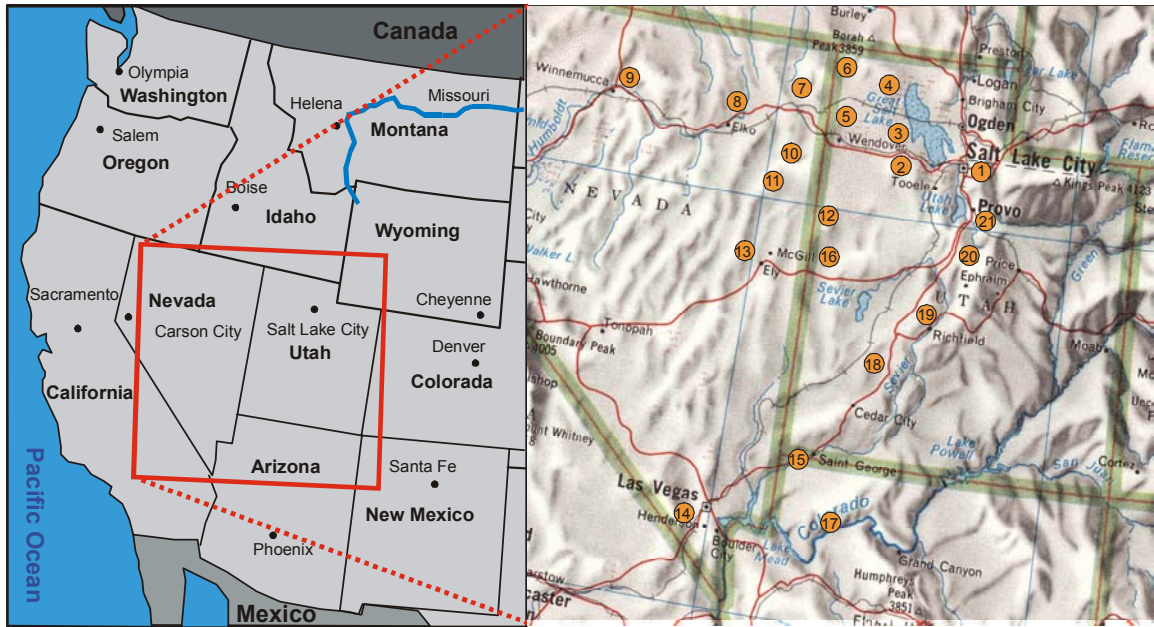
Die Geländearbeiten wurden im Juli 1997 während eines einjährigen, vom DAAD finanzierten USA-Aufenthaltes begonnen und im Oktober 1998 zum Abschluss gebracht.

2.2 Auswahl von Probenmaterial, Anfertigung von Dünnschliffen und Auswertung

Bei der Aufnahme von 21 Geländeprofilen (Abb. 2.1) wurden auf ca. 3500 Profilm Metern ca. 3000 Proben genommen. Die Karbonate, siliziklastischen Gesteine und Phosphorite wurden regelmäßig für eine Mikrofaziesanalyse beprobt. Bei der Beprobung wurde versucht, jeden Fazieswechsel im Profil zu erfassen.

Um die Anzahl der herzustellenden Dünnschliffe möglichst gering zu halten, wurden Proben eines Profils nach makroskopischen Merkmalen in Gruppen unterteilt und aus diesen Gruppen repräsentativ Schliffe hergestellt. Um eventuelle Fazieswechsel in dolomitisierten oder silifizierten Gesteinen nicht zu übersehen, wurden hier ungeachtet ihrer Ähnlichkeit vermehrt Schliffe hergestellt.

Die Anfertigung der ca. 1000 Dünnschliffe erfolgte im institutseigenen Dünnschlifflabor. Die Auswertung der Dünnschliffe erfolgte nach der Mikrofaziesanalyse von FLÜGEL (1982). Die Geländeprofile wurden mit diesen Daten vervollständigt und anschließend nach faziellen, zylostratigraphischen und sequenzstratigraphischen Fragestellungen



interpretiert. Die überarbeiteten Geländeprofile sind dieser Arbeit als Anhang beigefügt.

Abb. 2.1: Geographischer Überblick über das Arbeitsgebiet mit Lage der bearbeiteten Profile: 1 = Mill Creek Canyon (MC), 2 = Cedar Mountain (CM), 3 = Grayback Hills (GH), 4 = Hogup Mountains (HM), 5 = Lemay Island (LI), 6 = Grouse Creek (GC), 7 = Murdock Mountain (MM), 8 = Morgan Hill (MH), 9 = Edna Mountain (EM), 10 = Pequop Mountains (PM), 11 = Medicine Range (MR), 12 = Gerster Gulch (GG), 13 = Butte Mountain (BM), 14 = Blue Diamond (BD), 15 = Virgin River (VR), 16 = Confusion Range (CR), 17 = Whitmore Canyon (WC), 18 = Mineral Mountains (MM), 19 = Dog Valley (DV), 20 = Mount Nebo (MN), 21 = Spanish Fork (SF). Die genauen Koordinaten für die einzelnen Profile finden sich im Anhang.

2.3 RDA-Mineralanalyse

Um eine Übersicht über die Hauptminerale in den bearbeiteten Gesteinen zu bekommen, wurden aus den verschiedenen Gesteinsgruppen ca. 30 charakteristische Dünnschliffe ausgesucht und röntgenographisch untersucht. Bei der Beschreibung der Mikrofaziestypen wird auf die Ergebnisse der RDA-Analyse nicht näher eingegangen und nur die Mineralgruppen erwähnt. Für die Unterscheidung von Kalzit und Dolomit wurde die Färbemethode von EVAMY & SHERMAN (1962) und DICKSON (1966) auf eine Großzahl der karbonatischen Dünnschliffe angewendet und stichprobenhaft durch RDA-Untersuchungen überprüft. Dabei wurde eine weitgehende Übereinstimmung festgestellt.

3. Geologischer Rahmen

3.1 Regionalgeologischer Überblick und Faziesgebiete

Die in dieser Arbeit untersuchten Profile liegen in der Region des östlichen Great Basin und am westlichen Aufstieg der Rocky Mountains. Der untersuchte Schichtstapel wird als Park City Group (McKELVEY et al. 1959) zusammengefasst und enthält hauptsächlich marine Karbonate aus dem Perm, die auf dem „Confusion Shelf“ abgelagert wurden.

Nach Norden verzahnen die Karbonate mit den pelitischen Sedimenten der Phosphoria Formation aus der „Phosphoria Sea“ (RICHARDS & MANSFIELD 1914, McKELVEY et al. 1959, TRAPPE 1998). Nach Osten setzen sich die karbonatischen Sedimente der Park City Formation auf dem „Park City Shelf“ (BOUTWELL 1907, McKELVEY et al. 1959, TRAPPE 1998) fort. In Zentral-Wyoming werden diese dann von Red Beds und Evaporiten der Goose Egg Formation (MAUGHAN 1964) abgelöst. Die drei vorgestellten Fazieseinheiten werden informell auch als „Phosphoria Rock Complex“ (PRC) zusammengefasst (YOCHOLSEN 1968).

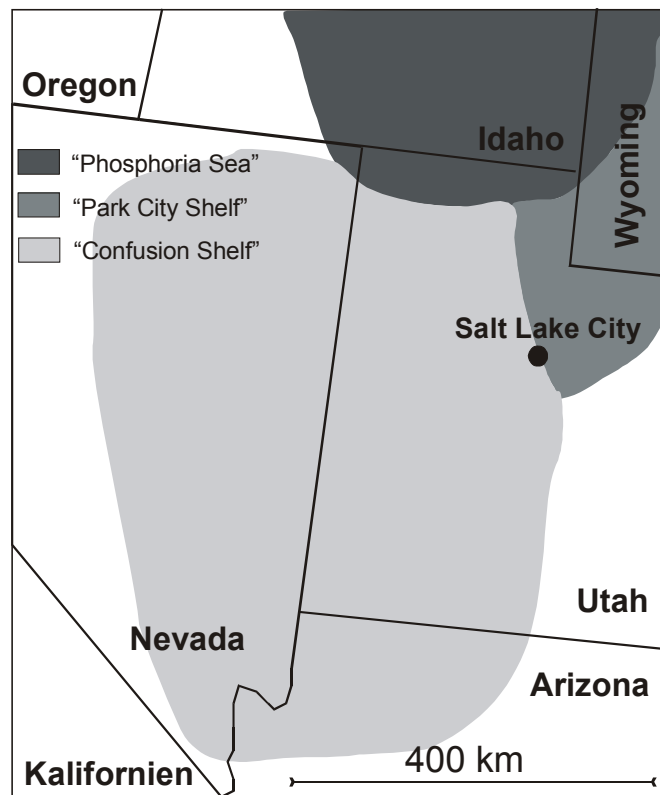


Abb. 3.1: Faziesräume des „Phosphoria Rock Komplex“.

Die Fortsetzung der Park City Group nach Westen ist unklar, da durch intensive neogene Überschiebungstektonik nur noch isolierte, allochtone Permorkommen bekannt sind. Zu ihnen zählen die Edna Mountain Formation (Guadalupian?, WARDLAW et al. 1995), die Diablo Formation und die Garden Valley Formation im heutigen Nevada. Im Süden verzahnen die marinen permischen Sedimente mit kontinentalen Siliziklastika auf dem Colorado Plateau. Abb. 3.1 zeigt die Verteilung der Faziesräume des „Phosphoria Rock Complex“ in Bezug auf die heutigen politischen Grenzen.

Die verwirrende und nomenklatorisch nicht korrekte Benennung der Park City Group neben der Park City Formation wird in dieser Arbeit beibehalten, da alle zitierten Literaturstellen auf diese Namensgebung aufbauen. Auch werden äquivalente Schichteinheiten in den verschiedenen Staaten mit z.T. unterschiedlichen Namen belegt.

3.2 Lithostratigraphie

Die für diese Arbeit aufgenommenen Geländeprofile beinhalten folgende lithostratigraphische Einheiten:

Kaibab/Grandeur Formation: Der Name Kaibab Formation (DARTON 1910, WELSH et al. 1979) wird in den südlichen Bereichen des Arbeitsgebietes und in Teilen Nevadas verwendet. Im zentralen und nördlichen Utah dagegen spricht man von der Grandeur Formation (McKELVEY et al. 1959, WARDLAW et al. 1979). Zwischen beiden Formationen besteht keine lithofazielle Grenze und beide Formationen zeigen über das gesamte Arbeitsgebiet eine relativ gleichförmige Ausbildung. Es handelt sich zum größten Teil um grobkörnige, biogene Kalke mit einem Fossilspektrum aus Crinoidenresten und selteneren Brachiopoden- und Bryozoenresten. Sortierung und Einregelung sind meist kaum vorhanden, eine Bankung ist schlecht ausgebildet und eine kleinskalige Zyklizität ist meist nicht erkennbar. Hinweise auf unterschiedliche Ablagerungsbedingungen geben die teilweise in regelmäßigen Abständen vorkommenden, verkieselten Horizonte. Im Süden des Arbeitsgebietes wird die monotone Lithofazies durch eingeschaltete Evaporite und andere Sedimente aus restriktiven Ablagerungsmilieus unterbrochen. Hier lassen sich zwei größere Zyklen unterscheiden, die jeweils eine Abfolge von Evaporiten und Sedimenten aus restriktiven Milieus enthalten. In der älteren Literatur (DARTON 1910, BASSLER & REESIDE 1921) sind beide Zyklen unter dem Namen Kaibab Formation zusammengefasst. Seit McKEE (1938) werden beide Zyklen als eigene Formationen eingestuft, die untere Toroweap Formation und die obere Kaibab Formation. Abb. 3.4. zeigt beide Formationen mit ihren Members im einzigen vollständig aufgeschlossenen Profil im Arbeitsgebiet im Whitmore Canyon.

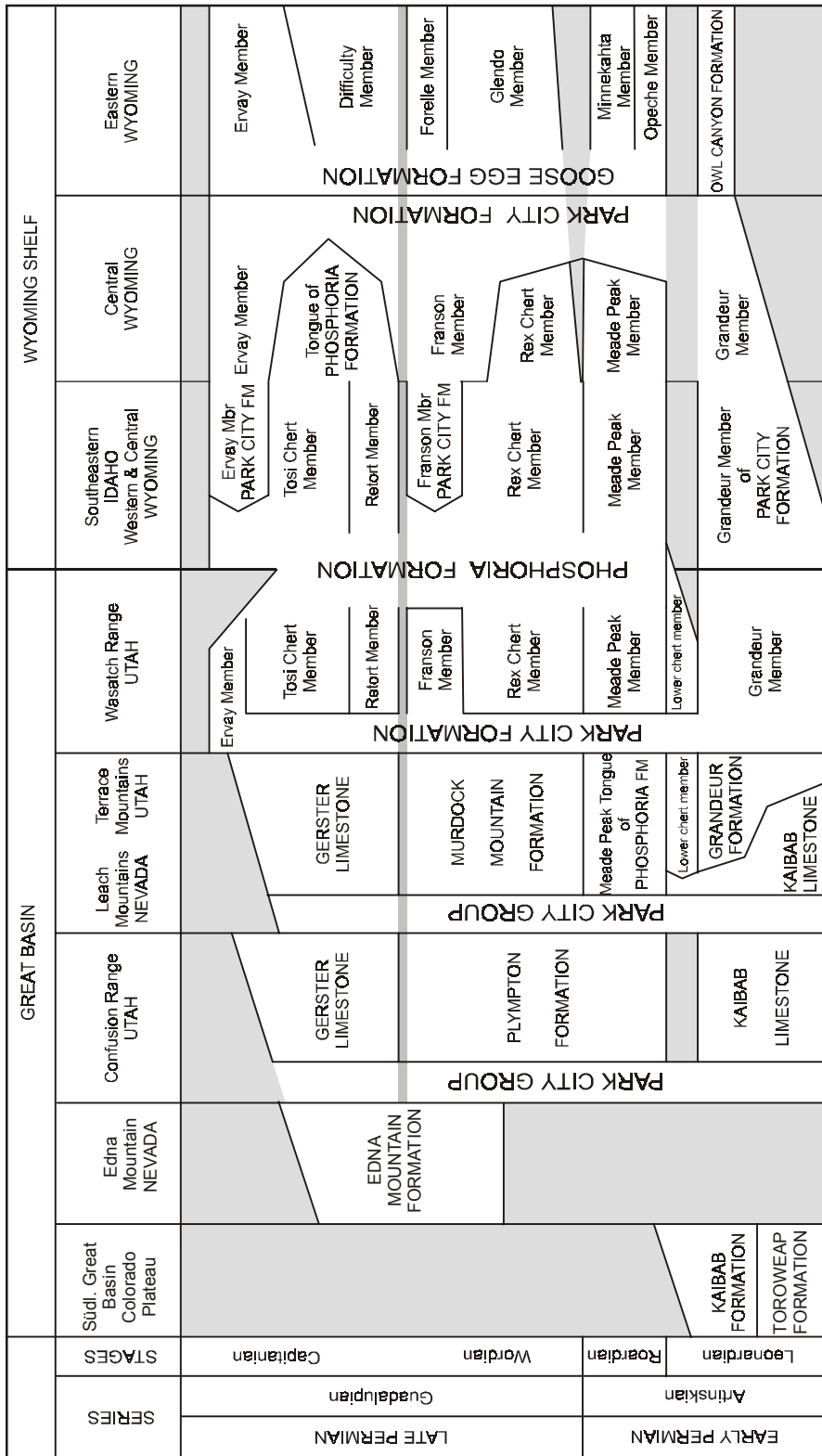


Abb. 3.2: Lithostratigraphische Tabelle des Arbeitsgebietes und angrenzender Gebiete.

Plympton Formation (HOSE & REPENING 1959, WARDLAW & COLLISON 1978)/**Franson Member** (McKELVEY et al. 1959, WARDLAW 1979)/**Murdock Mountain Formation** (WARDLAW et al. 1979a): Der Kontakt zur liegenden Formation ist, wo aufgeschlossen,

immer erosiv. In den meisten Profilen beginnt die Abfolge mit dem **Meade Peak Member** (McKELVEY et al. 1959, BEHNKEN et al. 1986), das nach einem nur wenige Zentimeter bis Dezimeter mächtigen Horizont aus hochenergetischem klastischem Phosphatsediment in karbonatische und teilweise verkieselte Siltsteine übergeht. Vereinzelt treten auch in den höheren Horizonten des Meade Peak Members Phosphatlagen auf. Im Südwesten des Arbeitsgebietes konnte das Meade Peak Member nicht mehr nachgewiesen werden. Anschließend folgen stark rekristallisierte Dolomite, die vereinzelt Hinweise auf bioklastische Wacke- bis Packstones geben. Zum Top der Formation nimmt der Siltanteil wieder zu. Zusätzlich gibt es vereinzelte Hinweise auf Evaporite und in einem Profil auf deltaische Ablagerungen. Die Abfolge ist stellenweise stark verkieselt. Die Verkieselung sowie die Mächtigkeit nehmen nach Norden zu. Fossilien sind in dieser Einheit selten, vereinzelt kommen Brachiopoden-, Crinoiden- oder Bryozoenreste vor. Vor allem in den verkieselten Horizonten können Schwammnadeln nachgewiesen werden. Im Süden und Südwesten des Arbeitsgebietes fehlen die Plympton und Gerster Formationen, auf den Kaibab Limestone folgen direkt triassische Sedimente. Der Begriff Franson Member wird für Schichtäquivalente in den Rocky Mountains verwendet, wobei stark silifizierte Anteile als Rex Chert bezeichnet werden. Die Murdock Mountain Formation ist ein lithologisches Äquivalent zum Rex Chert in NW-Utah und angrenzenden Gebieten.

Gerster Formation (NOLAN 1935, WARDLAW et al. 1979): Die Formation hat einen erosiven Kontakt zur liegenden Einheit. Die Gerster Formation zeichnet sich durch ihre grobkörnigen, biogenen Kalke aus, die oft reich an Brachiopoden-, Bryozoen- und Crinoidenresten sind. Die Komponenten sind meist wenig sortiert und eingeregelt. Diageneseerscheinungen wie Dolomitisierung, Silifizierung und neomorphes Kristallwachstum treten gegenüber der liegenden Einheit deutlich zurück. Zyklizität in Bezug auf Komponentengröße gibt es nur selten. Allerdings sind auch, ähnlich wie in der Grandeur/Kaibab Formation, teilweise in regelmäßigen Abständen verkieselte Horizonte oder Horizonte mit sehr vielen Chertknollen zu finden. Besonderes Merkmal sind vereinzelte Bänke, in denen massenhaft ganzschalige Produktiden und untergeordnet Spiriferen auftreten. Das Top der Formation ist immer erosiv. Die Gerster Formation hat in ihrem Verbreitungsgebiet in Nordost-Nevada und Nordwest-Utah ein gleichförmiges Auftreten. Im Bereich der Wasatch Front und auf dem Colorado Plateau konnte sie nicht nachgewiesen werden. In den Rocky Mountains wird auch die Bezeichnung Ervay Member für kalkige Äquivalente verwendet und Tosi Chert für silifizierte Partien.

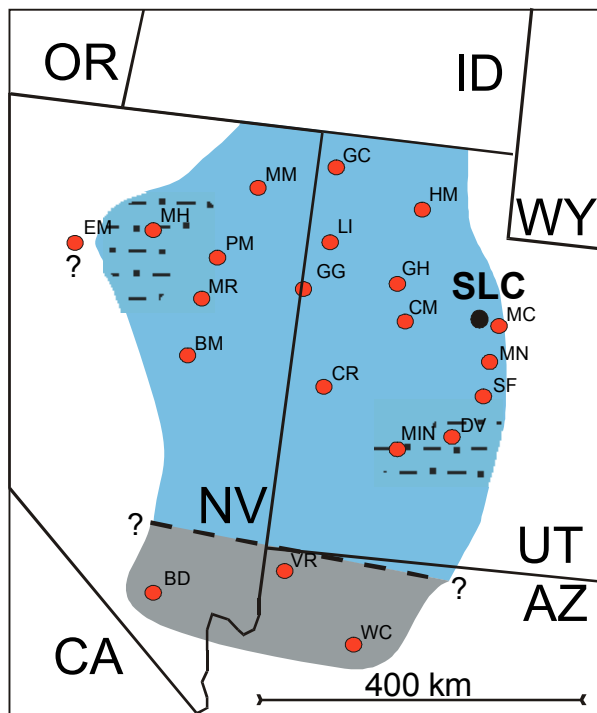
Die Edna Mountain Formation ist ebenfalls ein Äquivalent zur Gerster Formation (WARDLAW et al. 1996). Sie tritt nur an einer Stelle in Zentral-Nevada auf und besteht dort überwiegend aus schlecht sortierten Silt- bis Grobsandsteinen die kaum Fossilien enthalten, so dass eine Datierung sehr schwer fällt. Zusätzlich ist das Profil an der besuchten Lokalität so stark gestört, dass weder die Schichtlagerung noch größere Sedimentstrukturen erkannt wurden.

Im Liegenden ist die Park City Group durch die Gesteine der Weber (KING 1876, FRYBERGER 1979), Arcturus (LAWSON 1906, HOSE & REPENING 1959), Loray (STEELE 1960, BISSELL 1964) und anderer Formationen begrenzt. Lithologisch treten in diesen Einheiten im Bereich des Kontakts zur Kaibab/Grandeur Formation sandige, siltige und mergelige Sedimente hervor. Fossilkalke sind untergeordnet vorhanden. Durch die geringere Verwitterungsresistenz dieser Gesteine ist der direkte Kontakt meist nicht aufgeschlossen.

Zum Hangenden werden die Gesteine der Park City Group durch die triassischen Abfolgen der Moenkopie/Thaynes/Dinwoody Formations begrenzt. Hier handelt es sich meist um dünnplattige bunte Shales, in einigen Lokalitäten auch um dünnbankige Fossilkalke, in denen vereinzelt Ammoniten gesteinsbildend auftreten. Der Kontakt zur Park City Group wird durch einen Hiatus mit einer Zeitlücke von mindestens 1 Ma gebildet, der durch biostratigraphische Daten belegt ist (PAULL & PAULL 1986).

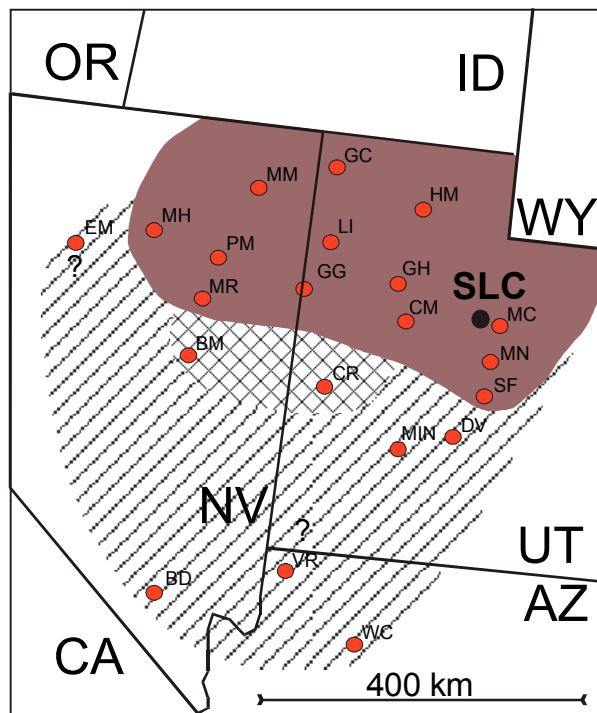
In Abb. 3.2. sind die lithostratigraphischen Einheiten des Arbeitsgebietes und der umliegender Areale dargestellt.

Grandeur-/Kaibab Formation



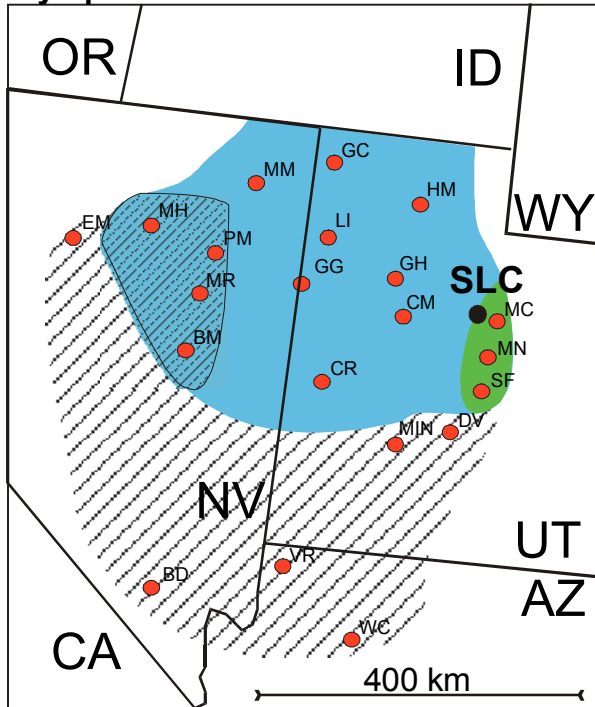
- Bioklastische Pack- und Wackestones aus normalmarinen Milieu
 - Bioklastische Pack- und Wackestones aus überwiegend normalmarinen Milieu mit siliziklastischem Anteil (Silt, Sand, Feinkies)
 - Normalmarine Bioklastische Pack bis Wackestones in Wechsellagerung mit Sedimenten aus restriktiven Milieus (Bindstones, Gips)
- SLC = Salt Lake City ● = Lage der bearbeiteten Profile

Meade Peak Member



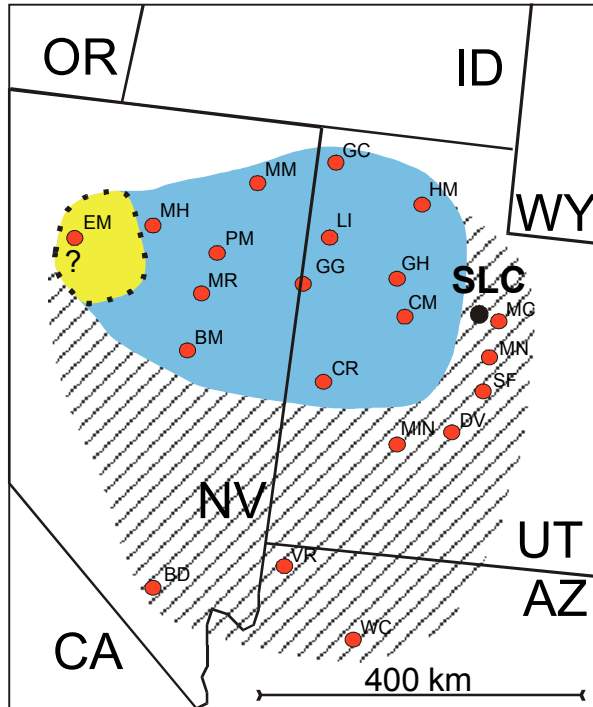
- Phosphatpartikelpackstones und Pelite des Meade Peak Members
- Meade Peak Member ist nicht vorhanden, permische Schichten jünger als die Kaibab Formation fehlen vollständig (post-permische Erosion?)
- Meade Peak Member wird von Karbonaten vertreten und ist nicht von Plymton Gesteinen zu unterscheiden.

Plympton Formation



- Bioklastische Wackestones, massige Cherts und Spiculite der Plympton F.
- Bioklastische Wackestones, massige Cherts und Spiculite des Franson Members.
- Bioklastische Wacke- bis Packstones, massige Cherts und Spiculite der Plympton F. mit siliziklastischem Anteil (Silt, Sand, Feinkies) im oberen Teil
- Plympton Formation ist nicht aufgeschlossen (keine jüngeren Permsedimente als die Kaibab Formation in diesem Teil des Arbeitsgebietes)

Gerster Formation



- Bioklastische Pack- und Wackestones
- Überwiegend siliziklastische Gesteine der Edna Mountain Formation (Capitanian?)
- Teil des Arbeitsgebietes in der die Gerster Formation nicht vorhanden ist (post-permische Erosion?).

Abb. 3.3.: Vorkommen der untersuchten Formationen

Fototafel Lithofazies 1

(A) Komplettes Profil der Toroweap und Kaibab Formation: Ph = Hermit Shale, Pc = Concino Sandstone; Pts = Seligman Member der Toroweap Formation (überwiegend Gips und dünnbankige Dolomite), Ptb = Brady Canyon Member der Toroweap Formation (überwiegend Fossilkalke, z.T. stark silifiziert), Ptw = Woods Ranch Member der Toroweap Formation (überwiegend Gips und dünnbankige Dolomite), Pkf = Fossil Mountain Member der Kaibab Formation (überwiegend stark silifizierte Fossilkalke), Pkh = Harrisburg Member der Kaibab Formation (Fossilkalke im unteren, Gips und dünnbankige Dolomite im oberen Teil), Tm = Moenkopie Formation (geröllhaltige Silt- und Sandsteine der Trias mit erosivem Kontakt zu den Permsedimenten). Profil Whitmore Canyon, Whitmore Canyon, Arizona.

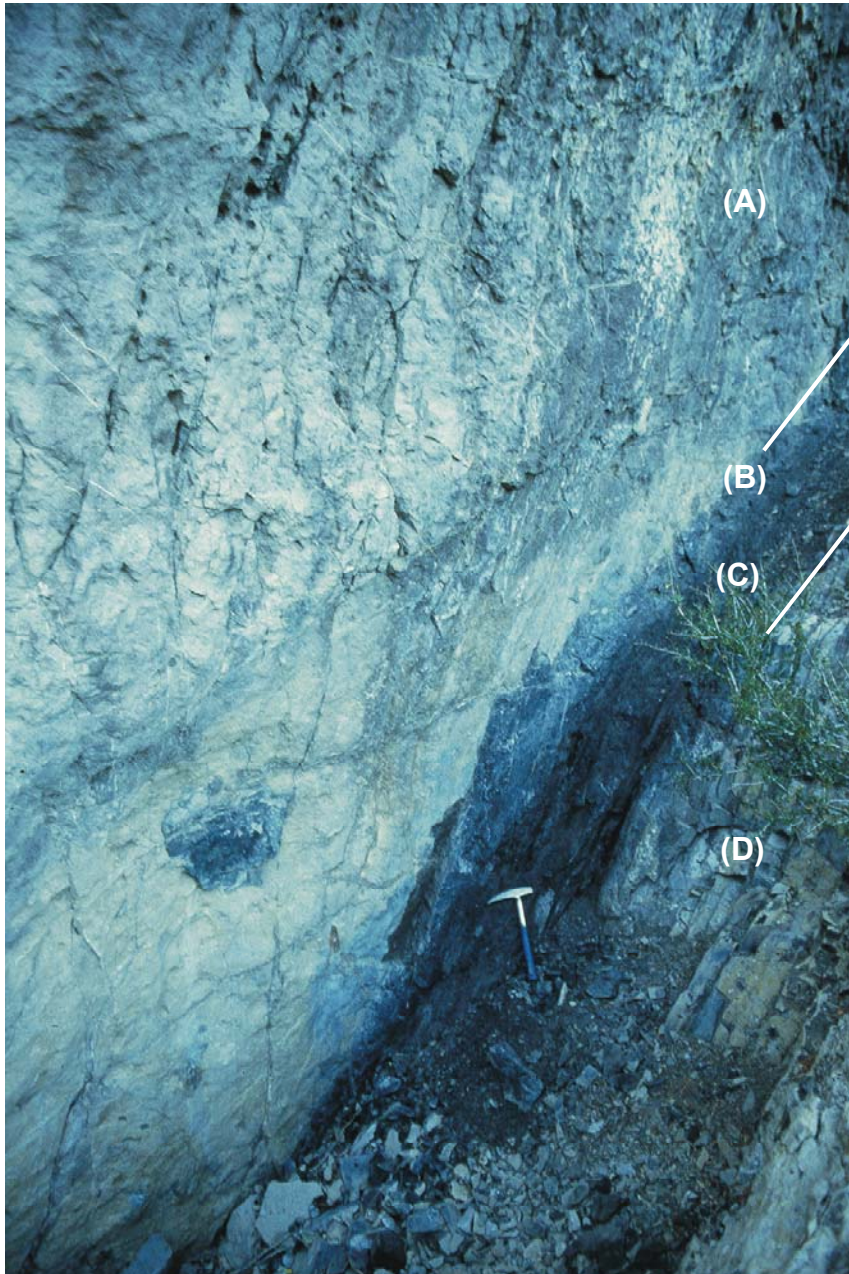
(B) Schurf nach Phosphaten an der Grenze Grandeur Formation/Meade Peak Member, Profil Mount Nebo, Utah.

Die steilstehenden Fossilkalke der Grandeur Formation (A) enden an einer welligen Erosionsfläche (B). Darüber folgt eine ca. 30 cm mächtige Lage aus Phosphatlitho-Packstones (C), die in verkieselte, fossilarme Shales (D) übergehen. Auf den ersten Zentimetern können diese Shales noch vereinzelt Phosphatlithoklasten enthalten.

Abb. 3.4



A



B

Fototafel Lithofazies 2.

(A) Oberes Meade Peak Member, Profil Cedar Mountains, Utah.

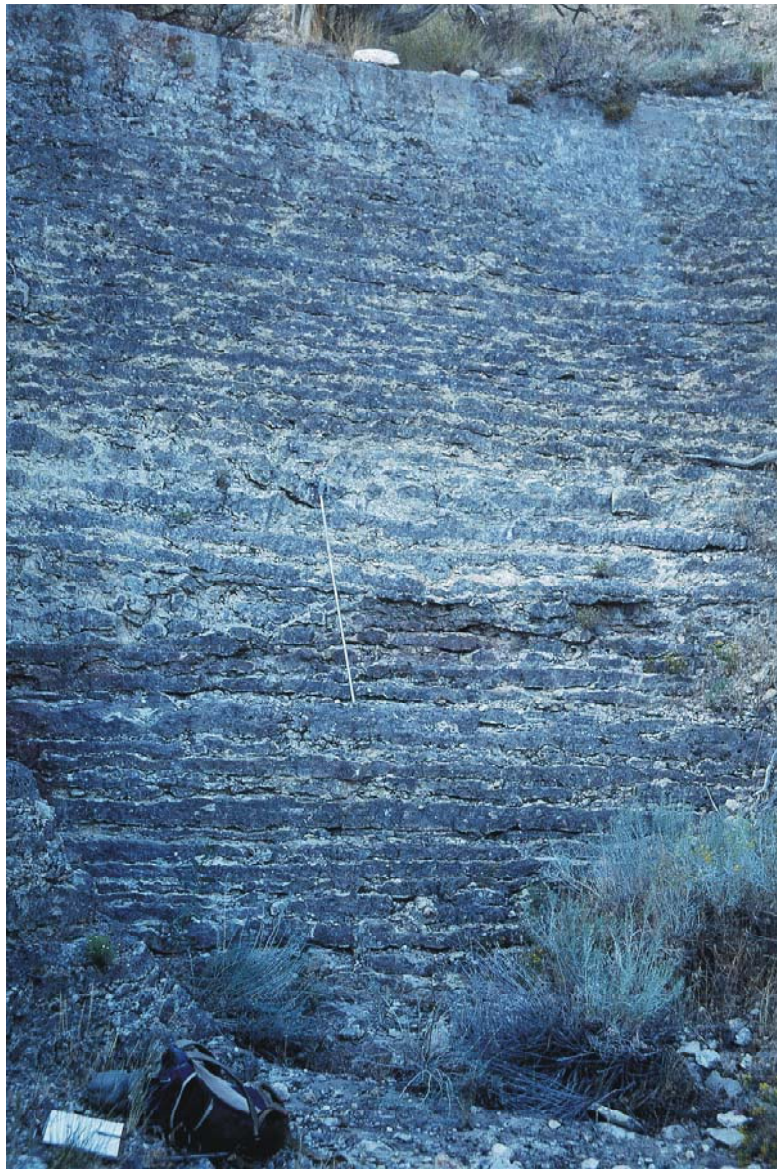
Wechselagerung von 10-30 cm mächtigen, welligen, massigen und fast partikel- und fossilfreien Cherts mit dünnen Lagen von ebenfalls nahezu partikel- und fossilfreien, stark neomorphen, dolomitischen Mudstones.

Profilstab = 1,5m.

(B) Monotone Abfolge von brachiopodenreichen Biopackstones und untergeordneten Biowackestones mit zwischengelagerten, stark verkieselten Horizonten (A). Mittlere Gerster Formation, Profil Gerster Gulch, Utah.

Profilstab = 1,5m.

Abb. 3.5.



A



B

3.3 Bio- und chronostratigraphischer Rahmen

Im Gegensatz zum „Park City Shelf“ gelang es WARDLAW und seinen Kollegen für den „Confusion Shelf“ eine detaillierte Biostratigraphie der Karbonatabfolgen zu etablieren (WARDLAW 1977, 1979, WARDLAW & COLLINSON 1978, 1979, 1986, WARDLAW et al. 1979, 1995). In Abb. 3.6 ist die stratigraphische Verbreitung der wichtigsten Conodonten und Brachiopoden mit der Definition der acht Biozonen nach WARDLAW & COLLINSON (1986) dargestellt.

Für die in dieser Studie behandelten Formationen ergeben sich danach die folgenden Alterseinteilungen:

Die Kaibab/Grandeur Formation wird dem Roadian (Leonardian, oberes Unter-Perm) zugeordnet.

Die Gesteine der Plympton Formation/Meade Peak und Franson Member lassen sich ins Roadian und Wordian (Übergangsbereich Unter-Perm/Ober-Perm) datieren.

Die Gesteine der Gerster Formation stammen aus dem Wordian (Guadalupian, oberes Perm).

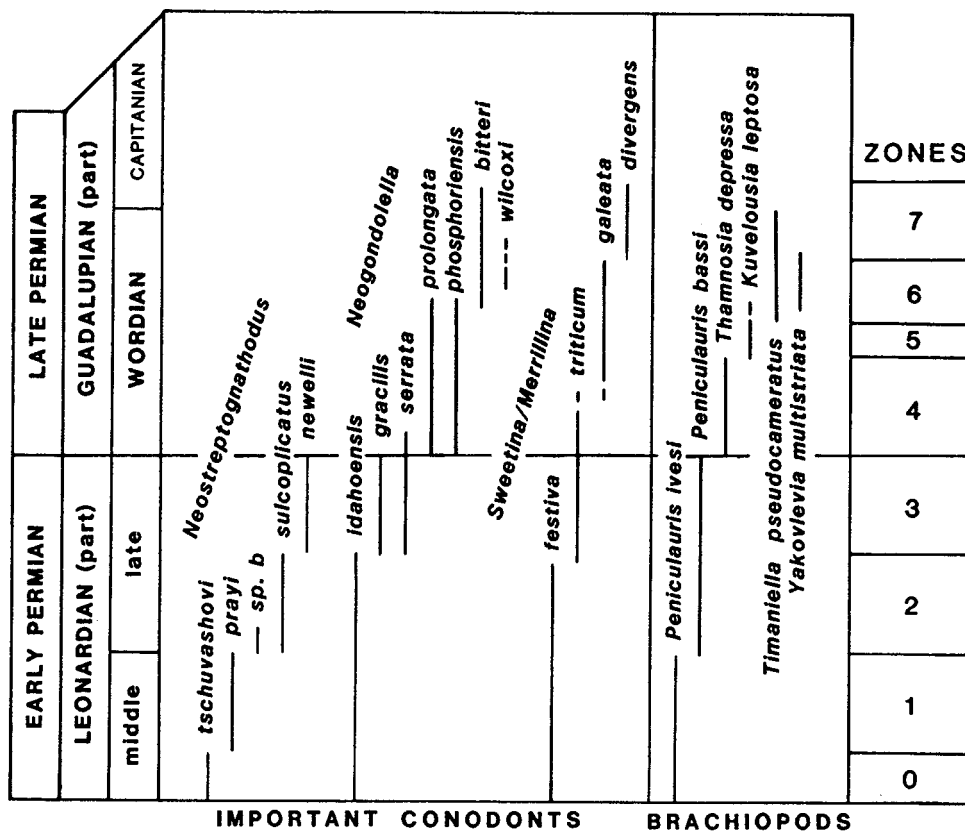


Abb. 3.6: Biostratigraphische Tabelle.

3.4 Paläogeographischer Rahmen

Während des Perms entwickelte sich im nordamerikanischen Anteil des Superkontinents Pangea ein golfartiges Randmeer über einem allmählich subsidierenden kratonalen „sag basin“, dem „Sublett Basin“ (McKELVEY et al. 1956, MAUGHAN 1994). Die Ablagerungen dieses Meeres finden sich im Nordwesten der heutigen USA. Es entwickelten sich drei Transgressions-/Regressionszyklen dritter Ordnung, die getrennt durch einen Hiatus zum Liegenden und Hangenden zu einem Zyklus zweiter Ordnung zusammengefasst werden können.

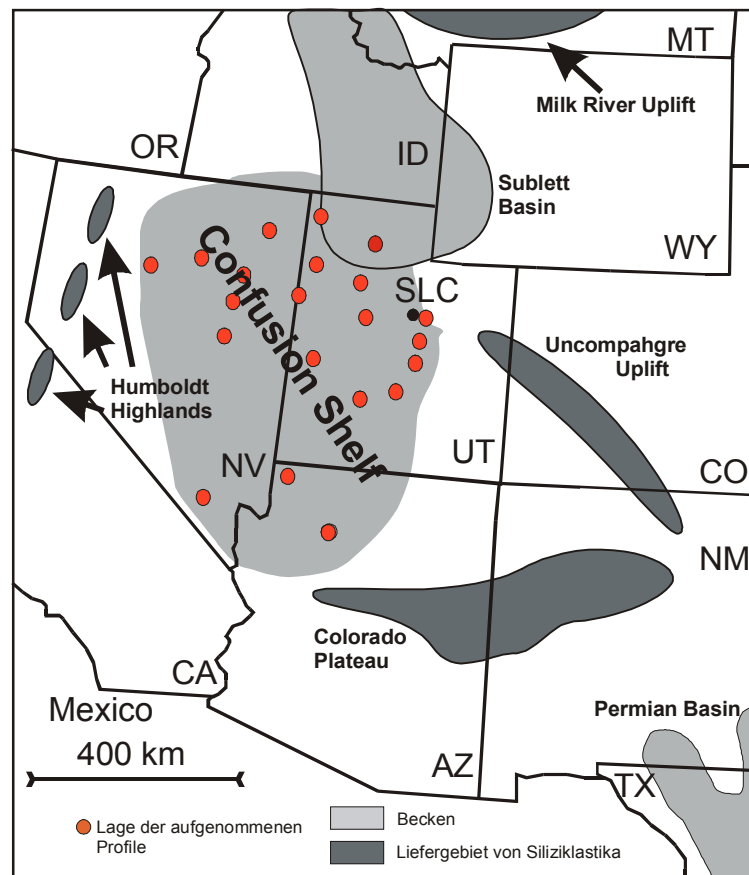


Abb. 3.7: Paläogeographischer Rahmen des „Confusion Shelf“.

Im Zentrum dieses Beckens, der „Phosphoria Sea“, kamen „black shales“, spiculitische Cherts und abbauwürdige Phosphorite zur Ablagerung. Dieser zentrale Meeresteil war im Süden („Confusion Shelf“) und im Osten („Park City Shelf“) von einer „fringing carbonate ramp“ (WARDLAW & COLLISON 1986, TRAPPE 1996) umgeben (Abb. 3.1). Im Norden, beeinflusst durch den hohen siliziklastischen Eintrag des Milk River Uplift, bildeten sich dagegen „barrier island complexes“ (SHELDON 1972). Im Osten wurde der „Park City Shelf“ noch stark vom siliziklastischen Eintrag aus Norden und durch klastische Phosphoritsedimentation beeinflusst. Auf dem „Confusion Shelf“ kam es dagegen überwiegend zur Ablagerung von Karbonatsedimenten. Gegen Südosten, in Annäherung an das Colorado-Plateau, verzahnen die marinen Karbonatfolgen mit randmarinen und kontinentalen Ablagerungen (HINTZE 1988). Der ebenfalls im Perm aktive Uncompahgre

Uplift im Osten Utahs dürfte für den siliziklastischen Eintrag in den Gesteinen der Kaibab Formation im Profil Dog Valley in Zentral-Utah verantwortlich sein.

Die Abgrenzung gegen Westen und Süden gestaltet sich wesentlich schwieriger, da durch die mesozoische und känozoische Tektonik nur noch isolierte, allochthone Permorkommen bekannt sind, die faziell nur unsicher zuzuordnen sind. Das am Westrand des amerikanischen Kratons zur Zeit des Karbons existente Antler Orogen ist bis zum Ende des Pennsylvanian wieder eingerumpft und wird von einem neuen „thrusting event“ abgelöst, bei dem die Humboldt Highlands entstehen (KETNER 1977).

Die Ablagerungsgeschichte im Becken wird intensiv durch Meeresspiegelschwankungen gesteuert (WARDLAW 1980, SILBERLING et al. 1995, TRAPPE 1996). Diese Zyklizität ist an den Beckenrändern durch die geringere Wassertiefe deutlich ausgeprägter. Durch fazielle und paläogeographische Arbeiten konnte einerseits gezeigt werden, dass die zyklische Sedimentation im „Sublett Basin“ und seinen Rändern durch eustatische Meeresspiegelschwankungen verursacht ist und andererseits, dass das Becken relativ gleichmäßig subsidiert (WARDLAW 1980, WARDLAW & COLLINSON 1986, TRAPPE 1996). Das im Pennsylvanian stark subsidenzbestimmende Oquirrh Basin ist im mittleren Perm nicht mehr existent.

4. Stand der Forschung

4.1 Regionalgeologie

Für das Arbeitsgebiet sind bislang nur stratigraphische und lithologische Arbeiten publiziert. Mikrofazielle Arbeiten wie von TRAPPE (1992, 1998) für die Phosphoria Formation sind nicht bekannt.

Erste Beschreibungen des Kaibab Limestones im Gebiet des Grand Canyon erfolgten von DARTON (1910). Eine ausführliche lithologische Übersicht über die Toroweap und Kaibab Formation geben SORAUF & BILLINGSLEY (1991).

NOLAN (1935) beschrieb als erster die Gesteine der Gerster Formation im Gebiet des Gold Hill Mining District in Utah. Im Open File Report 77-470 des US Geological Survey von 1977 berichtet WARDLAW detailliert über die makroskopische Biofazies der Gerster Formation unter besonderer Berücksichtigung der Brachiopodenfauna.

1959 erheben HOSE & REPENING den Namen Park City in den Rang einer lithostratigraphischen Gruppe für die mächtige permische Abfolge in der Confusion Range in West-Utah und unterteilen diese in Kaibab, Plympton und Gerster Formation. Die Plympton Formation wird in diesem Bericht zum ersten Mal als die mittlere Einheit der Park City Group beschrieben und mit den Members der Park City Formation korreliert.

WARDLAW et al. führen 1979 für die sehr stark verkieselten Gesteine zwischen dem Meade Peak Member und der Gerster Formation im Bereich Nordost-Nevada und Nordwest-Utah den Namen Murdock Mountain Formation ein.

PETERSON (1984) unterscheidet für die Phosphoria/Park City Formation und östliche Park City Group anhand von Diskontinuitätsflächen erstmals sedimentäre Zyklen und beschreibt ein Paläorelief.

In den Arbeiten von TRAPPE (1992, 1998) wird ein detailliertes Bild über die Ablagerungsverhältnisse und Transgressions-/Regressionszyklen in der Phosphoria und Park City Formation erstellt.

Die vorliegende Arbeit soll als Teilaspekt dieses Wissen auch nach Süden erweitern.

4.2 Karbonate nicht tropischer Ablagerungsräume

Nicht-tropische Karbonatsysteme wurden nach einigen frühen Arbeiten von CHAVE (1967), LEES & BULLER (1972), MILLIMAN (1974), NELSON (1978, 1988) und FLÜGEL (1982) in der folgenden Zeit nur wenig beachtet (s. auch Zusammenfassung in RAO 1996, JAMES 1997). Erst in den letzten Jahren ist wieder eine intensivere Forschungstätigkeit in der Literatur

dokumentiert. Hier sind vor allem die zwei zusammenfassenden Werke von RAO (1996) und JAMES (1997) zu nennen. Die typischen Biofazies-Assoziationen, die von Bryozoen, Mollusken (Brachiopoden), Echinodermen, Foraminiferen und Rotalgen in unterschiedlichen Proportionen dominiert werden, werden neben fossilen Vorkommen auch aus den heutigen Meeren beschrieben (s. Zusammenfassungen in FLÜGEL 1982, NELSON 1988, RAO 1996, JAMES 1997). Insgesamt fehlt in der Regel eine ausgedehnte Riffformation. Neben den biofazialen Unterschieden fällt das Fehlen von Ooiden auf. Kürzlich hat JAMES (1997) in einem Übersichtsartikel die nicht-tropischen Biofazies-Assoziationen noch stärker differenziert. Er fasst die unterschiedlichen nicht-tropischen Biofazies-Assoziationen, wie z. B. BRYMOL und FORAMOL, zu der Heterozoen-Assoziation zusammen und die tropische CHLORALGAL verwandte Fazies zur Photozoen-Assoziation. Generell ist Karbonatbioproduktivität „carbonate factory“ in nicht-tropischen Karbonaten niedriger. Daher sind auch potentielle Akkumulationsraten geringer (BOREEN & JAMES 1993).

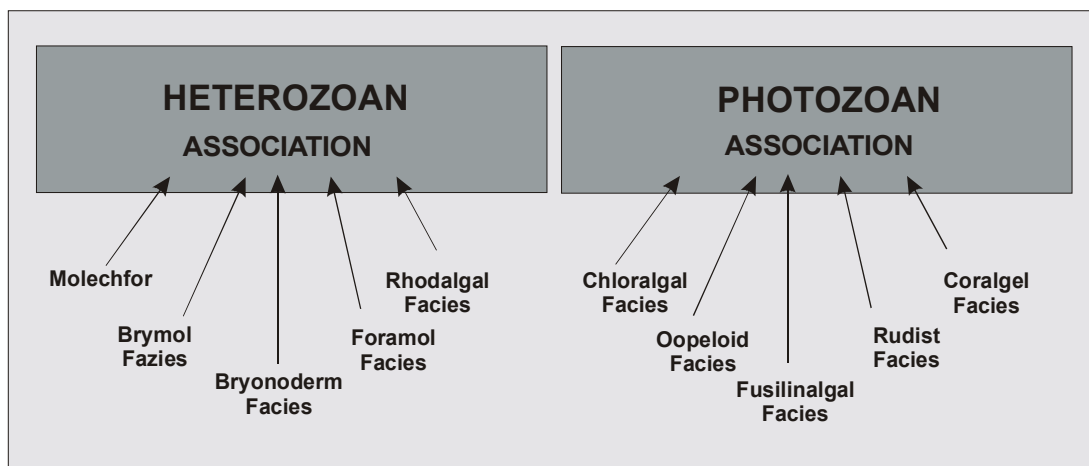


Abb. 4.1: Merkmale für heterozoe und photozoe Karbonate im Vergleich (JAMES 1997).

Neben den Vorkommen von echten Kaltwasserkarbonaten in hohen Breitengraden (arktische Karbonate, subpolare Karbonate (HEINRICH et al., 1997)) fällt auf, dass sich auch in niedrigen Breitengraden (Subtropen und gemäßigte Zone) eine ähnliche Karbonatfazies ausbildet. Bei den rezenten Vorkommen fällt ein Zusammenhang mit ozeanischen Auftriebssystemen auf und in fossilen Vorkommen mit Phosphatbecken, deren Bildung allgemein ebenfalls mit Upwelling in Verbindung gebracht wurde (NELSON 1988). Allerdings konnte TRAPPE (1994, 1996) zeigen, dass auch andere Phänomene zur Phosphatbildung in diesen Becken führen können. Neben dem Upwelling-Phänomen machen JAMES (1997) und MARTINDALE & BOREEN (1997) auch eine intensive thermohaline Schichtung für die Bildung der Karbonatfazies verantwortlich.

Aus diesen Beobachtungen entwickelt sich das Forschungsinteresse in rezenten sowie fossilen Vorkommen zunehmend in zwei Richtungen: Dieses sind die Untersuchungen von Kaltwassersystemen oder polaren Karbonatsystemen (z. B. RAO 1996, HEINRICH et al.

1997, BEAUCHAMP & DESROCHERS 1997, STEMMERIK 1997) und die Forschungen an „nicht-tropischen“ („temperate“) Systemen in niedrigeren Paläobreitengraden (z. B. HERBIG 1991, TRAPPE 1991, 1992a,b,c, HERBIG & TRAPPE 1994, WHALEN 1995, RAO 1996, BRANDLEY & KRAUSE 1997, MARTINDALE & BOREEN 1997).

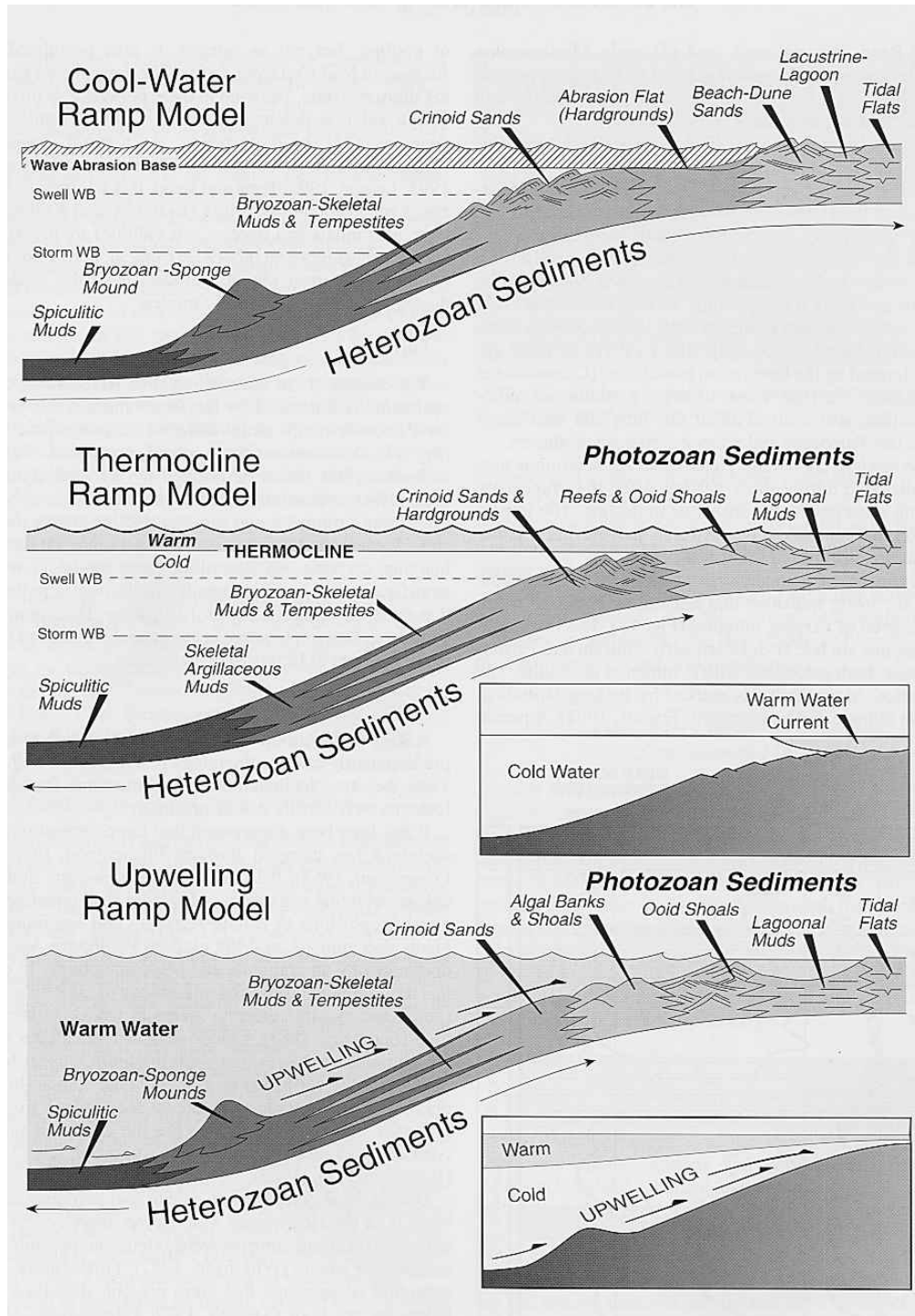


Abb. 4.2: Modelle für nicht-tropische Karbonatrampen (JAMES 1997).

Allerdings bleiben Vorkommen in Epikontinentalmeeren gegenüber denen in Schelfgebieten bisher weitgehend ausgespart. Auch in diesen Flachmeeren ist neben einer kaltwassertypischen Biofazies das stark reduzierte Partikelspektrum charakteristisch, so dass als nahezu einzige Partikelgruppe Bioklasten vorherrschen. Riffbildungen sind durch das Fehlen von Korallen selten. Bryozoen und Austern bilden zuweilen „mounds“, die im flachen Subtidal meist nicht mehr in-situ erhalten sind sondern als Schillanreicherungen (HERBIG 1991, TRAPPE 1991, 1992a,b,c, 1996, MARTINDALE & BOREEN 1997). Diese Karbonate wurden in ähnlichen Breitengraden abgelagert wie anderen Orts tropische Riffkarbonate. Die Gründe für die Bildung der unterschiedlichen Karbonatfazies sind noch weitgehend unbekannt. NELSON (1988), TRAPPE (1991, 1994, 1996) und WHALEN (1995) stellten einen häufigen Bezug zu Westküsten der Kontinente fest. Diese Ozeanränder sind in niedrigen Breitengraden typischerweise durch äquatoriales Upwelling charakterisiert, wodurch ein genetischer Zusammenhang auch zu assoziierten epikontinentalen Meeresgebieten angenommen wurde. Allerdings bleibt ein Upwelling-Einfluss in assoziierten epikontinentalen Meeresgebieten fraglich (TRAPPE 1996, JAMES 1997). Neben der Wassertemperatur wäre für das Fehlen von riffbildenden Korallen und mikrobiell indizierten Ooiden auch eine Steuerung durch ozeanischen Stoffeintrag möglich („P-Poisoning“). Auffällig ist, dass diese Faunenassoziation in Randbecken auftritt, die, wie z. B. die spätkretazisch/alttertiären Becken in Nordwest-Afrika (HERBIG & TRAPPE 1994) oder auch das permische „Sublett Basin“ im Westen der USA (TRAPPE 1996), Anzeichen von Evaporitbildung aufweisen und somit im eigentlichen Bildungsgebiet der Karbonate höhere Wassertemperaturen annehmen lassen. Dieses unterstützt eine stofflich induzierte Steuerung. TRAPPE (1996) konnte zeigen, dass in einer Reihe von epikontinentalen Becken, die durch eine breite „fringing carbonate ramp“ in nicht-tropischen Fazies charakterisiert sind, die Karbonate im Beckenzentrum von wirtschaftlich relevanten „black shales“, kieseligen „black shales“ oder von bituminösen Mergeln abgelöst werden. Allerdings scheint diese Konstellation nur während der transgressiven Phase zu bestehen („transgressive black shales“). Bereits früh, während des regressiven Intervalls, beginnt die schnelle Progradation der marginalen Karbonatrampen. Insgesamt ist für diese Ablagerungssysteme eine häufige und weitgehende Silifizierung typisch.

Da die nicht-tropischen Karbonate eine Reihe wichtiger „sag basins“ charakterisieren, bildet die genaue Kenntnis der Ablagerungsbedingungen und Akkumulationsraten eine unverzichtbare Datengrundlage für die Interpretation dieser Becken.

4.3 Sequenzstratigraphische Konzepte

Bereits im Rahmen der Exxon-Arbeitsgruppe wurden von SARG (1988) erste Konzepte zur Sequenzstratigraphie karbonatischer Ablagerungssysteme definiert. Ebenso wie die frühen Konzepte zu siliziklastischen Systemen ist das SARG-Modell für ein Schelfprofil

entwickelt worden und basiert vor allem auf seismisch hervortretenden Reflektorflächen. Trotz der stürmischen Entwicklung sequenzstratigraphischer Konzepte in siliziklastischen Systemen wurden jedoch bis in die 90er Jahre nur wenige Arbeiten zu karbonatischen Ablagerungsräumen publiziert. Dabei standen zunächst weiterhin Schelf- und Plattformprofile im Vordergrund oder Riffentwicklungen (BOSELLINI 1989, GRAMMER & GINSBURG 1992). Da bei Schelf- und Plattformmodellen immer ein stark gestuftes Profil vorausgesetzt wird, das ein unendliches Reservoir für gravitativen Sedimenttransport erschließt, sind diese Modelle auf epikontinentale Meeresbereiche allerdings nicht anwendbar. Erst vor wenigen Jahren wurden auch schlüssige Modelle für Rampenkonfigurationen und flache epikontinentale Becken entwickelt (TUCKER 1991, BURCHETTE & WRIGHT 1992; für gemischt siliziklastisch-karbonatische Systeme AIGNER & BACHMANN 1992). Diese Entwicklungen sind in den zusammenfassenden Arbeiten von HANDFORD & LOUCKS (1993) und EMERY & MYERS (1996) dargestellt.

Gegenüber siliziklastischen Systemen tritt bei der Interpretation von phanerozoischen Karbonatsystemen die direkte ökologische Kontrolle auf die Sedimentbildung wesentlich stärker in den Vordergrund (JAMES & KENDALL 1992, JAMES 1997). READ (1995) hat den klimatischen Einfluss auf die Bioproduktivität und somit auf primäre Karbonatbildungsraten bei unterschiedlichen Klimakonfigurationen untersucht. Neben der großmaßstäblichen Zyklizität sollten Klimaveränderungen auch Auswirkungen auf eine kleinmaßstäbliche Allozyklizität und Autozyklizität haben (OSLEGER 1991). Insgesamt sind steuernde Faktoren für die Sequenzarchitektur karbonatischer Rampensysteme nach READ (1985), JAMES & KENDALL (1992), JONES & DESROCHERS (1992) und BURCHETTE & WRIGHT (1992) neben Subsidenz, relativem Meeresspiegelstand, Beckengeometrie und Materialzufuhr bei karbonatischen Systemen zudem noch Substrat, Wassertemperatur, Nährstoffbudget, Salinität, Durchlichtung, Zirkulation und Klimazone. Diese ökologischen Faktoren unterscheiden sich grundsätzlich in tropischen und nicht-tropischen Karbonatsystemen. Somit sollten sich auch die Faziesarchitektur sowie die Modifikation des Rampensystems bei Umweltveränderungen und letztlich auch die resultierende Sequenzarchitektur unterscheiden. Die wenigen Rampenmodelle berücksichtigen dies allerdings nicht oder nur ansatzweise.

Sedimentsysteme aus flachen Epikontinentalmeeren, wie sie sich z. B. auch über „sag basins“ entwickeln, enthalten wichtige Lagerstätten von Kohlenwasserstoffen, Evaporiten, Eisensteinen, Bauxit und Uran. Bereits KINGSTON et al. (1983) haben auf die Bedeutung der Kohlenwasserstoff-Lagerstätten in diesen Becken hingewiesen. Viele dieser Becken, vor allem die mit organogenen Ressourcen, sind durch nicht tropische Karbonate charakterisiert, z. B. „Phosphoria Sea“ (Perm), West- und Nordwest-afrikanische Tertiärbecken. Für die lagerstättenkundliche Bewertung ist neben der Lokalisierung (Stratigraphie und Paläogeographie) wirtschaftlich wichtiger Gesteinskörper auch die Bestimmung ihrer Geometrie und ihres Volumens im stratigraphischen Kontext wichtig. Für die Beckenanalyse und -interpretation ist die Erhebung von quantitativen Daten von

Sedimenteintrag, Karbonatbioproduktion, Sedimentrecycling, Subsidenz und Kompaktion für die Bewertung und Modellierung/Simulation der Becken unumgänglich, da sich diese Ablagerungssysteme signifikant in Geometrie und Sedimentdynamik von den bisher zumeist beachteten Schelfsystemen unterscheiden. Wenige Daten wurden in BOND et al. (1989), ENOS (1991), READ et al. (1991), BOREEN & JAMES (1993), HANFORD & LOUCKS (1993) und JAMES (1997) publiziert. Diese Daten geben allerdings nur generelle Akkumulationsraten in verschiedenen Environments und paläogeographisch/tektonischen Konfigurationen an.

5. Mikrofaziestypen

Die Mikrofaziesanalyse (FLÜGEL 1982) bietet eine zuverlässige Technik für die Bestimmung des Ablagerungsmilieus von Karbonaten, inklusive solcher aus lagunär/restriktiven Sedimentationsräumen. Die Methode wurde von TRAPPE (1998) auch für Phosphatgesteine etabliert. Mit gleicher Methode wurden hier nun auch evaporitische Gesteine beschrieben.

Das vorliegende Probenmaterial konnte in 24 Karbonat-, Phosphat- und Evaporit-Mikrofaziestypen unterteilt werden. Daneben wurden auch mehrere siliziklastische und siliziklastisch/karbonatische Faziestypen unterschieden, die ebenfalls in diesem Kapitel besprochen werden. Neben den mikroskopischen Befunden der Proben sind bei der Interpretation auch Beobachtungen aus dem Gelände sowie Merkmale aus der makroskopischen Untersuchung der Handstücke und Proben eingeflossen.

Die beschriebenen Faziestypen lassen sich hoch- bis niederenergetischen, offenermarinen bis supratidalen Ablagerungsräumen zuordnen. Hinweise auf eine terrestrische Fazies gibt es nicht. In Abb. 5.1 ist eine Übersicht der verwendeten paläoökologischen Begriffe und hier beschriebenen Ablagerungsräume dargestellt.

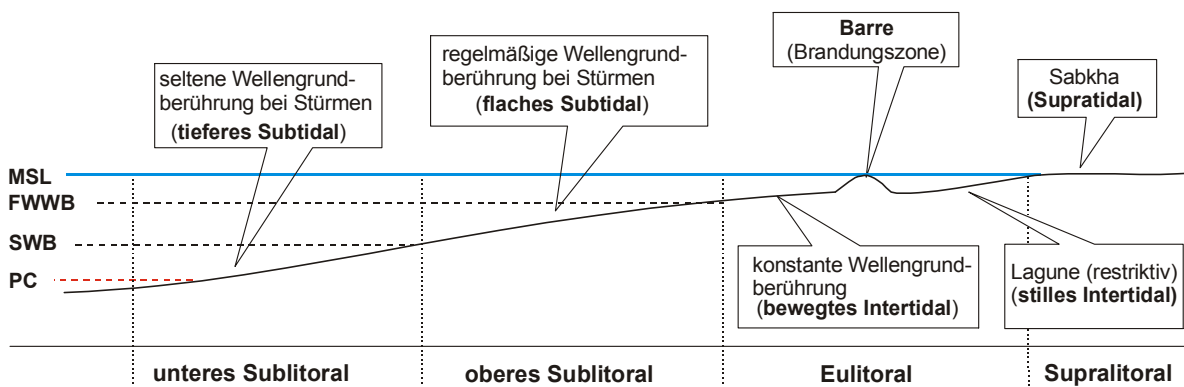


Abb. 5.1: Verteilung verschiedener Ablagerungsräume auf einer homoklinalen Rampe (nach BURCHETTE & WRIGHT (1992), MSL = „mean sea level“, FWWB = „fair-weather wave base“, SWB = „storm wave base“, PC = „pycnocline“). Im unteren Teil sind die vergleichbaren deutschen Begriffe nach DÖRJES & HERTWECK (1975) und LIEBAU (1980) dargestellt.

Die Namengebung der karbonatischen Mikrofaziestypen erfolgte in Anlehnung an die Klassifizierung von DUNHAM (1962). Im Gegensatz zur Klassifikation nach FOLK (1962) eignet sich die auf dem Gefüge als Wasserenergie-Indikator basierende Dunham-Klassifikation besser für Ablagerungssysteme mit geringer Partikelvielfalt aber unterschiedlicher Wasserenergie. Die Phosphate wurden nach TRAPPE (in Press) benannt.

Der Beschreibung der Mikrofaziestypen ist eine Aufstellung aller enthaltenen biogenen und nichtbiogenen Komponenten sowie der in den Schlifften enthaltenen Sedimentstrukturen vorangestellt.

5.1. Partikelübersicht und Sedimentstrukturen

5.1.1 Biogene Komponenten

Artikulate Brachiopoden, Crinoiden und Bryozoen sind die dominierenden Bestandteile des Fossilspektrums in allen Profilen und lithologischen Einheiten.

- Bei den **artikulaten Brachiopoden**, die im Arbeitsgebiet vorkommen, handelt es sich hauptsächlich um Arten der Ordnung Strophomenida mit den Gattungen *Peniculauris*, *Thamnosia*, *Kuvelousia*, *Yakovlevia* und *Derbyia*, wobei die ersten vier Gattungen als Leitfossilien für die biostratigraphische Einteilung von WARDLAW (1977, 1986) dienen. Weniger häufig sind Arten der Ordnung Spiriferida mit den Gattungen *Timaniella*, *Composita*, *Odontospirifer*, *Spiriferella* und *Xestotrema* (WARDLAW 1977).
- Reste von ramosen **Bryozoen** der Ordnung Treptostomia sind die am häufigsten überlieferten Fossilien dieses Stamms. Nach GILMOUR & SNYDER (1977) und GILMOUR & WALKER (1986) gehören sie hauptsächlich zu den Gattungen *Neoeridotrypella*, *Stenopora*, *Dyscritella*, *Pseudobatostomella* und *Dycritellina*. Aus der Ordnung der Cryptostomata wird von GILMOUR & WALKER (1986) außerdem die Gattung *Morozoviella* beschrieben. Daneben finden sich, vor allem in den Gesteinen der Gerster Formation, auch stark fragmentierte Reste von fenestelliden Bryozoen. Sie sind im Gegensatz zu den oben genannten ramosen Bryozoen weniger stabil gebaut und können mechanischer Aufarbeitung schlechter standhalten. Bis auf wenige Ausnahmen (Abb. 5.2) sind die Reste von fenestelliden Bryozoen sehr stark zerkleinert. Eine Zuordnung in Gattungen ist bis heute nicht erfolgt.
- Skelettelemente der phosphatschaligen, **inartikulaten Brachiopoden** der Gattung *Lingula* und *Orbiculoida* (YOCHOLSON 1968) kommen als akzessorische, stark fragmentierte Fossilreste in vielen Karbonaten vor. Selten bilden sie an der Basis des Meade Peak Member ein matrixgestütztes Gefüge in phosphatischen Packstones. Komplette Schalenhälften konnten in keiner Lokalität im Arbeitsgebiet nachgewiesen werden, sind aber aus Meade Peak Profilen in Idaho bekannt (TRAPPE 2000 mündl. Mittl.). Im Bericht werden phosphatschalige Brachiopodenreste immer als *Lingula* bezeichnet.
- Von **Crinoiden** sind im Arbeitsgebiet nur Stielglieder überliefert. Auch in der Literatur (YOCHOLSON 1968, WARDLAW 1986) werden nur selten Kelchfragmente beschrieben, die für eine paläontologische Einordnung nicht ausreichen.
- **Gastropoden** bilden in wenigen phosphatischen Packstones ein matrixgestütztes Gefüge, kommen aber im Rest der Gesteine nur akzessorisch vor. YOCHOLSON (1968)

beschreibt für den Phosphoria Rock Complex die Gattungen *Bellerophon*, *Babylonites* und *Pleurotomaria* als dominierend.

- **Foraminiferen** finden sich sehr selten und meist fragmentiert in bioklastischen Pack-, Wacke- und Mudstones. Eine Einordnung ist schwierig, sicher ist aber, dass es sich nicht um Fusuliniden handelt (YOCHELSON 1968), die in zeitäquivalenten Gesteinen, z.B. im Permian Basin, sehr häufig auftreten und dort auch zur Biostratigraphie herangezogen werden. Die wenigen erhaltenen Schalen ähneln am ehesten Exemplaren der Ordnung Textularia, wie sie auch BRITTENHAM (1973) im Franson Member im South Sage Creek in Südwest-Idaho und TRAPPE (1998) in einem Profil im Meade Peak Member in Montana beschreiben.
- **Conodonten** sind im Gebiet der Park City Group ein weitverbreitetes akzessorisches Fossil, das nach WARDLAW & COLLISON (1984), WARDLAW (1986) und BEHNKEN et al. (1986) für die biostratigraphische Gliederung der Park City Group verwendet wird. In Dünnschliffen lassen sie sich nur sehr schwer nachweisen und weitere Untersuchungen an eigenen Proben wurden nicht unternommen. Nach WARDLAW (1986) dominieren die folgenden Gattungen:
 - *Hindeodus* in der Kaibab/Grandeur und Plympton Formation,
 - *Neogondonella* in allen Formationen der Park City Group,
 - *Neostreptogathodus* in der Kaibab/Grandeur Formation, dem unteren Meade Peak Member und der Plympton Formation,
 - *Merillina* in der Gerster Formation.
- **Scaphopoden** konnten nur in der Grandeur Formation im Profil Grouse Creek im Norden des Arbeitsgebietes nachgewiesen werden. Sie bilden dort in einem ein Meter mächtigen Horizont ein korngestütztes Gefüge. Nach YOCHELSON (1968) gehören sie zur Gattung der *Plagioglypta*. YOCHELSON & FRASER (1973) beschreiben weitere Scaphopodenfunde in der Plympton Formation in den südlichen Pequop Mountains.
- **Pelecypoden** treten in allen Formationen nur untergeordnet auf. Im Gegensatz zu den Brachiopoden sind sie nur selten verkieselt und im Gelände schwer zu erkennen. Im Schliff lassen sich die primär aragonitischen Schalen durch ihren Aufbau aus kalzitischem Blockzement von den Brachiopoden unterscheiden. YOCHELSON (1963, 1968) und WARDLAW (1977) beschreiben für die Park City Group folgende Gattungen: *Nucloopsis*, *Polidevica*, *Aviculopectin*, *Girtypectin* und *Streblochondria*.
- Monaxone, sehr selten auch triaxone Nadeln von **Kieselschwämmen**, lassen sich in allen normalmarinen Ablagerungsräumen nachweisen, kommen aber gesteinsbildend nur in Assoziation mit Sedimenten aus dem flachen Subtidal bis Intertidal vor. Der Achsenkanal von Schwammnadeln ist neben kieseligem Material häufig mit Phosphat, Karbonat und vielleicht auch mit organischen Resten gefüllt. Schwammnadeln sind eine wahrscheinliche Quelle für die z.T. stark verkieselten Gesteine der Park City Group.

- Stark zerbrochene und z.T. verrundete **Knochenfragmente** (< 1 cm Durchmesser), wahrscheinlich von Knochenfischen, sind akzessorisch in den Phosphatgesteinen des Meade Peak Members vorhanden. Eine paläontologische Zuordnung ist auf Grund des hohen Fragmentierungsgrades nicht möglich. YOCHELSON (1968) ordnet Fischschuppen, Zähne und Knochenreste aus dem Meade Peak Member in Idaho, Montana und Wyoming zur Familie der Palaeoniscidae, Gattung *Acrolepis*.
- Der Begriff **Mikroschill** wird in dieser Arbeit für stark fragmentierte Bioklasten verwendet, die nicht mehr irgendwelchen Faunengruppen zuzuordnen sind. Er bildet z.T. die Matrix in bioklastischen Packstones oder „Mikroschill“-Mudstones. Die Einzelkomponenten übersteigen dabei nicht die Größe von 0,1 mm.
- Als **Feinschill** wird ein Gemisch von Bioklasten < 1 mm bezeichnet, das zum größten Teil aus fragmentierten, unterschiedlich verrundeten, dünnschaligen Zweischaler-Skelettelementen besteht. Feinschill ist in max. 1 cm mächtigen Sturmlagen typisch, kommt aber auch in allen anderen Faziestypen vor.
- **Korallen**, wie sie in anderen Karbonatsystemen des Perms häufig vorkommen, wurden im Arbeitsgebiet nicht gefunden. Allerdings beschreibt WARDLAW (1977) vereinzelte Vorkommen der Hornkorallen *Ctenalosis* und *Composita*.
- **Kalkalgen**, wie sie für tropische Karbonatsysteme typisch sind, z.B. in der San Andres Formation (Guadalupian) im Permian Basin (BESERRA & DOROBK 1995), konnten an keiner Stelle im Arbeitsgebiet nachgewiesen werden.

5.1.2 Nicht-biogene Komponenten

Nicht-biogene Komponenten sind in den meisten Mikrofaziestypen im Gegensatz zu Bioklasten nur untergeordnet vorhanden. Lediglich in den Phoslitho-Packstones bilden sie die Hauptkomponenten in einem korngestützten Gefüge.

- Als **Peloide** werden in dieser Arbeit nach McKEE & GUTSCHICK (1969) alle unregelmäßig, kugelig geformten, mikritischen Rundkörper uneinheitlicher Größe bezeichnet, aus deren Form oder Internstruktur nicht auf deren Entstehung geschlossen werden kann.
- Der Begriff „**fecal pellets**“ oder **Kotpillen** wird nach FLÜGEL (1982) nur für Peloide benutzt, die von Sedimentfressern als Verdauungsprodukte ausgeschieden werden. Als Entscheidungsmerkmal für Kotpillen dient der gute Sortierungsgrad und das Vorkommen in Nestern, die als Fraßbauten interpretiert werden können. Reine Pillenkalke kommen im Arbeitsgebiet nur in Verbindung mit Fixierung durch Algen in bindstoneähnlichen Gesteinen vor.
- **Phosphatpartikel** als Hauptkomponente in Gesteinen sind auf das Meade Peak Member beschränkt. Meist handelt es sich um verrundete Intraklasten, die auch aus mehrfach aufgearbeitetem Material bestehen können, bei dem die Peloide wiederum aus kleineren Phosphatpeloiden aufgebaut sind.

- **Ooide** konnten in keinem der unter normalmarinen Bedingungen abgelagerten Karboantgesteine nachgewiesen werden. Nur im Meade Peak Member finden sich gelegentlich dünne Lagen (< 5 cm), die zu einem Großteil aus phosphatischen Ooiden aufgebaut sind. Kalkige Ooide kommen nicht vor.
- Als **Lithoklasten** werden gerundete oder nicht gerundete Gesteinsbruchstücke bezeichnet, die durch Aufarbeitung und Resedimentation älterer Gesteine ins Sediment gelangten. Die häufigsten Lithoklasten sind **Chertbruchstücke**, untergeordnet kommen auch **Karbonatbruchstücke** und **Sandsteinbruchstücke** vor. Das Vorkommen von Lithoklasten beschränkt sich auf Profile im Randbereich des Arbeitsgebietes. Ihre Korndurchmesser reichen von Silt bis Feinkies, die Sortierung ist meist schlecht und die Rundung reicht von angular bis gut gerundet, selbst in einem einzigen Schliff. Bei der häufig zu beobachtenden Vergesellschaftung von Chertbruchstücken und Quarzkörnern sind letztere meist besser gerundet.
- **Intraklasten** sind Aufarbeitungsprodukte eines schon teilweise verfestigten Untergrundes innerhalb des Sedimentationsraumes (FLÜGEL 1982). Sie entstehen durch Dehydration und/oder Sturmeinfluss im Intra- und Supratidal, Rutschung an subaquatischen Hängen oder Organismenätigkeit.

Fototafel Partikel und Sedimentstrukturen 1

(A) Profil Dog Valley, Utah. Verkieselter Gastropodenrest, Kaibab Formation.
Stiftspitze ca. 3 cm.

(B) Gerster Formation, Profil Medicine Range, Nevada. Verkieselte Brachiopodenschale, wahrscheinlich aus der Gattung *Yakovlevia*.
Hammerspitze ca. 3 cm.

(C) Diverse Biopackstone-Fazies. Kaibab Formation, Profil Spanish Fork, Utah. Hauptkomponenten sind Brachiopoden der Ordnung Strophomenida, bei denen teilweise das Armgerüst erhalten ist (A). Alle sichtbaren Brachiopodenfragmente sind partiell oder komplett verkieselt. Im Schliff zeigt sich, dass wesentlich mehr Brachiopoden- und z.T. auch Bryozoenschill vorhanden ist, der aber kaum durch Oberflächenverwitterung herauspräpariert wird. Zusätzlich kommen Crinoidenstielglieder (B) vor.
Balkenlänge ca. 2 cm.

(D) Blue Diamond, Nevada. Verkieselter Rest einer fenestelliden Bryozoe. Bryozoenreste dieser Größe sind im Gelände sehr selten. Kaibab Formation.



A

B



C



D

Fototafel Partikel und Sedimentstrukturen 2

(A) Trockenrisse auf der Oberfläche eines Mudstones. Im horizontalen Anschnitt zeigt das Gestein eine wellige, unregelmäßige Lamination und z.T. Fenstergefüge. Kaibab Formation, Profil Blue Diamond, Nevada.

(B) Verkieselte, vertikale Grabbauten in einem Bio-Wacke- bis -Packstone. Außer den vertikalen Grabbauten (A) sind vereinzelte Zentimeter dünne Horizonte (B) komplett verkieselt. Im oberen Bildausschnitt sind neben den Grabbauten unregelmäßige Chertlinsen ausgebildet. Im unteren Bildausschnitt sind im Gelände ebenfalls Grabbauten zu erkennen, die durch die fehlende Verkieselung aber kaum hervortreten. Kaibab Formation, Dog Valley, Utah.

(C) Schrägschichtungskörper in einem phosphatooidhaltigem Phoslithopack- bis -grainstone. Unteres Meade Peak Member, Profil Lemay Island, Utah.



Abb. 5.3

A



B



C

Fototafel Partikel und Sedimentstrukturen 3

(A) Ein mit einem Phosphatlithopackstone gefüllter Grabbau in einem „dispersed phosphate“ führendem Mudstone. In Abb.5.18 ist dieser Grabbau im Dünnschliff zu sehen. Meade Peak Member, Profil Spanish Fork, Utah.

(B) Feinkieshaltiger Sandstein. Die nicht sortierten Chert- und Quarzgerölle bilden z.T. ein korngestütztes Gefüge mit sandig, kalkiger Matrix. Innerhalb des Horizonts ist keine Schichtung ausgebildet. Obere Plympton Formation, Profil Butte Mountain, Utah.

Länge der Hammerspitze ca. 4 cm.



A



B

5.1.3 Sedimentstrukturen

Den hier aufgeführten Sedimentstrukturen liegen mikroskopische Untersuchungen aus den Schliffen sowie Beobachtungen makroskopischer Strukturen aus Gelände und Handstücken zugrunde.

- **Feinschichtung/Lamination** macht sich durch kleinräumigen Materialwechsel bemerkbar, bei dem häufig feine Silt- oder Mikroschillagen mit Karbonatschlammlagen wechseln. Die Lamination ist meist unregelmäßig und wellig und tritt manchmal in Verbindung mit Fenstergefügen auf. Die einzelnen Lagen werden nicht mächtiger als 1 mm.
- **Schrägschichtung** kommt im Arbeitsgebiet nur selten und in schlechtem Erhaltungszustand vor. Die Schrägschichtungskörper, durch siliziklastische oder seltener karbonatische Partikel aufgebaut, erreichen dabei, wo vorkommend, meist nur wenige Zentimeter Mächtigkeit. Denkbar ist eine Bildung in der Umgebung einer Barre oder im Strandbereich. Eine weitere genetische Einteilung ist nicht möglich.
- **Fenstergefüge** konnte in Verbindung mit Gesteinen aus dem Intertidal bis Supratidal beobachtet werden. Die unregelmäßig geformten, meist wenige Millimeter großen Porenräume sind an Laminite und feingeschichtete Gesteine gebunden. Die Porenräume sind oft mit diagenetisch stark überprägtem Sparit gefüllt, selten konnten Geopetalstrukturen beobachtet werden.
- **Bioturbation** ist in Schliffen und Handstücken sowie im Gelände an vielen Stellen nachweisbar. In Aufschlüssen kann man maximal wenige Dezimeter lange Grabbauten erkennen, die durch selektive Verkieselung an verwitterten Oberflächen von meist bioklastreichen Karbonatgesteinen deutlich hervortreten (Abb. 5.3). Sie ähneln z.T. thalassinoiden Wohnbauten, wie sie auch TRAPPE (1992) im Franson Member und THORNBURG (1990) in der Shedhorn Fazies (Gerster Äquivalent in Südwest-Montana) beschreiben. Reste von Decapoden sind in diesem Zusammenhang allerdings nicht gefunden worden.

Im mikroskopischen Bereich macht sich Bioturbation durch kleinräumige, nicht parallel zur Schichtung verlaufende Fazieswechsel bemerkbar, in denen manchmal Press- und Würgestrukturen sichtbar sind. Stellenweise lassen sich auch kleine, röhrenartige Gebilde (meist < 1 cm Durchmesser) beobachten, die z.T. oder vollständig mit Kotpillen gefüllt sind.

- **Entwässerungsstrukturen** treten nur äußerst selten auf. Im makroskopischen Bereich konnten an einer Stelle im Kaibab Limestone des Profils Blue Diamond auf einer Schichtoberfläche Trockenrisse nachgewiesen werden (Abb. 5.3). Mikroskopisch finden sich vereinzelt schlecht erhaltene Strukturen, die an Injektionsrisse erinnern. Es ist aber nicht auszuschließen, dass es sich auch hier um Bioturbation handelt.

In fast allen Profilen kommen brekzierte Gesteine vor. Dabei kann man zwischen zwei Formen unterscheiden:

- **Tektonische Brekzien** sind die weitaus am häufigsten vorkommenden Brekzien. Hier ist das Gestein meist nicht parallel zur Schichtung gestört und in kleine Bruchstücke zerlegt. Die Bruchstücke sind durch Sparit und verschieden ausgebildete Quarztypen zementiert, so dass diese Störungszonen als feste Gesteine hervortreten. Die Breite der meist scharf begrenzten Brekzienhorizonte kann zwischen wenigen Millimetern und größer als einem Meter betragen.
- **Intraformationelle Brekzien** wurden nur in der Plympton Formation beobachtet und sind wahrscheinlich durch die Auslaugung von Evaporiten und nachfolgendem Kollabieren des umgebenden Gesteins entstanden.
- **Erosionsflächen/Hartgründe** konnten an der Grenze Grandeur Formation/Meade Peak Member und an einer Stelle an der Grenze Plympton Formation/Gerster Formation nachgewiesen werden. Am Kontakt Grandeur/Meade Peak Member sind die Erosionserscheinungen am deutlichsten ausgebildet. Neben dem scharfen Fazieswechsel von meist bioklastischen Karbonaten zu phosphatischen Packstones oder Mudstones ist die Grenze als unregelmäßig wellige Fläche ausgebildet. Im Gelände lässt sich am Top der Grandeur Formation häufig ein geringmächtiger dunkler, nach unten heller werdender Saum erkennen, der auf Phosphatisierung der obersten max. 10 cm des Grandeur Karbonats durch die liegenden phosphatreichen Gesteine zurückzuführen ist. Die für Hardgründe typischen, von Organismen angebohrten Oberflächen konnten im Arbeitsgebiet nicht beobachtet werden.

5.1.4 Grundmasstypen

Es kommen sowohl karbonatische als auch silikatische Grundmasstypen vor, allerdings überwiegt der karbonatische Anteil.

- **Sparit**

Eine Orthosparitgrundmasse (Ein Sparit, der als Zement in intergranularen Poren entstanden ist (FLÜGEL 1982) und in Grainstones typisch ist, konnte in den untersuchten Schliffen nur sehr selten beobachtet werden. Durch den hohen Diageneseegrad der Gesteine ist eine Unterteilung in verschiedene Zementtypen nur selten und unsicher möglich.

- **Mikrit/Pseudosparit**

Der überwiegende Anteil der Grundmasse in den untersuchten Schliffen kann im Sinne von FLÜGEL (1982) als Pseudosparit angesprochen werden, der durch neomorphe Prozesse (Transformation, Sammelkristallisation, s. auch Kap. 6. „Diagenese“) aus mikritischem Karbonatschlamm bzw. Orthomikrit (FLÜGEL 1982) entstanden ist. Auch hier lässt der hohe Diageneseegrad nicht immer eine eindeutige Zuordnung zu. In der

nur wenig diagenetisch überprägten Gerster Formation ist die Matrix am besten erhalten.

- **SiO₂Minerale**

Mikro- und Megaquarz (FÜCHTBAUER 1988) ersetzen stellenweise die Grundmasse und/oder das karbonatische Schalenmaterial in Fossilien. Eine genaue Besprechung findet in Kapitel 6. „Diagenese“ statt.

5.1.5 Größe-, Sortierungs- und Aufarbeitungsgrad von Komponenten

Angaben zur Komponentengröße beziehen sich immer auf den an einem Partikel maximal messbaren Durchmesser bei rundlichen oder die maximale Länge bei gestreckten Komponenten.

Die Angaben zur Sortierung beruhen auf einer qualitativen Schätzung, dabei wurde eine Unterteilung in nicht sortiert, schlecht sortiert, mäßig sortiert und gut sortiert in Anlehnung an FLÜGEL (1982) vorgenommen.

Der Rundungs- bzw. Fragmentierungsgrad von biogenen- und siliziklastischen Komponenten wurde ebenfalls durch Schätzung nach Tabellen von FLÜGEL (1982) ermittelt.

Prozentangaben zur Häufigkeit von Komponenten oder Grundmasse beziehen sich bei der Beschreibung der Faziestypen auf die Volumenprozent und sind Schätzwerte auf der Grundlage von Vergleichstabellen von BACELLE & BOSELLINI (1965) und SCHÄFER (1969).

5.2. Mikrofaziestypen für Karbonat- und Evaporitgesteine

5.2.1 Grainstone-Faziestypen

Grainstones spielen in der Faziesassoziation des „Confusion Shelf“ nur eine sehr untergeordnete Rolle. Mächtige Grainstonehorizonte, wie sie für Barren oder Strandsysteme typisch sind, konnten in den untersuchten Profilen nicht nachgewiesen werden. Allerdings konnte bei einigen der Schliffe aus dem Bereich der Packstones nicht mit Sicherheit festgestellt werden, ob es sich nicht bei einem Teil der als Pseudosparit angesprochenen Grundmasse um diagenetisch überprägte Orthosparite handelt und diese Gesteine so in den Bereich der Grainstones gehören.

Grainstones, die überwiegend durch Phosphatpartikel aufgebaut werden, sind in Kapitel 5.3 beschrieben.

- **Diverse Biograinstone-Fazies**

Grundmasse: Die Hohlräume zwischen den Partikeln sind mit Orthosparit gefüllt, teilweise sind die Biogene von einem dünnen Saum aus unregelmäßig, faserigem Zement Typ A umgeben. Der Rest des Porenraums ist mit blockigem Zement B gefüllt.

Crinoidenstielglieder sind mit syntaxialem Zement umgeben, der auch andere Biogene umschließen kann.

Verhältnis Grundmasse/Partikel: ca. 50 Vol%/50 Vol%

Hauptkomponenten: Fragmentierte Brachiopodenschalen bis 0,5 cm Länge mit nicht bis wenig verrundeten Bruchkanten (ca. 50 Vol% der Komponenten), Crinoidenstielglieder (ca. 30 Vol% der Komponenten) mit z.T. korrodierten Oberflächen und einem Durchmesser von weniger als 2 mm, Bryozoenfragmente (ca. 10 Vol% der Komponenten) mit wenig verrundeten Bruchkanten und maximalen Durchmessern bis 3 mm, fragmentierte und z.T. kompaktierte Brachiopodenstacheln mit maximal 1 mm Durchmesser (ca. 10 Vol% der Komponenten). Auf vereinzelt Brachiopodenfragmenten finden sich aufgewachsene Reste von Bryozoen.

Untergeordnete Komponenten (max. 10 Vol% der Komponenten): Stark fragmentierte, primär aragonitische Zweischalerreste mit subangularen bis gerundeten Bruchkanten.

Gefüge: Die z.T. schwach eingeregelt Biogene bilden ein korngestütztes Gefüge. Die Komponenten sind nicht sortiert.

Interpretation: Für die Fragmentierung der dickschaligen Brachiopoden und das Fehlen von Matrix spricht ein hochenergetischer Ablagerungsraum. Die schlechte Sortierung und der geringe Rundungsgrad der Bioklasten lassen aber darauf schließen, dass die hochenergetischen Bedingungen nur kurzzeitig auftraten und die dabei zebrochenen Partikel danach nicht weiter verrundet werden konnten. Bis auf das Fehlen von Matrix ähnelt das Gestein in seiner Zusammensetzung und seinem Gefüge sehr stark den weiter unten beschriebenen Biopackstone-Fazies, weshalb auch für diesen Gesteinstyp eine Ablagerung im flachen Subtidal angenommen wird.

Vorkommen: Dieser Faziestyp konnte nur an einer Stelle in der oberen Plympton Formation, in den Hogup Mountains, nachgewiesen werden. Der Horizont ist ca. 0,5 m mächtig.

- **Feinschillgrainstone-Fazies**

Grundmasse: Megaquarz und Orthosparit

Verhältnis Grundmasse/Partikel: 50 Vol%/50 Vol%

Hauptkomponenten: Stark fragmentierte, mikritisierete Reste von Zweischalern (bis 80 Vol% der Komponenten) und Crinoiden (bis 20 Vol% der Komponenten). Die durchschnittliche Größe der gerundeten bis gut gerundeten Komponenten liegt bei ca. 0,5 - 1 mm.

Untergeordnete Komponenten: Bryozoenfragmente (bis 5 Vol% der Komponenten) und sehr selten Gastropodenfragmente und Foraminiferenschalen.

Gefüge: Die Komponenten bilden ein korngestütztes Gefüge, die Sortierung ist gut bis sehr gut und eine Einregelung ist nicht vorhanden. Eine eventuelle Schichtung ist durch Bioturbation zerstört.

Interpretation: Die gute Sortierung und der hohe Rundungsgrad der Partikel deuten auf einen Ablagerungsraum mit häufigen oder anhaltenden hochenergetischen Bedingungen, wie sie für sehr flaches Wasser im Bereich von Barren oder Stränden üblich sind.

Vorkommen: Die Feinschillgrainestone-Fazies konnte nur in wenigen max. 20 cm mächtigen Horizonten der mittleren und oberen Plympton Formation im Profil Butte Mountain, Medicine Range und Gerster Gulch nachgewiesen werden.

- **Cortoid-Fazies**

Grundmasse: Pseudosparit (z.T. ausgewaschen)

Verhältnis Grundmasse/Partikel: 50 Vol%/50 Vol%

Hauptkomponenten (>50 Vol% der Komponenten): Stark fragmentierte, randlich mikritisierte Zweischalerreste mit verrundeten Bruchkanten bestehen im Inneren aus Sparit oder sind z.T. komplett mikritisiert. Die Komponentengröße liegt meist bei 0,5 - 3 mm.

Untergeordnete Komponenten (<50 Vol% der Komponenten): Mikritische Peloiden mit z.T. deutlich abgesetztem Mikritsaum, Crinoiden-, Bryozoen-, Foraminiferen- und Brachiopodenfragmente, die meist einen geringeren Rundungsgrad als die Hauptkomponenten aufweisen.

Gefüge: Die z.T. eingeregelteten und mäßig sortierten Komponenten bilden ein korngestütztes Gefüge. Die stellenweise auftretenden feinen, unregelmäßigen Materialunterschiede deuten auf Bioturbation.

Interpretation: Die meist gute Verrundung der primär aragonitischen Bioklasten und das teilweise Fehlen von Matrix deutet auf eine Akkumulation in hochenergetischem Milieu. Mikritisierung ist zwar kein sicherer bathymetrischer Indikator, ist aber in sehr flachem Wasser besonders häufig (FLÜGEL 1982). Eine Ablagerung auf einer hochenergetischen Barre oder im Strandbereich ist hier wahrscheinlich.

Vorkommen: Die Cortoidfazies ist auf wenige geringmächtige Horizonte in der Plympton Formation in der Gerster Gulch, Lemay Island, Pequop Mountains und Medicine Range beschränkt. Ein weiteres geringmächtiges Vorkommen gibt es im Diamond Creek Sandstone im Profil Spanish Fork. Hier kommen neben den oben genannten Komponenten auch noch bis zu 50 Vol% gut gerundete Fein- bis Grobsandquarzkörner dazu, die die Nähe zum Uncompahgre Uplift im Osten zeigen.

Fototafel Grainstone-Faziestypen 1

(A) Diverse Biograinstone-Fazies, obere Plympton Formation, Hogup Mountains, Utah. Nicht sortierte und unterschiedlich stark aufgearbeitete Bioklasten (Brachiopoden (1), Crinoiden (2), Brachiopodenstacheln (3), selten Bryozoen (4)) bilden ein korngestütztes Gefüge. Crinoidenfragmente sind meist mit syntaxialen Zementen umgeben (2), der Rest der Grundmasse besteht aus stark neomorphem Sparit, der nicht weiter in einzelne Zementtypen unterschieden werden kann.

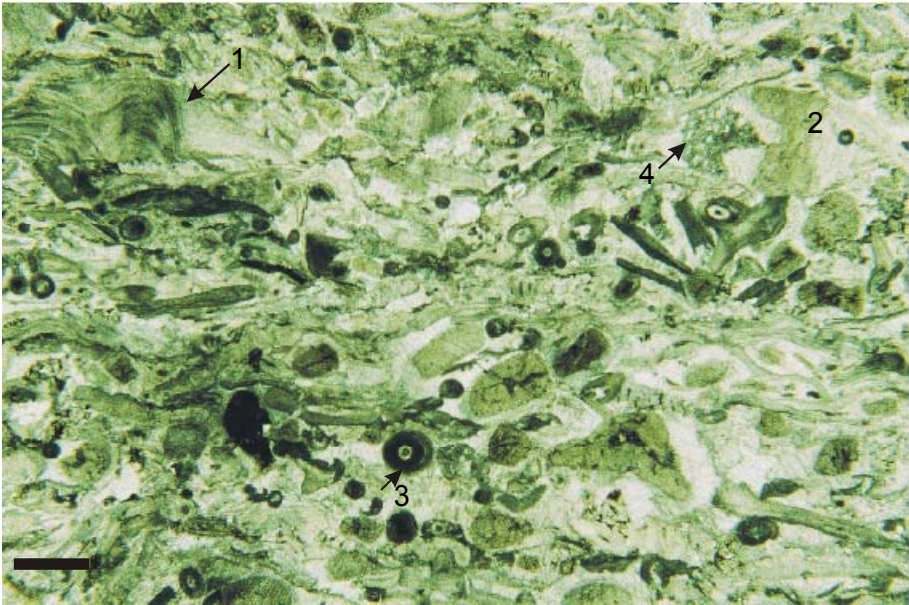
Hellfeld, Balkenlänge = 1,25 mm.

(B) Feinschillgrainstone-Fazies, oberster Kaibab Limestone, Medicine Range, Nevada. Schlecht sortierter und durchgehend mikritisierter Feinschill, Mikritpeloide und gelegentliche, sehr viel größere Bryozoenfragmente (1) bilden ein korngestütztes Gefüge. Selten sind vollständig mikritisierte Crinoidenfragmente (2). In der Grundmasse aus Megaquarz-Blockzement ist bei stärkerer Vergrößerung vereinzelt ein undeutlicher Zement A zu erkennen.

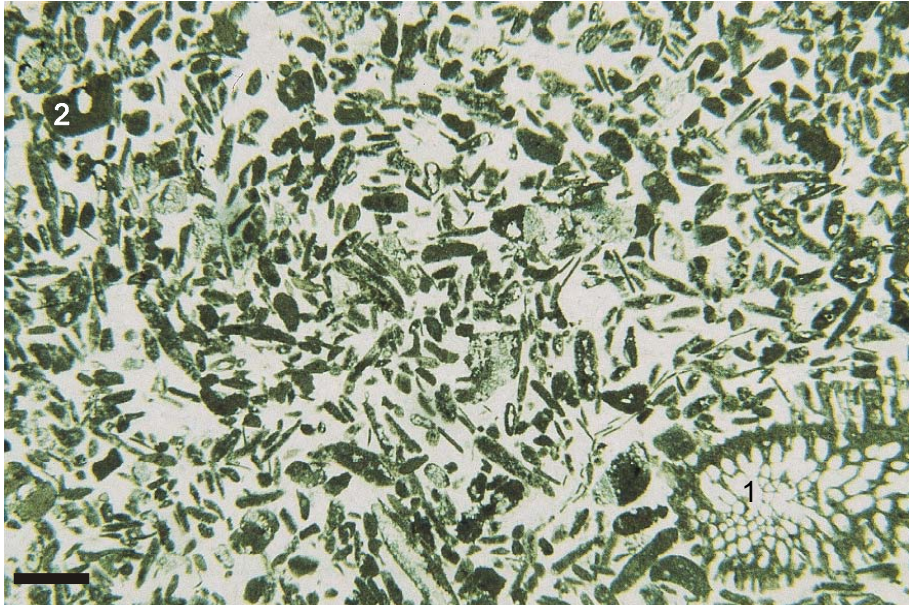
Hellfeld, Balkenlänge = 0,95 mm.

(C) Cortoid-Fazies, obere Plympton Formation, Pequop Mountains, Nevada. Randlich mikritisierte Pelecypodenfragmente (1) bestehen im Inneren aus blockigem Sparit, ehemalige Schalenstrukturen sind nur selten zu erkennen (1). Zumeist sind die Mikritsäume sehr dünn und nur bei stärkerer Vergrößerung erkennbar. Die Mikritsäume sind durch Sammelkristallisation in Pseudosparit umgewandelt. Zusätzliche Komponenten sind mikritische Peloide, die ebenfalls von einer Lage Pseudosparit gesäumt werden. Die schlecht sortierten und z.T. eingeregelteten Partikel bilden ein korngestütztes Gefüge. Die Grundmasse besteht aus Pseudosparit.

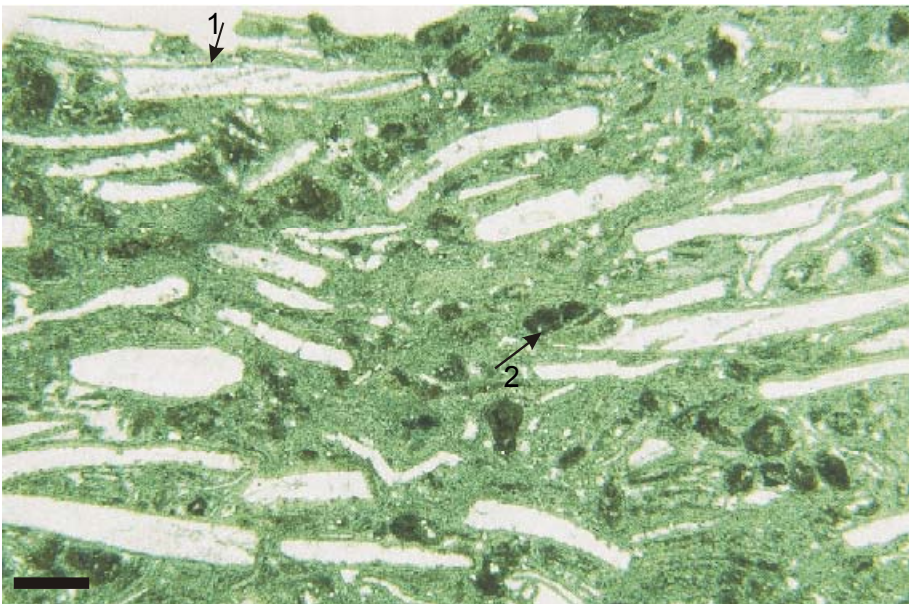
Hellfeld, Balkenlänge = 0,85 mm.



A



B



C

Fototafel Grainstone-Faziestypen 2

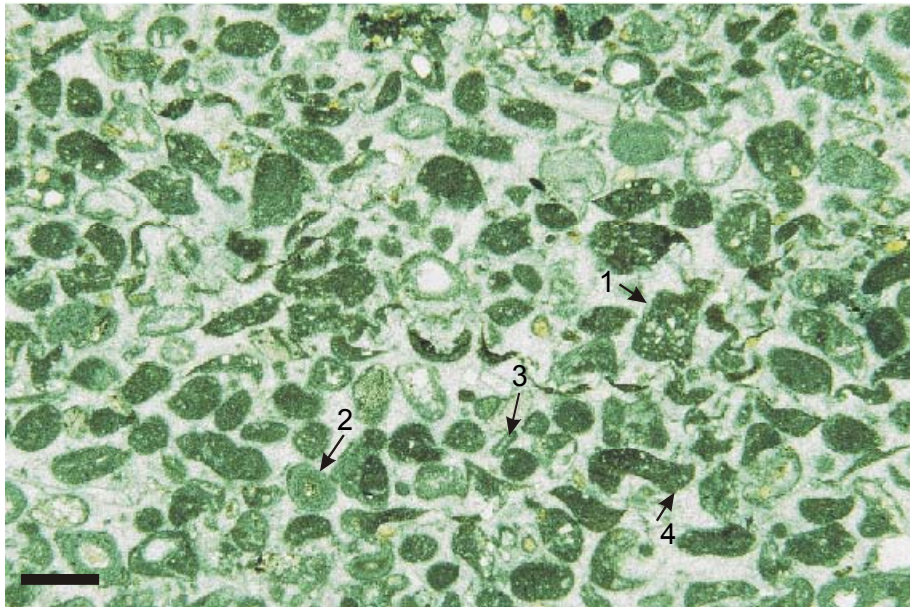
(A) Feinschillgrainstone-Fazies, obere Plympton Formation, Butte Mountain, Nevada. Sortierte Mikritpeloide, z.T. stark silthaltig (1), vereinzelte Ooide (2) und wenig mikritisierter Feinschill (3) bilden ein korngestütztes Gefüge in einer Grundmasse aus neomorphem Sparit. Die Form einiger Peloiden (4) lässt vermuten, dass es sich um aufgearbeitete Gastropoden- oder Zweischaler-Steinkerne handelt. Ooidkerne und andere kleine Partikel sind z.T. phosphatisch (helle, gelbbraune Färbung). Bei stärkerer Vergrößerung ist ein undeutlicher Zement A zu erkennen.

Hellfeld, Balkenlänge = 0,4 mm.

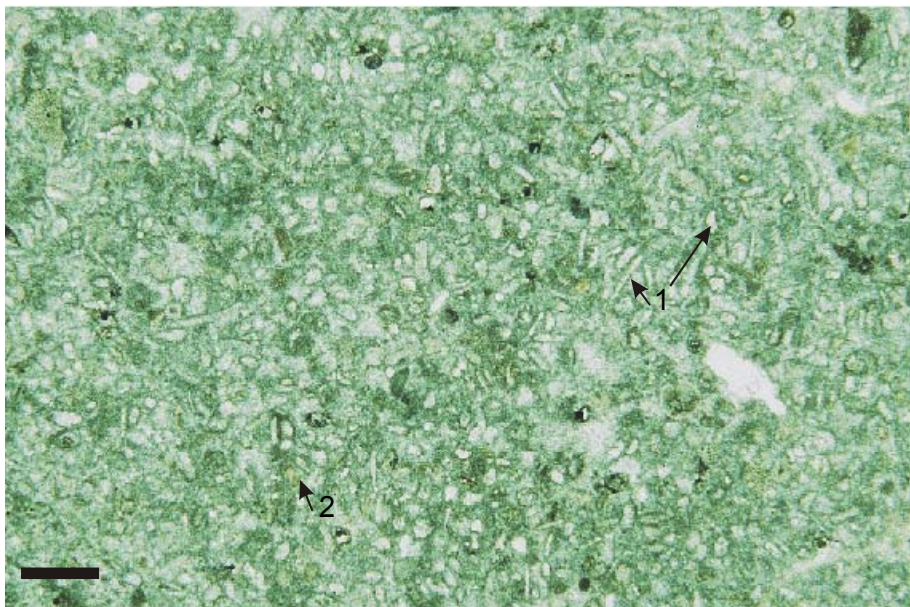
(B) Cortoid-Fazies, obere Gester Formation, Butte Mountain, Nevada. Stark zerkleinerte, randlich mikritisierte Schalenfragmente (1) ungenauer Zuordnung bestehen im Inneren aus blockigem Sparit oder sind komplett mikritisiert. Vereinzelt kommen kleine phosphatische Partikel vor (2) (helle, gelbbraune Partikel). Die Grundmasse besteht aus stark neomorphem Sparit. Die schwarzen Flecken sind sekundäre Vererzungen.

Hellfeld, Balkenlänge = 0,4 mm.

Abb. 5.6



A



B

5.2.2 Bioklastische-Packstone-Faziestypen

Gesteine dieser Faziesgruppe haben den Hauptanteil an der Kaibab und Gerster Formation. Neben einem monotonen Fossilinhalt ist ihnen fast immer eine schlechte Sortierung gemeinsam.

• Diverse Biopackstone-Fazies

Grundmasse: Feinkörnige Pseudosparit-Matrix, vereinzelt kommen innerhalb eines Schliffes auch Bereiche mit sparitischer Grundmasse vor. Seltener ist die karbonatische Grundmasse durch Mikroquarz ersetzt.

Verhältnis Grundmasse/Partikel: <50 Vol%/>50 Vol%

Hauptkomponenten: Brachiopoden (bis 30 Vol% der Komponenten), Brachiopodenstacheln (<10 Vol% der Komponenten), Crinoiden (bis 30 Vol% der Komponenten) und Bryozoenfragmente (bis 30 Vol% der Komponenten) in wechselnden Anteilen. Die dickschaligen Brachiopoden sind in verkieseltem Zustand oft ganzschalig erhalten (bis 7 cm Durchmesser) und treten im Gelände auf verwitterten Oberflächen deutlich zu Tage. Im Schlibfbereich sind die meisten Biogene in unterschiedlichem Grad fragmentiert. Bryozoenreste zeigen die stärkste Fragmentierung, danach folgen Brachiopoden. Crinoidenstielglieder sind nur selten zerbrochen. Die Bruchkanten der Biogene sind subangular bis gerundet. Die biogenen Komponenten haben Größen von 0,1 mm bis >5 cm, liegen meist aber bei 0,5 bis 2 mm. Gelegentlich sind Echinodermenreste phosphatisiert und Hohlräume in Bryozoenfragmenten vereinzelt mit phosphatischem Material gefüllt. Selten ist statt phosphatischem auch glaukonitisches Material vorhanden.

Untergeordnete Komponenten (bis 15 Vol% der Komponenten): Foraminiferen, Pelecepodenfragmente, Gastropodenfragmente, Schwammnadeln sind nur in stark verkieselten Horizonten erhalten. Mikritpeloide, Phosphatpeloide und Quarzdetritus in Silt- bis Sandgröße und Intraklasten sind stellenweise enthalten. Möglicherweise sind auch Trilobitenreste vorhanden, die aber auf Grund der starken Fragmentierung nicht sicher zugeordnet werden können.

Gefüge: Korngestützt mit schlechter Sortierung und seltener Einregelung der Komponenten. Die oftmals fehlende Schichtung könnte auf vollständige Homogenisierung durch Bioturbation hinweisen. Die Komponenten eines Schliffes zeigen oft einen Rundungsgrad von subangular bis gut gerundet. Der Durchmesser der Partikel liegt häufig im Bereich von 2 mm. In einigen Proben sind mehr als 10 Vol% der Körner größer als 2 mm, so dass von einem Rudstone gesprochen werden kann. Die Übergänge von Packstones zu Rudstones sind fließend.

Interpretation: Die schlechte Sortierung und das Vorkommen von Karbonatschlamm in der Matrix deuten auf einen subtidalen Ablagerungsraum. Crinoiden und Bryozoen wachsen

meist unter normalmarinen Bedingungen in Gebieten mit mäßiger Wasserbewegung. Unterhalb der Schönwetterwellenbasis wurden die Komponenten bei Sturmereignissen konzentriert, nicht aber sortiert und während der ruhigen Perioden konnte sich Karbonatschlamm in den Hohlräumen absetzen. Der unterschiedliche Aufarbeitungsgrad der Komponenten deutet auf mehrmaliges Umlagern.

Vorkommen: Die Biopackstones-Fazies hat ihre größte Verbreitung in den Gesteinen der Gerster und Kaibab/Grandeur Formationen, untergeordnet kommen Horizonte dieses Faziestypes auch in der Plympton Formation vor.

- **Dichtgepackte Biopackstone-Fazies**

Grundmasse: Pseudosparit (< 50 Vol% der Grundmasse)/Mikroschill (>50 Vol% der Grundmasse)

Verhältnis Grundmasse/Partikel: 50 Vol%/50 Vol%

Hauptkomponenten: Ganzschalige und fragmentierte Brachiopoden (bis 40 Vol% der Komponenten), Brachiopodenstacheln (<10 Vol% der Komponenten), Crinoiden (bis 30 Vol% der Komponenten) und Bryozoenfragmente (bis 30 Vol% der Komponenten). Die Biogene sind in unterschiedlichem Grad fragmentiert. Bryozoenreste zeigen die stärkste Fragmentierung, danach folgen Brachiopoden. Crinoidenstielglieder sind nur selten zerbrochen. Die Bruchkanten der Biogene sind subangular bis gerundet. Die Biokomponenten haben Größen von 0,1 mm bis >5 cm, liegen meist aber bei 0,5 bis 2 mm. Gelegentlich sind Echinodermenreste phosphatisiert und Hohlräume in Bryozoenfragmenten vereinzelt mit phosphatischem Material gefüllt. Selten ist statt phosphatischem auch glaukonitisches Material vorhanden.

Untergeordnete Komponenten (< 15 Vol% der Komponenten): Foraminiferen, Pelecepodenfragmente, Gastropodenfragmente, Trilobitenfragmente (?), Pelloide und Intraklasten bis 3 mm Durchmesser. Phosphatpelloide und Quarzdetritus in Silt- bis Sandgröße.

Gefüge: Korngestützt mit schlechter Sortierung und seltener Einregelung der Komponenten. Die Komponenten eines Schliffes zeigen oft einen Rundungsgrad von subangular bis gut gerundet. Die oftmals fehlende Schichtung könnte auf vollständige Homogenisierung durch Bioturbation hinweisen. Im Gegensatz zur diversen Biopackstone-Fazies sind die Komponentengrößen etwas geringer, Übergänge zur Rudstonefazies kommen seltener vor und die Komponenten sind dichter gepackt, was z.T. durch Komponenten hervorgerufen wird, die durch Drucklösung ineinander gewachsen sind.

Interpretation: Die dichtgepackte Biopackstone-Fazies dürfte weitgehend unter gleichen Bedingungen wie die oben beschriebene Biopackstone-Fazies im flachen Subtidal unterhalb der Schönwetterwellenbasis abgelagert worden sein, der geringere Matrixanteil und die etwas geringeren Komponentengrößen sprechen aber für eine höhere

Wasserenergie oder häufigere Aufarbeitung. Für die Entstehung des Mikroschills muss man eine noch höhere oder längere Einwirkung von Wasserenergie annehmen. Zusätzlich können bohrende Organismen zur Fragmentierung beigetragen haben. Der Mikroschill könnte auch in noch flacherem Wasser im Intertidal entstanden und dann bei Stürmen oder durch wechselnde Strömungen ins flache Subtidal transportiert worden sein.

Vorkommen: In enger Vergesellschaftung mit der Biopackstone-Fazies in der Gerster Formation. Ein regelmäßiges Vorkommen dieser Fazies, etwa in Verbindung mit Zyklizität, konnte nicht festgestellt werden.

- **Crinoidenpackstone-Fazies**

Grundmasse: Neomorpher Pseudosparit, z.T. ist aber keine Matrix mehr vorhanden und die Porenräume zwischen den Crinoidenresten werden vollständig von syntaxialen Zementen ausgefüllt.

Verhältnis Grundmasse/Partikel: 50 Vol%/50 Vol%

Hauptkomponenten (bis 90 Vol% der Komponenten): Crinoidenstielglieder (meist 0,5 bis 2 mm Durchmesser) sind selten fragmentiert.

Untergeordnete Komponenten (bis 20 Vol% der Komponenten): Zum Teil stark fragmentierte Bryozoen-, Brachiopoden-, Brachiopodenstachel-, Gastropoden- und Foraminiferenreste mit subangularen bis gerundeten Bruchkanten, Schwammnadeln (nur in stark verkieselten Bereichen nachweisbar), Pelloide.

Gefüge: Die Crinoidenstielglieder und anderen Komponenten bilden ein nicht bis mäßig sortiertes, korngestütztes Gefüge. Die oftmals fehlende Schichtung könnte auf vollständige Homogenisierung durch Bioturbation hinweisen. In einigen Proben sind mehr als 10 Vol% der Partikel größer als 2 mm, so dass von einem Rudstone gesprochen werden kann. Die Übergänge von Packstones zu Rudstones sind fließend.

Interpretation: Die Crinoiden des Paläozoikums waren im Gegensatz zu den rezenten Formen erfolgreiche Bewohner von Flachwassergebieten, die z.T. ausgedehnte Crinoidenrasen im normalmarinem Milieu bildeten (ZIEGLER 1998). Crinoiden benötigen stenohaline Bedingungen sowie nähr- und sauerstoffreiche Gewässer (MÜLLER 1978). Das korngestützte Gefüge, der schlechte Sortierungsgrad, das Vorhandensein von Karbonatschlamm-Matrix, das Fehlen von Crinoiden-Kelchen, das fast ausschließliche Vorkommen von einzelnen, nichtzusammenhängenden Stielgliedern und der hohe Grad von Aufarbeitung bei den untergeordneten Komponenten deuten auf eine Ablagerung im subtidalen Milieu oberhalb der Sturmwellenbasis.

Vorkommen: Die Crinoidenpackstone-Fazies hat ihre größte Verbreitung in den Gesteinen der Kaibab/Grandeur Formation. Untergeordnet kommt dieser Faziestyp auch in der Plympton und Gerster Formation vor.

- **Bryozoenpackstone-Fazies**

Grundmasse: Der überwiegende Pseudosparit ist z.T. ausgewaschen, in den entstandenen Porenräumen hat sich Orthosparit gebildet.

Verhältnis Grundmasse/Partikel: 50 Vol%/50 Vol%

Hauptkomponenten (bis 80 Vol% der Komponenten): Bryozoenreste mit unterschiedlichem Fragmentierungsgrad und subangularen bis gerundeten Bruchkanten.

Untergeordnete Komponenten (bis 30 Vol% der Komponenten): Brachiopoden, Brachiopodenstacheln, Crinoiden, Foraminiferen, Gastropoden, Pelloide, Silt. Bis auf die Crinoiden sind die untergeordneten Biogene meist fragmentiert und haben subangulare bis gerundete Bruchkanten.

Gefüge: Korngestützt mit mäßig sortierten bis nicht sortierten Komponenten. Im Vergleich zu den anderen Packstonefaziestypen haben die Gesteine mit hohem Gehalt an Bryozoenfragmenten wegen ihrer unregelmäßigen Form und ihres größeren Durchmessers auch den höchsten Anteil an Matrix. Der Partikeldurchmesser liegt meist bei weniger als 2 mm, größere Partikel kommen aber auch vor. Vereinzelt kann das Gestein daher auch als Rudstone angesprochen werden.

Interpretation: Bryozoen finden ihre optimalen Lebensbedingungen in flachen, offenmarinen, stenohalinen Meeresgebieten bei Wassertiefen von 10 – 80 m (ZIEGLER 1998). Gegenüber Crinoiden bevorzugen Bryozoen generell aber weniger bewegtes Wasser. Bei den Rampenmodellen für nichttropische Karbonate von JAMES (1997) ist der Entstehungsraum von bryozoenreichen Sedimenten deshalb unterhalb dem von crinoidenreichen Sedimenten angesiedelt. Im Bereich des Arbeitsgebietes zeigt sich die größere Wassertiefe durch den meist höheren Anteil an Matrix gegenüber den anderen Packstonetypen. Wie schon bei den oben beschriebenen Packstonetypen ist auch hier eine Sedimentation in einem normalmarinen Ablagerungsraum im flachen Subtidal anzunehmen, bei dem Grundberührung von Sturmwellen noch eine größere Rolle spielte.

Vorkommen: Die Gesteine der Bryozoenpackstone-Fazies haben ihre größte Verbreitung in meist wenigen Dezimeter mächtigen Horizonten in der Gerster Formation. Untergeordnet sind sie auch in der Kaibab/Grandeur Formation zu finden.

Zwischen der Biopackstone-Fazies, der dichtgepackten Biopackstone-Fazies und der reinen Crinoidenpackstone-Fazies, Bryozoenpackstone-Fazies und Brachiopoden-Packstone-Fazies kommen fließende Übergänge vor. Die „gemischten“ Biopackstones haben gegenüber den Endgliedern mit nur einer vorherrschenden Spezies den größeren Anteil.

- **Brachiopodenpackstone-Fazies**

Grundmasse: Feinkörnige Pseudosparit-Matrix, vereinzelt kommen innerhalb eines Schliffes auch Bereiche mit sparitischer Grundmasse vor. Seltener ist die karbonatische

Grundmasse durch Mikroquarz ersetzt. In verschiedenen Schliffen ist auch bis > 50 Vol% Mikroschill in der Matrix enthalten.

Verhältnis Grundmasse/Partikel: 50 Vol%/50 Vol%

Hauptkomponenten: Vollständige und fragmentierte Brachiopodenschalen bis 70 Vol%. Es überwiegen Brachiopoden aus der Ordnung Strophomenida, aber auch verschiedene Spiriferiden sind in wechselnden Anteilen am Biogenspektrum beteiligt.

Untergeordnete Komponenten: (bis 30 Vol% der Komponenten): Brachiopodenstacheln, Crinoiden, Foraminiferen, Gastropoden, Peloide, Silt. Bis auf die Crinoiden sind die untergeordneten Biogene meist fragmentiert und haben subangulare bis gerundete Bruchkanten.

Gefüge: Korngestützt mit schlechter Sortierung und seltener Einregelung der Komponenten. Die oftmals fehlende Schichtung könnte auf vollständige Homogenisierung durch Bioturbation hinweisen. Die Komponenten eines Schliffes zeigen oft einen Rundungsgrad von subangular bis gut gerundet. Der Durchmesser der Partikel liegt häufig im Bereich von 2 mm. In einigen Proben sind mehr als 10 Vol% der Bioklasten größer als 2 mm, so dass von einem Rudstone gesprochen werden kann. Die Übergänge von Packstones zu Rudstones sind fließend.

Interpretation: Brachiopoden mit dicken berippten Schalen, wie sie häufig in diesem Faziestyp vorkommen, sind Anzeiger für turbulentes Wasser im bewegten Intertidal. Brachiopoden bevorzugen überwiegend normale Salinität, in warmem Wasser kommen dabei größere Exemplare vor als in kaltem (ZIEGLER 1998).

Die schlechte Sortierung und das Vorkommen von Karbonatschlamm in der Grundmasse deuten aber auf einen Ablagerungsraum im flachen Subtidal. Die abgestorbenen Brachiopoden wurden bei Sturmereignissen oder durch Strömungen unterhalb der Schönwetterwellenbasis konzentriert, aber nicht weiter sortiert. Während der ruhigen Perioden konnte sich Karbonatschlamm in den Hohlräumen absetzen. Der unterschiedliche Aufarbeitungsgrad der Komponenten deutet auf mehrmaliges Umlagern.

Vorkommen: Die Biopackstones-Fazies hat ihre größte Verbreitung in den Gesteinen der Gerster und Kaibab/Grandeur Formationen, untergeordnet kommen Horizonte dieses Faziestypes auch in der Plympton Formation vor.

Fototafel Packstone-Faziestypen 1

(A) Diverse Biopackstone-Fazies, Toroweap Formation, Whitmore Canyon, Arizona. Hauptkomponenten sind nicht sortierte, stark fragmentierte Reste von Bryozoen (1), Brachiopoden (2) und Crinoidenstielglieder (3). Die Grundmasse besteht aus grobem Pseudosparit. Crinoidenstielglieder und Brachiopodenfragmente sind z.T. partiell verkieselt (4). Die Zoecien der Bryozoen sind zuweilen mit brauner Phosphatmineralisation gefüllt (5).

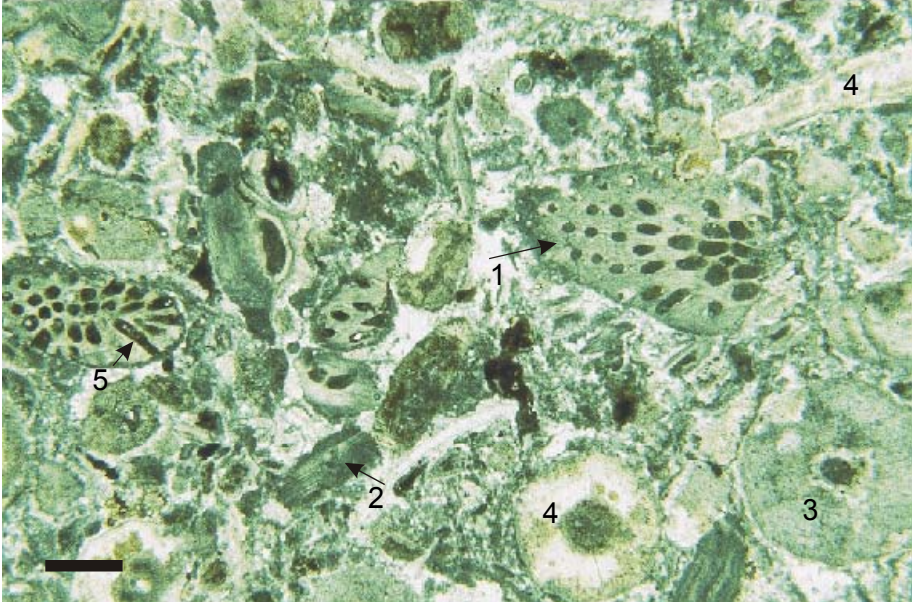
Hellfeld, Balkenlänge = 1 mm.

(B) Diverse Biopackstone-Fazies, Gerster Formation, Butte Mountain, Nevada. Hauptkomponenten sind schlecht sortierte Crinoidenstielglieder (1) und Fragmente von Brachiopodenstacheln (2). Die Grundmasse besteht aus feinkörnigem Pseudosparit. Crinoidenstielglieder sind durch Drucklösung randlich korrodiert und miteinander verwachsen (linke obere Ecke).

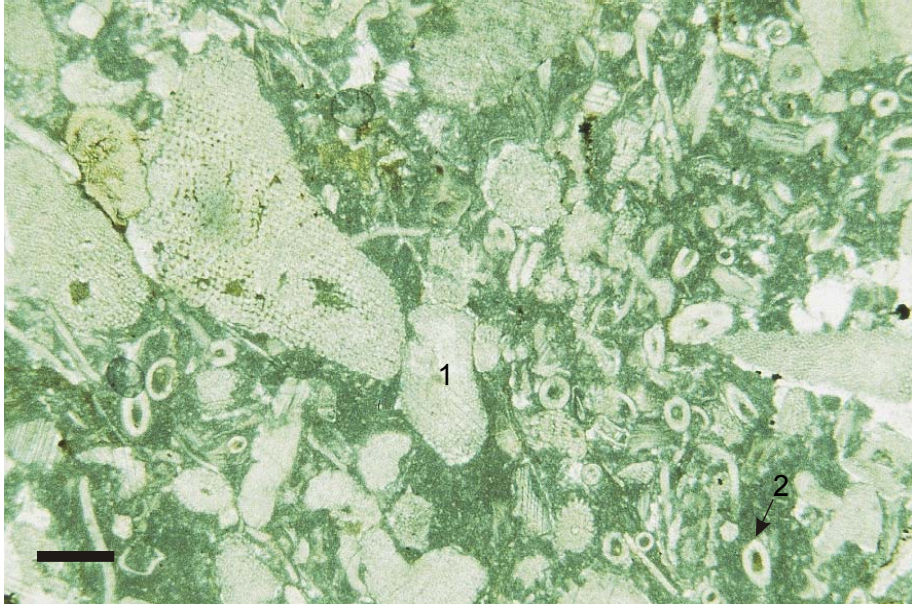
Hellfeld, Balkenlänge = 0,4 mm.

(C) Diverse Biopackstone-Fazies, Gerster Formation, Grayback Hills, Utah. Hauptkomponenten sind ähnlich wie in Abb. (A) Reste von Bryozoen (1), Brachiopoden (2), Crinoidenstielglieder (3) und Brachiopodenstacheln (4), allerdings stärker fragmentiert. Am unteren Bildrand ist ein Teil einer kompletten Brachiopodenschale sichtbar. Die Grundmasse besteht aus Pseudosparit und Mikroschill. Ein Teil des Gesteins ist durch Vereisung dunkel gefärbt, u. a. der Crinoidenrest bei Punkt (5).

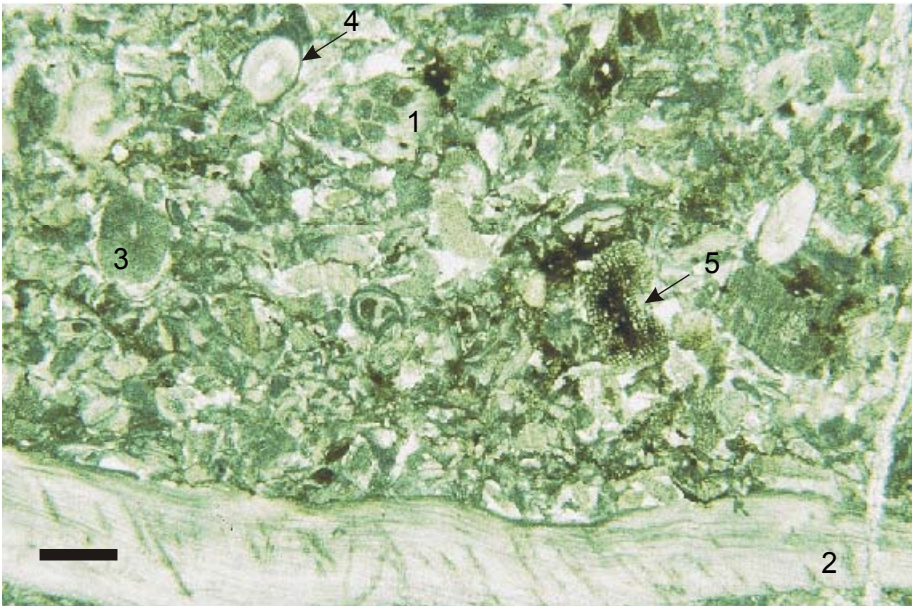
Hellfeld, Balkenlänge = 0,55 mm.



A



B



C

Fototafel Packstone-Faziestypen 2

(A) Dichtgepackte Biopackstone-Fazies, Grandeur Formation, Mount Nebo, Utah. Hauptkomponenten sind durch Drucklösung randlich korrodierte Crinoidenstielglieder (1) sowie eingeregelt Brachiopodenschalen (2) und -stacheln (3). In der Grundmasse ist neben feinkörnigem Pseudosparit auch viel Fein- und Mikroschill vorhanden. Z. T. sind die Zentralkanäle der Brachiopodenstacheln (3) wie auch andere kleinere Partikel phosphatisch.

Hellfeld, Balkenlänge = 1 mm.

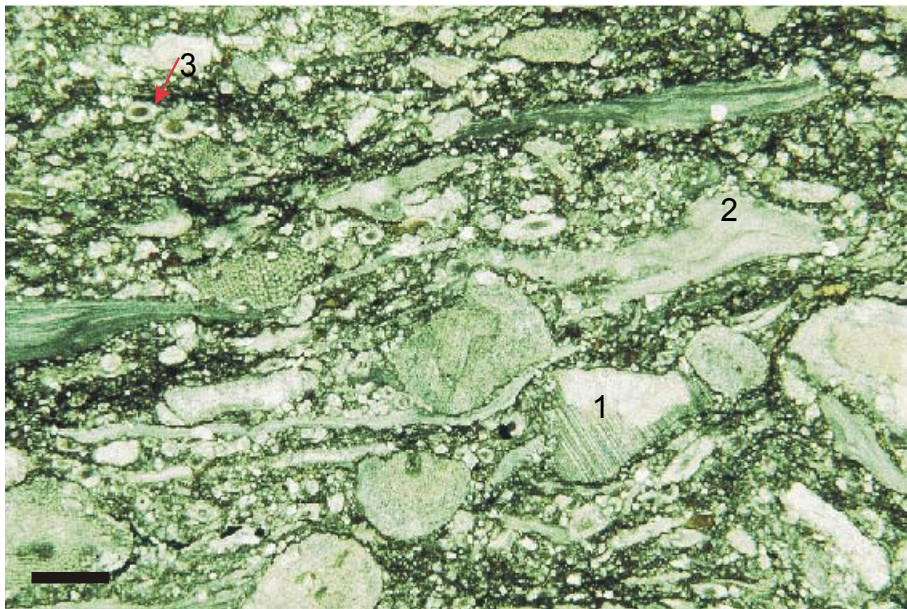
(B) Dichtgepackte Biopackstone-Fazies, Grandeur Formation, Lemay Island, Utah. Crinoidenstielglieder (1), Brachiopoden- (2) und Bryozoenfragmente (3) bilden ein (im Falle des Bildausschnitts sehr lockeres) korngestütztes Gefüge. In der Mitte des rechten Bildausschnitts ist eine der selten vorkommenden Foraminiferenschalen (4) unbekannter Zuordnung abgebildet. Die Grundmasse besteht aus Pseudosparit und sehr viel Mikroschill.

Hellfeld, Balkenlänge = 0,4 mm.

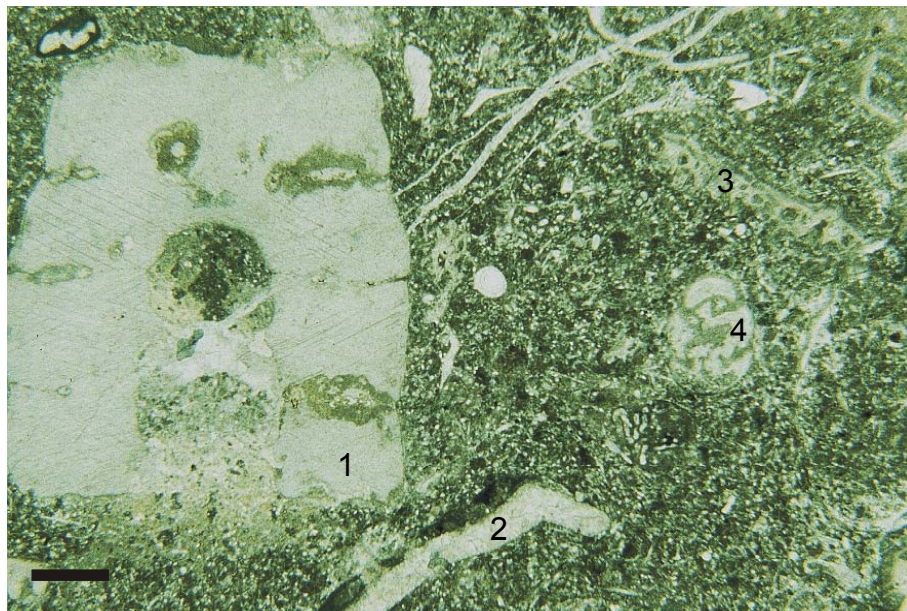
(C) Crinoidenpackstone-Fazies, Gerster Formation, Pequop Mountains, Nevada. Hauptkomponenten in diesem korngestützten Gefüge sind zu mehr als 90 Vol% stark verrundete Crinoidenstielglieder (1), untergeordnet kommen Schalenfragmente vor (2). Die Porenräume zwischen den Crinoidenstielgliedern sind fast ausschließlich mit syntaxialen Zementen gefüllt, die die mikritische Matrix weitgehend verdrängt hat. Die schwarzen unregelmäßigen Flecken, vor allem im oberen Bildausschnitt, sind sekundäre Vererzungen. Ein Stylolith im unteren Bildteil (3) ist ebenfalls vererzt.

Hellfeld, Balkenlänge = 0,55 mm.

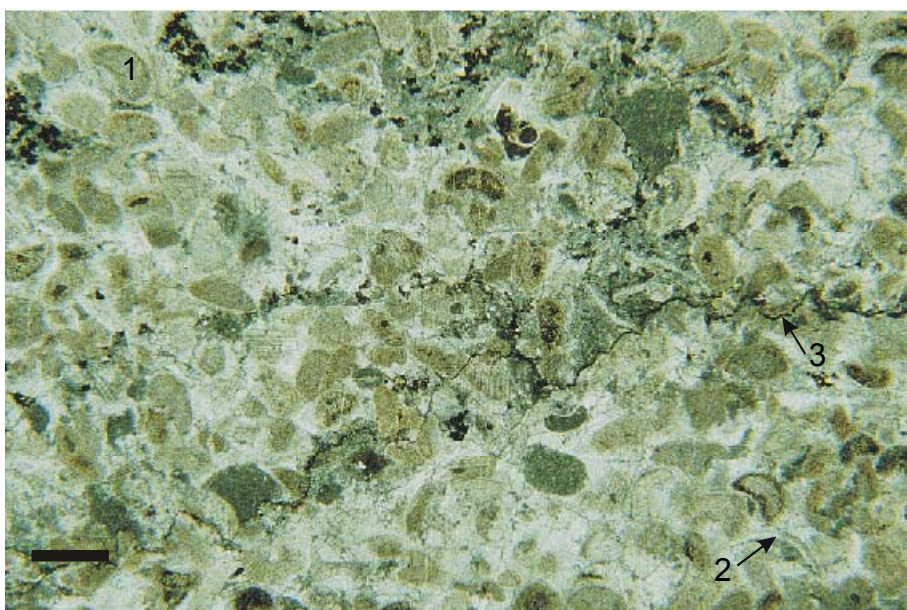
Abb. 5.8



A



B



C

Fototafel Packstone-Faziestypen 3

(A) Bryozoenpackstone-Fazies, Gerster Formation, Butte Mountain, Nevada. Fragmente von ramosen Bryozoen (1) und feiner Schill bilden ein korngestütztes Gefüge. Die gelbbraunen Partikel sind Phosphatlithoklasten. Selten kommen Crinoidenstielglieder (2) vor. Grundmasse ist ein feinkörniger Pseudosparit.

Hellfeld, Balkenlänge = 2,4 mm.

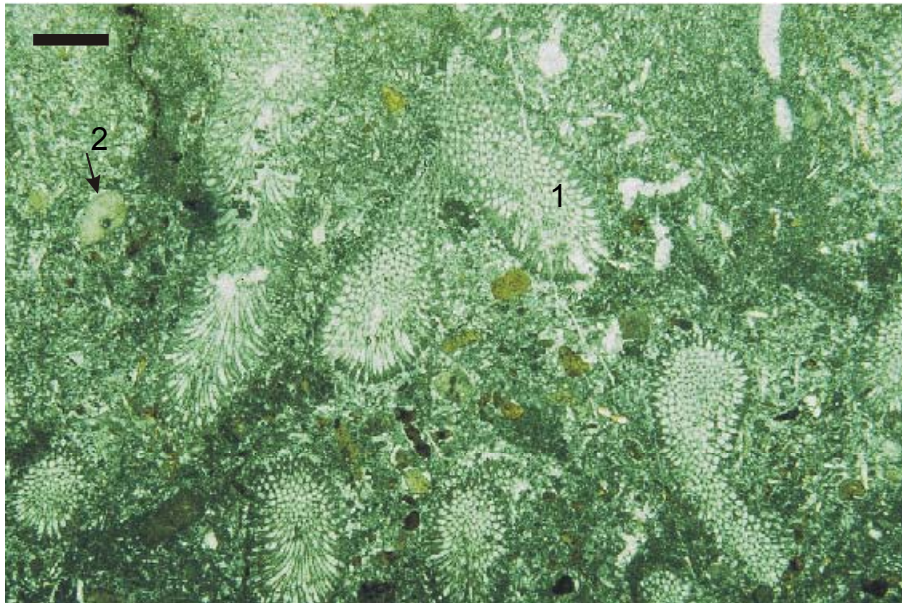
(B) Brachiopodenpackstone-Fazies, Gerster Formation, Gerster Gulch, Utah. Brachiopodenschalen (1) und Fragmente von Brachiopodenstacheln (2) bilden ein nicht sortiertes, korngestütztes Gefüge. Fein- und Mikroschill machen in diesem Schliff mehr als 50% der sonst mikritischen Grundmasse aus. Die Zentralkanäle der Brachiopodenstacheln sind mit Sparit (3), seltener mit Mikrit oder phosphatischem Material (4) gefüllt.

Hellfeld, Balkenlänge = 0,4 mm.

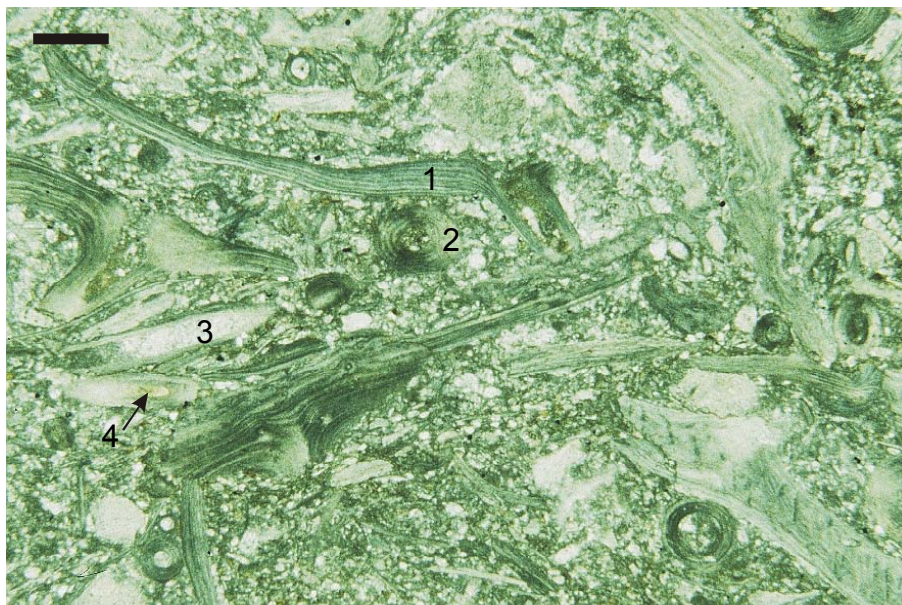
(C) Dichtgepackte Biopackstone-Fazies, Gerster Formation, Pequop Mountains, Nevada. Stark fragmentierte und z.T. korrodierte Reste von Brachiopoden (1), Bryozoen (2) und Crinoiden (3) bilden ein nicht sortiertes, korngestütztes Gefüge. Fein- und Mikroschill machen in diesem Schliff mehr als 50% der sonst mikritischen Grundmasse aus. Die Zoecien der Bryozoen (4) und Hohlräume in Brachiopodenstacheln (5) sind z.T. mit phosphatischem Material gefüllt.

Hellfeld, Balkenlänge = 0,4 mm.

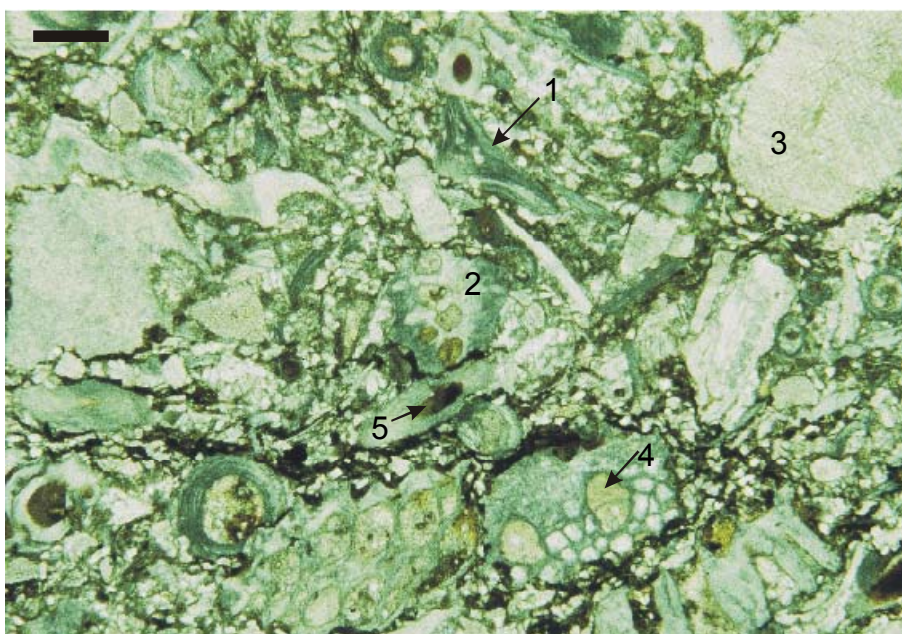
Abb. 5.9



A



B



C

5.2.3 Wackestone-Faziestypen

Die Beschreibung von Schriffen der Wackestonefaziestypen hat sich in der Praxis meist als sehr schwierig erwiesen. Die Gesteine sind in der Regel dolomitisiert und stark neomorph. Geisterstrukturen von Partikeln lassen sich meist nur unsicher Komponenten- gruppen zuordnen. Auch Sedimentstrukturen sind durch den starken Neomorphosegrad selten eindeutig zu bestimmen.

- **Biowackestone-Fazies**

Grundmasse: Pseudosparit, z.T stark dolomitisiert.

Verhältnis Grundmasse/Partikel: < 80 Vol%/>20 Vol%

Hauptkomponenten (>90 Vol% der Komponenten): Brachiopodenschalen, Bryozoenfragmente, Crinoidenstielglieder und Pelloide. Die bis max. 3 mm großen Biogene zeigen meist einen geringen Fragmentierungsgrad mit subangularen Bruchkanten. Die Pelloide kommen hauptsächlich in Biowackestones der Plympton Formation vor.

Untergeordnete Komponenten (<10 Vol% der Komponenten): Gastropodenfragmente, Foraminiferen, Quarzdetritus in Siltgröße.

Gefüge: In dem matrixgestützten Gefüge sind Reste von Feinschichtung erhalten. Der übrige Teil ist wahrscheinlich durch Bioturbation homogenisiert worden. Im Gelände fallen innerhalb der Wackestonehorizonte vereinzelt, wenige Zentimeter dicke Sturmlagen auf, in denen die oben genannten Hauptkomponenten ein korngestütztes Gefüge bilden. Diese Lagen sind nicht scharf begrenzt, eine Gradierung ist aber nicht zu erkennen. Stellenweise, und nur in der Plympton Formation, kommen unregelmäßige Porenräume bis 1 mm Durchmesser vor, die an Fenstergefüge oder „birdseye“-Strukturen erinnern.

Interpretation: Nur unter geringer Wasserenergie kann sich Karbonatschlamm absetzen. Das Spektrum an Biogenen deutet auf marine Verhältnisse in einem subtidalen Ablagerungsraum, in dem nur bei starken Stürmen genug Wellenenergie vorhanden ist, um Biogene zu dünnen Lagen zusammenzuschwemmen bzw. die Matrix auszuwaschen. In der Plympton Formation kommt dieser Faziestyp z.T. in enger vertikaler Vergesellschaftung mit Sedimenten aus lagunär/restriktiven Ablagerungsmilieus vor, so dass dort für die Biowackestone-Fazies ein ähnlicher Ablagerungsraum angenommen werden kann.

Vorkommen: Wackestonelagen kommen in allen bearbeiteten Formationen und Profilen vor. In der Plympton Formation sind sie allerdings meist stark dolomitisiert und diagenetisch überprägt, so dass dort eine sichere Aussage über den Partikelinhalt nicht möglich ist. Zur Mudstone-Fazies und den Packstone-Faziestypen besteht ein fließender Übergang.

- **Pelwackestone-Fazies**

Grundmasse: Dolomitischer Pseudosparit oder mikrokristalliner Quarz.

Verhältnis Grundmasse/Partikel: >60 Vol%/<40 Vol%

Hauptkomponenten: Peloide (20 bis 90 Vol% der Komponenten) von 0,2 bis > 2 mm, Quarzdetritus in Siltgröße (0 bis 20 Vol% der Komponenten). Die Peloide bestehen aus mikritischer Matrix und enthalten z.T. Quarzdetritus in Siltgröße, Mikroschill und seltene Schwammnadelfragmente.

Untergeordnete Komponenten (bis 20 Vol% der Komponenten): Mikroschill, Phosphatpeloide bis 1 mm Durchmesser, selten Feinschill und Intraklasten.

Gefüge: In dem matrixgestützten Gefüge sind die Komponenten nicht sortiert. Z. T. sind Bioturbationsspuren erhalten (Presstrukturen, unregelmäßig röhrenförmige Bereiche mit Materialunterschieden). Vereinzelt sind die Peloide kompaktiert und „birdseye“-Strukturen zu erkennen. Die Gesteine dieses Faziestyps sind fast immer sehr stark dolomitisiert oder silifiziert und deshalb nicht immer eindeutig einzuordnen. In einem Horizont in der Plympton Formation im Profil Gerster Gulch (Abb. 5.10, C) sind unregelmäßig geformte Poren und kleine Zweischaler im unteren Teil mit vadosem Siltzement (DUNHAM 1969) gefüllt, während der Rest des Hohlraums mit blockigem Sparit ausgefüllt ist. Solche Poren werden als Stromatactis bezeichnet. Die Oberflächen der Siltzementkörper sind nicht parallel zueinander, eine Bewegung im noch nicht lithifizierten Sediment muss stattgefunden haben.

Interpretation: Das matrixgestützte Gefüge deutet auf ein Ablagerungsmilieu mit nur geringer Wasserenergie. Der Ursprung der Peloide ist unklar, es könnte sich um stark aufgearbeitete Intraklasten handeln. Die „birdseye“-Strukturen, der geringe Gehalt an Biogenen und die enge vertikale Vergesellschaftung dieses Faziestyps mit Gesteinen aus dem lagunar/restruktiven Milieu legen auch hier einen solchen Ablagerungsraum nahe. Stromatactis sind aus dem oberen Gezeitenbereich bekannt (FÜCHTBAUER 1988), Siltzement ist ein Hinweis auf Einfluss von Regen- und Haftwässern (FLÜGEL 1982).

Vorkommen: In der Kaibab Formation in den Profilen Butte Mountain, Blue Diamond, Whitmore Canyon, Cedar Mountains, Gerster Gulch und in allen Profilen der Plympton Formation.

Fototafel Wackestone-Faziestypen

(A) Biowackestone-Fazies, obere Plympton Formation, Lemay Island, Utah. Hauptkomponenten sind Bryozoenreste (1) und Crinoidenstielglieder (2). Das Kotpillennest (3) am unteren Bildrand ist wahrscheinlich die Füllung eines Grabbaus. Die Grundmasse besteht aus mikroschillführendem Pseudosparit.

Hellfeld, Balkenlänge = 2,3 mm.

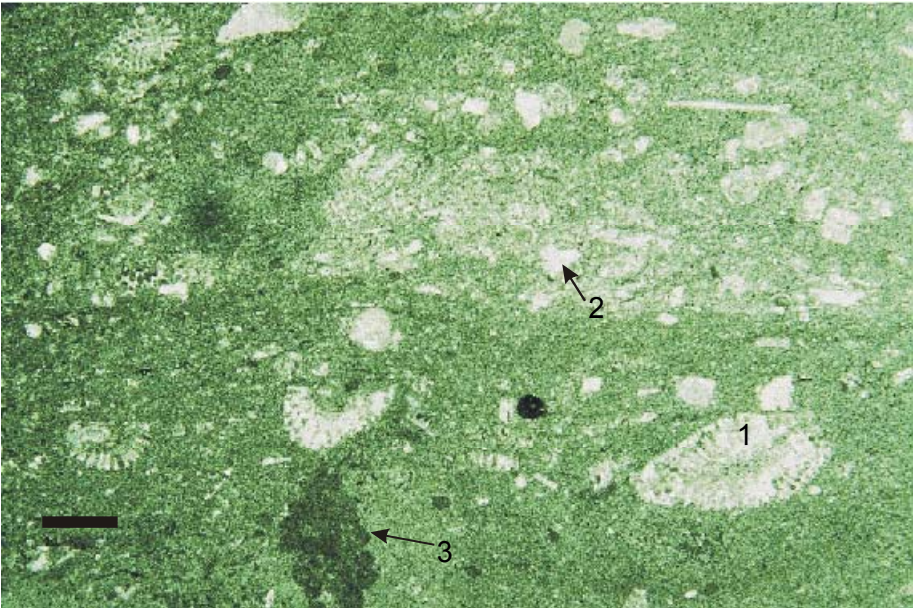
(B) Biowackestone-Fazies, Grandeur Formation, Lemay Island, Utah. Bryozoenreste (1), Pelloide (2) und Crinoidenfragmente (3) bilden ein matrixgestütztes Gefüge. Die Grundmasse aus feinkörnigem Pseudosparit enthält viel Quarzdetritus in Siltgröße. Die Chertknolle im oberen linken Bildrand (4) enthält nur Geisterstrukturen von oben genannten Fossilresten. In der Mikroquarzmatrix sind vereinzelt Dolomitrhomboeder gewachsen (im Photo nicht aufgelöst).

Hellfeld, Balkenlänge = 2 mm.

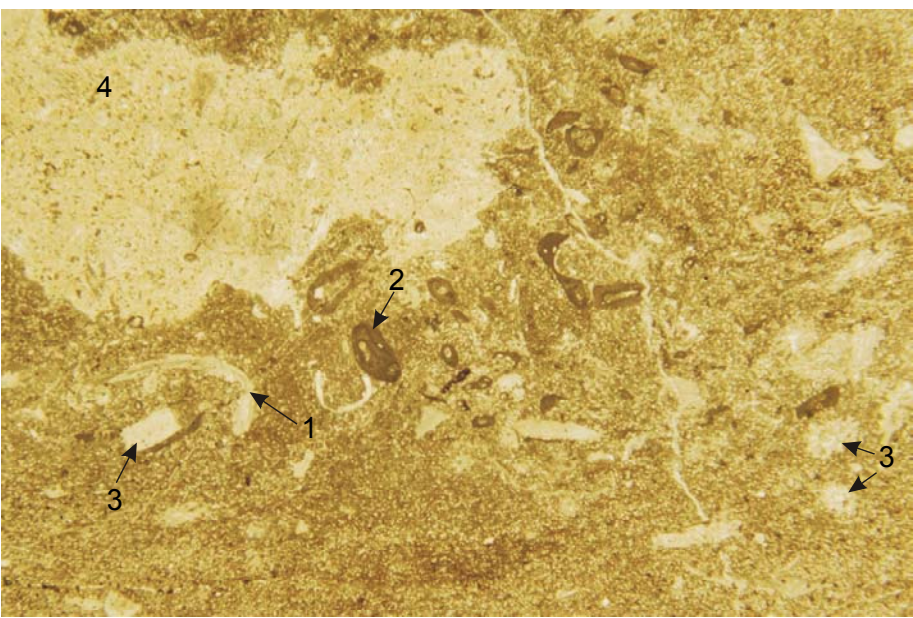
(C) Pelwackestone-Fazies mit Geopedalgefüge, obere Plympton Formation, Gerster Gulch, Utah. Porenräume und einige Fossilienhohlräume sind z.T. mit vadosem Siltzement (1) gefüllt, der von blockigem Sparit (2) überlagert wird. Die unterschiedliche Orientierung der Siltzementoberflächen kann durch nachträgliche Aufarbeitungsvorgänge mit Bewegungen im noch nicht vollständig lithifizierten Gestein erklärt werden. In der mikritischen Grundmasse kommen z.T. unregelmäßig begrenzte Mikritelemente < 0,1 mm vor, die als Krümmelgefüge bezeichnet werden. Aus solchen Krümmeln sind auch die Pelloide (3) aufgebaut.

Hellfeld, Balkenlänge = 0,4 mm.

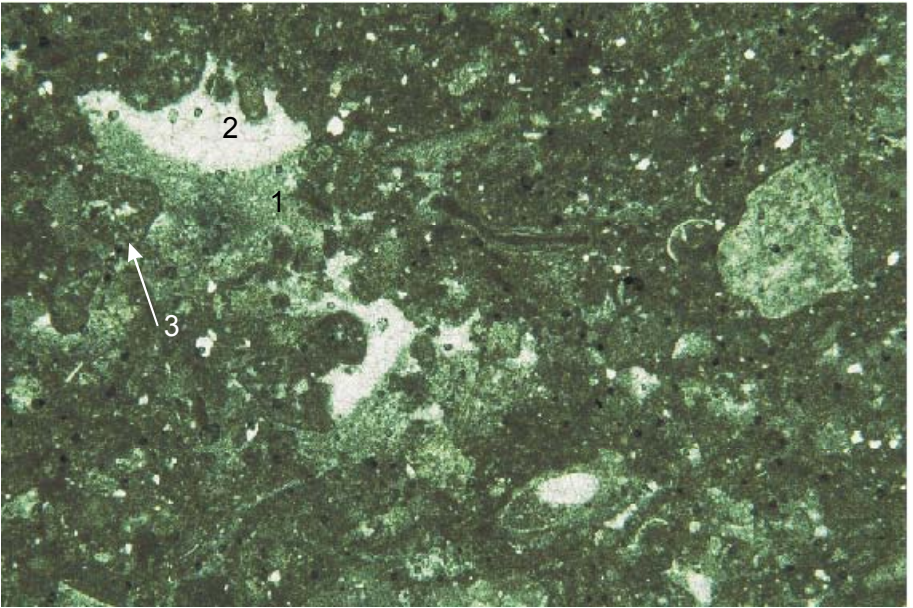
Abb. 5.10



A



B



C

5.2.4 Mudstone-Faziestypen

Ähnlich wie bei den Wackestone-Faziestypen ist es meist schwer, sichere Aussagen über den Komponenteninhalt und die Sedimentstrukturen in den Mudstone-Faziestypen zu treffen. Auch hier ist das Gestein oft dolomitisiert, stark neomorph überprägt und Partikel sind nur als Geisterstrukturen erhalten.

- **Mudstone-Fazies**

Grundmasse: Pseudosparit, überwiegend dolomitisch, meist sehr hoher Neomorphosegrad.

Komponenten: Weniger als 1 Vol% Bioklasten unterschiedlicher Herkunft und Pelloide mit Durchmessern von < 0,1 mm und weniger als 1 Vol% Silt. Meistens sind nur Geisterstrukturen vorhanden, die sich keiner Komponentengruppe zuordnen lassen.

Gefüge: Strukturlos, in der dolomitischen Grundmasse ist z.T. ein Mosaikgefüge ausgebildet.

Interpretation: Da keine Strukturen vorhanden sind und die Komponenten meist nur noch als Geisterstrukturen vorliegen, ist eine Interpretation des Milieus kaum möglich. Hinweise geben nur die über- und unterlagernden Horizonte, die meist ins tiefere Subtidal, z.T. aber auch in ein lagunär/restruktives Milieu gestellt werden.

Vorkommen: In allen Profilen der Plympton Formation, z.T. in der Kaibab Formation.

- **Biopel-Mudstone-Fazies**

Grundmasse: Pseudosparit

Verhältnis Grundmasse/Partikel: >90 Vol%/<10 Vol%

Komponenten (> 90 Vol% der Komponenten): Brachiopodenreste, Crinoidenreste, Bryozoenreste und Pelloide in wechselnden Anteilen. Die Biogene sind nicht sortiert und unterschiedlich fragmentiert. Die Komponentengröße liegt meist bei 0,5-2 mm. Der Gehalt an Biogenen schwankt und kann zwischen 0 und 10 Vol% der Komponenten liegen.

Untergeordnete Komponenten (bis 10 Vol% der Komponenten): Intraklasten bis 2 mm Durchmesser mit seltener interner Feinschichtung, Gastropodenfragmente, Foraminiferen, Quarzdetritus in Siltgröße.

Gefüge: In dem matrixgestützten Gefüge sind Reste von Feinschichtung zu erkennen, der Großteil dieser Gesteine ist aber durch Bioturbation homogenisiert. Vereinzelt treten unscharf begrenzte Lagen mit höherem Anteil an millimetergroßen Biogenen auf (Zweischalerfragmente).

Interpretation: Auf Grund der meist engen vertikalen Vergesellschaftung mit Gesteinen aus dem lagunär/restruktiven Milieu ist eine Ablagerung in flachem Wasser mit wenig Wellenenergie wahrscheinlich. Gelegentliche Schillagen, die wahrscheinlich während

Stürmen durch Auswaschen der pelitischen Matrix gebildet wurden, zeigen, dass der Meeresboden nicht unterhalb der Sturmwellenbasis gelegen hat.

Vorkommen: Die Mudstone-Fazies ist in der Plympton Formation aller Profile zu finden, seltener in der Kaibab/Grandeur Formation im nördlichen Teil des Arbeitsgebietes. Zur Biowackestone-Fazies besteht ein fließender Übergang.

- **Evaporitische Mudstone-Fazies**

Grundmasse: dolomitischer Pseudosparit

Verhältnis Grundmasse/Partikel: >90 Vol% / <10 Vol%

Komponenten: Stark fragmentierte Schalenreste bis 3 mm Länge, Peloiden von 0,1 bis 3 mm Durchmesser, Nester mit Kotpillen und rundlich knotige Chertknollen < 2 cm Durchmesser treten entlang einzelner Horizonte z.T. gehäuft auf, in einigen Fällen erinnern sie an „chicken wire“-Gefüge. Stellenweise ist zu beobachten, dass die Chertknollen von Laminae „umflossen“ werden. In der oft dolomitiserten Grundmasse sind Partikel nur als Geisterstrukturen erhalten und können nicht immer eindeutig bestimmt werden. Ebenfalls in nur sehr schlechter Erhaltung finden sich vereinzelt dünne Dolomitsäume um Peloiden, die als zementierte Schrumpfrisse interpretiert werden können. Der Gehalt an Quarzdetritus in Siltgröße schwankt stark. Er kann zwischen < 1 Vol% bis 50 Vol% betragen. Es besteht ein fließender Übergang zur evaporitischen Siltstein-Fazies.

Gefüge: In dem matrixgestützten, meist homogenen Gefüge ist z.T. eine Lamination erhalten, die Spuren von Bioturbation zeigt (Kotpillennester, Stopfstrukturen, verschleppte Lamination). Ebenso treten vereinzelt Fenstergefüge oder „birdseye“-Strukturen auf. Selten sind im Gelände auf Schichtoberflächen Trockenrisse zu beobachten.

Interpretation: Fenstergefüge, „birdseye“-Strukturen und Trockenrisse sind Hinweise auf einen Ablagerungsraum im stillen Intertidal bis Supratidal (FLÜGEL 1985, KENDALL 1992). Mit diesem Hintergrund können die vereinzelt auftretenden knotig knolligen Chertknollen als Pseudomorphosen nach Evaporiten gesehen werden. Die Bildung der ursprünglichen Evaporitknollen muss dabei frühdiagenetisch vor der Lithifizierung des Gesteins stattgefunden haben, da noch vereinzelt Feinschichtung zu erkennen ist, die durch das Wachstum der Knollen aufgebogen wurde. Ein zusätzliches Argument für ein sehr flaches, restriktives Ablagerungsmilieu ist eine z.T. enge vertikale Vergesellschaftung mit der Bindstonefazies und den Gipsvorkommen in der Kaibab Formation im Süden des Arbeitsgebietes.

Vorkommen: Die evaporitischen Mudstones kommen in der Kaibab Formation in den Profilen Whitmore Canyon und Blue Diamond vor. In der Plympton Formation kommt sie in allen Profilen mit Ausnahme des Profils Hogup Mountains vor.

- **Bindstone-Fazies**

Grundmasse: Dolomitischer Pseudosparit, einzelne Laminae sind z.T. stark verkieselt.

Verhältnis Grundmasse/Partikel: >70 Vol%/<30 Vol%

Hauptkomponenten: Silt bis Feinsand, Peloiden und Kotpillen < 0,2 mm

Untergeordnete Komponenten: Mikroschill

Gefüge: Wellige, unregelmäßige Lamination, selten planare Lamination. Z. T. lagige Anreicherung von Quarzdetritus, Peloiden, Kotpillen oder Mikroschill. Bei unregelmäßigen, welligen Laminae ist z.T. ein Fenstergefüge (mit Sparit oder Megaquarz gefüllt) ausgebildet und es kommen vereinzelt knotige Chertknollen < 1 mm Durchmesser vor. Stellenweise werden die Chertknollen von der Matrix umflossen.

Interpretation: Die Entstehung von Lamination und Fenstergefügen ist auf sedimentbindende Algenmatten zurückzuführen. Gesteine dieser Art sind in flachen intertidalen bis supratidalen Ablagerungsräumen typisch (PRATT et al. 1992). Die knotig ausgebildeten Chertknollen können Pseudomorphosen nach Evaporitknollen sein, die im noch nicht lithifizierten Sediment gewachsen sind. Hierfür sprechen die in den Knollen z.T. stengelig angeordneten Quarzkristalle, die an Pseudomorphosen nach Gipskristallen erinnern, und das teilweise „Umfließen“ der Matrix um die Chertknollen.

Vorkommen: Die Bindstonefazies kommt in der Kaibab Formation im Süden des Arbeitsgebietes in den Profilen Blue Diamond und Whitmore Canyon und in allen Profilen der Plympton Formation mit Ausnahme des Profil Cedar Mountain vor. In der Kaibab Formation ist sie meist mit der Anhydritfazies assoziiert.

Fototafel Mudstone-Faziestypen 1

(A) Biopelmudstone-Fazies, Franson Member, Mount Nebo, Utah. Kotpillennester (1) sind am oberen rechten und am unteren Bildrand zu sehen. Geisterstrukturen von Feinschill sind in der Probe vorhanden, auf dem Foto aber nicht aufgelöst. Die Grundmasse besteht aus grobem Pseudospit und ist vollständig dolomitisiert.

Hellfeld, Balkenlänge = 1,6 mm.

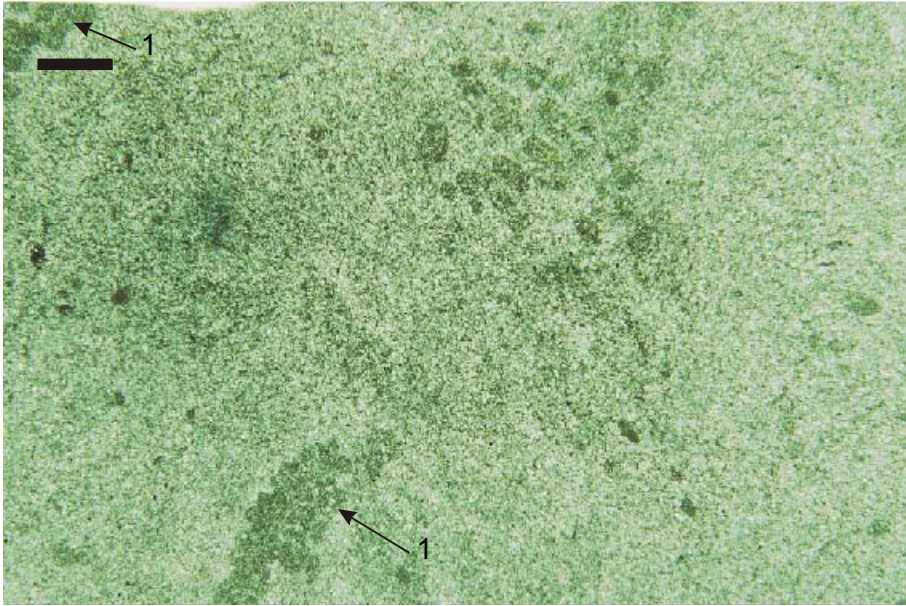
(B) Evaporitische Mudstone-Fazies, obere Plympton Formation, Gerster Gulch, Utah. Die Chertknollen („cauliflower cherts“) (1) bestehen aus Megaquarz und sind wahrscheinlich Pseudomorphosen nach Evaporitknollen. Die Grundmasse besteht aus dolomitiertem Pseudosparit.

Dunkelfeld, Balkenlänge = 1,4 mm.

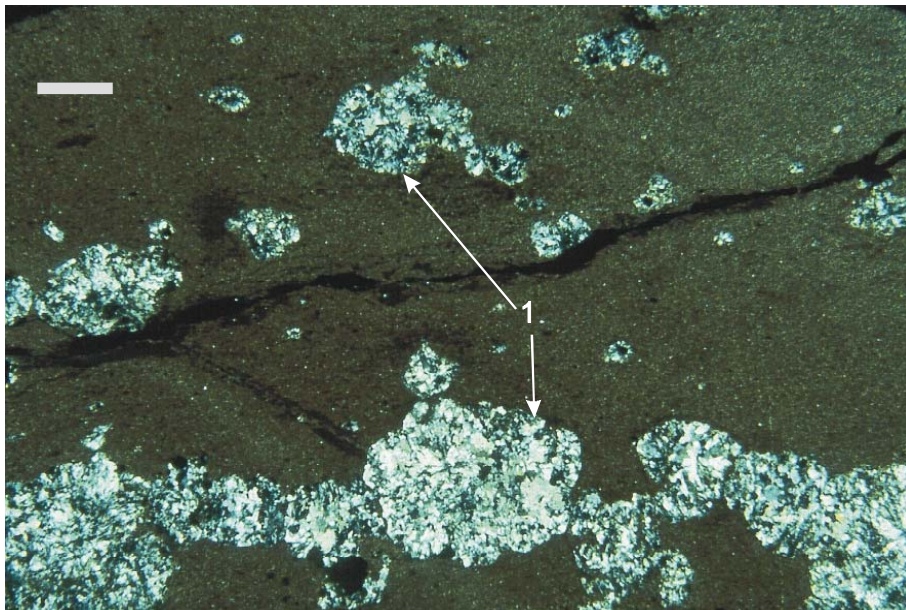
(C) Evaporitische Mudstone-Fazies, Plympton Formation, Lemay Island, Utah. Die leistenförmigen bis plattigen Aggregate bestehen aus Megaquarz und sind wahrscheinlich Pseudomorphosen nach Gipskristallen. Die Grundmasse besteht aus Pseudosparit und ist vollständig dolomitisiert.

Dunkelfeld, Balkenlänge = 2,4 mm.

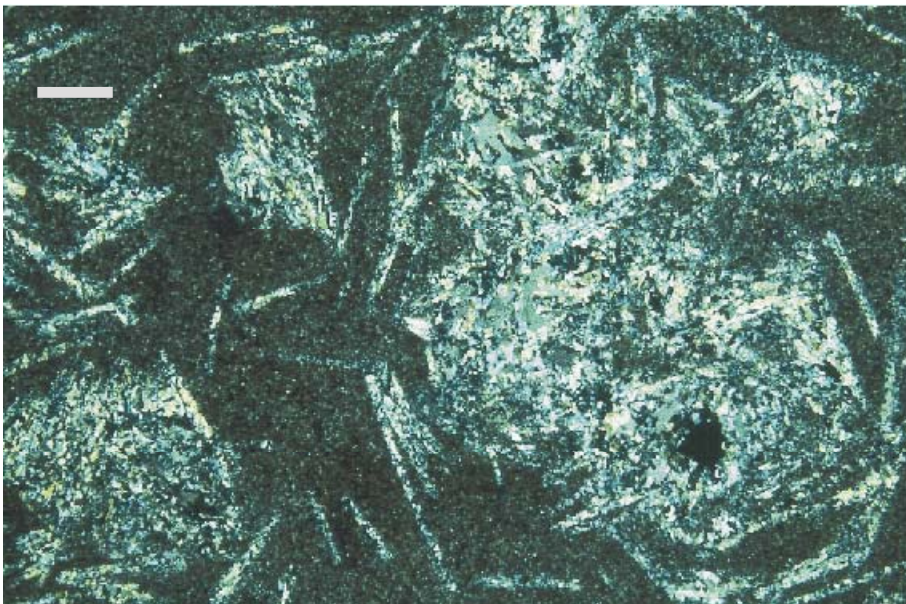
Abb. 5.11



A



B



C

Fototafel Mudstone-Faziestypen 2

(A) Evaporitmudstone-Fazies, oberes Meade Peak Member, Lemay Island, Utah. Die kleinen Chertknollen (helle, ovale Bereiche) sind waagrecht gestreckt, was auf Kompaktion von nachträglich silifizierten Evaporitknollen zurückzuführen ist. Die Grundmasse besteht aus grobem, dolomitisiertem, z.T. silifiziertem Pseudosparit, dessen dunkle Farbe auf einen hohen organischen Anteil schließen läßt. In der Grundmasse ist bei stärkerer Vergrößerung eine Lamination zu erkennen.

Hellfeld, Balkenlänge = 0,55 mm.

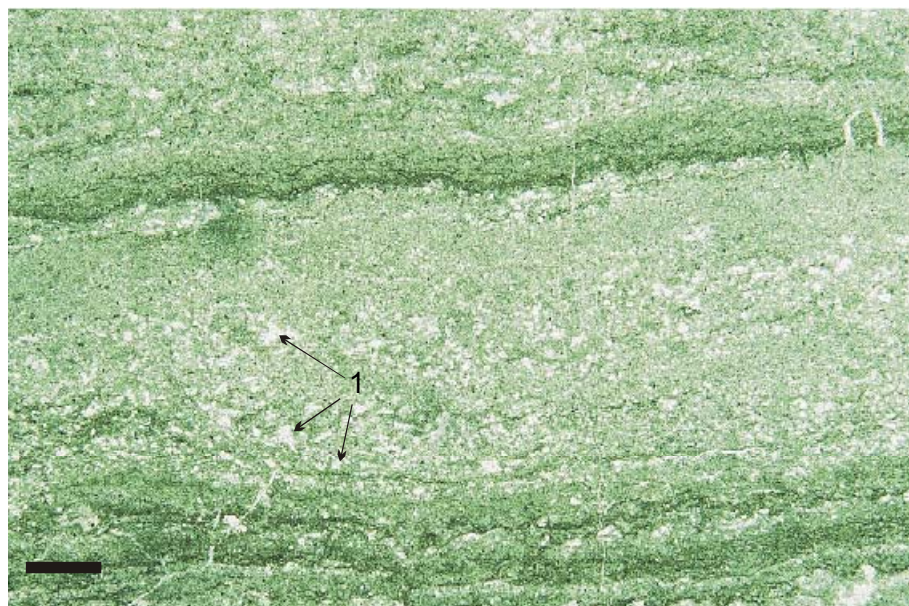
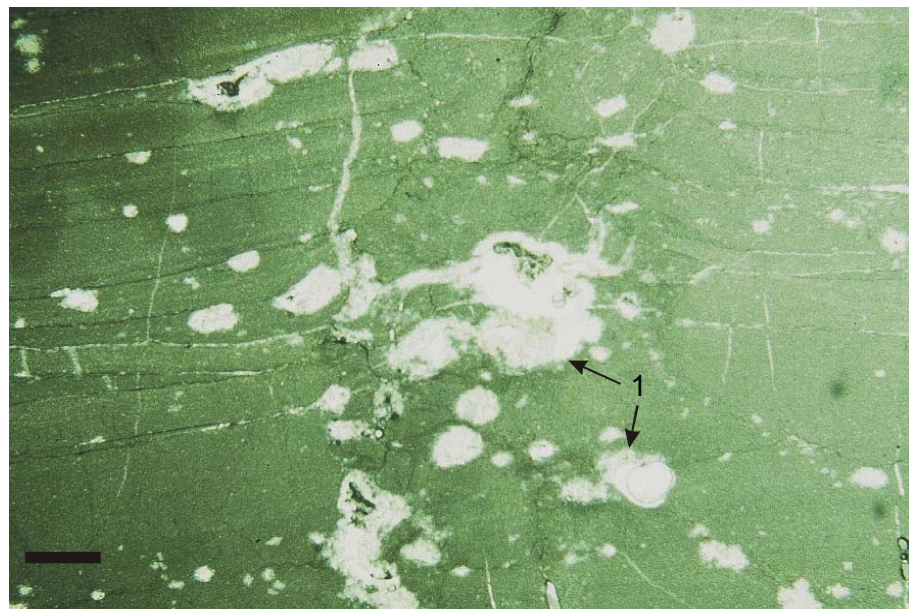
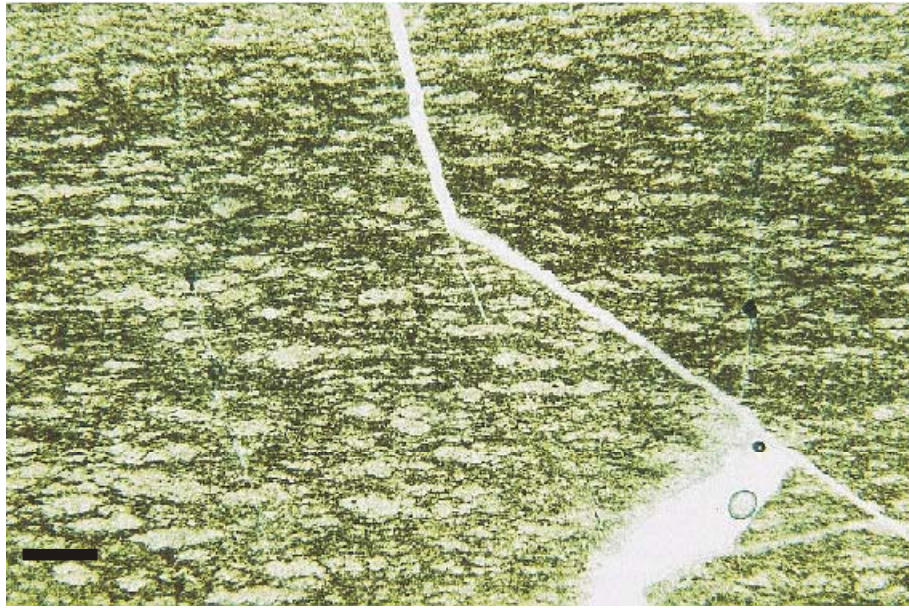
(B) Bindstone-Fazies, Kaibab Formation, Profil Blue Diamond, Nevada. Die Lamination wird durch feine Materialwechsel in dem vollständig dolomitischen Material hervorgerufen. Die mächtigeren, hellen Lagen bestehen aus etwas gröberem Pseudosparit, die dünneren, dunklen Lagen sind feinkörniger und enthalten wahrscheinlich organisches Material. Die hellen Flecken (1) aus dolomitischem Sparit werden als Pseudomorphosen nach Evaporitknollen interpretiert. Die Lamination ist entlang einer Entwässerungsstruktur in der Mitte des Bildes nach oben gebogen.

Hellfeld, Balkenlänge = 2,4 mm.

(C) Bindstone-Fazies, obere Plympton Formation, Butte Mountain, Nevada. In den mächtigeren, hellen Lagen ist z.T. ein Fenstergefüge ausgebildet ((1), weiße, unregelmäßige Flecken). Die dunklen Lagen sind feinkörniger und enthalten Reste von organischem Material und wenig, sehr feinen Silt. Das Gestein ist dolomitisch, nur wenige Poren des Fenstergefüges sind mit kalzitischem Sparit gefüllt.

Hellfeld, Balkenlänge = 2,4 mm.

Abb. 5.12



5.2.5 Evaporitgesteine

Evaporite in Form von Gips sind im Arbeitsgebiet nur selten erhalten und auf die Kaibab Formation im südlichen Teil des Arbeitsgebiets beschränkt. Brekzien, die auf Lösung von Evaporiten zurückzuführen sind, haben eine etwas größere Verbreitung und kommen auch in der Plympton Formation vor.

- **Gips-Fazies**

Komponenten: Strukturloser Gips mit vereinzelt, zentimeterdicken, rötlich-braunen bis gelb-braunen Ton- und Siltlagen. Seltener sind dünne Dolosparithorizonte.

Gefüge: Die bis zu 40 m mächtigen Gipsvorkommen sind immer tiefgründig verwittert, primäre Sedimentstrukturen sind nicht mehr vorhanden. Die vereinzelt eingeschalteten Siltlagen haben einen unregelmäßigen, welligen Verlauf und sind von vielen kleinen Störungen unterbrochen.

Interpretation: Die Evaporite gehören wahrscheinlich zu einem lagunären Küstengürtel, der das Colorado Plateau im Nordwesten vom „Confusion Shelf“ begrenzt.

Vorkommen: Anstehender Gips wurde in der Kaibab Formation im Profil Whitmore Canyon und Blue Diamond nachgewiesen.

- **Lösungsbrekzien und Rauhwacken**

Grundmasse: Pseudosparit oder Sparit. Der genaue Ursprung der Grundmasse kann auf Grund des starken Neomorphosegrades nicht mehr festgestellt werden. Im Profil „Confusion Range“ ist in den Gesteinen dieses Faziestyps auch eine karbonatisch siltige Grundmasse vorhanden.

Verhältnis Grundmasse/Partikel: <50%/>50%

Komponenten: Kantige bis kantengerundete Karbonatintraklasten bis 10 cm Durchmesser. Die Klasten bestehen meist aus einem groben Dolomit, in dem keine Partikel zu erkennen sind. Teilweise ist auf verwitterten Oberflächen im Gelände eine Lamination zu erkennen, seltener sind Fensterstrukturen. Insgesamt sind sich die Komponenten in ihrem Aufbau sehr ähnlich. Im Profil Confusion Range sind im unteren Drittel der Plympton Formation auch karbonatische Siltsteinklasten erhalten.

Gefüge: Die Intraklasten bilden ein korngestütztes Gefüge. Die Komponenten sind nicht sortiert oder eingeregelt. Ehemals zusammenhängende nur leicht zerbrochene Lagen lassen sich nicht erkennen, genauso fehlt eine Schichtung. In einem Fall, im Profil Butte Mountain, sind die meist sehr kleinen Lithoklasten ausgewittert, zurück bleibt eine poröse Matrix aus siltigem Pseudosparit. In diesem Fall kann von einer Rauhwacke gesprochen werden (LEINE 1968).

Interpretation: Die schichtgebundene Brekzierung und die in Bezug auf die Karbonatklasten monomikte Zusammensetzung sind ein Zeichen für eine synsedimentäre Bildung. Eine tektonische, post-sedimentäre Entstehung ist eher unwahrscheinlich, da tektonische Brekzien in Form von Scherbrekzien (RICHTER & FÜCHTBAUER 1981), die im Arbeitsgebiet in den vielen Störungen häufig vorkommen, meist eine polimikte Komponentenzusammensetzung zeigen, immer winklig zu den Schichtflächen verlaufen und aus sehr kantigem Material bestehen.

Gegen ein „flat pebble“-Konglomerat spricht die schlechte Sortierung, der geringe Rundungsgrad und die nicht vorhandene Einregelung der Bruchstücke. „Flat pebble“-Konglomerate zeigen häufig eine dachziegelartige Lagerung, die in keinem der untersuchten Aufschlüsse beobachtet wurde.

Da dieser Faziestyp immer mit Gesteinen aus restriktivem Milieu assoziiert ist (Chertknollen als Pseudomorphosen nach Gipsknollen, Laminite, Fensterstrukturen), ist eine Lösung von Evaporiten denkbar, bei der die zwischengelagerten Karbonathorizonte kollabierten. Rauhacken entstehen, wenn Gipspartikel aus einer karbonatischen, meist dolomitischen Matrix gelöst werden.

Vorkommen: Dieser Faziestyp kommt in der Plympton Formation in den Profilen Gerster Gulch, Confusion Range und Butte Mountain vor. Selten findet man sie in der Kaibab Formation in den südlichen Profilen. Da sie dort immer in enger Vergesellschaftung mit Gipshorizonten auftreten, stark gestört und verwittert sind, ist eine genaue Beschreibung schwierig. Allerdings bestärkt die Nähe zu den Evaporiten eine Bildung durch Lösungsvorgänge.

Fototafel Evaporit-Faziestypen und Phosphatpartikel

(A) Kollapsbrekzie, Obere Plympton Formation, Profil Gerster Gulch, Utah.

Zum Teil laminierte, meist dolomitische Mudstoneklasten bilden ein korngestütztes Gefüge mit einer Matrix aus grobem, stark neomorphem Pseudosparit oder Sparit. Die Klasten sind kantig bis kantengerundet und nicht sortiert. (B) Blumenkohlartige Chertknollen in einem fast vollständig verkieseltem Dolomudstone. Obere Plympton Formation, Profil Gerster Gulch, Nevada.

(C) Phosphatlithorudstone. Die helle Farbe der Phosphatlithklasten ist durch Verwitterung entstanden und nur oberflächlich. Der frische Anschlag (Pfeil) enthüllt die ursprüngliche dunkle Färbung. Meade Peak Member, Profil Mill Creek Canyon, Utah.

Hammerspitze ca. 4 cm.

Abb. 5.13



A



B



C

5.3 Phosphatgesteine

Die Phosphatgesteine ließen sich mittels der Mikrofaziesanalyse von Flügel (1982) und dem Nomenklatorsystem für granulare Phosphate von Trappe (in Press) verschiedenen Typen und Ablagerungsmilieus zuordnen.

- **Phoslithopack- bis -grainstonestone-Fazies**

Grundmasse: Phosphatisierter Karbonatschlamm mit wenig siltigem Quarzdetritus, dolomitischer Pseudosparit, stark diagenetisch überprägter Orthosparit und Megaquarz-Blockzement.

Verhältnis Grundmasse/Partikel: <40 Vol%/>60 Vol%

Hauptkomponenten (> 95 Vol% der Komponenten): Subangulare bis kugelige Phosphatkörner von 0,1 mm bis 0,5 mm Durchmesser. Die Phosphatpartikel bestehen aus kryptokristalliner Apatitmatrix (Francolith), die wenig Mikroschill, feinkörnigen Quarzdetritus und Schwammnadeln enthält. Ein Teil der Phosphatlithoklasten hat einen feinen Saum aus phosphatischem Material (Einfachooide ?).

Untergeordnete Komponenten (< 5 Vol% der Komponenten): *Lingula*-Fragmente < 0,2 mm, Phosphatooide < 0,4 mm, Quarzdetritus in Siltgröße.

Gefüge: In dem korngestützten Gefüge sind die Komponenten mäßig bis gut sortiert. Eine schwache Einregelung ist selten vorhanden. Vereinzelt ist eine undeutliche Schichtung oder sind kleine Schrägschichtungskörper zu beobachten. Die Phosphatlithoklasten sind z.T. kompaktiert und ineinander gedrückt. Komponenten und Matrix haben eine unterschiedliche Braunfärbung, die Matrix ist in allen Fällen heller. In einer Probe aus dem Meade Peak Member des Profil Lemay Island ist statt der phosphatischen Matrix ein Orthosparit ausgebildet. Die Komponenten sind hier nicht so dicht gepackt wie in den übrigen Proben.

Interpretation: Der hohe Rundungsgrad und die Sortierung der Komponenten sprechen für einen hochenergetischen Ablagerungsraum im bewegten Flachwasser. Ein vorher phosphatisiertes, mikritisches oder pelitisches Sediment mit schnell verhärtenden Phosphat-Mikrokonkretionen wurde dabei vollständig aufgearbeitet und die entstandenen, eventuell primär kugeligen Partikel stark verrundet und sortiert. Nachträglich wurden die Porenräume mit Karbonatschlamm verfüllt, das Sediment kompaktiert und zirkulierende phosphatische Porenwässer haben die Matrix phosphatisiert. Hierfür spricht auch die unterschiedliche Färbung von Matrix und Komponenten, die auf einen unterschiedlichen, in der Matrix geringeren Phosphatgehalt hinweist.

Alternierende, wenig bewegte, sauerstoffarme Bedingungen werden in Zeiten mit hoher Wasserenergie und Aufarbeitung abgelöst. Bei starker Wasserenergie wurden Phosphatsande auch in Bänken zusammengespült und der Porenraum nicht verfüllt.

Vorkommen: An der Basis, weniger häufig im oberen Teil des Meade Peak Members, in den Profilen Mill Creek Canyon, Cedar Mountains, Gerster Gulch, Murdock Mountain, Lemay Island und Hogup Mountains.

- **Phosopack- bis -grainstone-Fazies**

Grundmasse: Mikroquarz, Pseudosparitreste und kryptokristalline phosphatische Matrix

Verhältnis Grundmasse/Partikel: 50 Vol%/50 Vol% bis 80 Vol%/20 Vol%

Hauptkomponenten: Phosphatoide machen ca. 90 Vol% der Komponenten aus. Die Ooide haben einen Durchmesser von 0,1- 0,3 mm und bestehen aus mehreren, z.T. schlecht voneinander zu unterscheidenden phosphatischen Lagen, die sich um einen Kern aus phosphatischer, z.T. silt- und mikroschillhaltiger Matrix, seltener um einen Kern aus Quarzkörnern oder Bioklasten legen.

Untergeordnete Komponenten (ca. 10 Vol%): *Lingula*-Fragmente und z.T. phosphatisierte Crinoidenstielglieder bis max. 1 mm Durchmesser. Die *Lingula*-Fragmente haben meist gerundete Bruchkanten. Zusätzlich konnten in einigen Schliffen bis zu 10 Vol% gerundete bis gut gerundete Phosphatolithoklasten beobachtet werden, die bis zu 5 mm Durchmesser haben und aus einer kryptokristallinen, phosphatischen Matrix mit z.T. Quarzkörnern in Siltgröße, Mikroschill und Schwammnadeln bestehen. Selten kommen auch stark fragmentierte Knochenreste vor.

Gefüge: In dem korngestützten Gefüge gibt es eine bimodale Korngrößenverteilung. Die Ooide sind sortiert, die Bioklasten sind ca. um den Faktor 5-10 größer und nicht sortiert. Die Komponenten zeigen eine dichte Packung und die Ooide sind teilweise ineinandergedrückt. Eine Schichtung ist im Schliff nicht zu erkennen. Im Aufschluss wurden allerdings kleine Schrägschichtungskörper beobachtet.

Interpretation: Die Bildung von Ooiden und Phosphatisierung an einem Ort zur gleichen Zeit widersprechen sich, da Ooide meist in sehr flachem Bewegtwasser entstehen, das im Allgemeinen gut durchlüftet ist, für Phosphatisierung aber sauerstoffarme Bedingungen nötig sind, die eher in tieferem, wenig bewegtem Wasser zu finden sind. Die Bildung primär phosphatischer Ooide ist nicht bekannt (TRAPPE 1998). Eine Möglichkeit der Genese dieses Faziestyps ist die Bildung der Ooide unter normalmarinen Bedingungen im bewegten Intertidal. Die Ooide werden danach umgelagert und vermischen sich mit anderen Komponenten. Durch einen Meeresspiegelanstieg oder weitere Umlagerung kommt das Sediment in den Bereich des Subtidals, die Porenräume werden hier mit Matrix gefüllt. Nach anhaltender Transgression stellen sich suboxische Bedingungen im Bodensediment ein und die Ooide mitsamt Grundmasse werden durch phosphatreiches Porenwasser phosphatisiert.

Vorkommen: Vereinzelt max. 10 cm mächtige Horizonte im Meade Peak Member der Profile Cedar Mountains, Spanish Fork und Lemay Island.

- **Lingula-Fazies**

Grundmasse: Pseudosparit

Verhältnis Grundmasse/Partikel: 50 Vol%/50 Vol%

Hauptkomponenten (ca. 80 Vol% der Komponenten): Stark fragmentierte Schalenreste von phosphatschaligen Brachiopoden bis zu 3 mm Länge. Die Bruchkanten sind angular bis subangular. Eine genaue Zuordnung ist auf Grund des hohen Fragmentierungsgrades nicht möglich, wahrscheinlich handelt es sich um Brachiopoden der Gattung *Lingula* oder *Orbiculidea*.

Untergeordnete Komponenten (ca. 20 Vol% der Komponenten): Kugelige Phosphatlithoklasten und Crinoidenstielglieder bis 3 mm Durchmesser.

Gefüge: In dem korngestützten Gefüge sind die Komponenten nicht sortiert oder eingeregelt.

Interpretation: Die starke Fragmentierung und das korngestützte Gefüge sind Zeichen für einen hochenergetischen Ablagerungsraum. Die dünnchaligen *Lingula* und *Orbiculidea* sind allerdings aus weniger energetischen Systemen bekannt. Sie können auf pelitischen Weichsubstraten siedeln (ZIEGLER 1998) und sind auch aus Schwarzschiefern beschrieben worden (LEHMANN & HILLMER 1991). Außerdem sind zumindest die rezenten Formen typische Warmwasserbewohner, die fast ausschließlich in tropischen Gewässern vorkommen (ZIEGLER 1998). Wahrscheinlich handelt es sich bei den nur geringmächtigen Horizonten dieser Fazies um mehrfache Aufarbeitung bei Stürmen in einer sonst eher ruhigen Wasserumgebung im tieferen Subtidal. Hierfür sprechen auch die im Liegenden und Hangenden dieser Fazies vorkommenden pelitischen Gesteine.

Vorkommen: Die *Lingula*-Fazies wurde nur in einem 5 cm mächtigen Horizont an der Basis des Meade Peak Member nachgewiesen.

- **Phosphatische Gastropodenpackstone-Fazies**

Grundmasse: Mikroquarz, enthält sehr viele Geisterstrukturen von Schwammnadeln.

Verhältnis Grundmasse/Partikel: ca. 50 Vol%/50 Vol%

Hauptkomponenten: Ca. 70 Vol% der Komponenten sind Gastropodensteinkerne, die aus feinkörnigem, phosphatischem Material bestehen. Die Steinkerne haben einen Durchmesser zwischen 0,2 und 2 mm und sind z.T. zerbrochen. Silifizierte Gehäusereste sind stellenweise im Inneren der Steinkerne vorhanden. Die phosphatische Matrix der Steinkerne enthält Feinschill, Mikroschill, Silt und kieselige Schwammnadeln.

Untergeordnete Komponenten (ca. 30 Vol% der Komponenten): Phosphatisierte Crinoidenstielglieder, Bryozoenfragmente, Knochenfragmente und *Lingula*-Fragmente. Die *Lingula*-Fragmente haben angulare bis subangulare Bruchkanten, die restlichen Komponenten besitzen gerundete Bruchkanten. Die Durchmesser liegen bei 0,2 bis 2 mm.

Gefüge: Die wenig sortierten, nicht eingeregelteten Komponenten bilden ein korngestütztes Gefüge.

Interpretation: Das korngestützte Gefüge legt eine Ablagerung in bewegtem Wasser nahe. Die vielen Geisterstrukturen von Spiculae in der kieseligen Grundmasse deuten auf eine ehemalige schlammige Matrix, so dass für die Gastropodensteinkern-Fazies ein Ablagerungsraum im flachen Subtidal angenommen werden kann.

Vorkommen: Gastropodensteinkern-Fazies wurde nur in einem ca. 10 cm mächtigen Horizont im mittleren Teil des Meade Peak Members im Profil Gerster Gulch beobachtet.

- **Phoslithofloatstone bis -rudstone-Fazies**

Grundmasse: Pseudosparit und z.T. Orthosparit (?) (starke diagenetische Überprägung!)

Verhältnis Grundmasse/Partikel: ca. 50 Vol%/50 Vol%

Hauptkomponenten: Subangulare bis gut gerundete Phosphatkörner von 0,2 mm bis > 2 cm. Die einzelnen Phosphatpartikel zeigen teilweise auch innerhalb eines Schliffes eine unterschiedliche Zusammensetzung, die bei größeren Körnern durch unterschiedliche Gehalte an Mikroschill, Spiculae, Quarzdetritus sowie älteren Phosphatpeloiden oder Phosphatoiden hervorgerufen wird. Hauptsächlich im Profil Murdock Mountain wurden auch phosphatische Steinkerne von Zweischalern bis 3 cm Durchmesser gefunden.

Untergeordnete Komponenten: Selten Phosphatooide, sehr selten stark fragmentierte, karbonatische Zweischalerreste.

Gefüge: In dem korngestützten Gefüge liegen die Komponenten in schlechter Sortierung vor. Sedimentstrukturen konnten nicht beobachtet werden.

Interpretation: Auf Grund der Korngröße und der z.T. fehlenden Matrix müssen die Gesteine der Phosphatkonglomerat-Fazies in einem hochenergetischen Milieu abgelagert worden sein. Der unterschiedliche Aufbau der Komponenten und der schlechte Sortierungsgrad sprechen aber für eine nur kurze, starke Wasserbewegung und mehrfache Umlagerung sowie Mischung der Komponenten.

Vorkommen: Gesteine dieses Faziestyps kommen im Meade Peak Member in den Profilen Gerster Gulch, Cedar Mountain und Murdock Mountain vor.

- **Gemischte Phosphatklastpackstone-Fazies**

Dieser Gesteinstyp kann aus allen bisher unter phosphatischen Faziestypen beschriebenen Komponenten bestehen. Zu den anderen phosphatischen Faziestypen bestehen alle Übergänge.

Grundmasse: Pseudosparit, diagenetisch überprägter Orthosparit(?) und z.T. kryptokristallines Phosphat.

Verhältnis Grundmasse/Partikel: ca. 50 Vol%/50 Vol%

Hauptkomponenten (Das Gestein besteht fast ausschließlich aus diesen Komponenten. Der Anteil der verschiedenen Komponenten variiert in den einzelnen Proben): Gerundete Phosphatlithoklasten, Phosphatooide, *Lingula*-Fragmente, phosphatisierte Steinkerne von Zweischalern und Gastropoden. Die gerundeten Phosphatlithoklasten enthalten vereinzelt Spiculae, Phosphatpeloide, Mikroschill und Quarzdetritus in Siltgröße. Die aufgezählten Komponenten sind subangular bis gerundet, ihre Größe liegt im Sandbereich.

Untergeordnete Komponenten: Selten sind stark fragmentierte Reste von karbonatischen Biogenen (Crinoidenstielglieder, Brachiopoden, Bryozoen), Knochenfragmente und Quarzdetritus in Siltgröße.

Gefüge: Die Komponenten bilden ein korngestütztes Gefüge. Der Sortierungsgrad reicht von meist nicht sortiert bis selten gut sortiert. Die Partikel sind z.T. kompaktiert. Im Aufschluss sind manchmal planare Schichtung und kleine Schrägschichtungskörper erkennbar. An verschiedenen Stellen konnte Bioturbation beobachtet werden, die sich durch röhrenartige Gebilde zeigt, die im Gegensatz zum umgebenden Material mit leicht verändertem Komponentenspektrum verfüllt sind.

Interpretation: Wie auch bei den oben beschriebenen, korngestützten, phosphatischen Faziestypen kann hier ein hochenergetisches Ablagerungsmilieu im flachen Subtidal angenommen werden, in dem zumindest teilweise die Ablagerung von Matrix möglich war. Der meist unterschiedliche Rundungsgrad, die schlechte Sortierung und die Verschiedenheit der Komponenten („composite concentrates“ TRAPPE 1998) deuten jedoch auf mehrfache Umlagerung und Partikelmischung.

Vorkommen: In allen Profilen, in denen das Meade Peak Member vorkommt.

- **„Dispersed phosphate“ führende Mudstone-Fazies**

Grundmasse: RDA-Analysen haben gezeigt, dass die phosphatischen Mudstones ca. 70-90 Vol% Quarz (mikroskopisch z.T. als Feinsilt und mikrokristalline Quarzgrundmasse zu unterscheiden), bis 20 Vol% Dolomit, bis 10 Vol% Phosphat (Karbonat-Fluorapatit) und Tonmineralien enthalten. Letztere machen sich nur durch sehr schwache Peaks bemerkbar und eine genaue Zuordnung ist nicht möglich. COOK (1969) hat die mit den Meade Peak Phosphoriten in Südost-Idaho assoziierten Pelite des „Phosphoria Rock Complex“ auf Tonminerale untersucht. Das vorherrschende Mineral dort ist Illit, untergeordnet treten auch Kaolinit und Montmorillonit auf. Die z.T. dunkelbraune Farbe der phosphatischen Mudstone-Fazies lässt auch einen Anteil an organischem Material vermuten. MAUGHAN (1976) und TRAPPE (1992b,c) beschreiben in ihren Arbeiten einen maximalen Wert an organischem Kohlenstoff von 8% im Wyoming-Idaho-Grenzgebiet bei Afton. Nach Süden und Westen nehmen die Werte aber schnell ab. Im Mill Creek Canyon bei Salt Lake City, dem einzigen von MAUGHAN (1976) beprobten Profil, das auch in dieser Arbeit untersucht wurde, fanden sich allerdings nur Werte von < 0,5%.

Verhältnis Grundmasse/Partikel: >90 Vol%/<10 Vol%

Komponenten (in wechselnden Anteilen, bis max 10 Vol%): Millimetergroße, stark fragmentierte, z.T. phosphatisierte Biogene (Zweischalerreste, selten Crinoidenstielglieder) und gerundete Phosphatlithoklasten. Der oben beschriebene Phosphat-Peak mag zum einen von den meist unregelmäßig im Gestein verteilten Phosphatlithoklasten stammen, es ist aber auch denkbar, dass in der Matrix dispers verteiltes, nicht mikroskopierbares Phosphat vorhanden ist (TRAPPE 1998).

Gefüge: Matrixgestützt, häufig ist eine feine Lamination ausgebildet, Bioturbation (Stopfstrukturen, Wühlgänge mit mehreren Zentimetern Durchmesser gefüllt Phosphatlithoklast-Packstone) ist selten und das Gestein ist nie vollständig homogenisiert. Zentimeterdicke Schilllagen mit z.T. phosphatisierten Biogenen oder Phosphatpeloidlagen kommen in unregelmäßigen Abständen vor.

Interpretation: Stratifizierte, suboxische Bedingungen im Meeresboden sind zum Teilabbau von organischem Material und der Fixierung von Phosphat im Sediment nötig (O'BRIEN et al. 1990, HEGGIE et al. 1990, TRAPPE 1998). Diese Bedingungen findet man meistens in tieferen Meeresteilen, die nicht bei Sturmtätigkeit mit sauerstoffreichen Oberflächenwasser vermischt werden und wo durch das Fehlen von Grundberührung der Wellen pelitische Gesteine zur Ablagerung kommen. Gelegentliche dünne Feinschillagen und bis zu 10 cm mächtige Horizonte aus Phosphatpartikel-Packstone zeigen aber, dass die ruhigen Bedingungen am Meeresboden immer wieder unterbrochen wurden. Während zur Bildung der Feinschillagen einzelne starke Stürme genügt haben mögen, sind die mächtigeren phosphatischen Packstonelagen mit ihren meist gerundeten Partikeln wahrscheinlich auf Regressionsereignisse oder Konzentration durch multiple Stürmereignisse zurückzuführen. Denkbar wäre auch eine Ablagerung der Packstones auf einer Erosionsfläche zu einem viel späteren Zeitpunkt. Dagegen sprechen allerdings die in einigen Profilen vorkommenden, mit Phosphatpartikel-Packstones gefüllten Wühlgänge, die im umgebenden Mudstone Press- und Schleifstrukturen hinterlassen haben. Sie zeigen, dass das Sediment zum Zeitpunkt der Bioturbation noch nicht lithifiziert war.

Vorkommen: Dieser Faziestyp ist auf das Meade Peak Member beschränkt und kommt dort in allen Profilen vor.

Fototafel Phosphat-Faziestypen 1

(A) Phoslithopack- bis -grainstone-Fazies, unteres Meade Peak Member, Gerster Gulch, Utah. Die gerundeten Phosphatlithoklasten sind aufgearbeitetes Material, was durch die interne Zusammensetzung (Siltkörner, Spiculae, Mikroschill) und den gleichmäßigen Phosphatgehalt belegt wird. Die Korngrößenverteilung ist bimodal. Der größte Teil der Phosphatlithoklasten hat einen Durchmesser von 0,2 bis 0,5 mm (1). Untergeordnet kommen aber auch Lithoklasten bis > 2 mm vor (2). Vereinzelt sind primär phosphatschalige Brachiopodenfragmente (3) vorhanden. Die Grundmasse besteht aus Megaquarz-Blockzement. Bei sehr starker Vergrößerung ist z.T. ein undeutlicher, kieseliger Zement A ausgebildet. Andere Proben dieses Faziestyps zeigen neben dem Blockzement auch eine mikritische Grundmasse.

Hellfeld, Balkenlänge = 2,4 mm.

(B) Phoslithopackstone-Fazies, unteres Meade Peak Member, Gerster Gulch, Utah. Neben den schlecht sortierten, z.T. kompaktierten und durch Drucklösung korrodierten Phoslithoklasten kommen vereinzelt Reste von primär phosphatschaligen Brachiopoden vor (3). Zwei Arten von Phoslithoklasten können unterschieden werden:

- Größere subangulare Komponenten mit phosphatiger Matrix enthalten Silt, Spiculae und Mikroschill (1) und entstanden wahrscheinlich durch Aufarbeitung von bereits verfestigtem und phosphatisiertem Material.

- Untergeordnet kommen kleinere, etwas dunklere Phosphatpartikel (2) vor, die fast ausschließlich aus Matrix bestehen. Dies sind möglicherweise phosphatische Hohlraumfüllungen von Fossilien (Zoecien, Steinkerne kleiner Zweischaler).

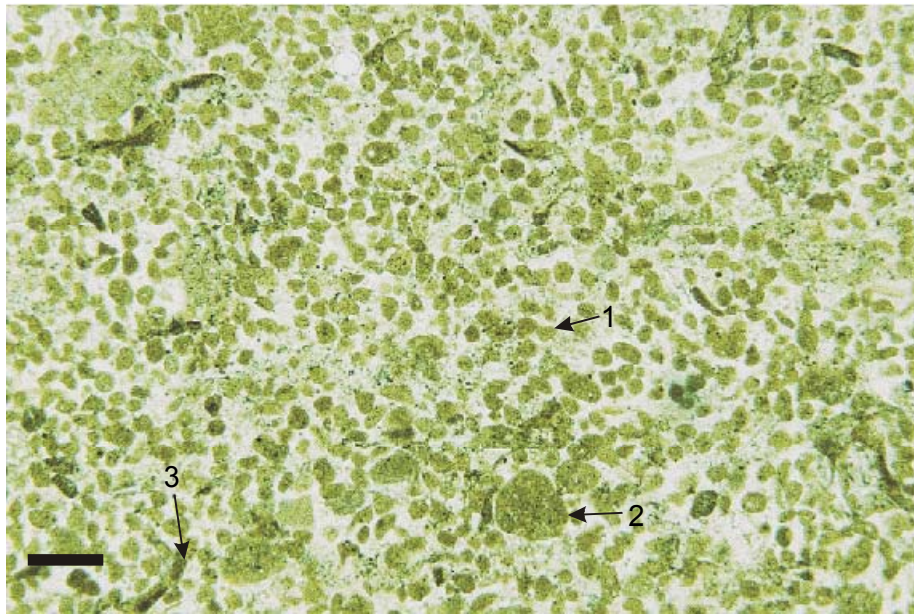
Die Grundmasse besteht aus silthaltigem Mikrit (unterer Bildteil) (4) und stark neomorphem Sparit (weiße Flecken)(5).

Hellfeld, Balkenlänge = 0,45 mm.

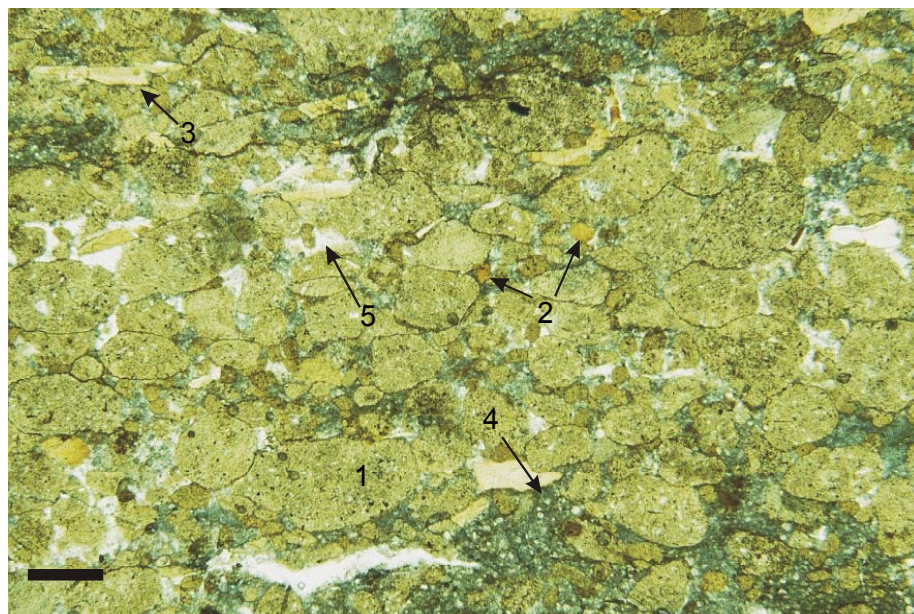
(C) Phoslithopack- bis -grainstone-Fazies, unteres Meade Peak Member, Profil Spanish Fork, Utah. Die Phosphatlithoklasten in dieser Probe zeigen einen ähnlichen Aufbau wie in den beiden Fotos oben. Megaquarz-Blockzement bildet den größten Teil der Grundmasse, selten kommt stark neomorpher Pseudosparit vor (oberer linker Bildteil). Die dunklen Flecken sind sekundäre Vererzungen.

Hellfeld, Balkenlänge = 0,4 mm.

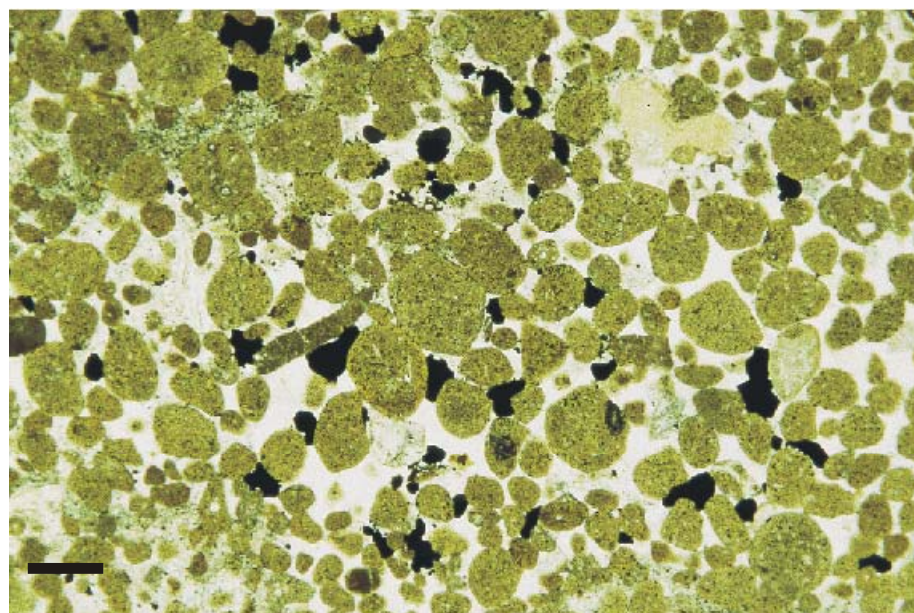
Abb. 5.14



A



B



C

Fototafel Phosphat-Faziestypen 2

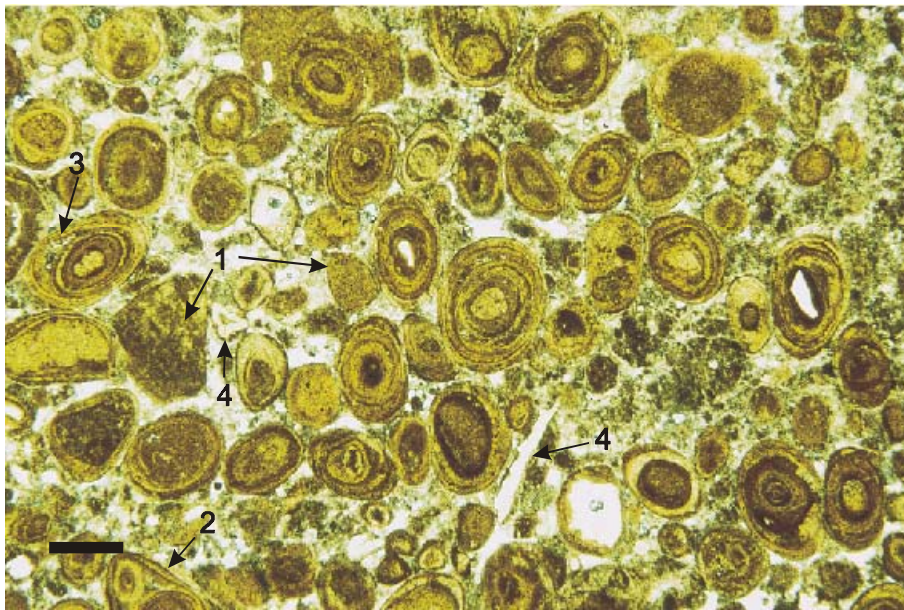
(A) Phosphatpack- bis -grainstone-Fazies, unteres Meade Peak Member, Gerster Gulch, Utah. Mehrfachooide und selten Phosphatlithoklasten (1) bilden in dieser Probe ein korngestütztes Gefüge. Der Ooidkern besteht aus unterschiedlich großen, runden Phosphatlithoklasten (In einigen Ooiden sind die Kerne bei der Präparation verlorengegangen: weiße Flecken.). Im unteren Bildabschnitt ist ein Ooid mit zwei Kernen (2) zu erkennen. Punkt (3) zeigt eine durch Kompaktion abgeplatze Ooidschale. Untergeordnete Partikel in dieser Probe sind feiner Schill (im Photo nicht aufgelöst) und kleine Knochenreste (4). Die Grundmasse besteht aus stark neomorphem Sparit (linker Bildteil) und Pseudosparit (rechter Bildteil).

Hellfeld, Balkenlänge = 2,4 mm.

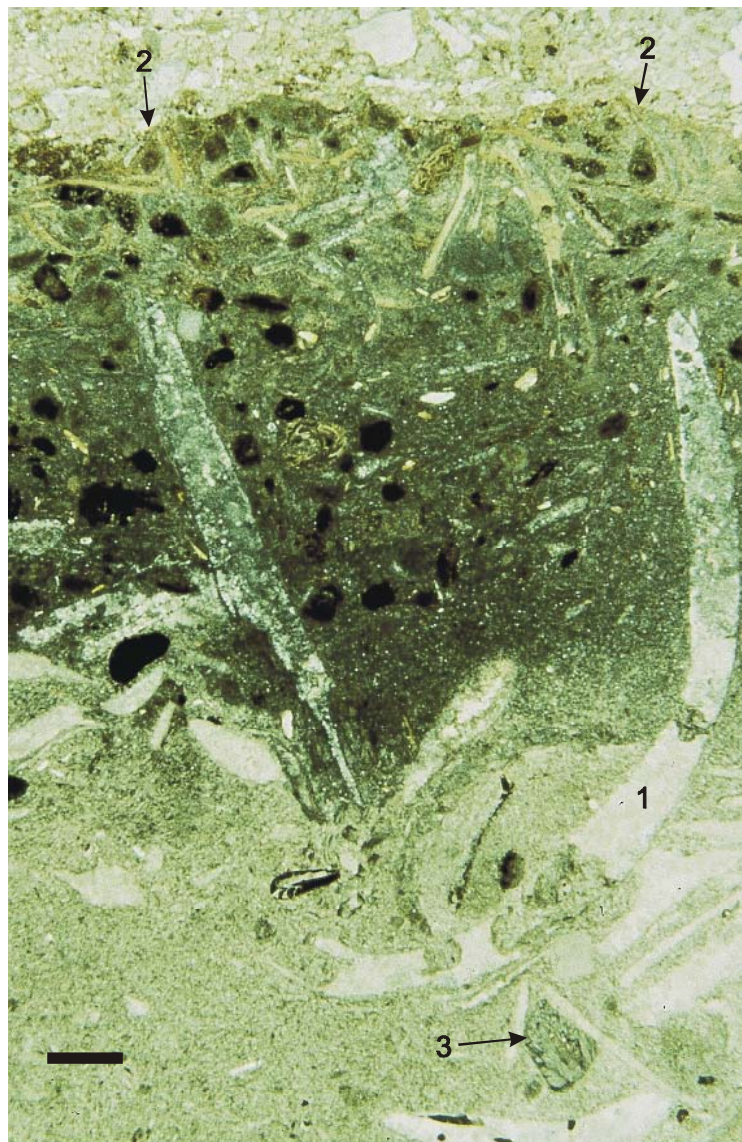
(B) Phosphatisierte Erosionsfläche an der Grenze Grandeur Formation/Meade Peak Member, Hogup Mountains, Utah. Der dunkle Bereich in der Mitte des Bildes ist ein stark phosphatimprägnierter Bio-Wacke- bis -Packstone mit großen Pelecypodenschalen (1), Bryozoenfragmenten (3) und Feinschill. Die Phosphatisierung reicht an dieser Stelle bis in ca. 3 cm Tiefe. Über der Erosionsfläche (2) folgt ein schlecht sortierter Phoslithopackstone mit wenig gerundeten Komponenten.

Hellfeld, Balkenlänge = 0,45 mm.

Abb. 5.15



A



B

Fototafel Phosphatfaziestypen 3

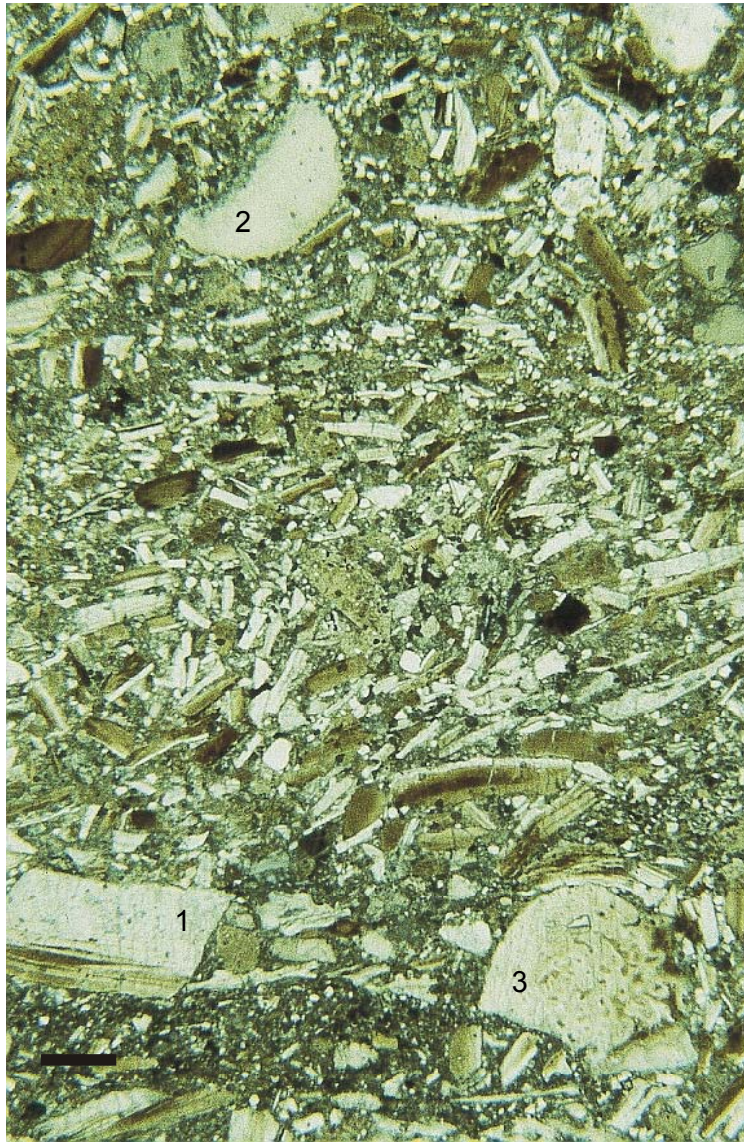
(A) *Lingula*-Fazies, unteres Meade Peak Member, Grouse Creek, Utah. Phosphatschalige *Lingula*-Fragmente (1) sind die Hauptkomponenten in diesem nicht sortierten, korngestützten Gefüge. Untergeordnet kommen auch Crinoidenstielglieder (2) und Knochenreste (3) vor. Die Matrix besteht aus dolomitischem Pseudosparit, der viel Mikroschill von *Lingula* enthält.

Hellfeld, Balkenlänge = 0,7 mm.

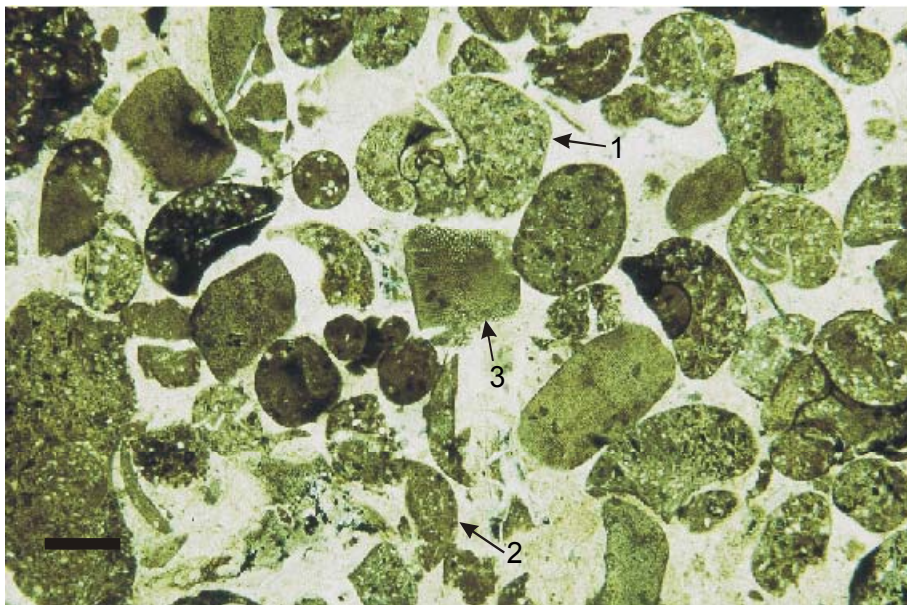
(B) Phosphatische Gastropodenpackstone-Fazies, Meade Peak Member, Gerster Gulch, Utah. Phosphatisierte Gastropodensteinkerne (1), z.T. stark fragmentiert (2), sind die Hauptkomponenten in diesem korngestützten Gefüge. Die Steinkerne bestehen aus einer phosphatischen Matrix, die viel Silt, Mikroschill und vereinzelt Spiculae enthält. Untergeordnet kommen auch phosphatisierte Crinoidenstielglieder vor, in denen z.T. deutlich die Mikrostruktur (3) zu erkennen ist. Die Grundmasse besteht aus Megaquarz.

Hellfeld, Balkenlänge = 0,4 mm.

Abb. 5.16



A



B

Fototafel Phosphat-Faziestypen 4

(A) Phosolithofloat- bis rudstone-Fazies, unteres Meade Peak Member, Cedar Mountains, Utah. Dolomitischer Pseudosparit mit geringem Siltanteil bildet die Grundmasse in diesem Float- bis Rudstone. Die Hauptkomponenten sind nicht sortierte, subangulare bis gerundete Phosphatlithoklasten (1) mit einem zonaren Aufbau aus phosphatischer Matrix in der unterschiedlichen Mengen Silt, Mikroschill und Spiculae vorkommen können. Die konzentrische Farbgebung könnte auch durch submarine Verwitterung von organischem Material entstanden sein. Untergeordnet kommen primär phosphatschalige Brachiopodenreste (2) vor. Sehr selten ist nicht-phosphatischer Feinschill (Im Ausschnitt nicht aufgelöst.).

Hellfeld, Balkenlänge = 2,3 mm.

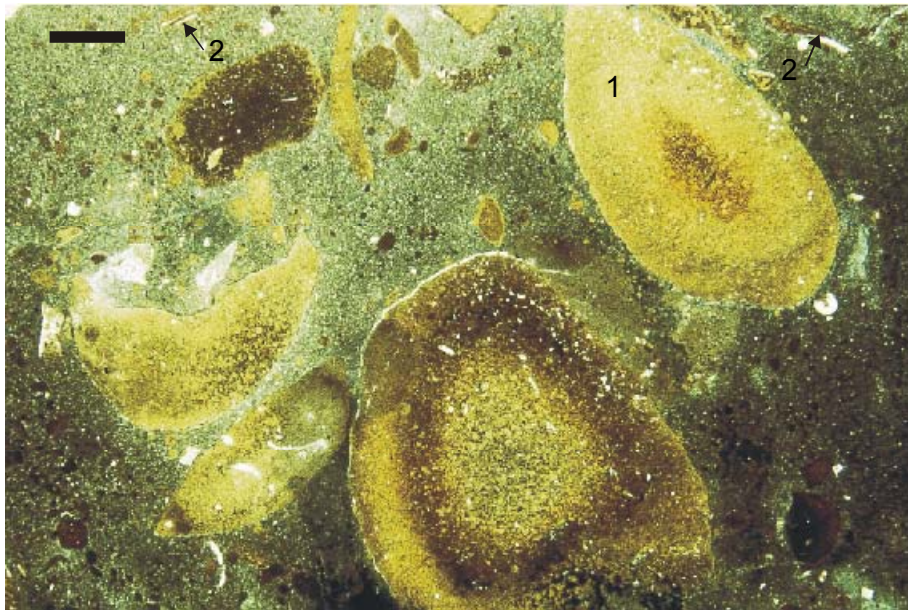
(B) Gemischte Phosklastpackstone-Fazies, Meade Peak Member, Cedar Mountains, Utah. Verschiedene, kaum sortierte Phosphatpartikel bilden ein korngestütztes Gefüge. Hauptkomponenten sind Phosphatooide (1) und Phosphatlithoklasten (2). Untergeordnet finden sich auch Knochenfragmente (3), primär phosphatschalige Brachiopodenfragmente und nicht-phosphatischer Feinschill (Die beiden letzten Komponenten sind im Bildausschnitt nicht aufgelöst.). Der große helle Fleck in der Bildmitte ist ein Knochenrest mit schwacher Internstruktur. Die Grundmasse ist ein z.T. stark SiO₂-imprägnierter, phosphatischer Pseudosparit.

Hellfeld, Balkenlänge = 0,5 mm.

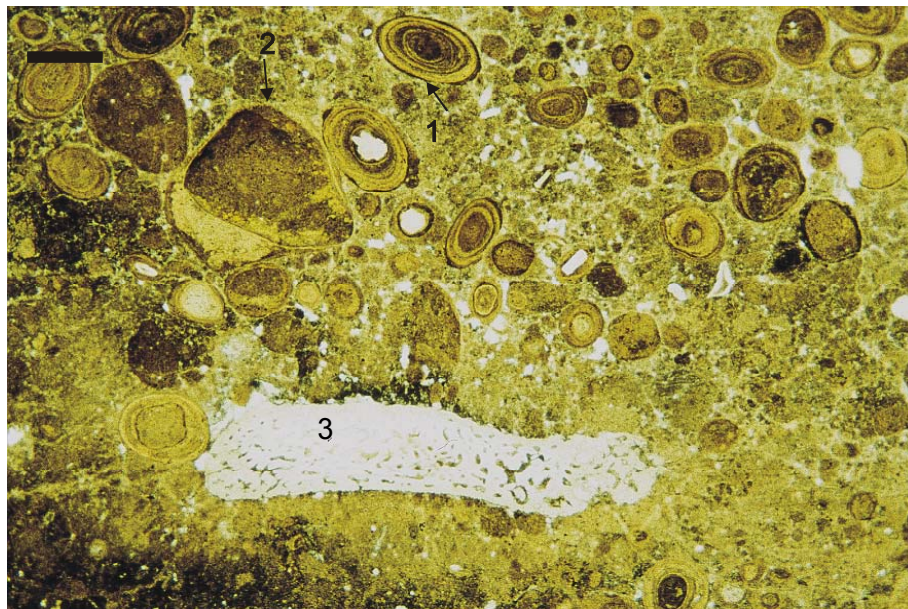
(C) „Dispersed phosphate“ führende Mudstone-Fazies, Meade Peak Member, Mount Nebo, Utah. Die Grundmasse besteht aus grobem, dolomitischem, silthaltigem Pseudosparit, in dem bis zu 10% feinverteilter kryptokristalliner Karbonat-Fluorapatit vorhanden sein kann. Vereinzelt, oft eingeregelt Komponenten sind primär phosphatschalige Brachiopodenfragmente (1), dünnschalige Pelecypodenreste (2) und silt- bis feinsandgroße Phosphatpartikel (3). Im unteren Teil des Bildausschnitts ist eine feine Schichtung erkennbar, dunklere Lagen sind Hinweise auf Ton oder organisches Material.

Hellfeld, Balkenlänge = 2,4 mm.

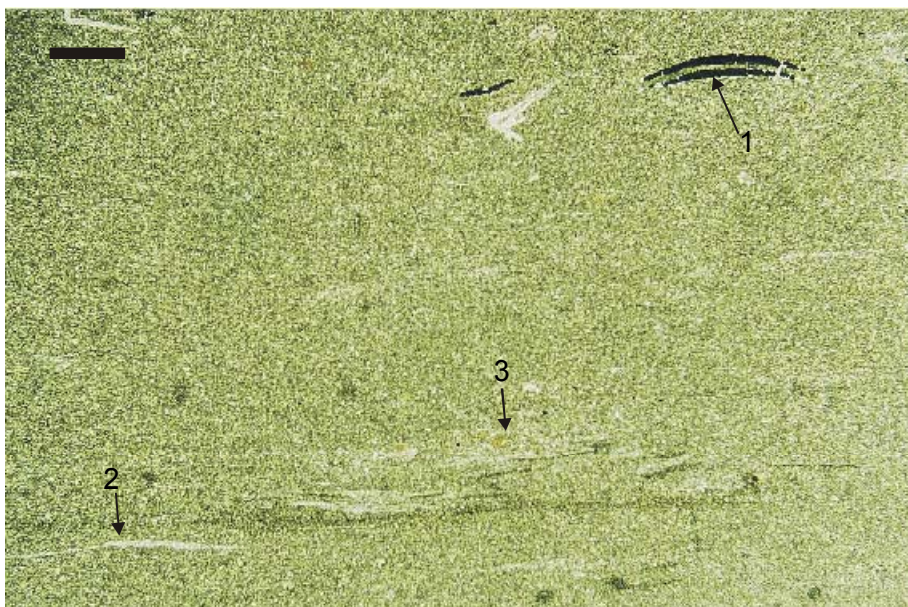
Abb. 5.17



A



B



C

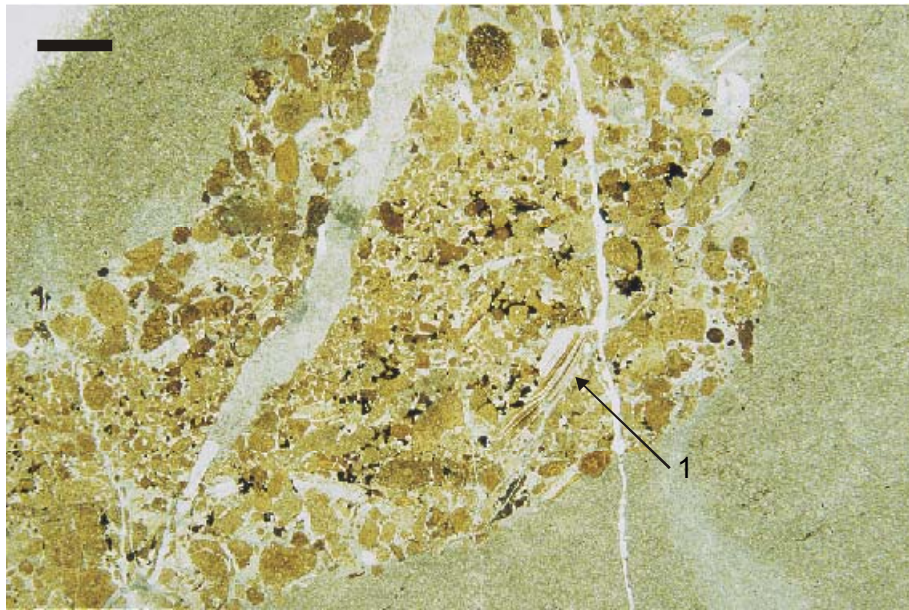
Fototafel Phosphat-Faziestypen 5

(A) „Dispersed phosphate“ führende Mudstone-Fazies, Meade Peak Member, Profil Spanish Fork, Utah. Der Bildausschnitt zeigt einen mit Phosolithopackstone gefüllten Grabbau in einem Mudstone. Die Grundmasse des Mudstones besteht aus grobem, dolomitischem Pseudosparit mit dispers verteiltem kryptokristallinem Karbonat-Fluorapatit. Die Hauptkomponenten des Packstones sind nicht sortierte Phosphatlithoklasten mit unterschiedlichem, meist gutem Rundungsgrad. Vereinzelt kommen Fragmente von primär phosphatschaligen Brachiopoden vor (1). Die Grundmasse besteht aus stark neomorphem Sparit.

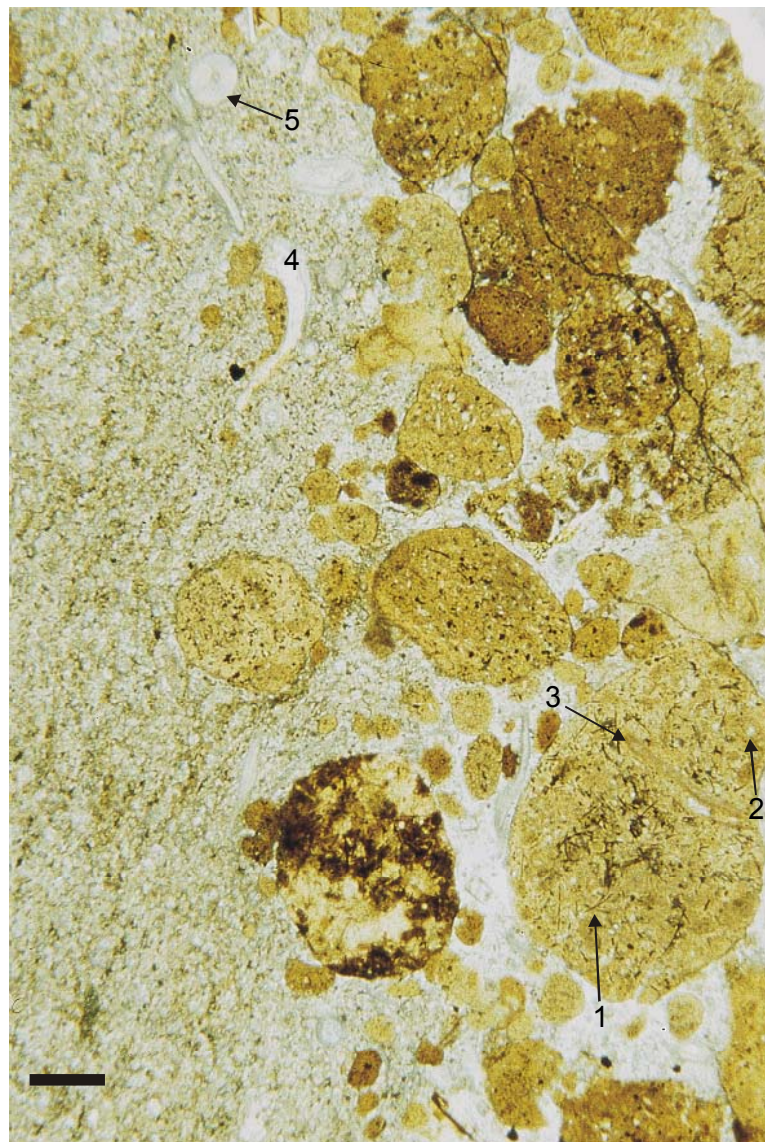
Hellfeld, Balkenlänge = 2,4 mm.

(B) „Dispersed phosphate“ führende Mudstone-Fazies, Meade Peak Member, Profil Spanish Fork, Utah. Detailaufnahme von (A) an der Grenze vom Mud- zum Packstone. Die Phosphatlithoklasten sind z.T. in die Grundmasse des Mudstones gedrückt und damit ein Hinweis für die Füllung des Grabbaus vor der Lithifizierung des Gesteins. Die Lithoklasten des Packstones bestehen aus phosphatischer Matrix in der Spiculae (1), Siltkörner (2) und Feinschill (3) vorkommen. Im Mudstone sind vereinzelt Reste von Feinschill (4) und Crinoiden (5) vorhanden.

Hellfeld, Balkenlänge = 0,4 mm.



A



B

5.4 Chert Gesteine

Chertgesteine lassen sich von allen vorkommenden Gesteinsgruppen am schlechtesten interpretieren. Sehr schwache Geisterstrukturen und weniger diagenetisch überprägte, unter- oder überlagernde Horizonte bieten oft die einzigen Anhaltspunkte zur Interpretation.

- **Spiculitische Chert-Fazies**

Grundmasse: Mikrokristalliner Quarz

Verhältnis Grundmasse/Partikel: 70 Vol%/30 Vol%

Hauptkomponenten: Monaxone, kieselige Spiculae bis 1 mm Länge, meist um 0,2 - 0,5 mm (>80 Vol% der Komponenten), nicht sortierte karbonatische Peloiden bis 1 mm (< 20 Vol% der Komponenten), Quarzdetritus in Siltgröße (< 20 Vol% der Komponenten). Die Spiculae besitzen einen Achsenkanal, der mit Quarz, Karbonat, Phosphat, Glaukonit oder organischem(?) Material ausgefüllt sein kann.

Untergeordnete Komponenten: Selten finden sich stark fragmentierte Zweischalerreste oder Crinoidenstielglieder bis max. 2 mm Durchmesser.

Gefüge: Matrixgestützt selten korngestützt. Die Spiculae sind z.T. eingeregelt, meist aber unregelmäßig orientiert und geben Hinweise auf Bioturbation.

Interpretation: Auf Grund der engen vertikalen Vergesellschaftung mit Gesteinen aus dem lagunär/restriktiven Milieu ist auch in diesem Fall eine Ablagerung in flachem Wasser mit wenig Wasserenergie anzunehmen. JAMES & BONE (2000) und GAMMON & JAMES (2001) zeigen am Beispiel des eozänen Willunga Embayment am St. Vincent Gulf in Australien, dass sich Spiculite in einem flachem, nicht-tropischem Wasserkörper bilden konnten. Die Abfolge besteht aus spiculitischen, z.T. bioklastreichen Mergeln mit heterozöer Zusammensetzung, reinen Spiculiten und estuarinen Sanden, die sich in einer durch Barren vor hoher Wasserenergie geschützten Bucht bilden konnten.

Vorkommen: Spiculitische Gesteine sind in den mittleren und oberen Bereichen der Plympton Formation aller Profile vorhanden.

- **Massige Chert-Fazies**

Grundmasse: Mikrokristalliner Quarz

Verhältnis Grundmasse/Partikel: >95 Vol%/<5 Vol%

Komponenten : Achsenkanalfüllungen von Schwammnadeln (phosphatisch, karbonatisch, organisch(?)), Schwammnadeln, Geisterstrukturen von Peloiden, Geisterstrukturen von Biogenen, randlich korrodierte Quarzsiltkörner.

Gefüge: Die wenigen Partikel „schwimmen“ ungeordnet in der meist sehr feinkristallinen Quarzmatrix. Vereinzelt sind schwache, schlierige Verfärbungen zu erkennen.

Makroskopisch fallen häufig eingeschaltete schlierige, karbonatische Lagen auf, die aus stark diagenetisch überprägtem Dolosparit bestehen, in dem vereinzelt schwache, nicht weiter zuzuordnende Geisterstrukturen vorkommen.

Interpretation: Dieser „diagenetische“ Faziestyp ist genetisch nur schwer einzuordnen. Die schlierigen Verfärbungen könnten durch Bioturbation zerstörte Feinschichtungen sein. Möglicherweise ist auch ein hoher Siltanteil vorhanden, einzelne, vielleicht randlich korrodierte Siltkörner können aber nicht von der mikrokristallinen Quarzgrundmasse unterschieden werden. Es ist es auch möglich, dass das Gestein ursprünglich viel mehr Schwammnadeln enthalten hat. Die Achsenkanalfüllungen sind vereinzelt von schwach erkennbaren Strukturen umgeben, die den ursprünglichen Nadelumriss nachzeichnen. Ebenso gibt es solche Umriss-Strukturen, in denen die Achsenkanalfüllung aus dem gleichen Material besteht wie die Grundmasse. Bei stärkerer diagenetischer Überprägung wäre dann von den Schwammnadeln mit kieseliger Achsenkanalfüllung nichts mehr zu erkennen und nur Füllungen mit nicht-kieseligem Material sichtbar. Nach diesen Betrachtungen ist es denkbar, dass es sich bei der massigen Chert-Fazies um ähnliche Gesteine wie bei der spiculitischen Chert-Fazies gehandelt hat, Diageneseprozesse die ursprünglichen Sediment- und Partikelstrukturen aber fast vollständig zerstörten.

Vorkommen: Massige Cherthorizonte kommen überwiegend in der Plympton Formation im Norden und Nordwesten des Arbeitsgebietes vor. Vor allem in den Profilen Murdock Mountain, Lemay Island und Hogup Mountains konnten bis zu 10 Meter mächtige Horizonte dieses Faziestyps beobachtet werden. In der Literatur werden diese Chertgesteine im Arbeitsgebiet mit den Namen Murdock Mountain Formation und Rex Chert Member als eigene Formationen behandelt.

Fototafel Chert-Faziestypen

(A) Massige Chert-Fazies, Plympton Formation, Hogup Mountains, Utah. Die vollständig aus Mikroquarz bestehende Grundmasse ist fast partikelleer. Gelegentlich finden sich organische oder phosphatische Füllungen des Zentralkanals von Spiculae (siehe Abb. B). Auffallend sind die homogen in der Grundmasse verteilten Dolomitrhomboeder. Zwei Generationen von Rhomboedern können unterschieden werden: kleinere, dunkle Kristalle mit regelmäßigen Durchmessern von ca. 0,1 – 0,3 mm (1) und größere, helle Kristalle mit unregelmäßigen Durchmessern bis ca. 1 cm (2).

Hellfeld, Balkenlänge = 1,2 mm.

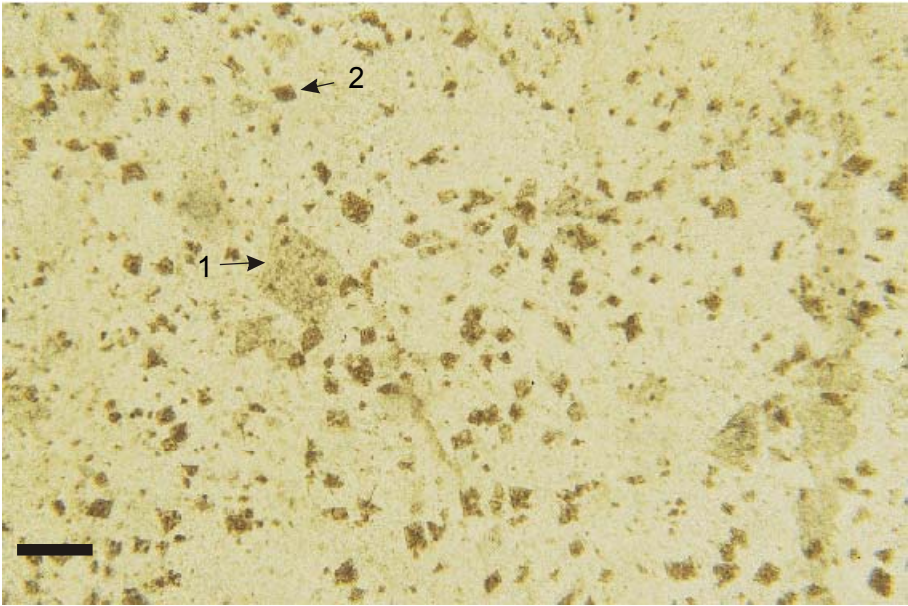
(B) Massige Chert-Fazies, Plympton Formation, Hogup Mountains, Utah. Detailaufnahme von Abb. A. Dolomitrhomboeder einer ersten Generation (1), Dolomitrhomboeder einer zweiten Generation (2), Zentralkanalfüllungen von Spiculae (3).

Hellfeld, Balkenlänge = 0,4 mm.

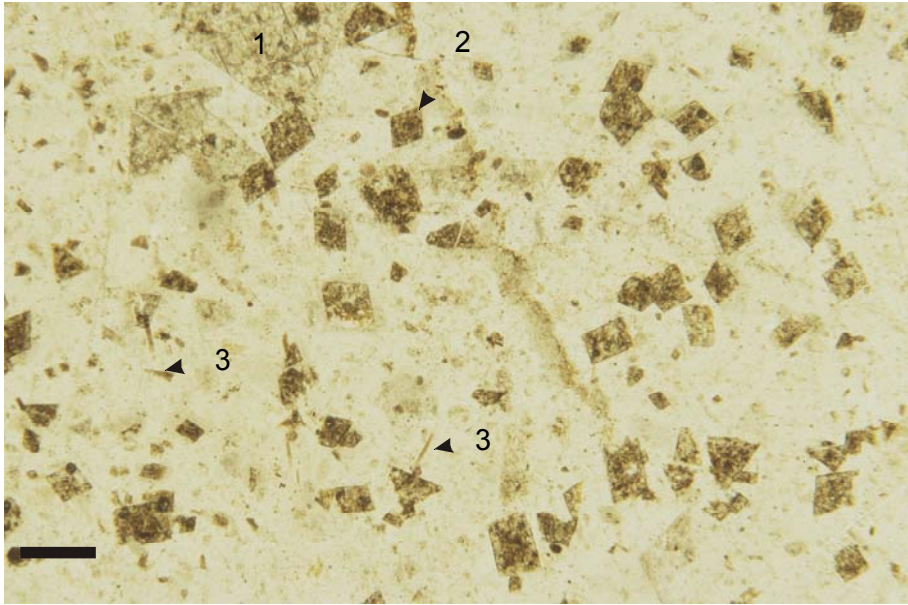
(C) Spiculitische Chert-Fazies, Plympton Formation, Gerster Gulch, Utah. Spiculae schwimmen in einer Matrix aus Mikroquarz. Von den Spiculae sind meist nur die Hohlraumfüllungen (wahrscheinlich organisches Material) erkennbar. Die Nadeln sind z.T. entlang von Schlieren eingeregelt, was ein Hinweis auf Bioturbation ist.

Hellfeld, Balkenlänge = 2 mm.

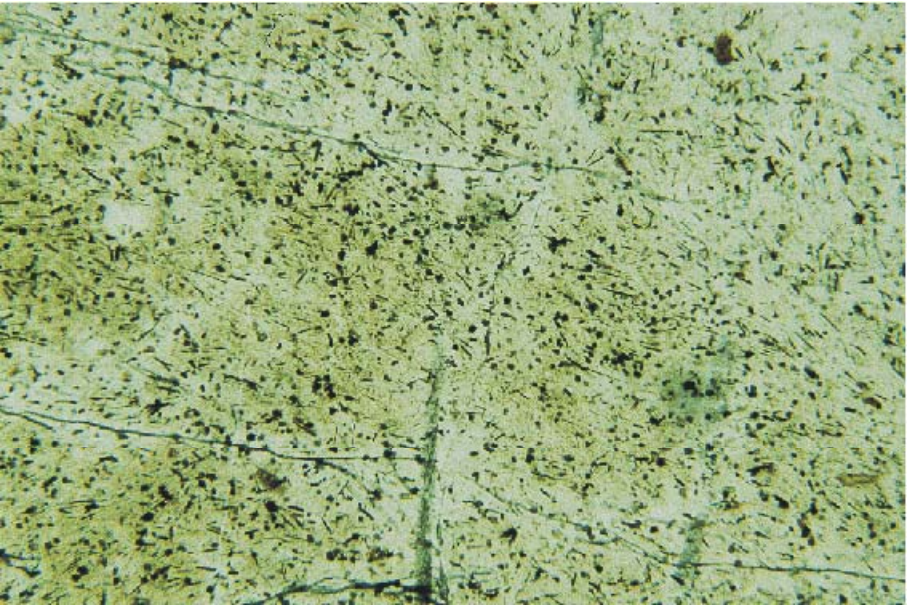
Abb. 5.19



A



B



C

5.5 Siliziklastische Gesteine

Siliziklastische Sedimente haben den geringsten Anteil an den Gesteinen auf dem „Confusion Shelf“. Auffallend ist, die feinkörnigen Siltsteine ausgenommen, der durchgehend schlechte Sortierungsgrad. Zusammenhängende Hinweise auf Delta-, Fluss- oder siliziklastische Barren-/Strandsysteme wurden nicht gefunden. Alle größeren siliziklasten Sedimente scheinen, während einer schnellen Schüttung abgelagert zu sein. Einzelne Komponenten weisen z.T. einen guten Rundungsgrad auf und zeugen so von längeren Transportwegen oder kontinuierlicher Bewegung in hochenergetischem Milieu.

- **Feinkieshaltige Sandstein-Fazies**

Bindemittel: Pseudosparit oder Mikroquarz

Verhältnis Grundmasse/Partikel: 30-50 Vol%/50-70 Vol%

Hauptkomponenten: Mittel- bis Grobsand und Feinkies in wechselnden Anteilen, untergeordnet auch Silt und Feinsand. Der Kiesanteil liegt meistens unter 10 Vol% der Partikel. Die Komponenten der Sandfraktion bestehen überwiegend aus Quarz, der oft undulös auslöscht. In der Kiesfraktion überwiegen Cherts gefolgt von z.T. undulösen Quarzeinkristallen. Aufgearbeitete Karbonat-, Sand- und Siltsteinfragmente sind seltener. Der Rundungsgrad der Komponenten ist sehr unterschiedlich und kann auch innerhalb einer Probe zwischen subangular bis sehr gut gerundet variieren. Von feinkörnig nach grobkörnig gibt es eine Tendenz zu schlechteren Rundungen, ebenso scheinen Chertpartikel meist weniger gerundet als gleich große Quarzkörner.

Untergeordnete Komponenten: Silt, Feinsand, selten finden sich Reste von Biogenen wie Crinoiden, Bryozoen oder Brachiopoden.

Gefüge: In dieser Fazies bilden Sand und Kieskörner ein nicht bis mäßig sortiertes, korngestütztes Gefüge. Selten kommen maximal 5 cm mächtige Horizonte vor, in denen Feinkies und vereinzelt Mittelkies ein korngestütztes Gefüge bilden. Der Sortierungsgrad in der Sandfraktion ist allgemein deutlich besser als bei den Kieskomponenten. Sedimentstrukturen wie Feinschichtung und feinskalige Schrägschichtung konnten nur selten in den Schliffen nachgewiesen werden. Auch in der makroskopischen Ansprache dieser meist nur Dezimeter mächtigen Horizonte im Gelände sind bis auf undeutliche Schichtung und wenige Zentimeter mächtige Schrägschichtungskörper keine Sedimentstrukturen zu beobachten gewesen.

Interpretation: Die oft unterschiedlichen Aufarbeitungs- und Sortierungsgrade innerhalb eines Schliffes, vor allem in der größeren Kornfraktion, deuten auf eine rasche Schüttung und zumindest bei den schlecht gerundeten Chertkomponenten auch auf ein nahes Liefergebiet. Die vertikale Nähe zu anderen Gesteinen aus dem randmarin/lagunärem Bereich machen auch für diesen Faziestyp einen solchen Ablagerungsraum wahrscheinlich. Der hohe Anteil an größerem siliziklastischem Material könnte auch auf

die Nähe eines Flusssystemes deuten, das seinen Ursprung im weiter westlich vermuteten „Humboldt High“ hatte.

Vorkommen: Gesteine dieses Faziestyps haben ihre Verbreitung in der Kaibab/Grandeur Formation im Profil Morgan Hill, der Edna Mountain Formation im Profil Edna Mountain und der Plympton Formation im Profil Morgan Hill, Medicine Range und Butte Mountain.

- **Siltstein-Fazies**

Bindemittel: Pseudosparit oder Mikroquarz

Verhältnis Grundmasse/Partikel: 50 Vol%/50 Vol%.

Hauptkomponenten: Quarzdetritus in Silt- (> 80 Vol% der Komponenten) und Feinsandgröße (< 10 Vol% der Komponenten). Der Feinsand wie auch der Silt sind angular bis subangular. Das Kornspektrum besteht fast ausschließlich aus Quarz, selten sind Glimmer und Feldspat.

Untergeordnete Komponenten (bis 10 Vol% der Komponenten): Crinoidenstielglieder und stark fragmentierte Zweischalerreste (nur in wenigen Proben), Mikroschill, Schwammnadelfragmente, Peloide, Kotpillen, Phosphatpeloide und Karbonatintraklasten in wechselnden Anteilen. Die Größe dieser Komponenten übersteigt nicht 2 mm.

Gefüge: Das meist strukturlose Gestein ist wahrscheinlich durch Bioturbation homogenisiert, nur reliktsch ist eine Feinschichtung vorhanden. Auch in den Aufschlüssen sind bis auf gelegentliche Feinschichtung und Schrägschichtungskörper mit wenigen Zentimetern Mächtigkeit keine makroskopischen Sedimentstrukturen zu erkennen.

Interpretation: Die meist nur wenige Dezimeter mächtigen Horizonte werden von Gesteinen aus dem flachen Subtidal bis lagunären Milieu über- und unterlagert. Schon geringe Meeresspiegelschwankungen führen anscheinend zu Milieuwechseln und erklären die geringen Mächtigkeiten und häufigen Fazieswechsel in diesem flachmarinen z.T. wahrscheinlich lagunären Ablagerungsraum. Im Profil Pequop Mountains, wo die siltig-feinsandigen Horizonte bis zu mehreren Metern Mächtigkeit erreichen, gibt es homogene Rotfärbungen, die durch feinverteilte Eisenminerale hervorgerufen werden. Hier könnten terrestrische Bedingungen mit niedrigen Grundwasserständen für eine Oxidation des Eisens im Porenwasser gesorgt haben. In den oberflächlich stark verwitterten Schichten lassen sich aber keine Sedimentstrukturen erkennen, die ein solches Ablagerungsmilieu bestärken.

Vorkommen: Die Siltstein-Fazies hat ihr Hauptvorkommen in der Plympton Formation in den Profilen Butte Mountain, Medicine Range, Confusion Range, Pequop Mountains, Morgan Hill, Murdock Mountain und seltener in der Gerster Gulch und den Hogup Mountains. Sie konnte aber auch in geringmächtigen Vorkommen in der Kaibab/Grandeur Formation in der Gerster Gulch und im Profil Lemay Island nachgewiesen werden. Geringmächtige Vorkommen mit Übergängen zu siltreichen, sandhaltigen, bioklastischen

Karbonatgesteinen und Mudstones kommen auch in der Kaibab/Grandeur Formation im Osten des Arbeitsgebietes im Profil Dog Valley vor.

- **Feingeschichtete Siltstein-Fazies**

Bindemittel: Dolomitischer Pseudosparit oder Mikroquarz

Verhältnis Grundmasse/Partikel: ca. 50 Vol%/50 Vol%

Hauptkomponenten: Quarzdetritus in Silt- (> 80 Vol% der Komponenten) und Feinsandgröße (< 10 Vol% der Komponenten). Der Feinsand wie auch der Silt sind angular bis subangular. Das Kornspektrum besteht fast ausschließlich aus Quarz, selten sind Glimmer und Feldspat.

Untergeordnete Komponenten (< 5 Vol% der Komponenten): Stark fragmentierte Schwammnadeln, Mikroschill und selten Feinschill. Die Achsenkanäle der Schwammnadeln sind mit phosphatischem oder organischem Material gefüllt.

Gefüge: Die Siltkörner bilden in den meisten Lagen ein korngestütztes Gefüge. Die Lamination entsteht durch feine Korngrößenunterschiede der Siltkörner oder max. 1 mm dicke mikritische Lagen. Die Laminae verlaufen meist planar, seltener ist eine unregelmäßige, wellige Schichtung ausgebildet.

Interpretation: Ähnlich wie die Siltstein-Fazies werden die meist nur wenige Dezimeter mächtigen Horizonte der feingeschichteten Siltstein-Fazies von Gesteinen aus dem flachen Subtidal bis restriktiven Milieu über- und unterlagert. Schon geringe Meeresspiegelschwankungen führen anscheinend zu Milieuwechseln und erklären die geringen Mächtigkeiten und häufigen Fazieswechsel in diesem flachmarinen z.T. wahrscheinlich lagunären Ablagerungsraum. Die erhaltene Feinschichtung zeigt, dass das noch nicht verfestigte Sediment nicht durch Bioturbation zerwühlt wurde. Auch das ist ein Hinweis auf restriktiv/lagunäres Milieu in dem wühlende Organismen schlechte Lebensbedingungen vorfanden. Es besteht ein fließender Übergang zur Bindstone-Fazies und zur evaporitischen Siltstein-Fazies.

Vorkommen: Die feingeschichtete Siltstein-Fazies hat ihr Hauptvorkommen in der Plympton Formation in den Profilen Butte Mountain, Medicine Range, Pequop Mountains, Morgan Hill und Murdock Mountain. Sie konnte aber auch in geringmächtigen Vorkommen im Kaibab/Grandeur Formation in der Gerster Gulch und im Profil Lemay Island nachgewiesen werden. Geringmächtige Vorkommen mit Übergängen zu siltreichen, sandhaltigen, bioklastischen Karbonatgesteinen und Mudstones kommen auch in der Kaibab/Grandeur Formation im Osten des Arbeitsgebietes in den Profilen Mount Nebo und Dog Valley vor.

- **Evaporitische-Siltstein-Fazies**

Grundmasse: dolomitischer Pseudosparit und Mikroquarz

Verhältnis Grundmasse/Partikel: >90 Vol%/<10 Vol%

Hauptkomponenten: Quarzdetritus in Silt- (> 80 Vol% der Komponenten) und Feinsandgröße (< 10 Vol% der Komponenten). Der Feinsand wie auch der Silt sind angular bis subangular. Chertknollen < 2 cm, die wahrscheinlich Pseudomorphosen nach Evaporitknollen darstellen.

Untergeordnete Komponenten: Feinschill und Peloide < 1 mm

Gefüge: Die Siltkörner bilden ein korngestütztes Gefüge. Verwürgte Reste von Feinschichtung sind wahrscheinlich das Ergebnis von Bioturbation. Die „cauliflower cherts“ können in Lagen konzentriert sein oder vereinzelt in der Matrix schwimmen.

Interpretation: Wie auch die beiden oben beschriebenen Siltstein-Faziestypen wird die evaporitische Siltstein-Fazies in einem flachen, restriktiv/lagunären Milieu ihren Ursprung gehabt haben.

Vorkommen: Die evaporitische Siltstein-Fazies wurde in wenigen, jeweils nur wenige Zentimeter dicken Horizonten in der oberen Plympton Formation in den Profilen Pequop Mountains und Butte Mountain nachgewiesen. Selten ist sie auch in der Kaibab Formation in den Profilen Blue Diamond und Whitmore Canyon.

Fototafel Chert und siliziklastische Gesteine

(A) Spiculitische Chert-Fazies, Plympton Formation, Gerster Gulch, Utah. Detailausschnitt von Abb. 5.19, C. Spiculae schwimmen in einer Matrix aus Mikroquarz. Von den Spiculae sind meist nur die Hohlräumfüllungen (wahrscheinlich organisches Material) erkennbar. Die Nadeln sind kaum eingeregelt, das Gestein ist wahrscheinlich bioturbat.

Hellfeld, Balkenlänge = 0,9 mm.

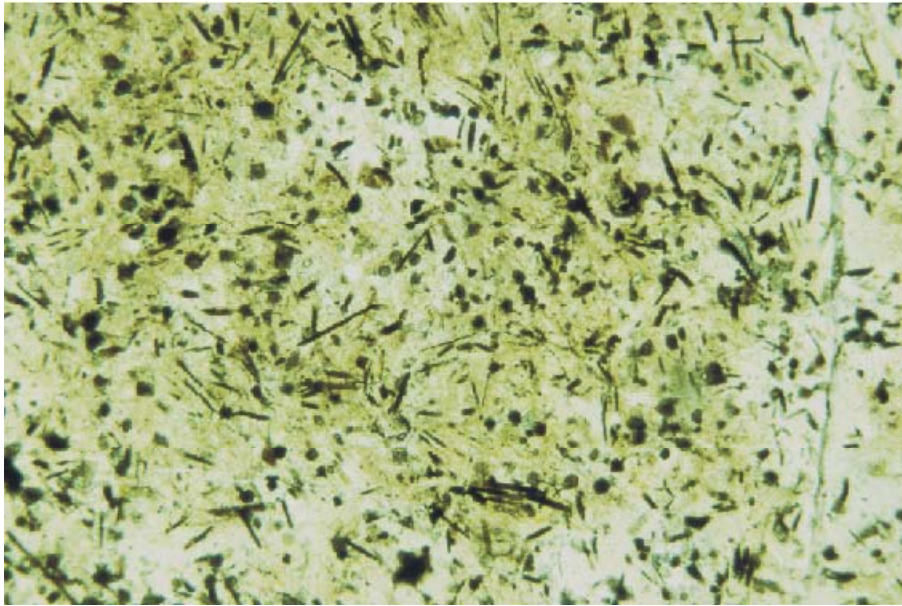
(B) Feinkieshaltige Sandstein-Fazies, Edna Mountain Formation, Profil Edna Mountain, Nevada. Die überwiegend schlecht gerundeten und nicht sortierten Quarzkörner zeigen häufig eine undulöse Auslöschung (1). Selten sind Feldspat und kleine Glimmerplättchen (Im Bildausschnitt nicht aufgelöst.). Schichtung oder Einregelung ist nicht vorhanden. Die Grundmasse besteht aus dolomitischem Pseudosparit.

Dunkelfeld, Balkenlänge = 1,1 mm.

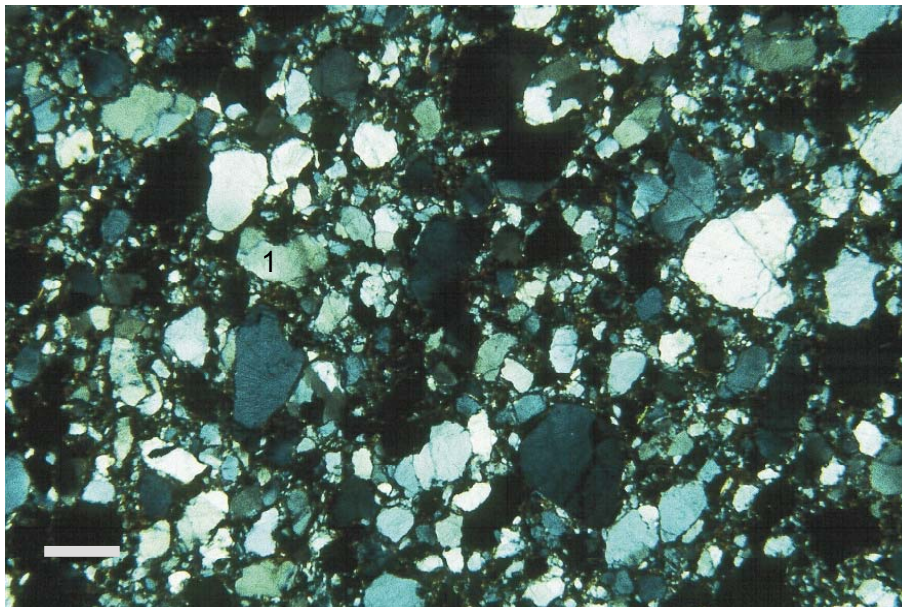
(C) Feinkieshaltige Sandstein-Fazies, Plympton Formation, Medicine Range, Nevada. Das Gestein ist aus verschiedenen, meist gut gerundeten Chertgröllen (1) sowie Sandsteinpartikeln (2) zusammengesetzt und besitzt ein lockeres, nicht geschichtetes, korngestütztes Gefüge. Im Bildausschnitt überwiegen Komponenten in Kiesgröße. In der Matrix aus dolomitischem Pseudosparit ist ein geringer Anteil Silt vorhanden.

Dunkelfeld, Balkenlänge = 2,4 mm.

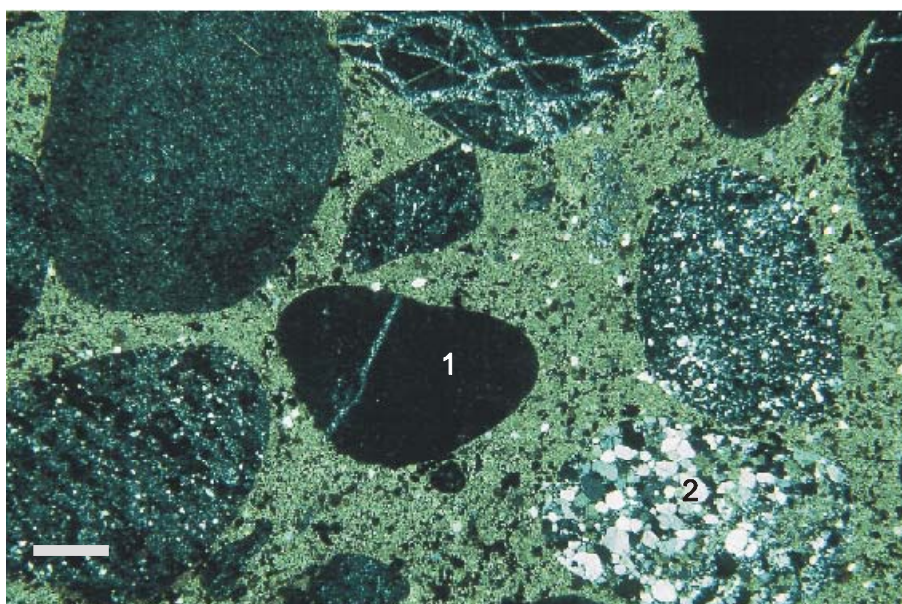
Abb. 5.20



A



B



C

Fototafel siliziklastische Gesteine

(A) Feingeschichtete Siltstein-Fazies, Basis Grandeur Formation, Mount Nebo, Utah. Die Lamination wird durch alternierende Siltlagen (hell) und tonige Lagen mit wenig Silt (dunkel) hervorgerufen. Vereinzelt kommen max. 1 cm hohe Schrägschichtungskörper vor (Am unteren Bildrand ist ein Teil eines Schrägschichtungskörpers angeschnitten.). Die Grundmasse ist dolomitischer Pseudosparit.

Dunkelfeld, Balkenlänge = 1,25 mm.

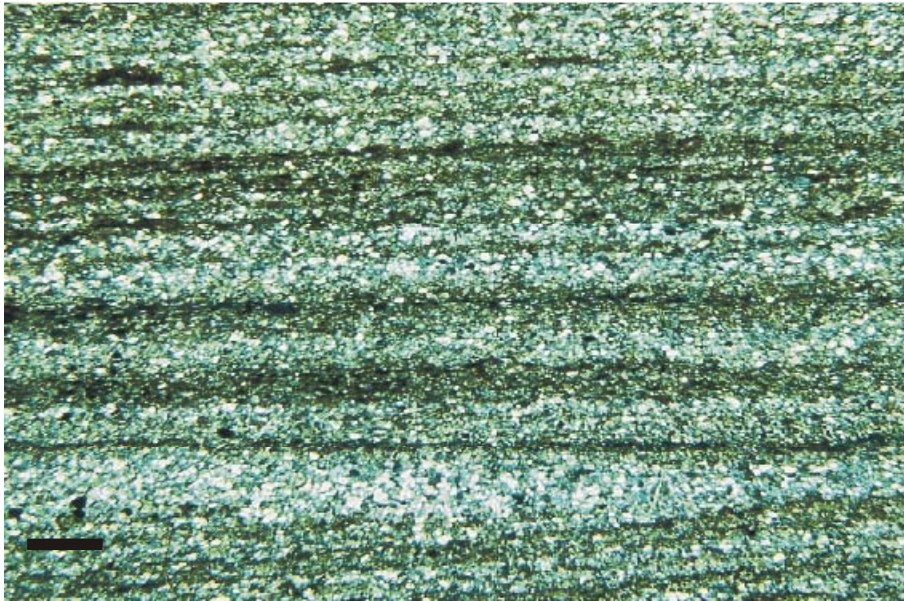
(B) Biopelmudstone-Fazies mit Chert- und Quarzgeröllen, obere Plympton Formation, Butte Mountain, Nevada. Inhomogen verteilte Gerölle (1) bestehen aus verschiedenen Cherts und seltenen Sandsteingeröllen (nicht im Bildausschnitt vorhanden). Die kleineren, dunklen Partikel (2) sind Mikritpeloide unbekannter Herkunft. Die siltreiche Matrix besteht aus dolomitischem Pseudosparit.

Hellfeld, Balkenlänge = 2,4 mm.

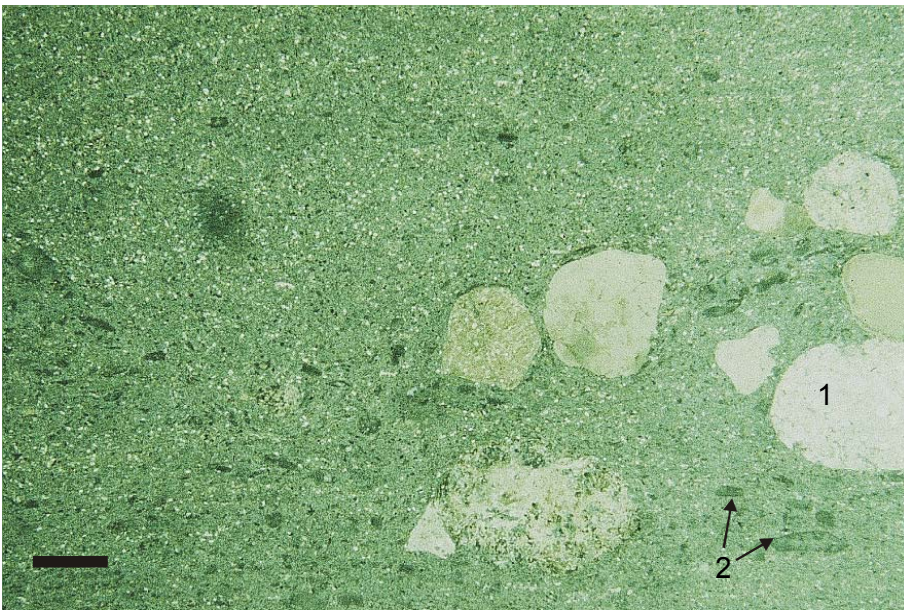
(C) Siltstein-Fazies, Edna Mountain Formation, Profil Edna Mountain, Nevada. Der strukturlose Siltstein ist wahrscheinlich durch Bioturbation vollständig homogenisiert. Der Silt besteht fast ausschließlich aus Quarzkörnern. Feldspat und Glimmer kommen nur untergeordnet vor. Vereinzelt Fossilreste (im Bildausschnitt ein randlich silifiziertes Brachiopodenfragment) sind orientierungslos in der Matrix verteilt.

Dunkelfeld, Balkenlänge = 0,9 mm.

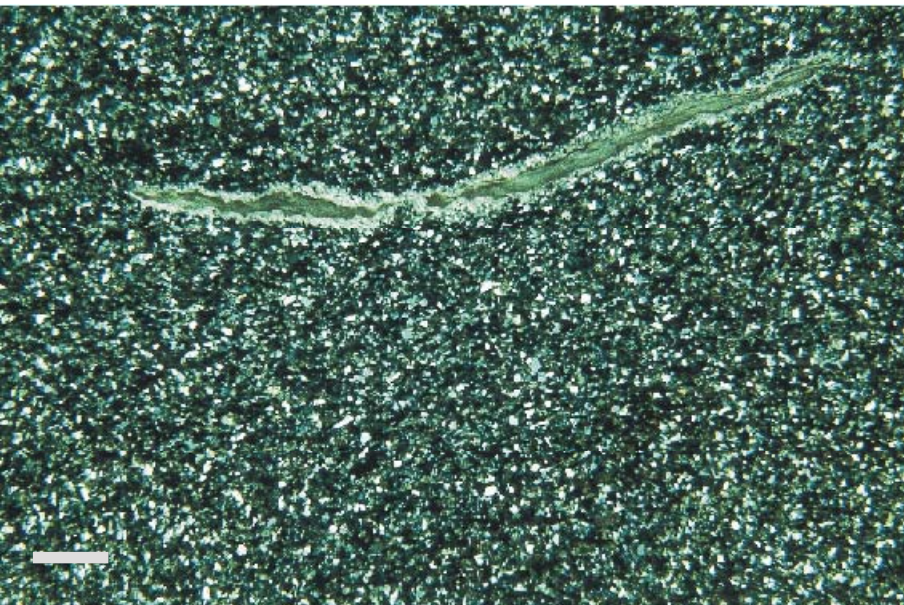
Abb. 5.21



A



B



C

6. Diagenese

Die Karbonat- und Chertgesteine der Park City Group auf dem „Confusion Shelf“ zeigen oft eine starke diagenetische Überprägung durch Neomorphose, Dolomitisierung, Phosphatisierung und Silifizierung. Vor allem in der Plympton Formation ist das Gestein stark überprägt. Daher sind Aussagen über die ursprüngliche Sedimentzusammensetzung und die Interpretation des Ablagerungsmilieus in vielen Fällen erschwert.

Da sich die Fragestellungen dieser Arbeit mit dem Milieu während der Ablagerung befassen, wird die Diagenese deshalb in diesem Kapitel nur soweit umrissen, wie für die Milieuansprache notwendig. Die für eine detaillierte Darstellung von Diageneseprozessen erforderlichen geochemischen Untersuchungen waren im Rahmen der Zeit und Mittel nicht möglich und erschienen auch auf Grund des starken Neomorphosegrades wenig sinnvoll. In Abb. 6.1 sind alle beobachteten Diagenesekennzeichen in ihrem zeitlichen Rahmen gezeigt.

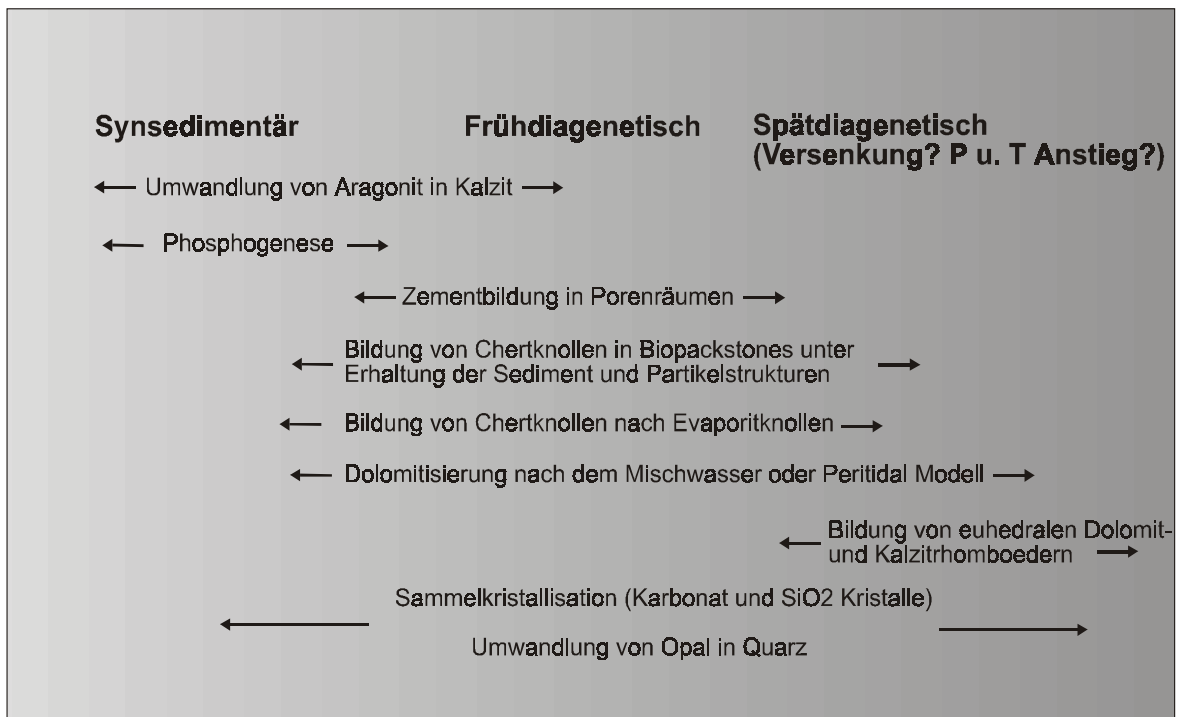


Abb. 6.1: Diagenesegeschichte

6.1 Zemente

Primär aragonitische Schalen von Pelecypoden und Mollusken sind vollständig in Kalzit umgewandelt. Ursprüngliche Schalenstrukturen sind dabei verloren gegangen. Die Schalen sind im Dünnschliff nur an ihren Umrissen zu erkennen, der Schalenkörper selbst besteht aus blockigem Karbonatzement, der sowohl kalzitisches wie auch dolomitische Zusammensetzung haben kann. In einigen Fällen wurde auch Blockzement aus

Megaquarz beobachtet. Die Zementkristalle sind isometrisch, ein randlicher Zement A ist nicht ausgebildet, so dass man von einer sukzessiven Umwandlung (JAMES & CHOQUETTE 1990) von Aragonit in Kalzit ausgehen kann, bei der kein offener Porenraum entstanden ist.

Syntaxiale Zemente um Crinoidenstielglieder sind in Biopackstones häufig zu beobachten. Diese Zemente bilden dort z.T. ein geschlossenes Gefüge, in dem keine Matrix mehr zu erkennen ist. Für die Milieuinterpretation sind diese Zemente nicht aussagekräftig, da sie sowohl aus phreatischer Umgebung in Frischwasser (FLÜGEL 1978) als auch frühdiagenetisch aus flachmarinen Environments bekannt sind (LOHMANN & MEYERS 1977).

Zemente in Interpartikel-Porenräumen von Grainstones und in partiell ausgewaschenen Packstones bestehen aus Kalzit, Dolomit oder Megaquarz und sind durchgehend stark neomorph überprägt. Kornformen können durch undeutliche Korngrenzen nur ungenau beschrieben werden. In einigen Fällen zeigen sich randliche Zemente A, die im Zentrum des Porenraums in blockigen Zement B übergehen. Eine Zuordnung in die für die genetische Bestimmung notwendigen unterschiedlichen Zement A-Typen (FLÜGEL 1978) ist aber wegen der Undeutlichkeit und des Fehlens eines eindeutigen Habitus der Zementkristalle auf Grund des Noemorphosegrades nicht möglich.

6.2 Neomorphose der Matrix

Der Begriff Neomorphismus wird von FOLK (1965) als Sammelbegriff für alle Mineraltransformationen verwendet, bei denen das Mineral erhalten bleibt oder in ein polymorphes Mineral überführt wird. Dazu gehört die Sammelkristallisation von Karbonatmineralen und die Transformation von Aragonit in Kalzit, bei der auch meist eine leichte Kornvergrößerung eintritt. Eine mikritische Grundmasse ist nach der Definition von FOLK (1965) aus Matrixpartikeln < 4 Mikron aufgebaut. Pseudomikrit bzw. Pseudosparit (FLÜGEL 1985) ist durch die oben beschriebene Neomorphose aus einem Mikrit hervorgegangen, die Minerale sind > 4 Mikron. In dieser Arbeit wird der Begriff Pseudosparit verwendet. Die Unterscheidung von Mikrit und Pseudosparit im Grenzbereich ist eigentlich nur mit dem Elektronenmikroskop möglich. Solche Untersuchungen wurden an den Proben nicht gemacht, allerdings sind in den meisten Fällen die Karbonatminerale der Grundmasse durch Sammelkristallisation so vergrößert, dass sie mit einem normalen Mikroskop unterschieden werden können. Lediglich in verschiedenen Proben der Gerster Formation und sehr selten in den anderen Formationen ist die Grundmasse so feinkörnig, dass von einem Mikrit gesprochen wird. Diese Horizonte sind weder stratigraphisch noch faziell zu korrelieren.

Neomorphose spielt bei allen in dieser Arbeit beschriebenen Arten von Matrix eine Rolle. Alle untersuchten karbonatischen Proben bestehen ausschließlich aus Kalzit oder Dolomit. Betrachtet man rezente Karbonatsysteme mit tropischer (LASEMI & SANDBERG 1984) oder nicht-tropischer Fazies (RAHIMPOUR et al. 1999) ist immer ein hoher Anteil von Aragonit in der Matrix vorhanden. Wahrscheinlich trifft das auch für den „Confusion Shelf“ zu, ist aber jetzt nicht mehr nachzuvollziehen.

Sammelkristallisation kann in unterschiedlicher Intensität in allen untersuchten Formationen beobachtet werden. Die Gesteine aus der unteren Grandeur/Kaibab Formation zeigen meist nur geringe Sammelkristallisation der Matrix und der Komponenten. Im höheren Teil der Formation sind sie z.T. stark sammelkristallisiert und die Partikel sind oft nur als Geisterstrukturen erhalten. Die stark sammelkristallisierten Horizonte mit Kristallen bis 1 mm Durchmesser bestehen meist aus Dolomit (Abb 6.2).

Die Transformation von ursprünglich aragonitischer Matrix in Kalzit ist bei Gesteinen, die älter als ein paar hunderttausend Jahre sind, nicht von genetischer Bedeutung, da für die Transformation nur sehr kurze Einwirkung von meteorischen Porenwässern nötig ist und bis auf sehr wenige Ausnahmen karbonatische Gesteine, egal welcher Herkunft, mit einem höheren Alter als Quartär mittlerweile aus Kalzit oder Dolomit bestehen (TUCKER 1990, JAMES & CHOQUETTE 1990).

Auch die Sammelkristallisation in der Matrix ist nur von geringer genetischer Bedeutung, allenfalls kann man eine Beziehung von gröberer Matrix zu Dolomit und feinerer Matrix zu Kalzit herstellen. Ob bei der Sammelkristallisation auch Versenkung und Erwärmung eine Rolle spielten, ist nicht untersucht worden und wird in der Literatur zur Regionalgeologie des Arbeitsgebietes nicht beschrieben.

6.3 Dolomitisierung

Dolomitminerale kommen in den untersuchten Proben in zwei verschiedenen Ausbildungen vor. Zum einen kann man Gesteine mit dolomitischer Matrix unterscheiden, in denen z.T. auch Biogene und andere Partikel aus Dolomit bestehen. In diesem Fall ist die Dolomitisierung schichtgebunden. Daneben kommen auch Gesteine vor, in denen es nur zur Sprossung von euhedralen Dolomithomboedern, seltener Kalzithomboedern in der Matrix und in den Komponenten gekommen ist.

Von letzterem sind gleichermaßen karbonatische Gesteine wie auch Chertgesteine betroffen. Die Unterscheidung bei den Chertgesteinen ist auf Grund der unterschiedlichen optischen Eigenschaften einfacher als bei den rein karbonatischen Gesteinen. Euhedrale Dolomithomboeder haben in Karbonat- und Chertgesteinen einen Volumenanteil von max. 10%.

Während eine komplette schichtgebundene Dolomitisierung von Grundmasse und Partikeln hauptsächlich in den Gesteinen des Meade Peak Members, der Plympton Formation und z.T. in der oberen Kaibab/Gerster Formation vorkommen, sind euhedrale Dolomithomboeder in allen Formationen gleichermaßen zu finden. Eine gehäufte Sprossung von Rhomboedern kann z.T. entlang von feinen Rissen im Gestein beobachtet werden, es kommen aber auch häufig Dolomithomboder vor, die nicht mit Strukturen im Gestein in Verbindung stehen und homogen in der Matrix schwimmen. Räumliche Unterschiede in der Verbreitung und Häufigkeit der Dolomithomboeder, die z.B. für eine stärkere lokale Versenkung sprechen würden, wurden nicht erfasst.

Schichtgebundene Dolomitisierung ist ein Zeichen für eine frühdiagenetische Bildung (TUCKER 1990). Nach FÜCHTBAUER (1988) können unter rein chemischen Gesichtspunkten folgende Mechanismen zur Dolomitisierung führen:

- Abnahme der Salinität durch Verdünnung bei Süßwassereinfluss.
- Zunahme des Mg-/Ca-Verhältnisses durch Eindampfung oder Zuführung von Mg-reichen Lösungen.

Für die Bildung von frühdiagenetischen Dolomiten werden in der Literatur zahlreiche Modelle beschrieben (MCILREATH & MORROW 1990, TUCKER 1990, USDOWSKI 1967). Das Modell der Mischwasser-Dolomitisierung und die peritidale evaporitische Dolomitbildung lassen sich dabei am besten auf die vorliegenden dolomitischen Abfolgen aus dem

Untersuchungsgebiet anwenden. Für andere Modelle wie dem Coorong-Typ oder der Kohout-Konvektion gibt es keine Hinweise.

- Mischwasser-Dolomitbildung (Dorag-Modell nach BADIOZAMANI 1973). In diesem Modell kommen die noch unverfestigten und porösen Karbonatsedimente unter den Einfluss von meteorischen Wässern, wodurch die Salinität herabgesetzt wird. Kalzit, Mg-Kalzit und Aragonit kommen bei Zuführung von Frischwasser in einen Stabilitätsbereich, der für sie an Na^+ untersättigt, für Dolomit aber übersättigt ist. Mg-Kalzit und Aragonit werden im Gegensatz zu Tief-Mg-Kalzit bevorzugt dolomitiert. Nach LAND et al. (1975) ist die Mischwasser-Dolomitisierung das wichtigste Modell bei der frühdiagenetischen Bildung von Dolomit. Rezente Beispiele für dieses Entstehungsmodell finden sich auf den Bahamas und am Persischen Golf (TUCKER & WRIGHT 1990).
- Peritidal-evaporitische Dolomitbildung erfolgt durch eine Erhöhung des Mg-/Ca-Verhältnisses im Porenwasser gegenüber dem Meerwasser. Durch Verdunstung, gefolgt von Gips- und Anhydritbildung, werden dem Porenwasser Ca-Ionen entzogen und das Mg-/Ca-Verhältnis erhöht.

Für die peritidal-evaporitische Dolomitbildung sind verschiedene Modelle entwickelt worden, von denen zwei, für die Genese der hier vorgestellten Dolomite möglicherweise von Relevanz, vorgestellt werden:

- Beim „seepage reflux“ (ADAMS & RHODES 1960) kommt es innerhalb eines von Frischwasser weitgehend abgeschirmten Bereichs (Lagune, Sabkha) zur Evaporation mit Bildung von Gips und Anhydrit. Die magnesiumreiche Sole aus der Lagune oder Sabkha ist schwerer als das Porenwasser der unterlagernden Karbonate. Die Sole sinkt ab und verdrängt die normalmarinen Porenwässer, wobei zwischen dem Karbonat und dem neuen Porenwasser ein Ungleichgewicht im Mg-Gehalt besteht, das durch die Umwandlung von Kalzit zu Dolomit ausgeglichen wird. Strukturen, die für ein Trockenfallen des Sediments sprechen, sind typisch aber nicht notwendigerweise anzutreffen, da die schweren Mg reichen Porenwässer in tiefere Schichten und auch lateral migrieren können und dann auch Karbonate anderer Milieus dolomitisieren.
- Ein „evaporite pumping“ beschreiben HSÜ & SIEGENTHALER (1969) und HSÜ & SCHNEIDER (1973). Voraussetzung für dieses Modell ist die gelegentliche marine Überflutung einer Sabkhafläche während Springtiden oder Stürmen. Ist das Sediment mit marinem Wasser getränkt, ruft starke Sonneneinstrahlung eine Verdunstung hervor. Durch Kapillarkräfte im Karbonatschlamm wird Grundwasser an die Stelle der Verdunstung „gepumpt“. Dadurch kommt es zur Bildung von Anhydrit und zum Anstieg des Mg-/Ca-Verhältnisses im Kapillarwasser. Das entstehende Ungleichgewicht zwischen Porenwasser und kalzitischem Karbonatschlamm wird durch die Bildung von Dolomit ausgeglichen. Die hierbei entstehenden Dolomite sollten sehr feinkörnig sein (1-3 μm , FÜCHTBAUER 1988), was durch anschließende Sammelkristallisation aber

überprägt sein kann. Wie auch beim „seepage reflux“ sind Evaporite und Anzeichen für Trockenfallen typisch.

Die schichtgebundene Dolomitisierung erfolgte wahrscheinlich nach einem der oben genannten Modelle während der Frühdiagenese. Die Dolomite der Kaibab Formation im südlichen Teil des Arbeitsgebietes stehen in enger vertikaler Vergesellschaftung mit z.T. mächtigen Gipshorizonten und der Dolomit selbst zeigt mit Algenlaminiten, Fensterstrukturen, „cauliflower cherts“ und Fossilarmut Merkmale eines restriktiv-lagunären Milieus mit teilweisem Trockenfallen. Das legt eine Bildung der Dolomite nach dem peritidal-evaporitischen Model nahe. Die Dolomite der Plympton Formation zeigen eine ähnliche Ausbildung, allerdings ist kein Gips vorhanden und Anzeichen für ein Trockenfallen wurden nicht gefunden. Hier könnte der Einfluss von meteorischem Wasser nach dem Dorag-Modell für die Dolomitisierung verantwortlich sein. Der Datenbestand lässt eine eindeutige Zuordnung zu einem Mechanismus nicht zu.

Da die Sprossung von euhedralen Dolomithomboedern und selteneren Kalzithomboedern scheinbar nicht an bestimmte Horizonte oder Formationen gebunden ist, muss für die schichtübergreifende Dolomitisierung ein späterer Zeitpunkt angenommen werden, bei dem Mg-reiche Lösungen gleichberechtigt in alle Formationen eindringen konnten (FÜCHTBAUER 1988). Als Wege für die Lösungen haben wahrscheinlich unter anderem feine Risse gedient, an denen vermehrt euhedrale Dolomithomboeder auftreten. Für eine spätdiagenetische Bildung spricht auch der im Gegensatz zur komplett dolomitischen Matrix größere Kristalldurchmesser und die meist isometrische Ausbildung der Rhomboeder (Abb. 6.2, A) Nach USDOWSKI (1967) sind für die spätdiagenetische Sprossung von einzelnen Dolomithomboedern nicht unbedingt Mg-reiche Lösungen nötig. Lange Zeiträume und erhöhte Temperaturen führen auch in kalzitischen Karbonaten mit geringem Mg-/Ca-Verhältnis im Porenwasser zu Gleichgewichtsreaktionen mit Dolomitbildung. Auf Grund des geringen Mg-Gehaltes kommt es aber nicht zur kompletten Dolomitisierung sondern nur zur Sprossung einzelner Rhomboeder, ähnlich wie bei dem hier vorgestellten Beispiel.

6.4 Silifizierung

Silifizierung von Karbonatkomponenten und Grundmasse kann wie auch die Dolomitisierung in allen untersuchten Formationen und Profilen beobachtet werden. Die Plympton Formation ist dabei wieder am stärksten von diesen Diageneseprozessen betroffen.

Bei der Silifizierung sind verschiedene Quarzvarietäten entstanden, die in den meisten Fällen auf Verdrängung von Karbonatmaterial beruhen, seltener liegen Quarzbildungen als Zemente in freien Hohlräumen vor. Granularer Megaquarz (Kristalldurchmesser > 20

µm, FOLK & PITTMAN 1971) findet sich als Zement in verschiedenen Hohlräumen und als Grundmasse in einigen Chertshorizonten. Faseriger oder sphärolithischer Chalzedon ist in silifizierten Biogenen vorhanden. Dieser bildet in einigen Fällen Schalenstrukturen nach, kommt aber meist in strukturzerstörenden Sphärolithen vor. Mikroquarz (Kristalldurchmesser < 20 µm, FOLK & PITTMAN 1971) ist das Mineral, aus dem die weit verbreiteten Cherts bestehen, sowohl in isolierten Chertknollen als auch in den mächtigen Chertshorizonten der Plympton Formation. Euhedrale Quarzkristalle sind sehr selten, vereinzelt finden sie sich am Rand von nicht vollständig gefüllten Porenräumen. Sehr selten kommen auch euhedrale Quarzdoppelender in stark neomorphen Mudstones vor, wo sie ohne Ordnung in der Matrix schwimmen.

- **Silifizierung von Biogenen** ist in allen Formationen ein häufig zu beobachtendes Phänomen, das nicht an laterale Grenzen gebunden zu sein scheint. Die vorherrschenden Fossilgruppen Brachiopoden, Bryozoen und Crinoiden zeigen dabei unterschiedlich ausgebildete Silifizierungsmuster, die mit denen von MALIVA & SIEVER (1988) beschriebenen weitgehend übereinstimmen. Brachiopoden werden dabei bevorzugt unter Erhaltung der faserigen Schalenstrukturen durch fibrösen Chalzedon oder sehr feinen Mikroquarz silifiziert. Weniger häufig sind strukturzerstörende Chalzedonsphärolithe oder Quarzblockzemente. Crinoidenstielglieder sind entweder unter Erhaltung ihrer Mikrostruktur mit sehr feinkörnigem Mikroquarz silifiziert oder in geringerem Ausmaß vollständig aus granularem Megaquarz aufgebaut, wobei Internstrukturen verloren gegangen sind und nur noch Umrisse erhalten geblieben sind. Die von MALIVA & SIEVER (1988) beschriebenen euhedralen Quarze an den Wänden von Bryozoenzoecien konnten nicht beobachtet werden. Verkieselte Bryozoenfragmente bestehen aus Mikroquarz. Die Zoecien sind, wenn nicht mit Karbonat, mit blockigem Megaquarzzement gefüllt. In nicht vollständig gefüllten Hohlräumen kommen am Rand vereinzelt auch euhedrale Quarzkristalle vor.
- **Silifizierter Mikrit** enthält dispers verteilte, kleinste Mikroquarz-Konkretionen (Durchmesser meist < 1mm) mit sehr unregelmäßigen, unscharfen Umrissen, die besser als Imprägnation beschrieben werden. Der Gehalt an Mikroquarz kann von wenigen, fleckenhaften Vorkommen bis zur kompletten Silifizierung des Gesteins reichen, allerdings sind fast immer schlierig/linsige Reste von stark neomorphem Dolomit vorhanden, die oft in regelmäßigen Abständen vorkommen und im Aufschluss ein geschichtetes Erscheinungsbild hervorrufen, z.B. im Profil Cedar Mountains im oberen Meade Peak (Abb. 6.3, A). Diese Art von Silifizierung ist in den matrixgestützten Gesteinen häufiger. In Pack- und Grainstones ist die Silifizierung meist an die Partikel, selten an die Grundmasse gebunden.

Im Gegensatz zu der oben beschriebenen SiO_2 -Imprägnation sind auch ungleich geformte **Chertknollen** zu finden, die durch plötzlichen Materialwechsel scharf vom umgebenden Karbonat begrenzt sind. Es können drei Arten von Chertknollen unterschieden werden:

- Vertikale röhrenförmige Chertknollen mit bis zu 5 cm Durchmesser und 20 cm Länge, die wahrscheinlich Bioturbation nachzeichnen (Abb. 5.3, B und 6.3, B). Ähnliche verkieselte Bioturbationsspuren finden sich, z.B. in Thalassinoides-Hartgründen mit verkieselten Wohnbauten im marinen Alttertiär in Marokko (TRAPPE 1989) oder im ordovizischen Bighorn Dolomite in Wyoming (JOHNSON & BIGGS 1955, ENZL 1997).
- 2. „Diagenetische“ Chertknollen mit unregelmäßig ovalen, linsigen Formen und Durchmessern von wenigen Zentimetern bis zu Dezimetern. Diese Art von Chertknollen tritt z.T. gehäuft entlang einzelner Horizonte auf, es gibt auch Übergänge zu durchgehenden Chertlagen. Im Gegensatz zur oben beschriebenen SiO_2 -Imprägnation sind diese Chertkonkretionen schärfer zum umgebenden Gestein begrenzt und treten meist in bioklastreichen Gesteinen auf. Im Gegensatz zu dem umgebenden Karbonat sind die Fossilreste in den Chertknollen oft besser erhalten, was für eine sehr frühe Silifizierung vor einer Sammelkristallisation oder Dolomitisierung spricht.
- 3. Chertknollen nach Evaporiten haben Durchmesser von Millimetern bis wenigen Zentimetern. Die Ausbildung ist knollig, knotig und ähnelt den von CHOWNS & ELKINS (1974) beschriebenen „cauliflower cherts“. Seltener kommen „chicken wire“-Strukturen (SHINN 1983) vor. In einigen Fällen sind die Chertknollen horizontal gestreckt, was auf Kompaktion der Evaporitknollen vor der Silifizierung zurückzuführen ist. Chertknollen dieser Art kommen nur in matrixgestützten Gesteinen aus restriktivem Milieu vor.

Bei dem massenhaften Vorkommen von kieseligem Material vor allem in der Plympton Formation stellt sich die Frage nach der Quelle des SiO_2 . Organisches SiO_2 wird dabei, wie weiter unten begründet, den Hauptanteil haben. Die einzigen bekannten Kieselorganismen in der Park City Group sind Kieselschwämme deren Skleren in der Plympton Formation mit dem stärksten Verkieselungsgrad auch häufig gesteinsbildend vorkommen.

Hinweise für eine anorganische Kieselmineralbildung nach dem Magaadi- oder Coorong-Typ liegen nicht vor, lediglich die beschriebenen Chertpseudomorphosen nach Evaporiten können auf eine anorganische SiO_2 -Ausfällung zurückgeführt werden (HESSE 1989).

Der Anteil an gelöstem SiO_2 in flachen Meeren ist nur sehr gering (0,1-4 ppm) (FÜCHTBAUER 1988) und wird wahrscheinlich nicht für die Bereitstellung des gesamten kieseligen Materials ausgereicht haben. Für eine Anreicherung des Meerwassers mit SiO_2 sind verschiedene Quellen denkbar:

- Bei der terrestrischen lateritischen Verwitterung von Böden in feuchtwarmen tropischen Gebieten kann SiO_2 in Lösung gehen und durch Flüsse ins Meer transportiert werden (FÜCHTBAUER 1988). Im Bereich des „Confusion Shelf“ sprechen aber verschiedene

Argumente dagegen. Es gibt keine nachgewiesenen Flusssysteme und die den „Confusion Shelf“ umgebenden Sedimente stammen aus ariden bis semiariden Ablagerungsmilieus, die nicht mit lateritischer Verwitterung in Verbindung gebracht werden können. Im Osten, auf dem Wyoming Shelf, sind die Evaporit- und Rotserien der Goose Egg Formation ausgebildet (BOYD 1993). Im Südosten, im Bereich des Paradox Basins und des Colorado Plateaus, kommen die Evaporite und Sandsteine der Cutler Group und White Rim bzw. Canyon De Chelly Formation vor, die als Dünen und küstenstennahe bis flachmarine Bildungen interpretiert werden (HINTZE 1988, STANESCO 1991). Anzeichen für Flusssysteme sind auch hier nicht zu finden.

- Eine weitere denkbare Quelle für das SiO_2 ist Vulkanismus. Am Westrand des Nordamerikanischen Kratons war zur Zeit des Perms ein aktiver Kontinentalrand ausgebildet (FRAZER & SWIMMER 1987). Hinweise auf Vulkanismus sind aber nicht bekannt, so dass auch diese Quelle als eher unwahrscheinlich gelten kann.

- Marines Tiefenwasser hat gegenüber dem Oberflächenwasser einen 3- bis 100-fach höheren Gehalt an SiO_2 . Da bei der Bildung der Phosphate im Meade Peak Member ein Upwelling diskutiert wird (TRAPPE 1998), wäre hier eine Quelle für SiO_2 -reiches Tiefenwasser vorhanden. GOLONKA et al. (1994) haben die These des Upwellings vor der Westküste des Nordamerikanischen Kratons während des Kazans mit Klimamodellierungen weiter bestärkt.

6.5 Phosphatisierung

Die Phosphatgenese wird in Kapitel 8.4 ausführlicher besprochen. Neben den dort besprochenen phosphatreichen Gesteinen des Meade Peak Member treten auch in den anderen Formationen, wenn auch in einem sehr geringen Umfang, Phosphatbildungen auf.

Dabei handelt es sich um Phosphatisierung von Biogenhohlräumen. Sie betreffen überwiegend die Zoecien in Bryozoen (Abb. 5.9, C), seltener sind phosphatisierte Crinoidenstielglieder. In einigen Fällen ist statt des Phosphats auch Glaukonit ausgebildet. Da die Gesteine, die diese Vorkommen enthalten, unter normalmarinen Bedingungen abgelagert wurden und die Phosphatisierung auf wenige Bioklasten beschränkt ist, kann die Bildung nicht mit einem großräumigen, suboxischen Milieu wie im Meade Peak Member erklärt werden. Möglich ist, dass vereinzelt abweichendes Mikroenvironment innerhalb der Schale oder Zoecie zu den Phosphatbildungen geführt hat. Ähnliche Phänomene werden von LAMBOY (1987) und TRAPPE (1998) in der Park City Group nördlich des Arbeitsgebiets beschrieben. Allerdings finden sich auch dort keine Hinweise auf die Genese.

Fototafel Diageneseerkmale im Dünnschliff

(A) Dolomitisierung und Neomorphismus, Geisterstrukturen in einem Dolosparit, Franson Member, Mount Nebo, Utah. Bei den Geisterstrukturen handelt es sich wahrscheinlich um Fragmente von Zweischalern (1) und Crinoiden (2) in einem ehemaligen Biopackstone. Die Matrix besteht aus grobem Dolosparit mit Mosaikgefüge.

Hellfeld, Balkenlänge = 0,55 mm.

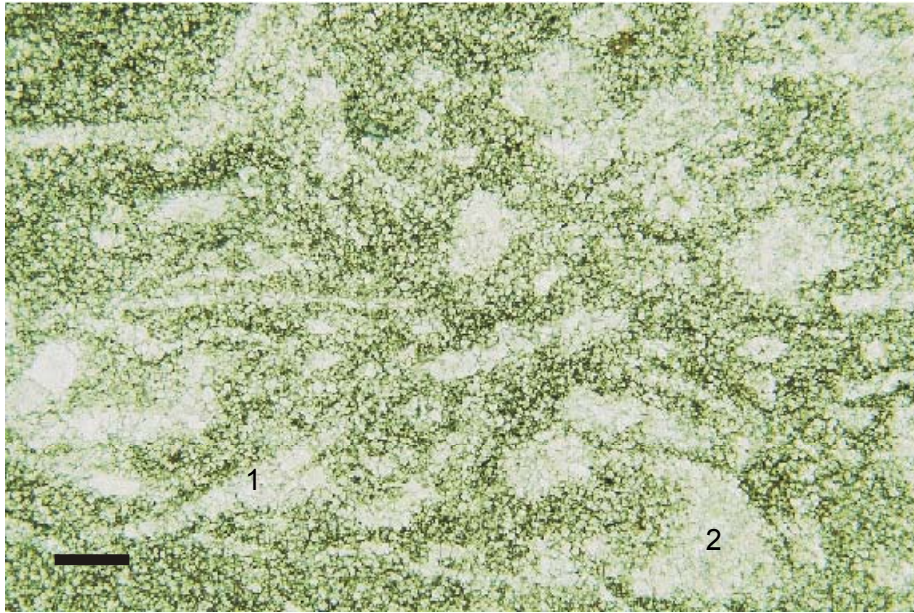
(B) Dolomitisierung und Neomorphismus, Dolosparit mit sehr schwachen Geisterstrukturen, oberste Grandeur Formation, „Confusion Range“, Utah. Einziger deutlich erkennbarer Partikel in diesem Bildausschnitt ist ein Schalenfragment im oberen linken Bildteil. Bei Erhöhung des Kontrasts unter dem Mikroskop kommen sehr undeutliche Geisterstrukturen, ähnlich wie im Photo oben, zum Vorschein. Die vollständig dolomitische Grundmasse besteht aus sehr grobem Dolosparit mit Mosaikgefüge.

Hellfeld, Balkenlänge = 0,55 mm.

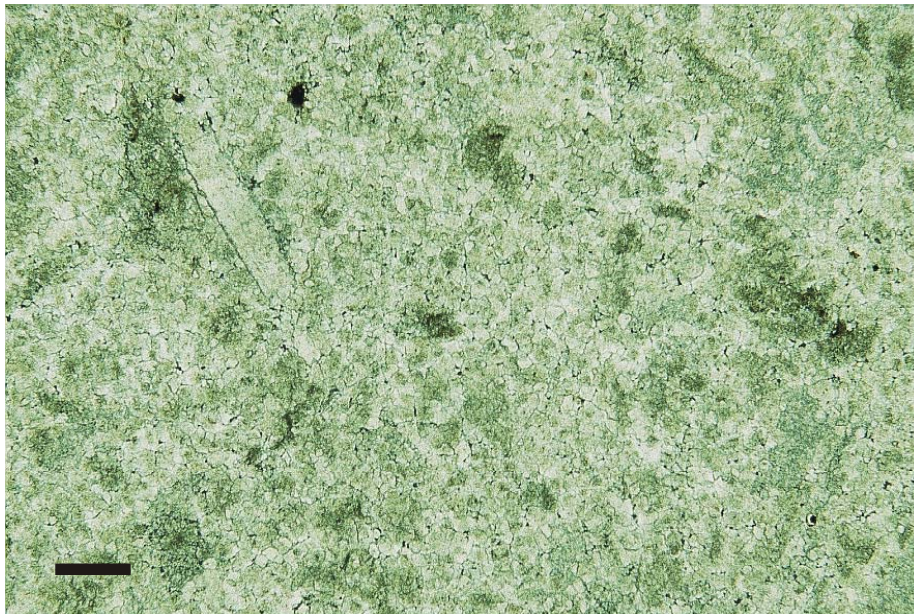
(C) Silifizierung, vollständig verkieselter Biopackstone, Gerster Formation, Butte Mountain, Nevada. Die Hauptkomponenten sind fast vollständig verkieselte, nicht sortierte und unterschiedlich stark aufgearbeitete Bryozoenfragmente (1). Sie bilden mit seltenen Brachiopoden- (2) und Crinoidenfragmenten (im Bildausschnitt nicht aufgelöst) ein korngestütztes Gefüge. Die Grundmasse besteht vollständig aus Mikroquarz, vereinzelt kommen Dolomitrhomboeder vor (3).

Hellfeld, Balkenlänge = 1,3 mm.

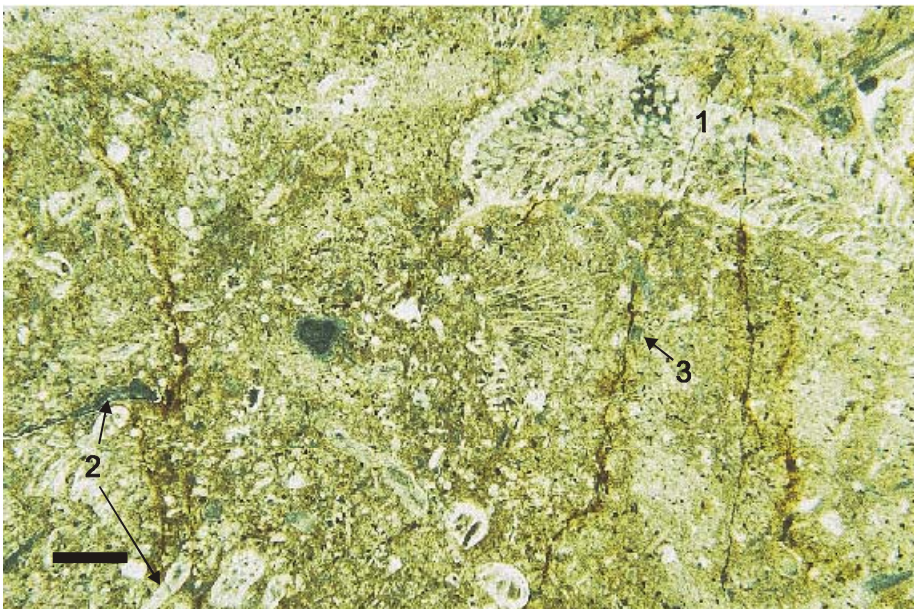
Abb. 6.2



A



B



C

Fototafel Diageneseerkmale im Gelände

(A) Chert horizonte in der Murdock Mountain Formation (Plympton Formation), Profil Lemay Island, Utah.

In den Chertlagen sind linsige Reste von dolosparitischen Karbonaten (A) vorhanden. Durch den starken Neomorphosegrad lassen sich diese Gesteine nur sehr schwer mikrofaziell einordnen. Gelegentliche Blumenkohlstrukturen (B), Fenstergefüge, unregelmäßige Lamination und sehr selten eine artenarme Fauna aus kleinen Zweischalern oder Gastropoden lassen aber ein restriktives Milieu vermuten. Die auflagernden hellen Sedimente (C) sind Seeablagerungen des pleistozänen Lake Bonneville.

(B) Schichtoberfläche eines Biopackstones mit ausgewitterten Chertknollen. In vertikalen Anschnitten ähneln die sonst rundlich, linsigen Chertknollen teilweise den verkieselten Grabbauten in Abb. 5.3, B. Gerster Formation, Profil Grayback Hills, Utah.

(C) Verkieselte Intraklasten in einem laminierten, stark neomorphen Dolomudstone aus wahrscheinlich restriktiv lagunärem Milieu. Die Verkieselung ist an bestimmte Intraklasten gebunden und scharf begrenzt, was eine sehr frühe, vor der Aufarbeitung stattgefundene Silifizierung vermuten läßt. Plympton Formation, Profil Gerster Gulch, Utah.

Abb. 6.3



A



B



C

7. Mächtigkeits- und Mikrofaziesverbreitung sowie Verbreitung von Diskontinuitätsflächen

Die Auswertung von Mächtigkeits- und Mikrofaziesverbreitungen kann Hinweise auf die Beckengeometrie und das Subsidenzverhalten liefern. In diesem Kapitel werden Kriterien für den Beckentyp und die geometrische Ausgestaltung des „Confusion Shelf“ vorgestellt.

7.1 Mächtigkeitsverbreitung

Beim Vergleich der Mächtigkeiten der einzelnen bearbeiteten Formationen (Abb. 7.1) können verschiedene Trends beobachtet werden:

- Die Kaibab/Grandeur Formation, im Süden zusammen mit der Toroweap Formation, hat ihre größten Mächtigkeiten vom Lemay Island im Nordwesten Utahs bis zum Whitmore Canyon in Nordwest-Arizona bzw. zum Profil Blue Diamond, wenige Kilometer außerhalb des Stadtgebiets von Las Vegas, in Süd-Nevada. Hier betragen die Mächtigkeiten zwischen 160 m und 250 m. Im Norden des Arbeitsgebietes zeigt sich nach Westen über das Profil Gerster Gulch, Pequop Mountains bis zum Morgan Hill eine kontinuierliche Abnahme der Abfolgestärke von ca. 110 m bis auf ca. 30 m. Auch nach Norden und Osten gibt es eine starke Mächtigkeitsabnahme, z.T. bis auf 10 m. Hier lässt sich allerdings auf Grund der geringen Aufschlussdichte nicht sagen, ob der Übergang kontinuierlich oder sprunghaft verläuft. Südlich des Profils Blue Diamond und Whitmore Canyon wurden keine weiteren Profile aufgenommen, aus der Literatur (HINTZE 1988) ist aber bekannt, zumindest für das Gebiet südwestlich des Whitmore Canyon, dass die Kaibab/Toroweap Formation auskeilt und in sandige, terrestrische Faziestypen übergeht.

Das Meade Peak Member hat von den untersuchten Einheiten das kleinste Verbreitungsgebiet und die geringsten Mächtigkeiten. Die größten Mächtigkeiten werden mit ca. 100 m im Bereich von Salt Lake City erreicht. Im Norden gibt es eine kleinräumige Verflachung. An diese Verflachung schließt sich außerhalb des Arbeitsgebietes das Beckenzentrum mit den größten Mächtigkeiten an (s. u.). Nach Süden keilt das Meade Peak Member aus, auf der Linie Butte Mountain – Confusion Range ist es nicht mehr ausgebildet.

Die Plympton Formation hat ein etwas größeres Verbreitungsgebiet als das Meade Peak Member und wesentlich größere Mächtigkeiten. Im Beckenzentrum, in Nordwest-Utah und Nordost-Nevada, wurden Mächtigkeiten von mehr als 300 m gemessen. Um dieses Zentrum schließt sich im Westen, Süden und Osten ein Gürtel an, in dem die Mächtigkeiten nicht mehr als 150 m erreichen. Über diesen Bereich hinaus konnte die Plympton Formation nicht mehr nachgewiesen werden. Auch nach Norden außerhalb des Arbeitsgebietes nimmt die Mächtigkeit der Plympton Formation bzw. ihres „Phosphoria Sea“-Äquivalents, des Franson Members, ab. In Montana gibt es eine Verzahnung mit

den randmarinen Barrensanden des Shedhorn Sandstone vor dem Milk River Uplift (THORNBURG 1990).

Die Gerster Formation hat ein ähnliches Verbreitungsgebiet wie die Plympton Formation, die Mächtigkeiten sind allerdings geringer. In der Confusion Range ist mit 230 m der maximale Wert erreicht, allerdings ist nicht auszuschließen, dass durch tektonische Schichtverdopplung ein größerer Wert vorgetäuscht wird.

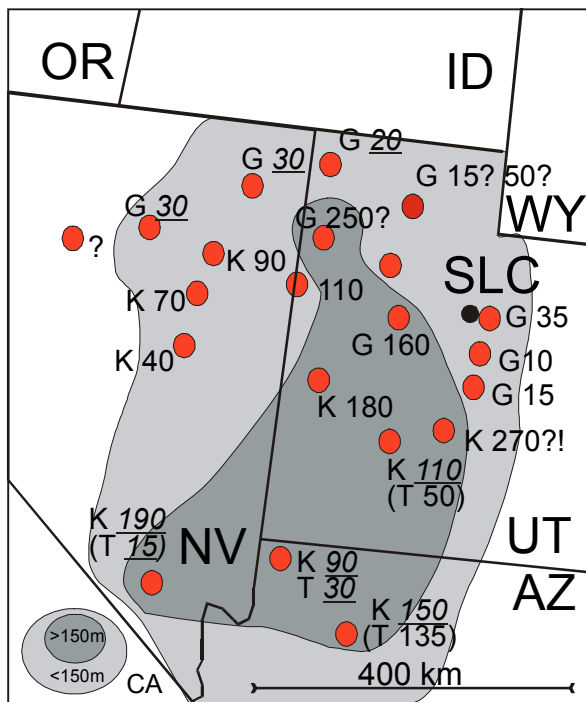
Im Vergleich mit Literaturdaten ergibt sich folgendes Bild für das gesamte Becken:

- Es zeigt sich, dass die Geometrie des Beckens mehr oder weniger symmetrisch ist. Zur Zeit der Grandeur/Kaibab Formation ist im Arbeitsgebiet eine Nord-Süd-Streckung ausgebildet. Ab dem Meade Peak Member liegt das Beckenzentrum nördlich des bearbeiteten Gebietes in Idaho und Montana. In Abb. 7.1 deutet sich für das Meade Peak Member allerdings eine Abnahme der Mächtigkeit in Richtung Beckenzentrum an. MAUGHAN (1976) hat für dieses Gebiet eine lokale Hebung, das „Bannock High“, postuliert, ein kleines Hochgebiet, an dessen nördlichen Ende das eigentliche Beckenzentrum anschließt.

- Vom Zentrum zum Rand des Beckens kommt es in allen Formationen zu mehr oder weniger gleichmäßiger Abnahme der Mächtigkeiten. Mächtigkeitssprünge sind allenfalls im Osten des Gebietes vorhanden, wo die Mächtigkeit der Kaibab/Grandeur Formation von 10 m im Profil Mount Nebo auf über 250 m im Profil Dog Valley ansteigt. Die Entfernung zwischen beiden Gebieten beträgt ca. 150 km. TRAPPE (1998) stellte fest, dass die Grandeur Formation im Bereich der „Phosphoria Sea“ und des „Park City Shelf“ ein Paläorelief auffüllt und z.T. gar nicht vorhanden ist.

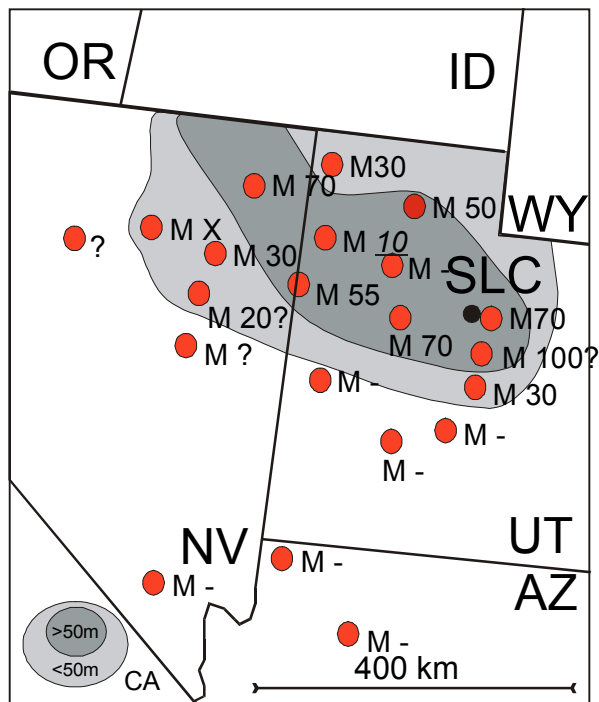
- Bei der zeitlichen Verteilung der Mächtigkeiten zeigt sich, dass das Beckenzentrum während des Leonardian zum Guadalupian in Richtung Norden wandert. Das deckt sich auch mit der Verteilung der Phosphatlagerstätten nördlich des Arbeitsgebietes. Während die Hauptmächtigkeiten der Phosphate aus der Zeit des Meade Peak Members im südöstlichen Idaho und südwestlichen Wyoming vorkommen, verlagert sich die Verbreitung der Phosphatlagerstätten aus dem Retort Member nach Norden in das Gebiet von Süd-Montana (MAUGHAN 1976, TRAPPE 1998).

Mächtigtkeitsverteilung der Kaibab/Grandeur Formation



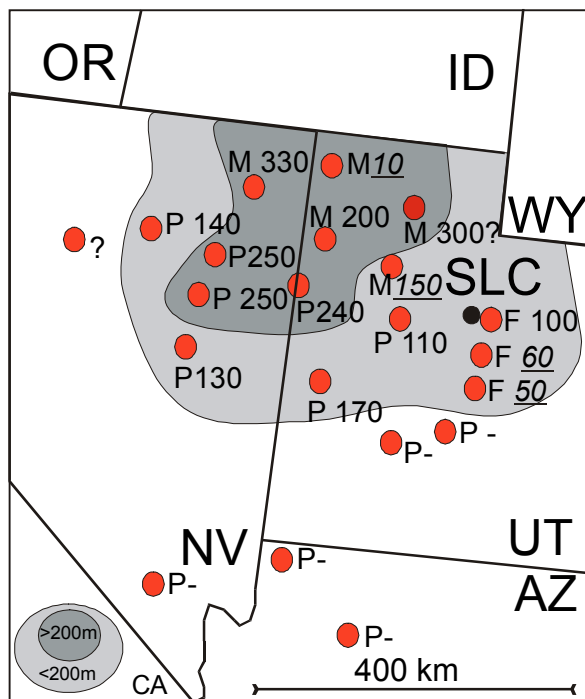
G = Grandeur
 K = Kaibab
 T = Toroweap
 kursiv+unterstrichen = Mächtigkeit mindestens
 Mächtigtkeitsangabe in Metern

Mächtigtkeitsverteilung des Meade Peak Members



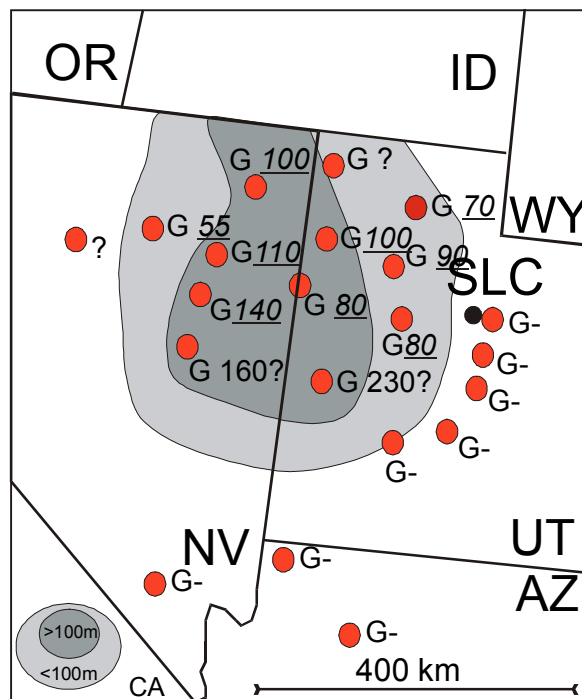
M = Meade Peak
 M - = nicht vorhanden
 M ? = nicht aufgeschlossen
 MX = Meade Peak Phosphate als nur als
 Lesesteine vorhanden
 kursiv+unterstrichen = Mächtigkeit mindestens
 Mächtigtkeitsangabe in Metern

Mächtigtkeitsverteilung der Plympton Formation und Äquivalente



P = Plympton Formation
 F = Franson Member
 M = Murdock Mountain Formation
 - = nicht vorhanden

Mächtigtkeitsverteilung des Gerster Limestone



G = Gerster Limestone
 - = nicht vorhanden
 ? = Mächtigtkeitsangabe sehr unsicher

Abb.7.1 Mächtigtkeitsverteilung der untersuchten Formationen

7.2 Laterale und vertikale Verteilung von Mikrofaziesgruppen

Um zu einer übersichtlichen Darstellung der Mikrofaziestypen aus Kapitel 5. zu gelangen, wurden die Faziestypen, die gemeinsamen Ablagerungsmilieus angehören, in verschiedenen Gruppen zusammengefasst und in mehreren Nord-Süd- und West-Ost-Profilen (Abb. 7.2–7.6) nebeneinander gestellt.

Wie auch bei der Mächtigkeitsverteilung sind vor allem in der Grandeur/Kaibab und Gerster Formation, wenig laterale Änderungen der Faziesverteilung vorhanden, nur die Plympton Formation zeigt eine große Diversität im Raum.

Die Faziesausbildung der Grandeur/Kaibab Formation besteht hauptsächlich aus kontinuierlichen bioklastischen Pack- und Wackestones aus dem flachen bis tieferen Subtidal. Die bearbeiteten Profile unterscheiden sich, wie in Kap 7.1 beschrieben, lediglich in ihrer Mächtigkeit. Im Süden und Südwesten gibt es eine deutlich abweichende Fazies. Im Süden in den Profilen Blue Diamond, Virgin River Gorge und Whitmore Canyon kommen Evaporite und Gesteine aus lagunär/restruktivem Milieu dazu. Im Südwesten, im Profil Dog Valley und Mineral Mountains kommen auch Einschaltungen von Sandsteinen und deutlich sandhaltigen Karbonaten vor. In Abb. 7.6 (West-Ost 5, WC) sind zwei Zyklen zu erkennen, die jeweils mit Evaporiten beginnen. Diese Zyklen zeichnen sich auch in den Profilen Dog Valley, Mineral Mountains (Abb. 7.5 (West-Ost 4)) und Lemay Island (Abb. 7.4 (West-Ost 2)) durch zwischengeschaltete Lagen mit hohem Gehalt an siliziklastischem Material ab.

Die Abfolge beginnt in den Profilen des zentralen Arbeitsgebietes mit plötzlich einsetzenden bioklastischen Karbonaten. Ein Transgressionsanteil ist in den Profilen nicht überliefert. In den Randbereichen, z. B. in den Profilen Butte Mountain, Blue Diamond und Whitmore Canyon, sind an der Basis Sedimente aus lagunär/restruktivem Milieu aufgeschlossen. Diese Ablagerungen lassen sich aber bis auf das Profil Whitmore Canyon, nicht sicher der Kaibab bzw. Toroweap Formation zuordnen. Sie könnten faziell auch der Weber Formation oder Äquivalenten angehören. Im Grenzbereich besteht eine Aufschlusslücke.

Auch ein regressiver Trend am Top der Abfolge ist nicht zu erkennen. Lediglich im Profil Medicine Range (Abb. 7.3 (Nord-Süd 4)) unterbricht ein dünner, bioklastischer Grainstone-Horizont aus dem bewegten Intertidal die bioklastischen Pack- und Wackestones unterhalb der Erosionsfläche zum Meade Peak Member.

Die Plympton Formation ist in ihrer lateralen und vertikalen Ausbildung wesentlich stärker differenziert. Im zentralen, östlichen und nördlichen Teil des Untersuchungsgebietes ist an der Basis über einer oft deutlich ausgeprägten Erosionsfläche ein Phosphatsediment aufgeschlossen, das sich nur in hochenergetischen Flachwasserbereichen bilden konnte. Mit z.T. graduelltem Übergang folgen zum Hangenden feinkörnige karbonatische und z.T.

siltreiche Mudstones und nach Nordosten auch „black shales“, die mit ihren niedrigerenergetischen Ablagerungsbedingungen die wahrscheinlich höchsten Meeresspiegelstände von allen drei untersuchten Zyklen anzeigen. Nach Südwesten, in den Profilen Confusion Range und Butte Mountain, sind weder Erosionsflächen noch hochenergetische Phosphate oder die sonst darüber folgenden Mudstones oder „black shales“ vorhanden. Es gibt dort, zumindest in der Confusion Range, einen graduellen Übergang von bioklastischen Packstones zu bioklastischen Wackestones. In den Butte Mountain ist die Grenze nicht aufgeschlossen.

Im mittleren Teil der Plympton Formation folgen zumeist bioklastische Wackestones und untergeordnet bioklastische Packstones. Letztere haben aber nur geringe Mächtigkeiten. In den meisten Profilen ist dieser Bereich der Plympton Formation aber durch Dolomitisierung oder Silifizierung stark neomorph überprägt und eindeutige Milieuaussagen mit Hilfe der Mikrofaziesanalyse sind nicht mehr möglich. Besonders am Murdock Mountain, auf dem Lemay Island, in den Cedar und Hogup Mountains ist der zentrale Teil der Plympton Formation sehr stark verkieselt, was verschiedene Autoren (s. auch Kap. 3.2 und 4.1) dazu veranlasste, diesen Bereich als eigene Formation zu behandeln. Spiculae sind in den Cherts weit verbreitet, z.T. sind sie gesteinsbildend. In der Confusion Range folgen auf die basalen bioklastischen Wackestones nach wenigen Metern stark gestörte laminierte Siltsteine, Bindstones, Mudstones und fragliche Lösungsbrekzien. Ähnliches zeigt sich auch in den Butte Mountain, allerdings etwas höher im Profil. Die mittlere Abfolge zeigt an, dass der Höchststand der Transgression bereits überschritten war und der Meeresspiegel zu fallen begann.

Der obere Teil der Plympton Formation ist in der lateralen Ausdehnung ebenfalls differenziert ausgebildet. Im Südwesten, in der Confusion Range und den Butte Mountain, setzt sich die Entwicklung aus dem mittleren Teil fort. Im Profil Butte Mountain kommen zum Hangenden noch Silt- und Sandsteine mit z. T. gut gerundeten Geröllen (bis max. 3 cm Durchmesser) hinzu. In den Pequop Mountains, am Murdock Mountain, am Morgan Hill und auf dem Lemay Island werden Gesteine nach oben siltreicher. In der Gerster Gulch gibt es im oberen Teil der Plympton Formation mit laminierten Mudstones und einer Lösungsbrekzie Hinweise auf ein lagunär/restriktives Milieu. Auch hier gibt es einen höheren Siltanteil und untergeordnet Siltsteine. Schwammnadeln sind auch in diesem Abschnitt der Plympton Formation verbreitet und manchmal gesteinsbildend. Durch ihre vertikale Nähe zu den lagunär/restriktiven Sedimenten können sie als Flachwasserbildungen eingestuft werden. Der obere Teil zeigt so einen deutlich regressiven Trend. Im Gegensatz dazu sind in den Cedar Mountains nur bioklastische Wacke- oder Mudstones aufgeschlossen und somit keine Hinweise auf einen regressiven Anteil vorhanden. Allerdings ist dieser Bereich auch stark neomorph überprägt und gestört. Eine Milieubestimmung ist somit sehr schwierig. Aufarbeitung lässt sich nicht eindeutig nachweisen. Eine schlecht erhaltene Brekzie könnte sowohl auf Evaporitlösung, also restriktive Sedimente, als auch auf eine tektonische Störung hinweisen.

Der Gerster Limestone hat eine ähnliche aber noch monotonere vertikale und laterale Faziesausbildung als die Grandeur/Kaibab Formation. Bioklastische Pack- und Wackestones mit meist hohem Brachiopodenanteil sind über das ganze Verbreitungsgebiet typisch. In einigen Profilen, z. B. am Murdock Mountain, gibt es bis zu 20 m mächtige Horizonte, die vollständig verkieselt sind und über deren Ablagerungsmilieu keine Aussage gemacht werden kann. Lediglich die Edna Mountain Formation, das westliche Gerster-Äquivalent in Zentral-Nevada, zeigt eine ausschließlich siltig, sandige Fazies.

Weder an der Basis noch am Top der Abfolge sind Hinweise auf niedrige Meeresspiegelstände vorhanden.

7.3 Vorkommen von Diskontinuitätsflächen

Diskontinuitätsflächen sind zwischen verschiedenen Gesteinskörpern in unterschiedlicher lateraler Verteilung ausgebildet.

Die deutlichste Diskontinuitätsfläche besteht zwischen der Grandeur/Kaibab Formation und dem Meade Peak Member. Lithologisch fällt die Grenze durch ihren abrupten Fazieswechsel auf, der sich über einer wellig unebenen Grandeur-Oberfläche vollzieht. Nach Süden, im Bereich der Confusion Range und der Butte Mountain, ist das Meade Peak nicht mehr vorhanden und die Grenze zwischen der Grandeur/Kaibab und Plympton Formation erscheint graduell und unscharf.

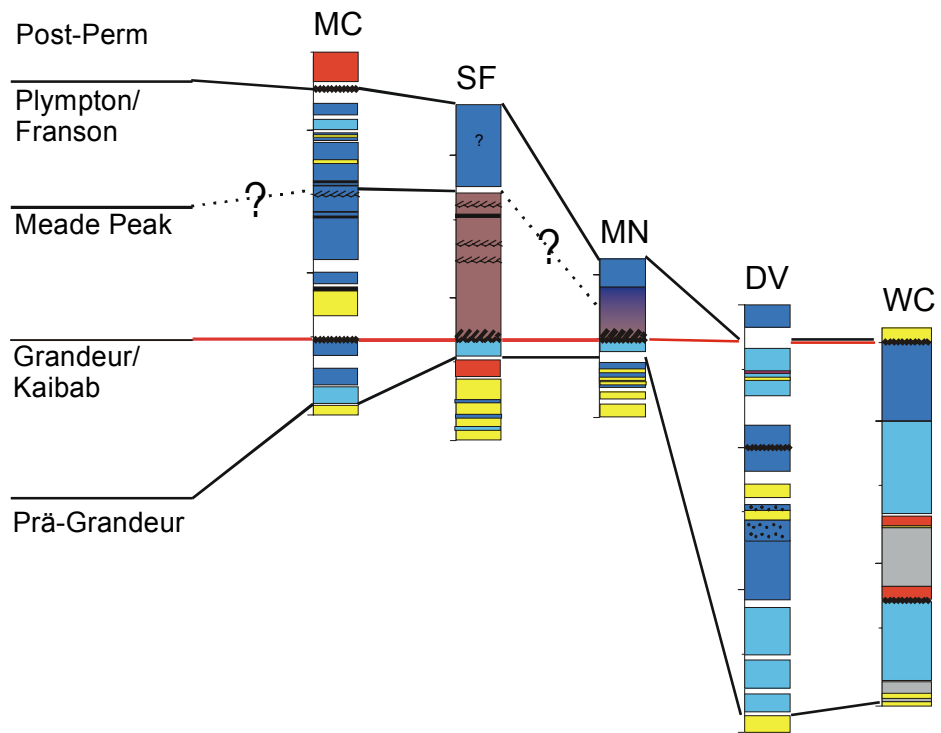
Auch zwischen der Plympton und Gerster Formation ist eine Diskontinuitätsfläche ausgebildet. Sie zeigt sich, wo aufgeschlossen, durch eine wellige Oberfläche der Plympton Formation. Ein scharfer Fazieswechsel wurde nicht überall beobachtet. Anscheinend haben sich in beiden Formationen sehr schnell ähnliche Ablagerungsbedingungen einstellen können. Der lithologische Übergang im Norden des Arbeitsgebiets in den Profilen Murdock Mountain, Lemay Island und Hogup Mountain wirkt eher graduell, was auch in der Bezeichnung „Gerster Tongue of upper Plympton Formation“ bei einigen Autoren (DOELLING 1980, MILLER & GLICK 1986) zum Ausdruck kommt. Bioklastische Packstone-Horizonte, wie sie in der Gerster Formation typisch sind, sind hier in matrixgestützten Gesteinen der oberen Plympton Formation zwischengeschaltet. In den Profilen Confusion Range, Gerster Gulch und Medicine Range sind die Formationsgrenzen leider nicht aufgeschlossen. Lediglich im Profil Butte Mountain ist die Grenze Plympton/Gerster Formation aufgeschlossen und es findet sich ein scharfer Fazieswechsel von lagunär/restruktiv/siliziklastisch beeinflussten Sedimenten zu offenmarinen, bioklastreichen Karbonaten. Nordöstlich des Arbeitsgebietes, in Idaho, Wyoming und Montana, ist die Grenze Franson/Retort Member (Plympton/Gerster Äquivalent, siehe auch Abb. 3.2) mit ähnlich scharfem Fazieswechsel von Karbonaten zu

Phosphaten wie die Grandeur Formation/Meade Peak Member Grenze im Arbeitsgebiet ausgebildet (MAUGHAN 1994, TRAPPE 1992b,c, WARDLAW 1979a,b).

Auch die Grenzen zu den unter- und überlagernden Formationen sind durch Diskontinuitätsflächen gekennzeichnet. Im Bereich der Wasatch Range legt sich die Grandeur Formation über ein sehr unregelmäßiges Paläorelief des Weber Quarzite, was in sehr unterschiedlichen Mächtigkeiten bis hin zum Fehlen der Grandeur Formation zum Ausdruck kommt. Besonders deutlich wird dies in der Wasatch Range nordöstlich des Arbeitsgebietes (MAUGHAN 1976, TRAPPE 1992 b,c).

An der Gerster/Trias Grenze ist z.T. scharfer Fazieswechsel von bioklastischen Karbonaten zu flachmarinen Shales vorhanden. Diese Grenze ist auch durch biostratigraphische Daten belegt (PAULL & PAULL 1986), die von einem Hiatus von mindestens einer Million Jahre zeugen.

Profilschnitt Nord-Süd 1



Profilschnitt Nord-Süd 2

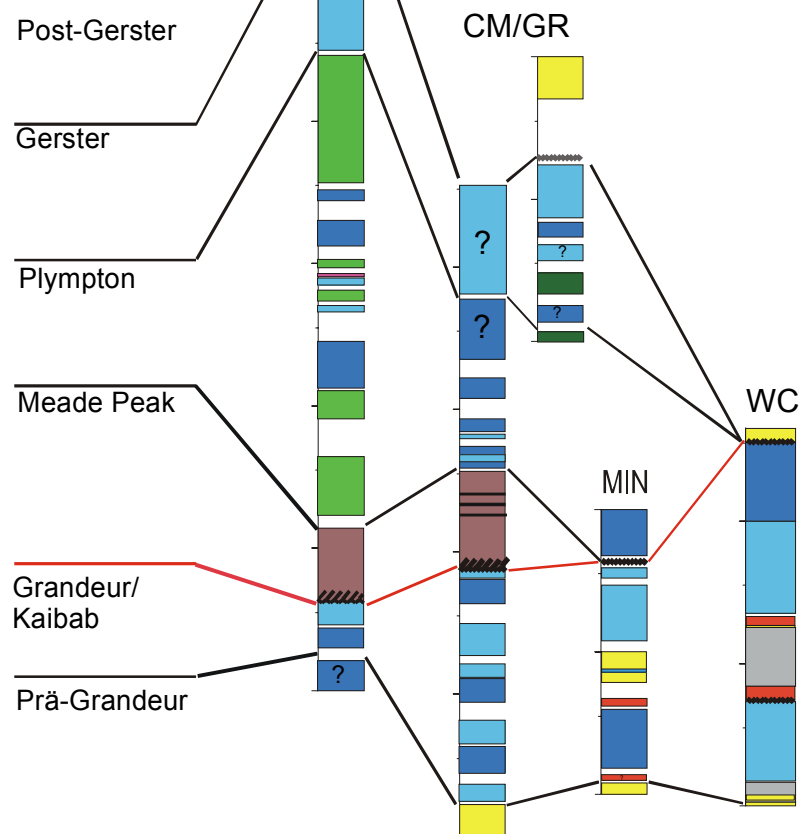


Abb. 7.2 Profilschnitte Nord-Süd 1 und 2, Legende siehe Abb. 7.6

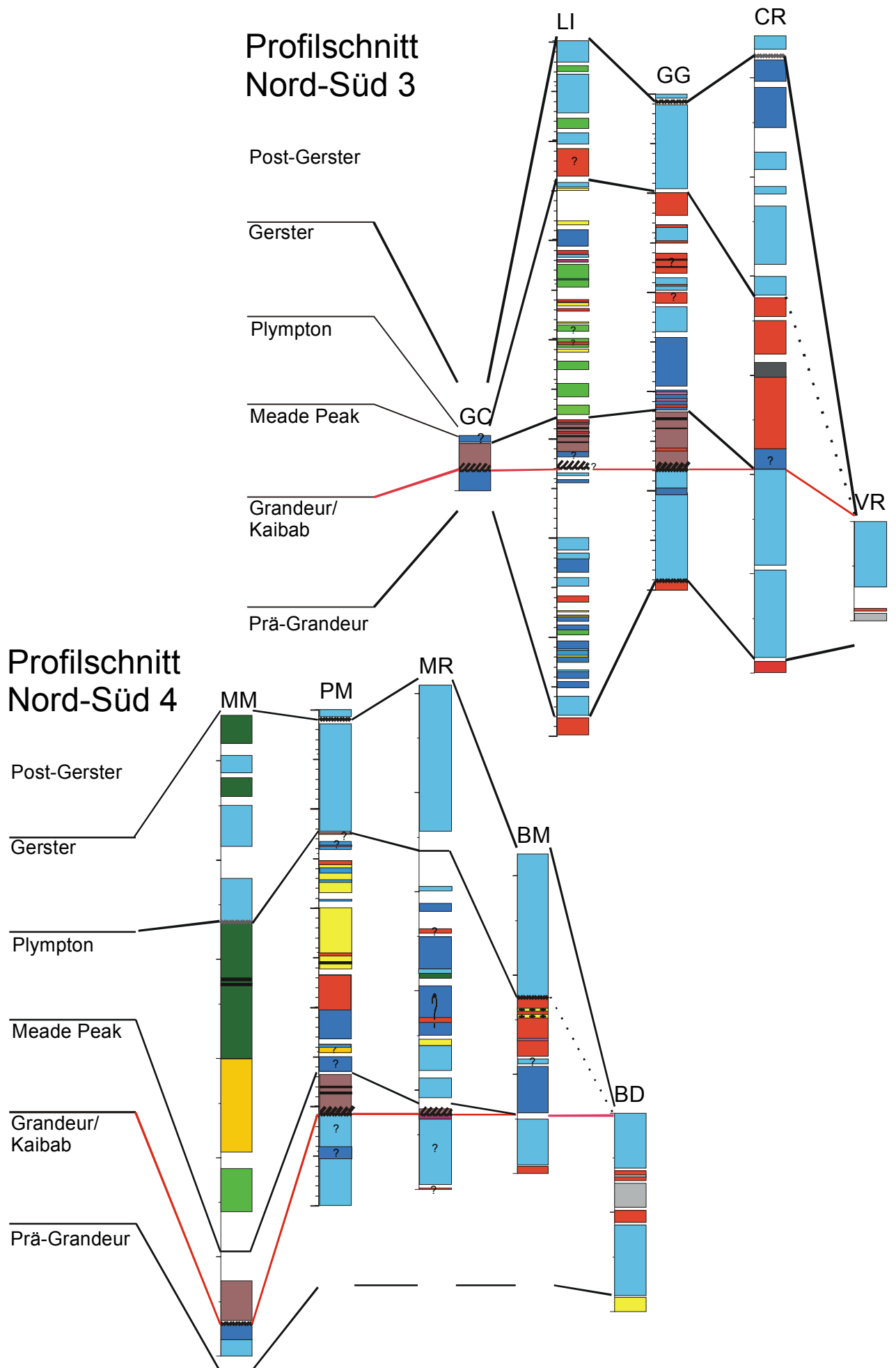
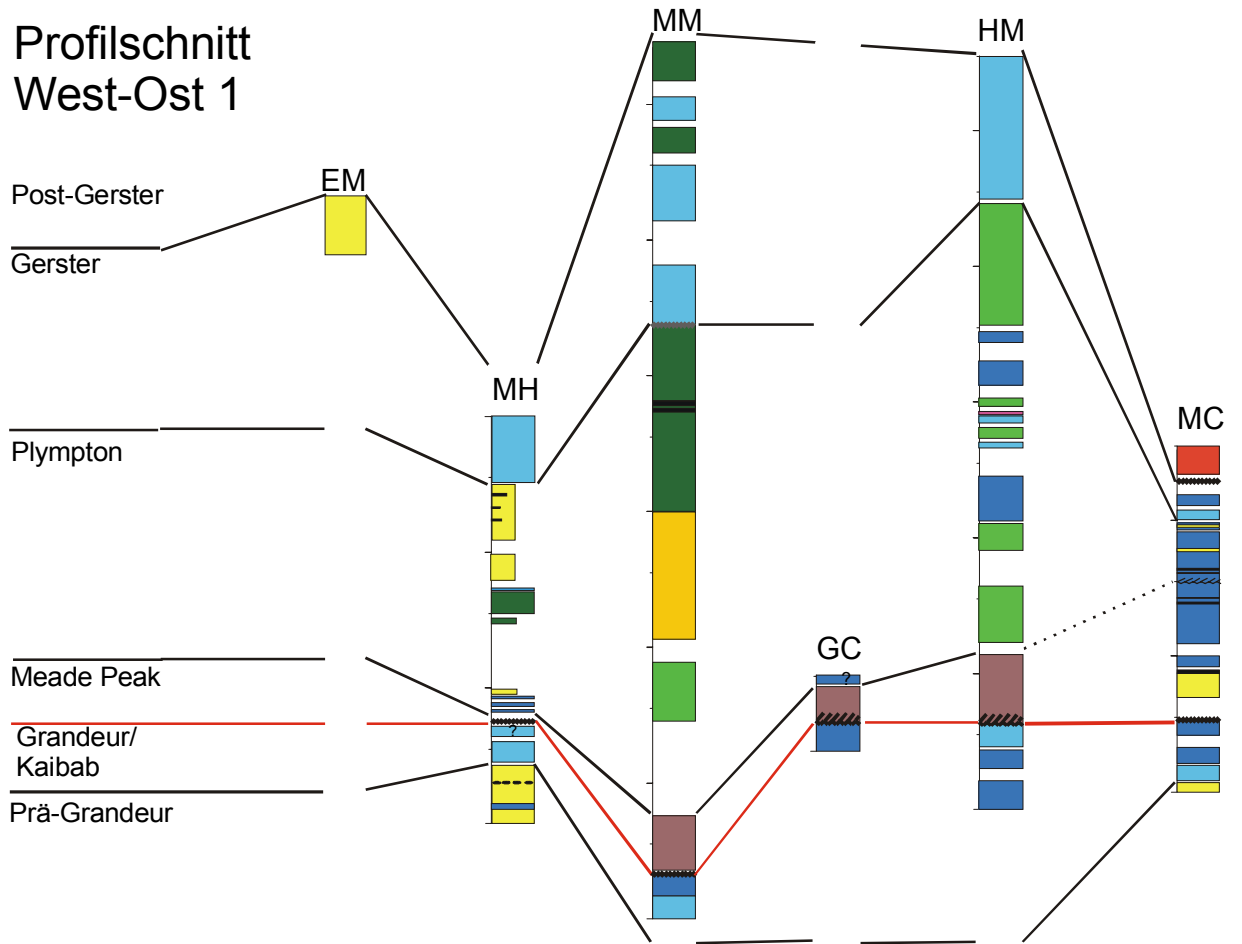


Abb. 7.3 Profilschnitte Nord-Süd 3 und 4, Legende siehe Abb. 7.6

Profilschnitt West-Ost 1



Profilschnitt West-Ost 2

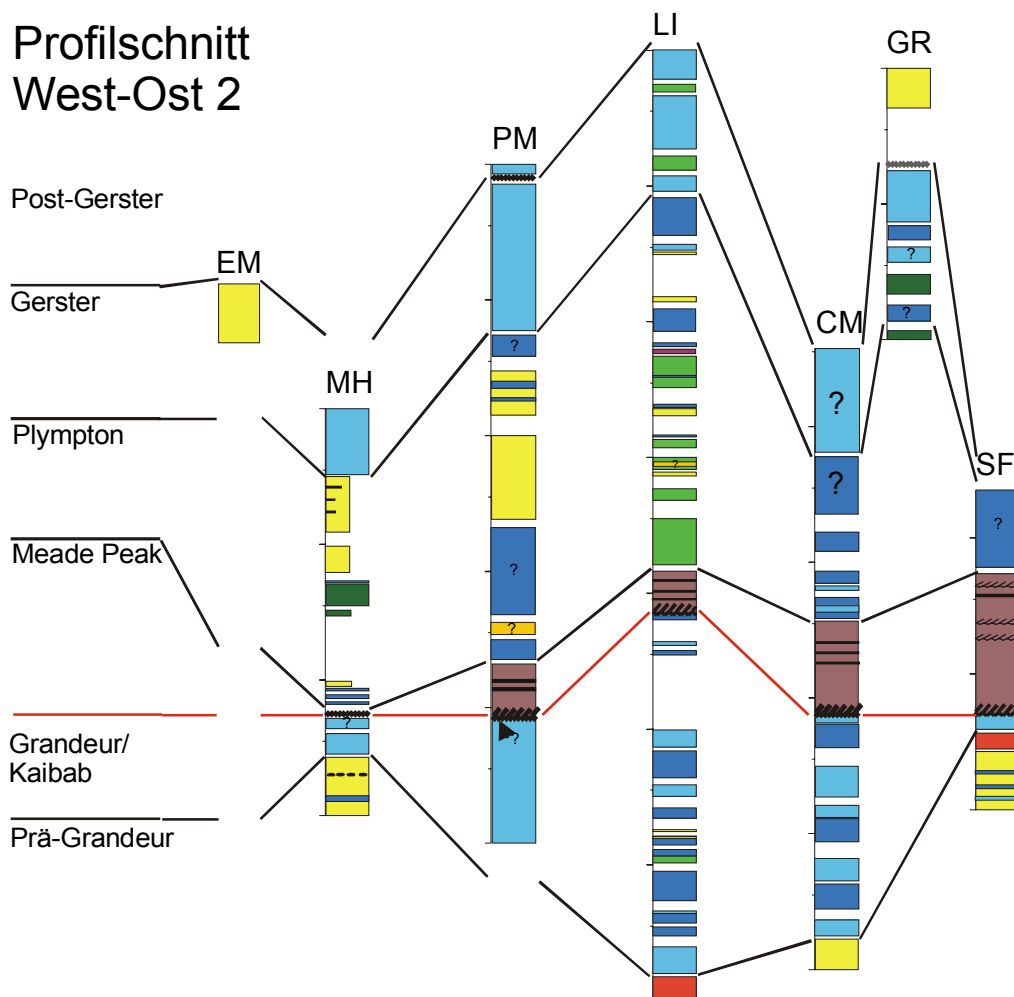
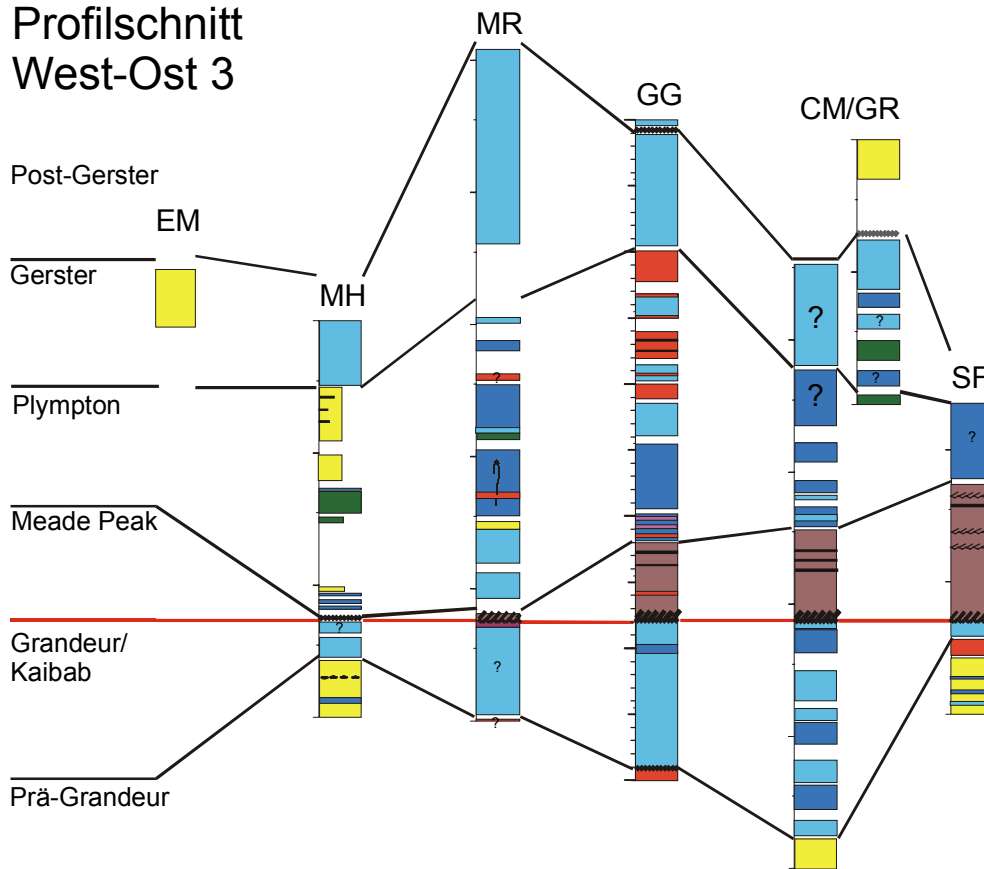


Abb. 7.4 Profilschnitte West-Ost 1 und 2, Legende siehe Abb. 7.6

Profilschnitt West-Ost 3



Profilschnitt West-Ost 4

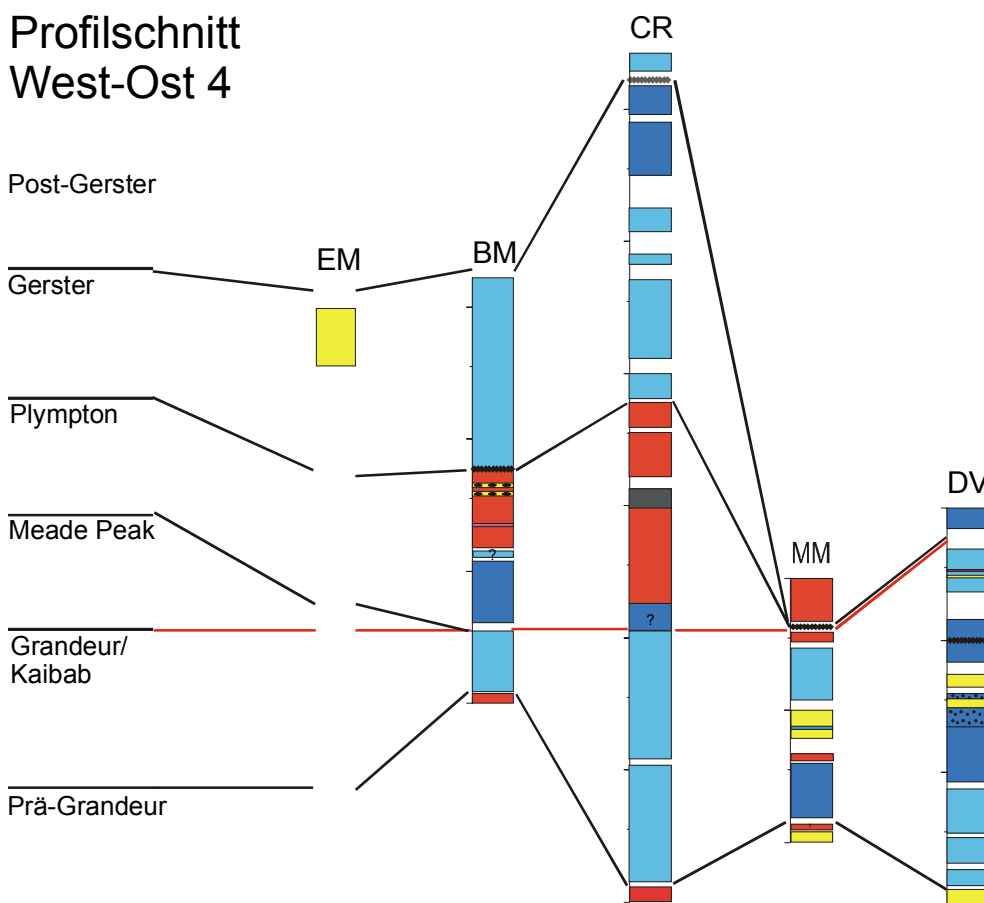


Abb. 7.5 Profilschnitte West-Ost 3 und 4, Legende siehe Abb. 7.6

Post-Perm

Grandeur/
Kaibab

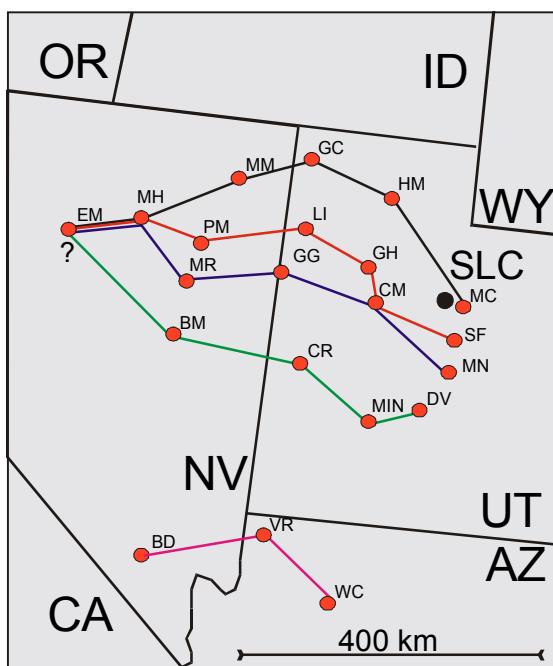
Prä-Grandeur

BD

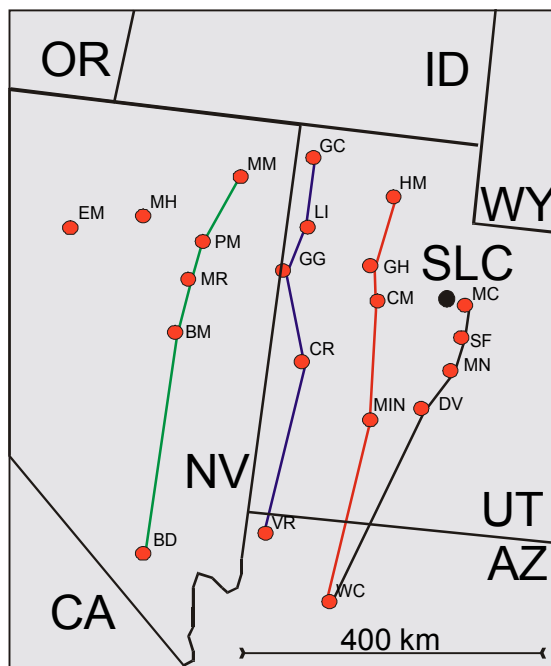
VR

WC

Profilschnitt
West-Ost 5



Profilschnitte West-Ost: — 1
— 2
— 3
— 4
— 5



Profilschnitte Nord-Süd: — 1
— 2
— 3
— 4

Legende zu den Profilschnitten

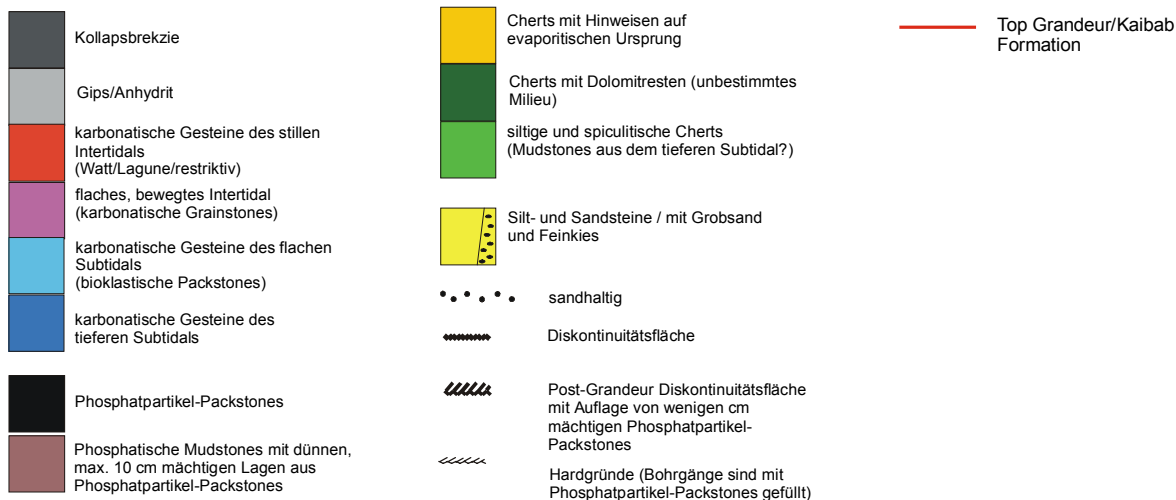


Abb 7.6 Profilschnitt West-Ost 5, Übersichtskarte und Legende zu den Profilschnitten

8. Faziesmodelle für den „Confusion Shelf“

Karbonate können sich in einer Vielzahl von Environments bilden. Lässt man lakustrine und pelagische Ablagerungsräume sowie isolierte Plattformen außer Acht, kommt man zu den karbonatischen Bildungsmilieus, die den weitaus größten Teil der weltweiten Karbonatvorkommen produzierten. Dabei handelt es sich um Schelfgebiete oder intrakratonale Becken mit einem Zugang zum Meer, die einen geringen Eintrag von Siliziklastika aufweisen. Es ist zwischen Karbonatrampen und „rimmed shelves“ zu unterscheiden (AHR 1973, READ 1985). Letztere setzen das Vorhandensein von riffbildenden Organismen voraus.

„Rimmed shelf“-Ablagerungsräume sind generell in drei Fazieszonen zu unterteilen: In einem mehr oder weniger geschützten, flachen, landwärtigen Bereich kommen niedrigenergetische Sedimente zur Ablagerung. Seewärts wird diese Zone von Riffbauten oder hochenergetischen Barrensedimenten von der offenen See getrennt. Hier wird die meiste Wellenenergie abgebaut. Danach folgt ein meist steiler Abfall zur offenen See. Auf oder unterhalb dieses Hanges finden sich grobe Karbonatsedimente aus Abbauprodukten des Riff- oder Barrengürtels. Beckenwärts gehen diese Sedimente in Karbonatschlämme über. Von diesem Ablagerungsraum sind diverse Variationen bekannt (z. B. GINSBERG & JAMES 1979, WILSON 1975, ENOS & PERKINS 1977, READ 1985). Ebenso ist ein Übergang von einer Rampe zu einem „rimmed shelf“ möglich.

Im Gegensatz dazu sind Karbonatrampen durch einen sehr flachen Winkel ($<1^{\circ}$) des Meeresbodens von der Küste zum Beckeninneren charakterisiert. Auf diesem flachen Untergrund lagern sich in Küstennähe hochenergetische Flachwasserkarbonate ab, die ohne eine merkliche Zunahme der Geländeneigung in niederenergetische Karbonate übergehen. Gravitative Sedimente und Riffbauten sind selten. READ (1985) unterteilt Rampen weiter in homoklinale Rampen und „distally steepened ramps“. Letztere weisen beckenwärts eine Zunahme der Geländeneigung auf, die im Gegensatz zu „rimmed shelves“ aber nicht direkt hinter dem hochenergetischen Schelfrand sondern viele Kilometer in Richtung des Beckenzentrums auftritt. Die auch hier auftretenden gravitativen Sedimente sind deshalb aus Klasten niederenergetischer Sedimente aufgebaut.

Das Vorkommen von Rampen oder „rimmed shelves“ ist in der Erdgeschichte von riffbildenden Organismen als ein wesentlichen Faktor bestimmt und korreliert daher auch mit Faunenschnitten (HECKEL 1974, JAMES 1979). Nach großen Aussterbeereignissen waren ungeachtet der Paläogeographie immer Karbonatablagerungsräume vom Typ „Rampe“ vorherrschend, die dann mit neuer Entwicklung von riffbildenden Organismen ihre Vormachtstellung wieder an „rimmed shelves“ abgaben. Während des Perm waren letztere dominierend. In dem mit dem „Confusion Shelf“ zeitgleichen Permian Basin, im Westen von Texas, ist das „Capitan Reef“ ein bekanntes Beispiel (KIRKLAND et al. 1999).

Auf dem „Confusion Shelf“ hat es aber eine komplett andere Entwicklung gegeben. Die in Kapitel 7. beschriebene Mächtigkeiten- und Mikrofaziesverteilung zeigt, dass es sich um eine extrem flache Rampe gehandelt hat, auf der eine heterozoe Karbonatproduktion

ohne Riffbildung stattgefunden hat. Das Fehlen von Mächtigkeitsschwankungen und gravitativen Sedimenten im Arbeitsgebiet zeigt außerdem die Homogenität der Rampenneigung. Im Gegensatz zum Permian Basin, das nach Süden in eine Tiefwasserfazies übergeht, hatte der „Confusion Shelf“, bedingt durch das „Humboldt High“, wahrscheinlich keine direkte morphologische Verbindung zum westlich gelegenen Protopazifik und war ein rein kratonales Becken.

8.1 Faziesmodell für Evaporite für den „Confusion Shelf“

Die Bildung von Evaporiten ist in einer Reihe von geologischen Settings bekannt. Allen gemein ist eine reduzierte Wasserzufuhr in ariden bis semiariden Gebieten, bei der sich je nach Lösungsfracht und Konzentration der Sole von schwer löslichen Kalziumkarbonaten bis zu leicht löslichen seltenen Salzen verschiedene Evaporitminerale bilden können (HARDIE et al. 1978).

KENDALL (1992) unterteilt für die Bildung von Evaporiten drei mögliche Faziesräume, die von kontinentalen Evaporiten in Playas bis zu Tiefwasser-Evaporiten in einem Beckenzentrum reichen:

- „Mud flat“-Evaporite, die sich sowohl um kontinentale Playa Lakes wie auch auf küstennahen Sabkhas bilden, entstehen durch Verdrängung in einem vorher abgelagerten Sediment. Bei der Bildung von Evaporitkristallen oder -knollen werden die ursprünglichen Sedimentstrukturen oft weitgehend zerstört.
- Flachwasser-Evaporite können in kontinentalen Playa Lakes oder abgeschnürten Lagunen entstehen. In geschützten Umgebungen kommt es in Verbindung mit Algenmatten zur Bildung von unregelmäßigen Laminiten. Wellen und Strömungsaktivität können das Sediment aufarbeiten, transportieren und resedimentieren. Dabei können Sedimentstrukturen wie Fläsern, Kreuzschichtung und Rippelmarken entstehen. Austrocknung mit Bildung von Trockenrissen ist ebenfalls häufig.
- Für Tiefwasser-Evaporite in abgeschnürten Becken wird eine Bildungstiefe von mehr als 20-40 m angenommen. Kennzeichnend sind hier ebene Laminite. Ebenfalls typisch ist eine Ausdehnung von mehreren zehn bis zu mehreren tausend Kilometern. In Becken mit Geländesprüngen sind auch evaporitische Turbidite und Schuttströme bekannt.

Auf dem „Confusion Shelf“ konnten zwei evaporitische Faziesräume unterschieden werden:

Bis zu 40 m mächtige Gipshorizonte oder Kollapsbrekzien als Hinweis auf gelöste Evaporithorizonte, die teilweise von manchmal siltigen, immer dolomitischen Laminiten, Bindstones und selten nachzuweisenden Trockenrissen umgeben sind, charakterisieren den ersten evaporitischen Faziesraum. In die Gipshorizonte sind oft dünne, maximal Dezimeter mächtige Silthorizonte eingeschaltet. Da es sich um Oberflächenaufschlüsse handelt, ist der Gips immer tiefgründig verwittert und stark rekristallisiert, so dass keine originalen Sedimentstrukturen oder Kristallformen zu erkennen sind. Da jegliche Sedimentstrukturen im Gips fehlen, muss man allein aus der großen Mächtigkeit der Horizonte auf einen Ablagerungsraum schließen, der eine große laterale Ausdehnung hatte und von angrenzenden „mud flats“ umgeben war. Für einen Mechanismus, der eine Abschnürung zum nach Norden hin normalmarinen „Confusion Shelf“ bewirkte, fehlen jegliche Hinweise. Die nächsten, sich nach Norden anschließenden Profile sind mindestens 150 km entfernt. In diesem Bereich könnte sich ein Barrengürtel entwickelt haben. Aber auch eine Schwelle, die durch unterschiedliche Subsidenz des Untergrundes hervortrat und zur Bildung eines Teilbeckens führte, wäre denkbar.

In einem zweiten Faziesraum werden siltige Mudstones bis Siltsteine, die „cauliflower cherts“ enthalten und z.T. Laminit- bis Bindstone-Strukturen aufweisen, abgelagert. Evaporite oder Kollapsbrekzien, die auf Evaporite hinweisen, konnten in ihrer näheren vertikalen Umgebung nicht nachgewiesen werden. Diese immer geringmächtigen Horizonte können am besten mit einem Ablagerungsraum nach Art der oben beschriebenen „mud flat“-Evaporite auf einer küstennahen Sabkha-Fläche erklärt werden. Dieser Faziesraum wird nur eine geringe laterale Ausdehnung gehabt haben, da im vertikalen Profil schnell normalmarine Karbonate folgen.

Beide Faziesräume kommen hauptsächlich in den südlichen Profilen vor und dominieren in der Kaibab Formation. In der Plympton Formation gibt es nur geringmächtige Ablagerungen des zweiten Faziesraums, die hier auch Kollapsbrekzien enthält.

8.2 Faziesmodell für nicht-tropische Karbonate für den „Confusion Shelf“

Für die Erkennung von nicht-tropischen Karbonaten hat JAMES (1997) die folgenden Punkte beschrieben:

- Karbonate in Verzahnung mit glazialen Sedimenten,
- Ablagerungsräume in nicht-tropischen Breitengraden,
- Glendonitminerale in Karbonaten,
- heterozoes Partikelspektrum der Gesteine,
- heterozoes Partikelspektrum im tieferen Teil, photozoes Partikelspektrum im flacheren

Teil des Ablagerungsraumes,

- typische Verteilung von Spurenelementen und Isotopen.

Für den „Confusion Shelf“ kann nur das Argument des heterozoen Partikelspektrums herangezogen werden, das auf das Fehlen von Ooiden, Korallen, Fusulinen und Rudisten einerseits und das Vorhandensein einer überwiegenden Bryomol-/Brybrach-Fazies andererseits aufbaut.

Ebenfalls in JAMES (1997) werden drei Modelle für nicht-tropische Karbonatrampen vorgestellt. Keines der Modelle bietet aber Erklärungsmöglichkeiten für den hier vorgestellten Ablagerungsraum. Die Modelle gehen von einer gestuften Rampe aus und auch die Faziesverteilung stimmt in keinem der Fälle mit der auf dem „Confusion Shelf“ überein.

Der paläogeographische Rahmen, in dem sich der „Confusion Shelf“ gebildet hat, ist ein langsam subsidierendes kratonales Becken, das, nach Westen getrennt durch einen Überschiebungsgürtel, Kontakt zum „offenen Meer“ hatte. Zeitweilig gab es einen geringen siliziklastischen Eintrag von umliegenden Hochgebieten. Zeichen für eine Zunahme der Hangneigung wie Turbidite und „bypass“-Sedimente gibt es nicht, ebenso fehlen Riffbildungen und biogene „buildups“.

In den makroskopisch oft gleichförmigen Karbonaten lassen sich für den „Confusion Shelf“ eine Reihe von Mikrofaziestypen unterscheiden, die einen Ablagerungsraum vom tieferen Subtidal bis ins Supratidal abdecken. Zwischen den einzelnen Faziestypen besteht meist ein fließender Übergang und gravitative Sedimente konnten nicht nachgewiesen werden. Aus diesen Merkmalen lässt sich nach READ (1985) eine homoklinale Rampe ableiten.

Die Ergebnisse der Mikrofaziesanalyse zeigen auch, dass es zur Zeit der Grandeur, Plympton und Gerster Formationen zu unterschiedlicher Faziesausbildung und Verteilung kam.

Während der Zeit des Kaibab Meeres konnte sich ein Faziesraum entwickeln, der durch die Gleichförmigkeit seiner Ablagerungen charakterisiert ist. Über das gesamte Arbeitsgebiet bildeten sich Sedimente, die hauptsächlich dem flachen Subtidal zuzuordnen sind. Es handelt sich meist um biogene Packstones, die neben Brachiopoden und Bryozoen sehr viele Crinoidenreste aufweisen. Nur am Südrand gibt es eingeschaltete Evaporite aus einem lagunär/restriktiven Sedimentationsraum und im Norden kommen untergeordnet Sedimente aus dem tieferen Subtidal vor. In Abb. 11.2 ist dieses Ablagerungsmilieu skizzenhaft dargestellt.

Das Plympton Meer zeigt dagegen einen stärker differenzierten Ablagerungsraum. Bei der Transgression dieses Meeres konnten sich im mittleren und nördlichen Teil des Arbeitsgebietes zuerst hochenergetische Phosphate (s. u.) als „Transgressionskonglomerat“ ablagern, die in „black shales“ aus dem tieferen Subtidal

übergehen. Darüber folgen spiculitische Mudstones, die z. T. einen geringen Siltanteil enthalten können und nach oben immer häufiger bioklastisches Material enthalten. In den südlichen Profilen, in denen die Plympton Formation erhalten geblieben ist, sind transgressive Sedimente nicht überliefert. Die Abfolge beginnt hier mit subtidalen, bioklastischen Karbonaten, die zum Hangenden in Mud-, Silt- und gelegentliche Sandsteine aus einem peritidalen Ablagerungsraum übergehen. Vereinzelt konnten auch Kollapsbrekzien nachgewiesen werden, die wahrscheinlich durch Lösung von Evaporiten entstanden sind. Im oberen Teil eines Profils im Südwesten kommen geringmächtige Spiculite vor, die sich nach JAMES & BONE (2000) und GAMMON et al. (2000) auch in einem sehr flachen intertidalen Milieu bilden konnten. Abb. 11.3 und 11.4 zeigen eine mögliche Rekonstruktion dieses Ablagerungsraumes.

Vergleichbar mit dem Kaibab Meer sind die Ablagerungen aus dem Gerster Meer (Abb. 11.5). Auch hier sind nur gleichförmige Sedimente aus dem flachen Subtidal bekannt. Bioklastische Packstones, in denen Brachiopoden vorherrschen, dominieren diesen Ablagerungsraum. Für den Süden und Osten können allerdings keine Aussagen gemacht werden, da die Gesteine hier nicht vorkommen und wahrscheinlich spätpermischer/triassischer Erosion unterlagen.

8.3 Siliziklastika auf dem „Confusion Shelf“

Siliziklastika spielen auf dem „Confusion Shelf“ nur eine untergeordnete Rolle. Geringmächtige, siltige Sandsteine in der Kaibab Formation sind an Profile im Süden und Südosten gebunden. Für sie kann ein flachmariner Ablagerungsraum angenommen werden, da vereinzelt Brachiopoden und Crinoidenreste nachweisbar sind. Liefergebiete dürften der Uncompahgre Uplift und das Colorado Plateau gewesen sein. Häufiger sind Siliziklastika im oberen Teil der Plympton Formation im westlichen Teil des Arbeitsgebietes. Hier kommen neben Feinsandsteinen und Siltsteinen auch Sandsteine mit dünnen Feinkieslagen vor. Sie stehen in enger Vergesellschaftung mit jeweils geringmächtigen Grainstone-Lagen, Flachwasser-Spiculiten und evaporitischen Rauhacken. Im Aufschluss sind diese Bereiche der Profile immer stark verwittert, so dass makroskopische Sedimentstrukturen nicht erkennbar sind. Das lithologische Umfeld der Siliziklastika legt nahe, dass es sich hier um einen neritischen Ablagerungsraum gehandelt hat, der zeitweilig unter kontinentalem Einfluss stand.

8.4 Faziesmodell für Phosphate und Black Shales auf dem „Confusion Shelf“

Über die Erosionsfläche der Grandeur Formation lagerte sich eine meist nur wenige Zentimeter mächtige Schicht aus hochenergetischen, granularen Phosphoriten mit korngestütztem Gefüge ab. Diese Sedimente gehen zum Hangenden allmählich in

Schwarzpelite über, die z. T. noch einzelne Lagen von Phosphatkörnern enthalten können.

Die meist als Packstones anzusprechenden Phosphatgesteine am Grandeur/Meade Peak Kontakt weisen eine große Partikelvielfalt auf. Es kommen verrundete Phosphatklasten, phosphatische Ooide und Rindenkörner, die verschiedensten phosphatisierten Bioklasten sowie primär-phosphatische *Lingula*-Fragmente vor. Die aufgezählten Partikel sind in unterschiedlichen Konzentrationen am Gesteinsaufbau beteiligt.

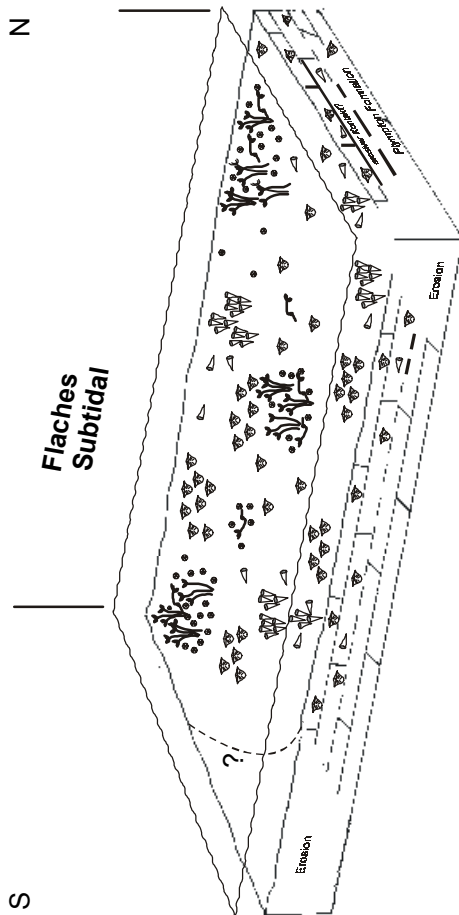
Ablagerungsraum hier könnte ein langsam transgredierendes Meer gewesen sein, in dem es unter einer Pyknokline zu Sauerstoffdefizit-Bedingungen kam, die die Bildung und Erhaltung von phosphatischen Gesteinen ermöglichten (TRAPPE 1992bc, 1998). Ursache für die Bildung dieser Pyknokline könnte ein Upwelling-System gewesen sein, das kühles, nährstoffreiches und sauerstoffarmes Wasser küstenwärts als Bodenwasserkörper auf die Rampe drückte. Bei normalen Wetterverhältnissen war die Durchmischung gering und es kam zur Ausbildung einer Thermokline. Das Bodenwasser wurde durch Abbauprozesse von abgestorbenen Organismen aus dem Oberflächenwasser weiter sauerstoffverarmt.

Es könnte aber auch ein geschichteter, sauerstoffarmer Wasserkörper durch eine Unterschichtung von warmem, salinarem Wasser, das im Küstenbereich durch Evaporation bereit gestellt wurde, zustande gekommen sein. Regelmäßige Aufarbeitung bei Stürmen zerstörte die Schichtung immer wieder und es kam zu suboxischen Verhältnissen und Phosphatproduktion (HEGGIE et al. 1990). Hunger-Sedimentation und wiederholte Aufarbeitung des Meeresbodens bei Stürmen führten zur Bildung eines Lag-Konzentrats. Mit steigendem Meeresspiegel nahm sukzessive die Durchmischung des geschichteten Wasserkörpers bei Stürmen ab. Die Schichtung des Wasserkörpers wurde permanent und die Phosphatproduktion kam zum Erliegen. Im immer noch geschichteten Wasserkörpern konnte abgestorbenes, organisches Material aus der oberflächennahen oxischen Zone im bodennahen Sauerstoffdefizit-Milieu Schwarzpelite bilden (WIGNELL 1991).

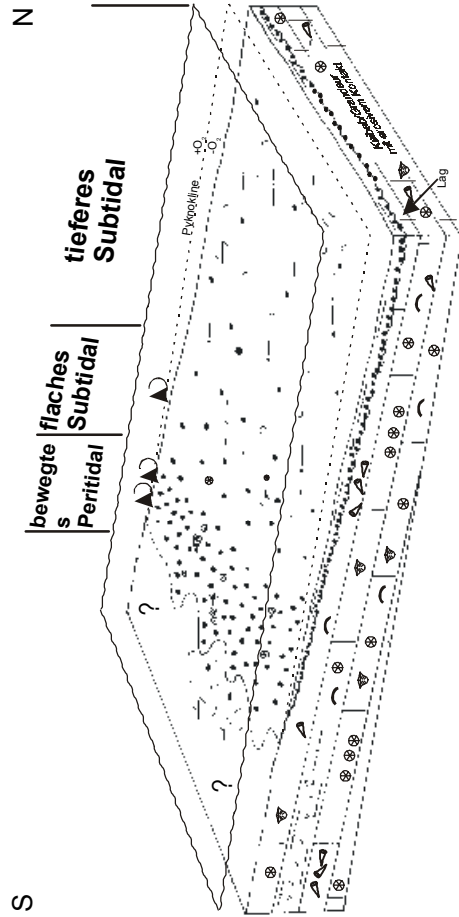
8.5 Kombiniertes Faziesmodell für den „Confusion Shelf“

Die Blockbildübersicht in Abb. 8.1 zeigt jeweils einen der drei im Arbeitsgebiet vorkommenden Gesteinskörper in seinem Faziesraum. Jeder Gesteinskörper bildet eine genetische Einheit, die durch Diskontinuitätsflächen im Liegenden und Hangenden von den sie umgebenden Körpern getrennt wird. (Meade Peak Member und Plympton Formation wurden auf Grund der Übersichtlichkeit in zwei Skizzen dargestellt.). Die Kaibab und Gerster Formation zeigen dabei eine vertikal und lateral homogene Faziesausbildung. In der Plympton Formation gibt es eine deutliche Fazieszonierung. Alle drei Einheiten sind durch mesozoische Überschiebungstektonik und neogene Extensionstektonik überprägt worden. Schollenbewegungen haben dabei vornehmlich in Ost-West-Richtung, in Richtung des Streichens der Rampe, stattgefunden. Da sinnvolle Faziesabfolgen vorliegen, kam es wahrscheinlich nicht zu intensiven Lateralbewegungen.

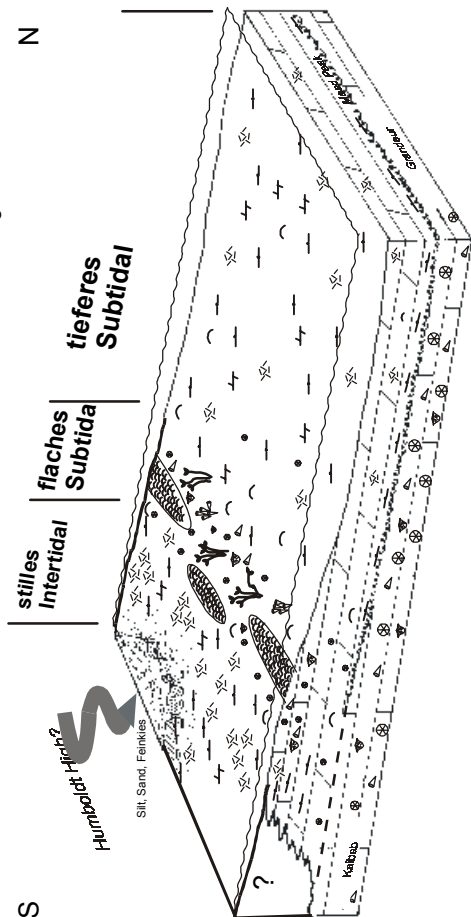
Gerster Limestone
Highstand



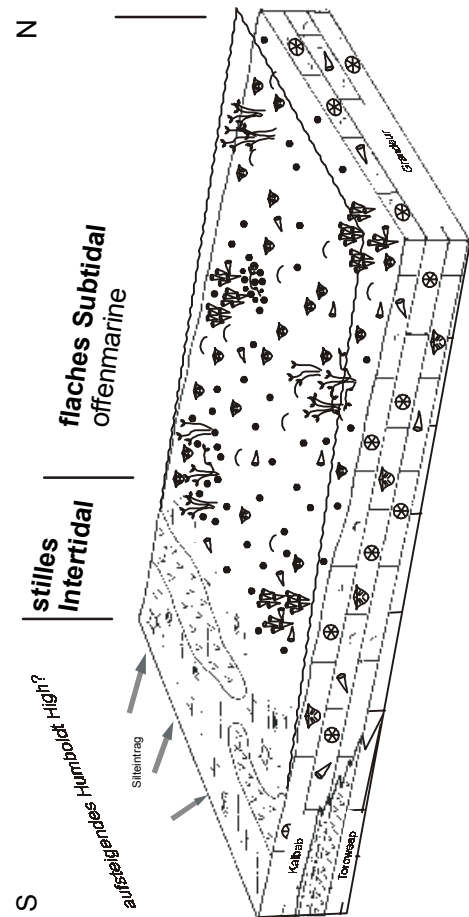
Basis Mead Peak
Early Transgressive



Plympton Formation
Late Highstand



**Kaibab Limestone/
Grandeur Formation**
Late Highstand









-  Crinoiden und Crinoidenschill
-  Bryozoen und Bryozoenschill
-  Brachiopoden
-  Schill (undifferenziert)
-  Phosphatisches Lag-Konzentrat
-  Schwammnadeln

Abb.8.1 Kombiniertes Faziesmodell für den "Confusion Shelf"

9. Zyκλοstratigraphische Profilauswertung

9.1 Meeresspiegelschwankungen auf dem „Confusion Shelf“

Diskontinuitätsflächen geben den Rahmen für drei deutlich voneinander abgrenzbare stratigraphische Einheiten, die mit Hinweisen auf eine Transgression beginnen, im mittleren Teil aus oft monotonen Sedimenten bestehen und im oberen Teil regressive Anteile besitzen. Die Einheiten lassen sich als Transgressions-/Regressionszyklen dritter Ordnung definieren (Abb. 9.1):

Der unterste Zyklus, der Kaibab Zyklus, beinhaltet nur Sedimente, die den Meeresspiegelhöchststand und die frühe Regressionsphase dokumentieren. Das spricht für einen „scheinbar“ schnellen Meeresspiegelanstieg, bei dem Transgressionssedimente nicht erhalten werden konnten. Im Süden des Arbeitsgebietes machen sich zwei Zyklen niederer Ordnung durch die Bildung von z. T. mächtigen Evaporitserien bemerkbar. Sedimente aus der Phase des deutlich sinkenden Meeresspiegels sind nicht überliefert und wahrscheinlich während der folgenden Regression erodiert.

Der mittlere Plympton Zyklus zeigt eine deutliche, vertikale und laterale Faziesvariation und enthält Transgressions- und Regressionsanteile, die durch einen Fazieswechsel von hochenergetischen Phosphaten über „black shales“ und subtidale Karbonate bis zu neritischen Sedimenten aus dem stillen Intertidal reichen.

Im dritten Zyklus, dem Gerster Zyklus, sind ähnlich wie im Kaibab Zyklus nur Sedimente aus dem Meeresspiegelhöchststand und der frühen Regressionsphase überliefert. Auch hier sind die Anteile aus der Phase des deutlich sinkenden Meeresspiegels wahrscheinlich im späten Perm oder der frühen Trias erodiert worden.

Die Gesteine auf dem „Confusion Shelf“ können in die Zeit vom oberen Leonardian bis ins Capitanian eingeordnet werden. Dieses Zeitintervall entspricht ca. 11-12 Ma. Daraus ergibt sich für die drei oben beschriebenen sedimentären Zyklen eine durchschnittliche Dauer von je ca. 3,5-4 Ma, was nach VAIL et al. (1977) jeweils einem Zyklus dritter Ordnung entspricht.

Beim Vergleich der detaillierten Meeresspiegelkurve von ROSS & ROSS (1987) für das Perm mit den oben beschriebenen Zyklen und ihrer biostratigraphischen Einordnung nach den Biozonen von WARDLAW & COLLINSON (1986) ist eine Korrelation mit dem Iren (Kaibab), Road Canyon (Meade Peak), San Andres bis Queen (Plympton) und Seven Rivers/Yates Tansill (Gerster) Zyklus möglich. Dabei korrelieren Grandeur/Kaibab Zyklus und Gerster Zyklus sehr gut mit der ROSS & ROSS (1987).

Nicht klar wurde aus der vorliegenden Untersuchung, ob im Gerster Zyklus die Seven Rivers und Yates Tansill Zyklen aus der ROSS & ROSS-Kurve (1987) beide vorkommen. Die biostratigraphische Auflösung auf dem „Confusion Shelf ist zu gering, um eine Aussage zu machen. Ebenso zeigen die lithostratigraphischen Profile keine

Anhaltspunkte für einen zweiten Zyklus, der sich allerdings in den oft großen Aufschlusslücken verstecken kann.

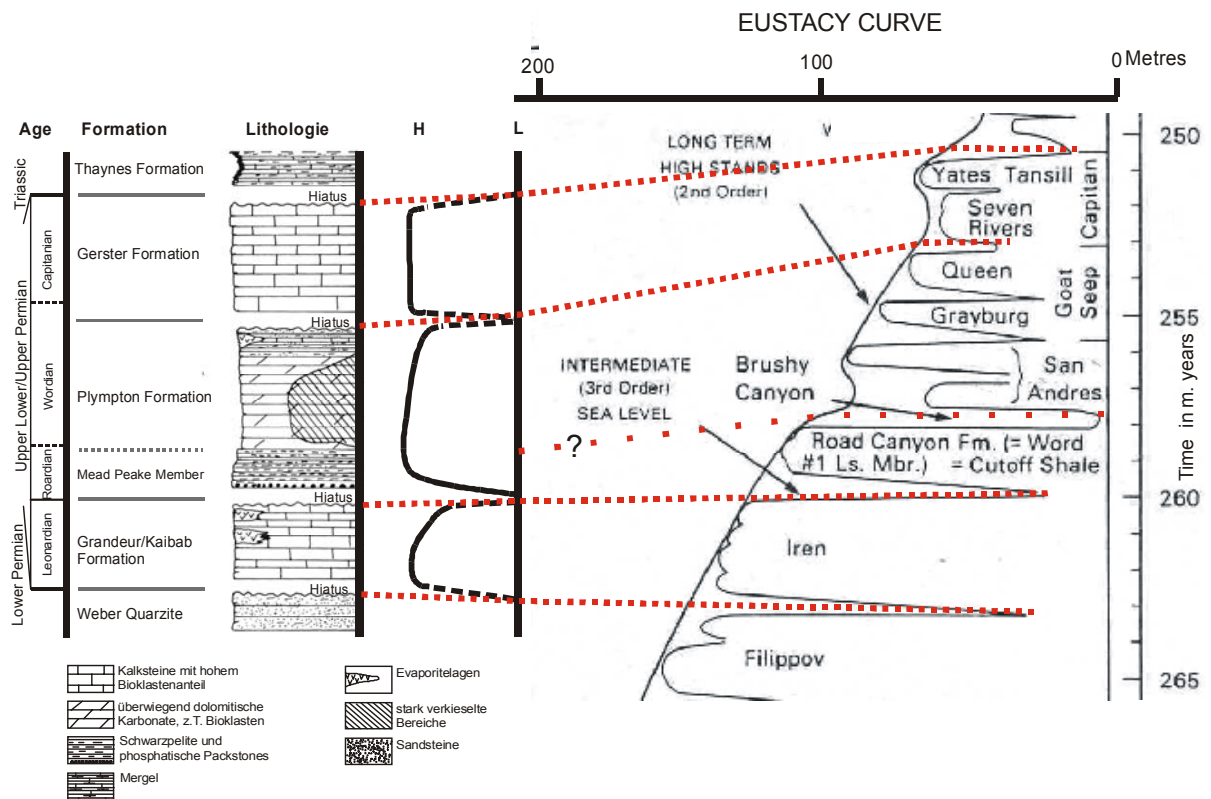


Abb 8.1: Schematisches lithologisches Profil aus dem Arbeitsgebiet mit der daraus entwickelten Meeresspiegelkurve. Die rechte Kurve zeigt eine mögliche Parallelisierung mit der „Eustasie-Kurve“ von Ross & Ross (1987).

Problematischer ist der Vergleich des Plympton Zyklus der Ross & Ross-Kurve (1987). Hier muss ein Zyklus dritter Ordnung auf dem „Confusion Shelf“ mit vier Zyklen dritter Ordnung bei Ross & Ross (1987) verglichen werden. Die oberen Zyklen der Ross & Ross-Kurve (1987) ließen sich vielleicht noch mit den in der oberen Plympton Formation teilweise zwischengeschalteten „Gerster Tongues“, die eine Verflachung des Meeresspiegels auf dem „Confusion Shelf“ anzeigen, korrelieren. Sehr problematisch ist der Meeresspiegelfall zwischen dem Road Canyon und San Andres Zyklus. Auf dem „Confusion Shelf“ sollte zu dieser Zeit der „late highstand“ geherrscht haben, wo ein lithologischer Wechsel von Shales aus dem tieferen Subtidal zu Karbonaten aus dem tieferen und flachen Subtidal stattgefunden hat und der Meeresspiegel gerade wieder anfängt zu fallen. Eine Erklärung hierfür wäre eine relativ große Meerestiefe, bei der sich ein Meeresspiegelfall dritter Ordnung nicht bemerkbar macht. Der insgesamt regressive Trend der Ross & Ross-Kurve (1987) ist auf dem „Confusion Shelf“ nicht nachzuweisen. Dem steht die individuelle tektonische Entwicklung des Sublett-Basin entgegen, dessen Subsidenz im Wordian anscheinend ein Maximum erreicht und dann im oberen Capitanian nachließ.

9.2 Vergleich mit der Entwicklung in anderen Faziesgebieten des Phosphoria Meeres

Die vier Diskontinuitätsflächen im Arbeitsgebietes wurden schon von PETERSON (1984), TRAPPE (1998) und MAUGHAN (1994) im Bereich des „Park City Shelves“ und der „Phosphoria Sea“ nachgewiesen. Dabei korrelieren der Kaibab mit dem Grandeur Zyklus, der Plympton mit dem Franson Zyklus und der Gerster mit dem Ervay Zyklus.

THORNSBURG (1990) zeigt, dass der Shedhorn Sandstone in Montana in zwei Transgressions-/Regressions-Zyklen unterteilt werden kann. GARFIELD et al. (1992) beschreiben Parasequenzen für das obere Ervay Member im Wind River Canyon in Wyoming, die allerdings auch als Sturmlagen gedeutet werden könnten.

10. Quantifizierung

In diesem Kapitel soll abgeschätzt werden, welche Mächtigkeiten in den einzelnen Sedimentationsabschnitten/Zyklen akkumuliert wurden, um so ein Bild über das Subsidenzverhalten des „Confusion Shelf“ zu bekommen und mögliche sedimentäre Lagerstätten in Volumen und Ausdehnung zu beschreiben. Außerdem soll so überprüft werden, ob unterschiedliche Subsidenzraten für die Bildung der zwei sedimentologisch verschiedenen Zyklentypen verantwortlich sind.

10.1 Kompaktion

Für eine Subsidenzanalyse ist zunächst die Abschätzung des Netto-Sedimentbetrags vor der Kompaktion nötig. Der Betrag um den ein Sedimentstapel während der Kompaktion gestaucht wird, ist von verschiedenen Faktoren abhängig. Dabei spielen das Volumen von Matrix und Porenraum in der Grundmasse und den Partikeln, das Gefüge, frühe Lithifizierungsvorgänge mit Zementation und chemisches Lösen unter der Bildung von Styrolithen die größte Rolle. Hoher Druck ist für die Kompaktion nur von untergeordneter Bedeutung, da schon geringe Auflast zu deutlichen Mächtigkeitsverringernungen führen können (s. u.). Allgemein können Sedimente mit geringem Partikelinhalt und hohem Karbonatschlammgehalt am stärksten kompaktiert werden.

SHINN & ROBBIN (1983) haben frisches Karbonatsediment von den Bahamas und vor der Küste Floridas gewonnen, das unter künstlichem Druck in unterschiedlicher Stärke kompaktiert wurde. Dabei konnte gezeigt werden, dass das Sediment in den meisten Fällen um mehr als 50% in seiner Mächtigkeit reduzierbar war. Der dabei angewandte Druck entsprach einer Tiefe von weniger als 300 m. Druckerhöhungen bis zu einer Stärke von über 3000 m Auflast haben zu keiner weiteren wesentlichen Mächtigkeitsabnahme geführt. Bei den von SHINN & ROBBIN (1983) untersuchten Sedimenten handelt es sich um matrixgestützte Ablagerungen aus dem sub- und supratidalen Bereich. Korngestützte Gefüge mit hohem Partikelanteil zu untersuchen, war aus versuchstechnischen Gründen nicht möglich. Andere Autoren (GOLDHAMMER 1997, MEYERS 1980) beschreiben die Kompaktion in korngestützten, partikelreichen Karbonatgesteinen als nur gering, vor allem, wenn es sich um dickschalige Zweischaler oder Crinoidenstielglieder handelt, wie auch in den untersuchten Gesteinen der Kaibab/Grandeur Formation und Gerster Formation. Zwar kann es auch in diesen korngestützten Gesteinen zu Kompaktionsraten von über 50 Vol% des Porenraumes kommen, dafür werden aber wesentlich höhere Drücke von bis zu 5000 m Gebirgsdruck benötigt (FRUTH ET AL. 1966), die sich im Gestein durch massive Korn zu Korn Penetration und einen hohen Anteil an Styrolithen bemerkbar

machen müssten. In den untersuchten Gesteinen treten solche Strukturen aber nur untergeordnet und punktuell, auf was für eine wesentlich geringere Kompaktion durch eine Auflast spricht.

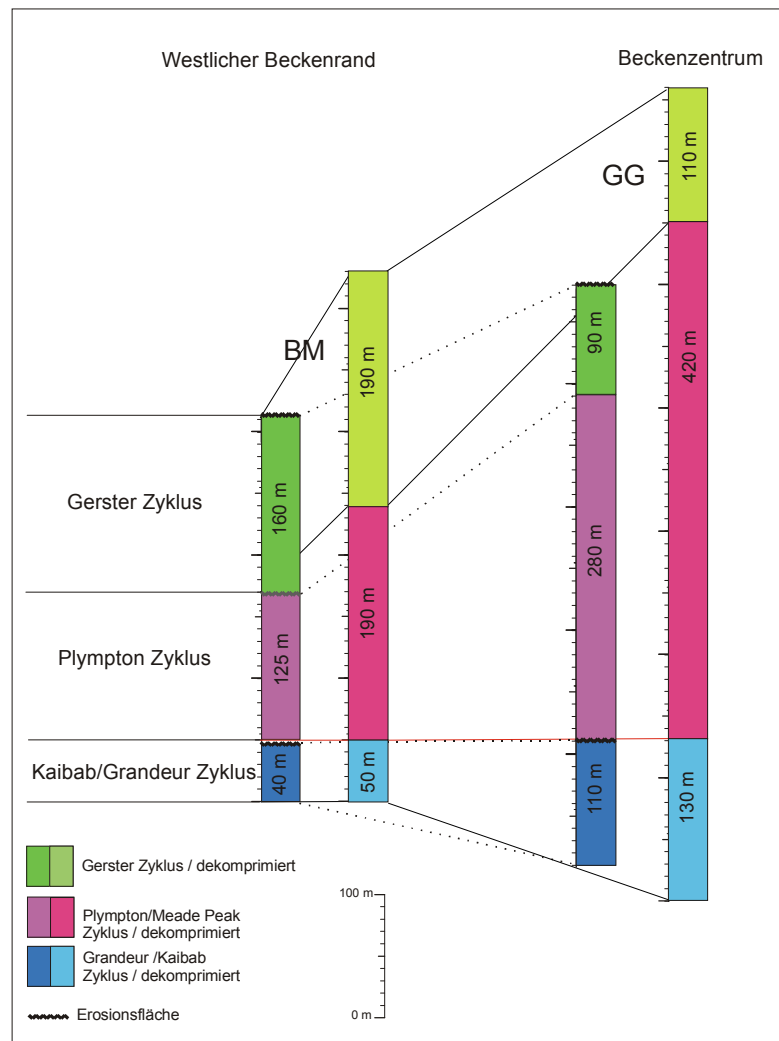


Abb. 10.1: Sedimentmächtigkeiten vor und nach der Anwendung der Kompaktionsparameter bei den Profilen Butte Mountain (BM) und Gerster Gulch (GG).

Für die hier vorliegenden Gesteine des Plympton Zyklus, die zum großen Teil aus matrixreichen Mud-, Wacke- bis Packstones bestehen, wird deshalb ein Kompaktionsfaktor von 50% wie bei SHINN & ROBBIN (1983) angenommen.

Für die porearme, überwiegend als Packstones ausgebildeten Gesteine des Kaibab/Grandeur und Gerster Zyklus wird ein relativ hoher Kompaktionsfaktor für diese Sedimentart von 20% angenommen, da immer wieder zwischengelagerte Horizonte aus locker korngestütztem bis matrixgestütztem Gefüge vorkommen. Außerdem gibt der geringe Deformationsgrad der Partikel Anlass zu der Vermutung, dass ein Teil des korngestützten Gefüges erst bei der Kompaktion entstanden ist. SHINN & ROBBIN (1983) haben gezeigt, dass durch Kompaktion aus einem Wackestone ein Packstone „entstehen“ kann. Charakteristisch für die auf diese Weise entstandenen Packstones ist der geringe

Deformationsgrad der Partikel. Möglicherweise trifft das auch auf einige Packstones aus dem Arbeitsgebiet zu. Vor allem in der Plympton Formation kommen z.T. Packstones vor, die sehr locker gepackt sind und deren Bioklasten keine Deformation zeigen. Der starke Diagenese- und Neomorphosegrad macht eine genetische Einordnung aber sehr schwierig.

In Bezug auf das „Humboldt High“ zeigt Abb. 10.1 je ein proximales (Butte Mountain) und distales (Gerster Gulch) Profil, auf das die oben beschriebenen Werte zur „Dekompaktion“ angewendet wurden. Danach ist die Schichtenfolge im Profil Butte Mountain von ursprünglich ca. 420 m um 25% auf ca. 325 m reduziert. Im Profil Gerster Gulch sind die Sedimente um ca. 30% von 660 m auf 480 m kompaktiert worden. Bei dieser Rechnung sind mögliche Sedimentverluste durch Erosion an den Diskontinuitätsflächen an der Grenze Grandeur/Meade Peak, Plympton/Gerster und Gerster/Trias nicht berücksichtigt. Es kann deshalb davon ausgegangen werden, dass die ursprüngliche Sedimentmächtigkeit in den drei Formationen noch höher war.

Die beiden Beispielprofile dokumentieren, dass die relativen Kompaktionsraten auf Grund der Sedimentzusammensetzung im Beckenzentrum (viel Matrix, kaum Gesteine mit korngestütztem Gefüge) höher sind als am Beckenrand (weniger Matrix, mehr Gesteine mit korngestütztem Gefüge).

10.2 Sedimentations- und Subsidenzraten auf dem „Confusion Shelf“

Um auf ungefähre Beträge für die Subsidenz- und Sedimentationsraten für die drei Zyklen auf dem „Confusion Shelf“ zu kommen, müssen die Bruttomächtigkeiten der einzelnen Formationen in Bezug zu ihren absoluten Altersdaten und den zugehörigen Meeresspiegelschwankungen gesetzt werden. Hierfür wurden aktuelle Altersdaten von MENNING (1995) für das Perm benutzt. Die Angaben für die relativen Meeresspiegelschwankungen stammen von ROSS & ROSS (1987) und GOLONKA (2000). Diese Daten unterscheiden sich teilweise, da ROSS & ROSS (1987) mit ihrer Kurve die Verhältnisse im Permian Basin dokumentieren, wogegen GOLONKA (2000) den Versuch einer globalen Kurve unternimmt.

Für die repräsentativen Profile aus dem Rand- und Beckenbereich (s. auch Kap. 10.1) wurden mit diesen Daten die Sedimentations- und Subsidenzraten abgeschätzt. In Abb. 10.2 sind die Ergebnisse dargestellt. Man muss bedenken, dass diese Zahlen nur Näherungswerte sein können. Selbst wenn man davon ausgeht, dass die Alters- und Meeresspiegeldaten aus der Literatur präzise sind, gibt es noch Unsicherheiten in der biostratigraphischen Datierung der Gesteine des „Confusion Shelf“. Außerdem können die Erosionserscheinungen jeweils am Top der drei Zyklen nicht in ihrer Dauer und Intensität abgeschätzt werden und deshalb nicht bei der Berechnung der Subsidenz- und Sedimentationsraten der einzelnen Zyklen einbezogen werden. Unwahrscheinlich ist auch die Dauer von 7 Ma für den Plympton Zyklus. Dieser Zeitraum entspricht eigentlich einem

Zyklus zweiter Ordnung. Beim Abschätzen der Sedimentationsrate für die Plympton Formation wurde deshalb zusätzlich zum Wert von ROSS & ROSS (1987) von 7 Ma auch einmal mit 3 Ma, einem „normalen“ Wert für einen Zyklus dritter Ordnung, kalkuliert.

Für die einzelnen Zyklen ergeben sich die folgenden Werte:

- Gerster Zyklus = 6-9 cm/1000 y Sedimentationsrate im Beckenzentrum. Die Subsidenzrate sollte allerdings höher gelegen haben, da die Mikrofazies gezeigt hat, dass alle Sedimente aus gleichem Milieu und wahrscheinlich ähnlicher Meerestiefe stammen und der Meeresspiegelfall von ca. 25 m (GOLONKA 1987) für diese Zeit von der Subsidenz aufgefangen wurde. Die 25 m entsprechen einem Plus der Subsidenzrate von ca. 0,8 cm/1000 y im Vergleich zur Sedimentationsrate.

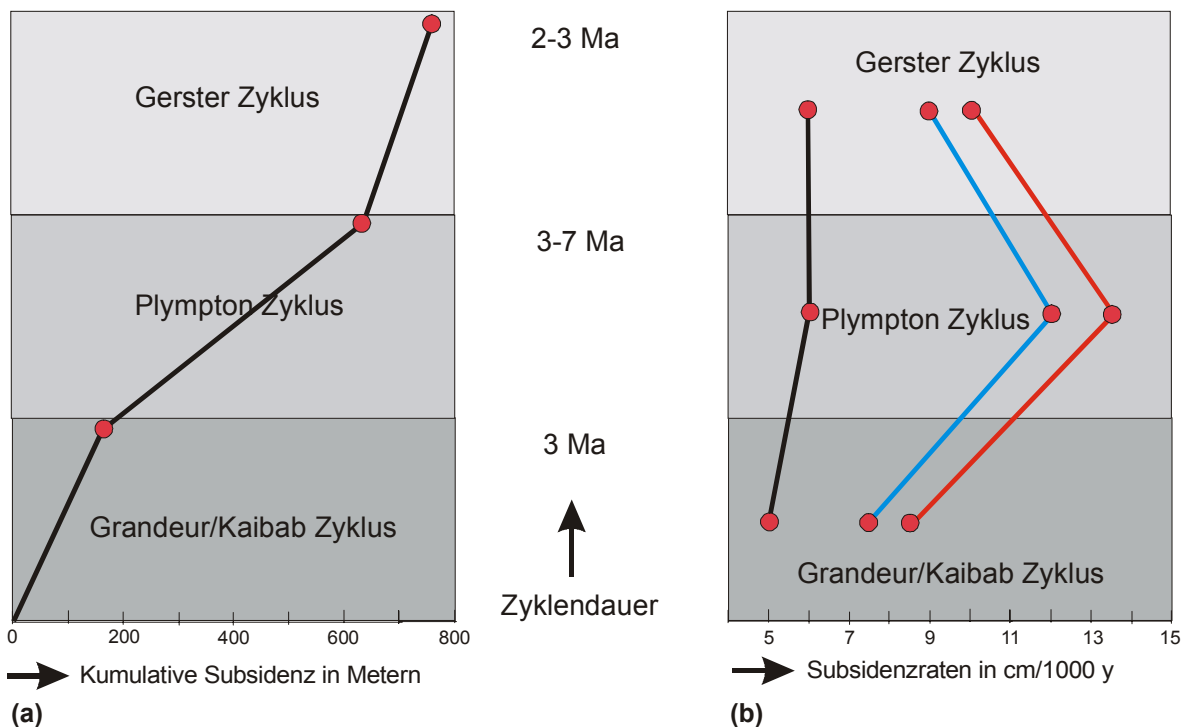


Abb. 10.2: Kumulative Subsidenz (a) und Subsidenzraten für das beckenzentrumnahe Profil Gerster Gulch (b). Der aufgerechneten Subsidenz liegen die jeweils maximalen Subsidenzraten für die einzelnen Zyklen zu Grunde. Die Subsidenzraten in der rechten Abbildung sind aus dem jeweils niedrigsten Wert für den Meeresspiegelfall und der längsten Dauer eines Zyklus (schwarze Kurve), der kürzesten Dauer eines Zyklus ohne Meeresspiegelschwankung (blaue Kurve) und der kürzesten Dauer eines Zyklus mit maximalem Meeresspiegelfall (rote Kurve) abgeleitet.

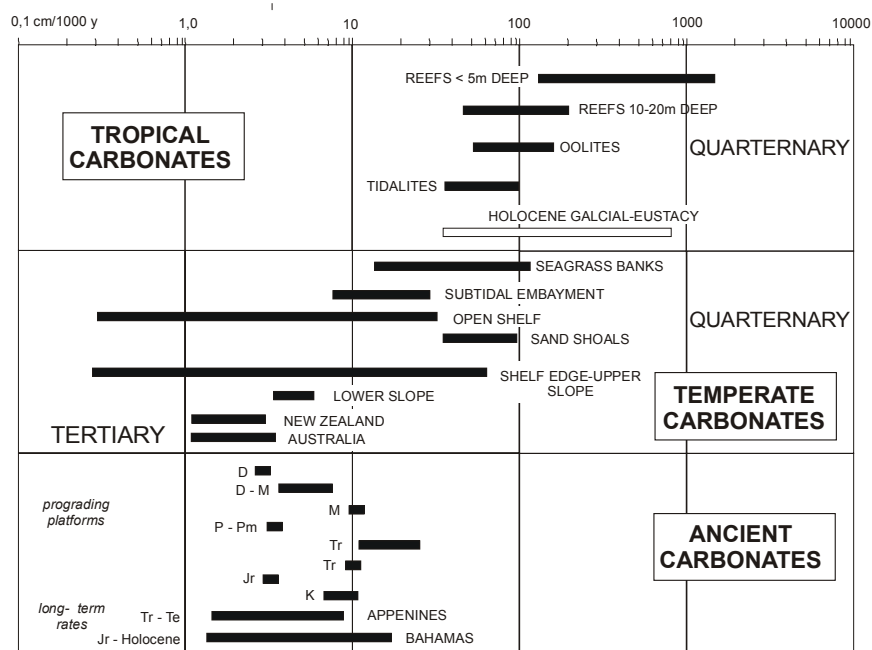
- Für den Plympton Zyklus ergibt sich im Beckenzentrum eine Sedimentationsrate von 6 – 11,5 cm/1000 y. Bei 6 cm/1000 y wurde von einer Zyklusdauer von 7 Ma und einem Meeresspiegelunterschied von ca. 0 m (GOLONKA, 2000) ausgegangen, bei 11,5 cm/1000 y von 3 Ma und einem Meeresspiegelfall von ca. 50 m (ROSS & ROSS 1987). Die Subsidenzrate wäre mit +1,5 cm/1000 y zur Sedimentationsrate über den Zeitraum des Zyklus wieder etwas höher, wenn man von einem Meeresspiegelfallen ausgeht und gleich der Sedimentationsrate, wenn am Ende des Plympton Zyklus der gleiche Meeresspiegel wie am Anfang herrscht.

Der Grandeur/Kaibab Zyklus hat eine durchschnittliche Sedimentationsrate von 5-7,5 cm/1000 y im Beckenzentrum. Der Wert für die Subsidenzrate liegt etwa 0,8 cm/1000 y höher als die Sedimentationsrate, da der Meeresspiegel am Ende des Iren Zyklus ca. 25 m niedriger lag als am Anfang (ROSS & ROSS 1987).

Verglichen mit modernen Sedimentationsraten in karbonatischen Ablagerungsräumen sind die hier ermittelten Werte sehr niedrig. Sedimentationsraten in Riffen liegen im allgemeinen um den Faktor 5-500fach höher (ENOS 1991) und sind mit den hier beschriebenen Karbonaten nicht vergleichbar. Aber auch andere tropische und subtropische karbonatbildende Milieus zeigen meist deutlich höhere Sedimentationsraten. Zum Beispiel am Cape Sable in der Florida Bay (40-400 cm/1000 y, ENOS 1991), im Golf von Mexico (Austern-Bänke 73 cm/1000 y, SCHINDEL 1980) oder in den Bahamas auf dem Andros Island (Tidal Flats 50 cm/1000 y, HARDIE & GINSBERG 1977). Mit dem „Confusion Shelf“ vergleichbare Werte liefert nur der Persische Golf (0,5 – 5 cm/1000 y, SCHINDEL 1980) der ähnlich wie die „Phosphoria Sea“ ein flaches epikontinentales Meeresgebiet in einer warm-ariden Klimazone ist. Ähnliche Raten zeigen aber auch nicht-tropische, tertiäre Karbonate in Australien und Neuseeland.

Das die modernen Sedimentationsraten aber nicht einfach mit denen aus dem Mesozoikum oder Paläozoikum verglichen werden können, zeigt Abb. 10.3. Auch alte Karbonate aus tropischen Milieus haben, verglichen mit modernen tropischen Karbonaten, wesentlich geringere Akkumulationsraten. Ein Trend zeigt sich allerdings beim Vergleich mit rezenten nicht-tropischen Karbonaten, sie haben z.T. deutlich niedrigere Sedimentationsraten.

Abb 10.3: Sedimentationsraten für tropische und nicht-tropische, Karbonate (aus: JAMES 1997,



nach SCHLAGER, 1981; JAMES & BONE, 1991; BOREEN & JAMES, 1993).

In allen drei untersuchten Zyklen haben sich Ablagerungsverhältnisse eingestellt, die über scheinbar längere Zeit stabil blieben. Wären die Sedimentationsraten bei der gegebenen Subsidenz ähnlich hoch wie in den oben angegebenen Beispielen tropischer Ablagerungsräume gewesen, hätte die Sedimentationsrate die Subsidenzrate überstiegen. Die Folge wäre die Bildung eines „catch up“-Systems gewesen, das sich durch Kleinzyklen bemerkbar machen würde. Bei der geringen Senkungsrate des Meeresgrundes hätten sich unter tropischen Bedingungen so große Mengen an Karbonatsedimenten abgelagert, dass das Becken sukzessive aufgefüllt worden wäre. Die abnehmende Wassertiefe hätte faziell schnell wechselnde Sedimentabfolgen entstehen lassen. Erst dann, bei dem Zusammenbruch der karbonatbildenden Ökosysteme, wäre wieder Akkumulationsraum für einen neuen Karbonatbildungszyklus geschaffen worden.

Da aber kaum Kleinzyklen festgestellt wurden, muss es sich um ein „keep up“-System gehandelt haben, bei dem sich die Subsidenz und Sedimentbildungsrate die Waage gehalten haben. Da die Bildungsbedingungen für Karbonate über längere Zeit Bestand hatten, entstanden faziell gleichförmige Abfolgen.

10.3 Quantität wirtschaftlich relevanter Gesteine

Wirtschaftlich relevante Gesteine in Bezug auf Kohlenwasserstoffe und Phosphat sind nur in der Plympton Formation einschließlich des basalen Meade Peak Members vorhanden. KW-Speichergesteine in Form von primär porenreichen Barren- oder Strandsedimenten konnten nur punktuell und mit jeweils geringer Mächtigkeiten nachgewiesen werden. Für sie ist es nicht möglich eine flächenhafte Bilanz aufzustellen.

Im Gegensatz dazu sind die Gesteine des Meade Peak Members besser vorauszusagen und im Verbreitungsgebiet flächenhaft, wahrscheinlich ohne große laterale Unterbrechungen, vertreten. Das Meade Peak Member ist im Arbeitsgebiet über eine Fläche von ca. 70000 km² vertreten. Bei einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 10 cm für die basalen Phosphatpackstones und –wackestones ergibt sich ein Volumen von 7 km³ Phosphatgestein mit ca. 40 % Phosphatmineralanteil.

„Black shales“ und karbonatische „black shales“ als potentielle KW-Muttergesteine im Meade Peak Member kommen auf ungefähr der gleichen Fläche vor wie die Phosphate. Ihre Mächtigkeitsverteilung vom Beckenrand bis zum Zentrum ist aber wesentlich keilförmiger, die durchschnittliche Mächtigkeit beträgt ca. 35 m. Das entspricht einem Volumen von ca. 2500 km³. Der Gehalt von C_{org} wurde nur in einem Profil des Arbeitsgebietes, im Mill Creek Canyon mit < 0,5 % bestimmt (MAUGHAN 1976). Zum Beckenzentrum, in Richtung Nordosten, steigt der Gehalt bis auf max 8% (MAUGHAN 1976). Da die „black shales“ des Meade Peak Members vom Mill Creek Canyon ins Arbeitsgebiet immer mehr ausdünnen und sich vom Zentrum mit dem C_{org} Maximum entfernen, ist davon auszugehen, dass in diese Richtung auch der C_{org} Gehalt weiter

sinkt. Neben dem C_{org} enthalten die „black shales“ auch Phosphat. MAUGHAN (1976) gibt als Maximalwert 10% Phosphatminerale im Beckenzentrum an der Grenze zwischen Idaho und Wyoming an, im Profil Mill Creek Canyon sind es nur noch 1-2%. Es zeigt sich also ein ähnlicher Trend wie bei den C_{org} Werten.

11. Sequenzstratigraphisches Gerüst

Mit Hilfe von sequenzstratigraphischen Methoden lassen sich Beckenfüllungen in genetisch zusammenhängende Einheiten, die von Diskontinuitätsflächen getrennt werden, untergliedern. Im Idealfall sollten diese Einheiten (Sequenzen), die aus der Interpretation seismischer Analysen oder Aneinanderreihung eindimensionaler lithologischer Profile (Zyklostratigraphie) entstehen, ein dreidimensionales Bild der Beckenfüllung vom Rand bis zum Zentrum geben. Auf Grundlage der Sequenzanalyse sollten Vorhersagen über das Auftreten, die Entwicklung und die Verteilung von Faziesbereichen gemacht werden können. Letztlich können diese Vorhersagen auch zum Auffinden wirtschaftlicher Sedimentlagerstätten dienen.

Wesentliche Faktoren, die die Füllung von Becken mit Sedimenten beeinflussen, sind die Subsidenzrate des Beckens, eustatische Meeresspiegelschwankungen und die klimatischen Bedingungen im Bereich des Beckens und seines Hinterlandes. Die tektonische Subsidenz und eustatischen Meeresspiegelschwankungen sind für den „accomodation space“, dem Raum, wo sich Sediment ablagern kann, verantwortlich. Subsidenz, Eustasie und Klima kontrollieren zusammen den Sedimenteintrag ins Becken und wie viel vom zur Verfügung stehenden „accomodation space“ gefüllt wird.

Im Gegensatz zu siliziklastischen Systemen, bei der der Sedimenteintrag größtenteils von außerhalb des Beckens (allogenetisch), aus dem Hinterland erfolgt, sind karbonatische Systeme, die ihr Sediment „selbst“ erzeugen (autogenetisch), wesentlich mehr vom Klima und den damit verbundenen Faktoren wie Wassertemperatur, Nährstoffzufuhr, Salinität und Substrat abhängig. Daraus folgt auch ein unterschiedlicher Aufbau der Sequenzen im Gegensatz zu den siliziklastischen Systemen.

Um einen Gesteinskörper als Sequenz anzusprechen, sollten verschiedene Voraussetzungen erfüllt sein. Auf dem „Confusion Shelf“ können folgende Elemente zur Sequenzanalyse herangezogen werden:

- Die Profile enthalten Gesteine, die eine Rand- bis Beckenfazies abdecken.
- Zyklen dritter Ordnung, die sich zu Sequenzen zusammensetzen lassen, sind vorhanden (siehe auch Kap. 9).
- Zwischen den Sequenzen sind Diskontinuitätsflächen ausgebildet, die sich in weiten Teilen des Arbeitsgebietes verfolgen lassen (siehe auch Kap. 7.3).
- Parasequenzen sind im Arbeitsgebiet bedingt vorhanden bzw. erkennbar. In vielen Profilen machen sich, zumeist in der Plympton Formation, kurzzeitige Meeresspiegelschwankungen durch geringmächtige Fazieswechsel von Karbonaten subtidalen Ursprungs zu Karbonaten aus dem flachen Subtidal oder Intertidal bemerkbar. In der oberen Plympton Formation kommen aber auch Fazies sprünge bis

in ein lagunär/restriktives Milieu vor (siehe auch Abb. 7.2 bis 7.6). Die beschriebenen Parasequenzen zeigen in ihrer vertikalen Wiederholung keine erkennbaren Muster. Es ist aber nicht auszuschließen, dass in den diagenetisch stark überprägten Gesteinen kurzzeitige Fazieswechsel nicht mehr erkennbar.

Mit den oben gemachten Beobachtungen lassen sich im Arbeitsgebiet drei Gesteinskörper unterschieden, die jeweils einen Meeresspiegel-Zyklus dritter Ordnung beinhalten und daher nach VAIL et al. (1977) als Sequenz angesprochen werden können.

Die basale Sequenz besteht aus der Grandeur Formation im Norden des Arbeitsgebietes und der Kaibab und Toroweap Formation im Süden. Die mittlere Sequenz wird von der Plympton Formation einschließlich des basalen Meade Peak Members aufgebaut. Die oberste Sequenz ist durch die Gerster Formation vertreten. Die Sequenzgrenzen sind die jeweils zwischen den Gesteinskörpern ausgebildeten Diskontinuitätsflächen. Die Sequenzen unterscheiden sich in ihrem internen Aufbau. Die untere und obere Sequenz sind faziell wenig gegliedert, die mittlere Sequenz zeigt dagegen eine deutliche laterale und vertikale Faziesarchitektur.

Innerhalb einer Sequenz dritter Ordnung wird per Definition eine volle Meeresspiegelamplitude in drei verschiedene Abschnitte, in die sogenannten „systems tracts“, unterteilt (POSAMENTIER & JAMES 1993):

- Die Zeit zwischen dem Fallen des relativen Meeresspiegelstandes und dem absoluten Meeresspiegeltiefstand ist der „lowstand systems tract“.
- Vom absoluten Meeresspiegeltiefstand bis zur Ausbildung der maximalen Überflutungsfläche besteht der „transgressive systems tract“.
- Vom „highstand systems tract“ spricht man zwischen der maximalen Überflutung bis zum Beginn des deutlichen Fallens des absoluten Meeresspiegelstandes.

Erkennen kann man die „systems tracts“ im Idealfall an ihrer Fazies verbunden mit der proximalen oder distalen Wanderung einzelner Fazieszonen. Das Wandern der einzelnen Fazieszonen während eines Zyklus dritter Ordnung kann von untergeordneten Meeresspiegelschwankungen (Parasequenzen) unterbrochen werden. Dadurch können sich verschiedene Muster in der Faziesverteilung, die sogenannten „stacking pattern“, ergeben. Die Art der „stacking pattern“ ist von der Subsidenzrate, der Meeresspiegelverschiebung und dem Sedimenteintrag aus dem Hinterland abhängig. Letzteres ist für karbonatische Systeme von untergeordneter Bedeutung. Nach GALLOWAY (1989) sind retrograde Muster bei schneller Subsidenz und steigendem Meeresspiegel, prograde Muster bei stagnierender Subsidenz oder Meeresspiegelgleichstand/-fall oder aggradierende Muster bei einer Mischung aus beiden möglich. Auf dem „Confusion Shelf“ ist das Erkennen dieser „stacking pattern“ aufgrund der extrem flachen Rampenneigung und der damit verbundenen großflächigen Ausdehnung einzelner Fazieszonen nur in einzelnen Fällen möglich. Geringe Meeresspiegelschwankungen verschieben die Fazieszonen mehr als auf steileren Rampen, dafür ist die Ausdehnung der einzelnen

Fazieszonen auch wesentlich größer. Innerhalb eines Profils macht sich deshalb eine Faziesverschiebung meist nicht bemerkbar (siehe auch Abb. 11.1).

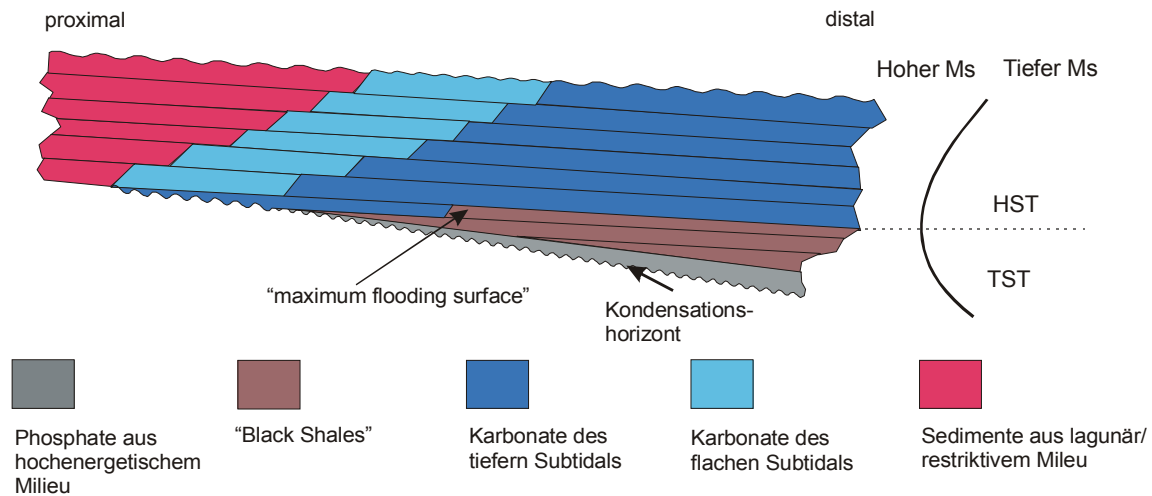


Abb. 11.1: Skizzenhafte Darstellung einer Typ 2 Sequenz auf dem „Confusion Shelf“. Der „transgressive systems tract“ ist nur sehr geringmächtig ausgebildet und in der Skizze überhöht dargestellt. Während des späten „transgressive systems tract“ können sich erstmals Karbonate auf dem höheren Teil der Rampe etablieren. Der größte Teil der Sequenz wird aus den Gesteinen des „highstand systems tract“ aufgebaut. Ein „lowstand systems tract“ ist nicht erhalten. Sequenzgrenzen sind die „transgressive surfaces“.

Ein retrogrades „stacking pattern“ während des „transgressive systems tracts“ lässt sich in Abb. 7.5 (Profilschnitt West-Ost 3) und Abb. 7.3 (Profilschnitt Nord-Süd 3) für das Meade Peak Member (braune Signatur) erkennen. Vom beckenzentrumnahen Profil Cedar Mountains nimmt die Mächtigkeit zum Beckenrand kontinuierlich ab. Die hochenergetischen Phosphat-Packstones an der Basis sind aber noch bis zum Profil Medicine Range vorhanden. Eine Erklärung wäre ein Meeresspiegelanstieg, bei dem sich der hochenergetische Faziesgürtel nach Westen zum Beckenrand verschiebt, während im Beckenzentrum schon Gesteine aus dem tieferen Subtidal sedimentiert wurden. Einen Beweis dafür, in Form biostratigraphischer Altersdaten, die ein gleiches Alter der proximalen Phosphat-Packstones mit den distalen Mudstones und „black shales“ am Top des Meade Peak Members im Beckenzentrum ergeben müssten, gibt es nicht. Eine andere Erklärungsmöglichkeit wäre, dass sich die Phosphat-Packstones relativ zeitgleich gebildet haben und die Mächtigkeitsunterschiede durch das Auffüllen eines Paläoreliefs entstanden sind.

Der Trend eines progradierenden „stacking pattern“ während des „highstand systems tract“ lässt sich in Abb 7.3 (Profilschnitt Nord-Süd 3) in der Plympton Formation erkennen. Während in der proximalen Confusion Range (CR) schon Flachwassersedimente abgelagert werden, kommt es weiter im Norden, in Richtung des Beckenzentrums, noch zur Bildung von z.T. spiculitischen Karbonaten aus dem tieferen Subtidal (Profil Gerster Gulch (GG) und Profil Lemay Island (LI)). Hier setzt die Bildung von

Flachwassersedimenten erst viel später im Profil ein. Auf dem Lemay Island, dem wahrscheinlich beckenzentrumnahsten Profil, ist diese Entwicklung noch weniger deutlich als im Profil Gerster Gulch.

Weder in den proximalen Profilen noch in den distalen Profilen gibt es Hinweise auf die Sedimente des „lowstand systems tract“. Sie wurden wahrscheinlich am Ende des „lowstand systems tract“ vollständig aufgearbeitet. Ein deutlich progradierendes von terrestrischen Sedimenten vom Beckenrand über die gesamte Rampe gibt es nicht. Wie beim Beispiel des Meade Peak Members fehlen auch hier die biostratigraphischen Beweise für ein progradierendes „stacking pattern“.

Demnach sind in der Plymton Sequenz nur der „transgressive systems tract“ und der „highstand systems tract“ erhalten. Die Sequenzgrenze ist als Transgressionsfläche ausgebildet.

Letzteres trifft auch für die obere und untere Sequenz zu, jedoch können auf Grund der faziellen Gleichförmigkeit nur selten „stacking pattern“ identifiziert werden.

Laterale „stacking pattern“ wie sie für manche Plattformkarbonate oder karbonatische „escarpment margins“ nachgewiesen wurden (EMERY & MYERS 1996) konnten sich auf Grund der geringen Rampenneigung auf dem „Confusion Shelf“ nicht vorhanden.

Nach der lateralen und vertikalen Faziesverteilung lassen sich also zwei Sequenzentypen definieren:

In Sequenzen vom Typ 1 gibt es eine vertikal und lateral homogene Faziesverteilung ohne Grenzflächen mit nur bedingt nachweisbaren Systems Tracts und einer flächigen Geometrie. Die Kaibab/Grandeur Formation und Gerster Formation bilden jeweils eine Sequenz vom Typ 1. Während sich bei der Kaibab/Grandeur Formation im südlichen Bereich noch „systems tracts“ in Form von progradierenden Flachwassersedimenten abzeichnen zeigt, die Gerster Formation keinerlei laterale Faziesvariation. Beide Typ 1 Sequenzen aus dem Arbeitsgebiet weisen eine durchgehend schlammreiche Matrix auf, die sie als Speichergesteine ungeeignet machen.

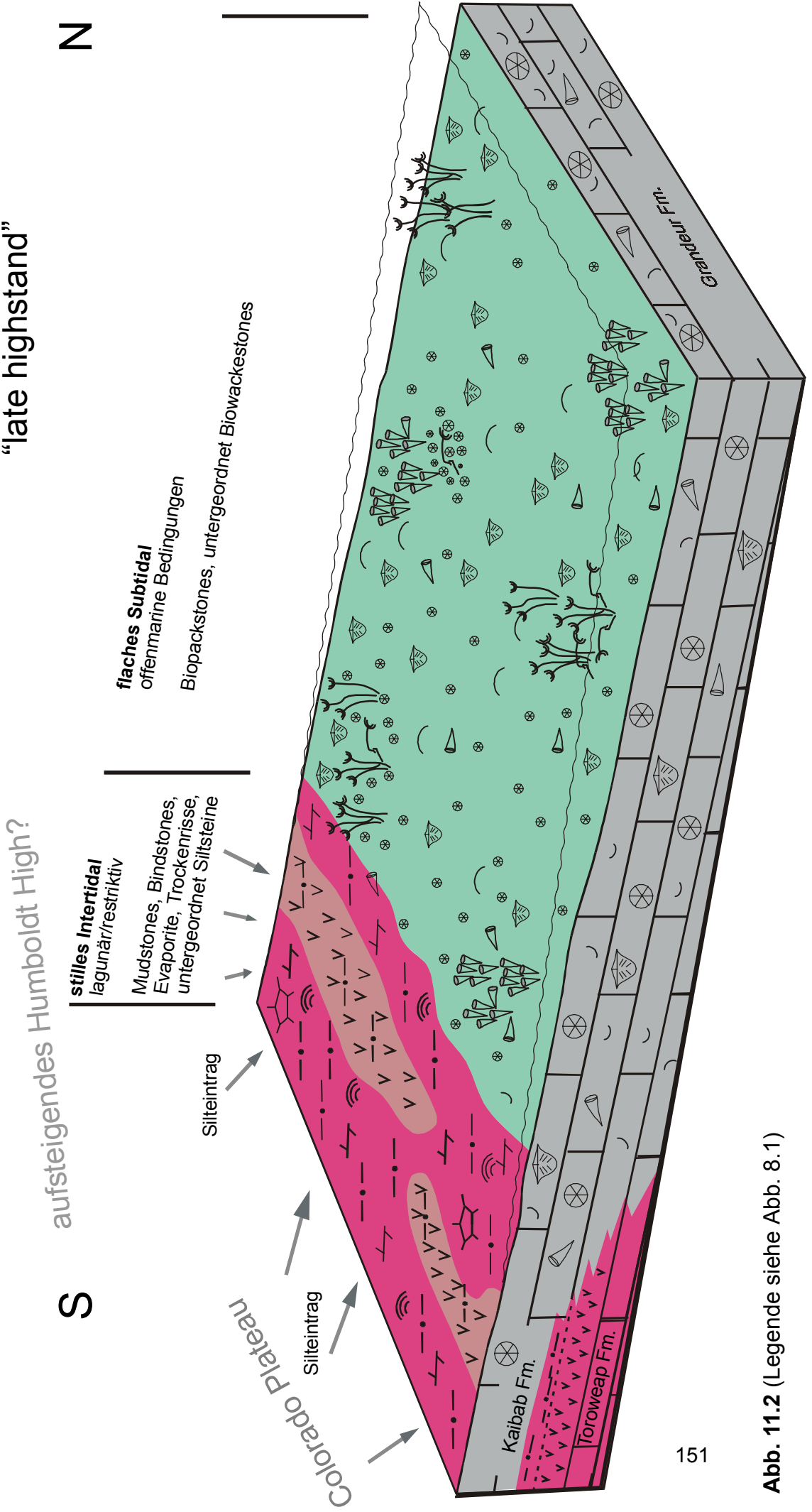
Sequenzen vom Typ 2 zeigen eine vertikal und lateral unterschiedliche Faziesausbildung, die für die Bildung von „systems tracts“ Voraussetzung ist. Da durch die geringe Hangneigung keine Sedimentbewegungen stattgefunden haben, sind keine Diskontinuitätsflächen entstanden und „systems tracts“ äußern sich allein durch scharfe Fazieswechsel, die nur mit Methoden der Mikrofaziesanalyse unterschieden werden können. Die Gesteine der Plymton Formation bilden eine Sequenz vom Typ 2. Sie enthält mit den „black shales“ im unteren Teil des Beckenzentrums KW-Muttergesteine. Untergeordnet kommen auch Barrensedimente vor die als KW-Speichergesteine dienen können.

Die unterschiedliche Faziesverteilung zwischen den Sequenzen von Typ 1 und Typ 2 könnte auf Subsidenzunterschiede während der einzelnen Zyklen hinweisen. Eine höhere Subsidenz während des Plymton Zyklus hat möglicherweise dazu geführt, dass die

Rampe stärker geneigt war, die lateralen Faziesgrenzen deutlicher ausgebildet wurden und die „systems tracts“ eine flache keilförmige Geometrie besaßen. Die errechneten Werte für die Subsidenzraten von ca. 5-8 cm/1000 y für den Sequenztyp 1 im Gegensatz zu 6-12 cm/1000 y für den Sequenztyp 2 unterstützen diese Theorie.

Zyklus I

Kaibab Limestone/
Grandeur Formation
“late highstand”



Zyklus II

Basis Meade Peak Member "early transgressive"

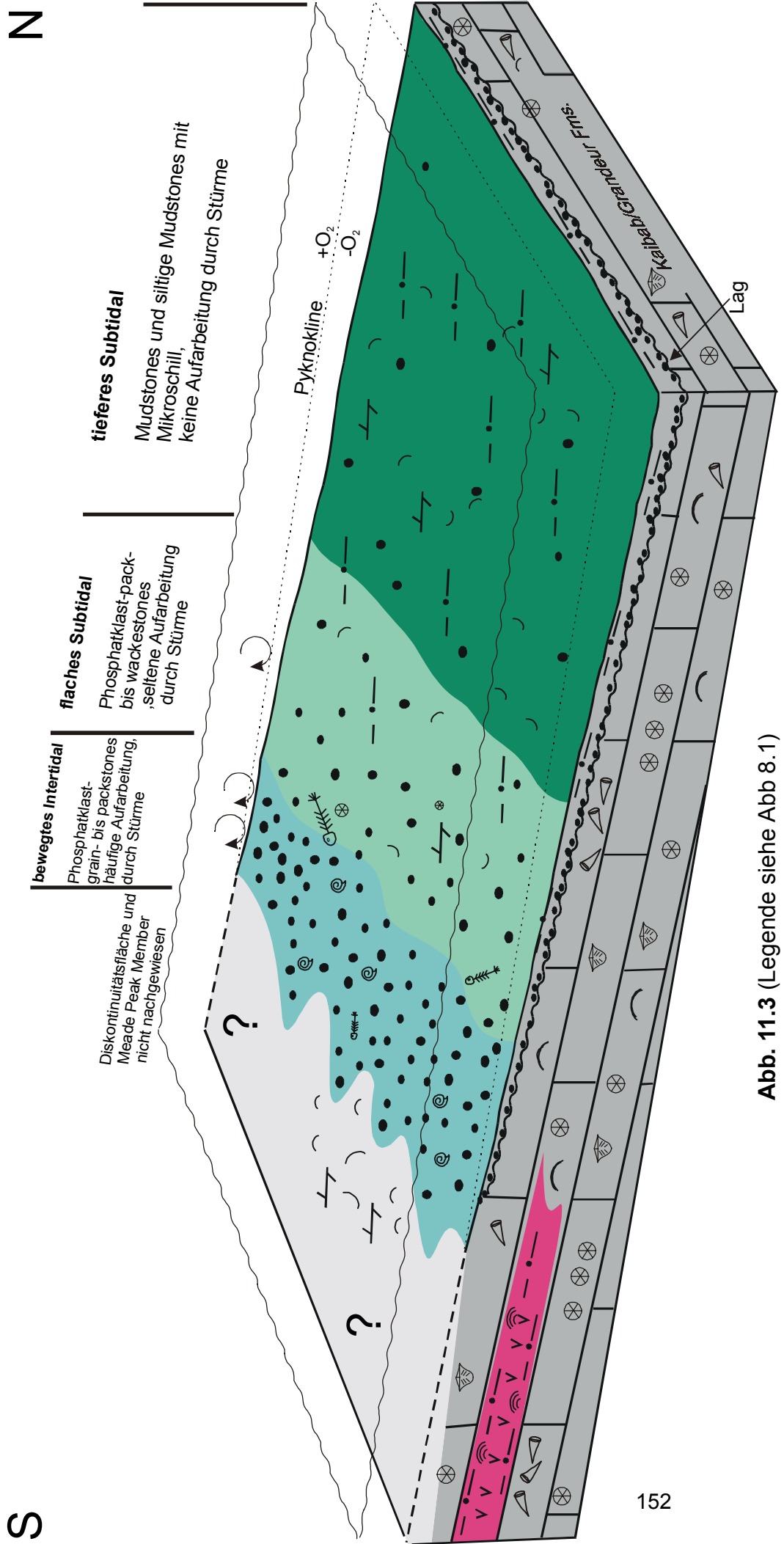


Abb. 11.3 (Legende siehe Abb 8.1)

Zyklus II

Plympton Formation "late highstand"

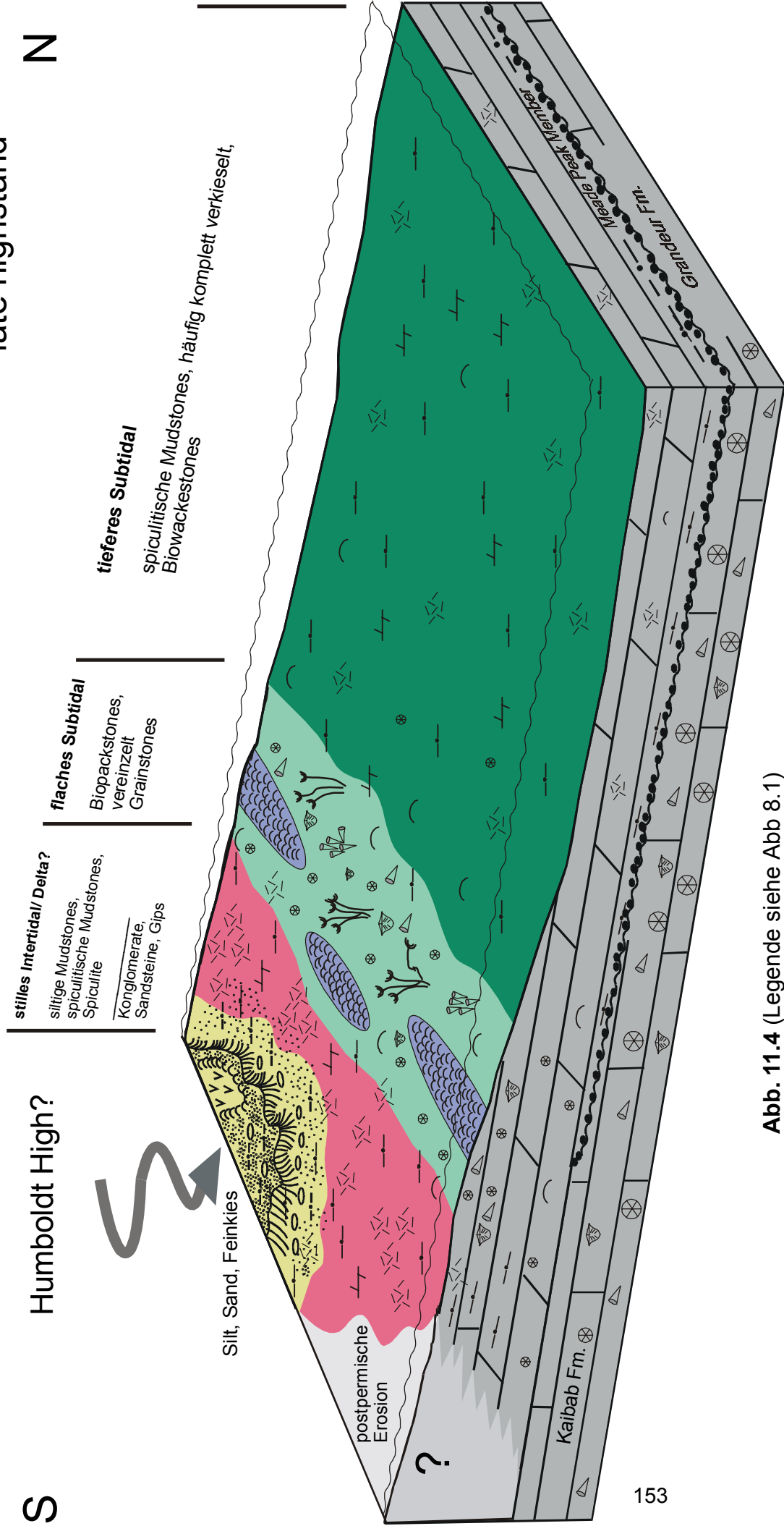


Abb. 11.4 (Legende siehe Abb 8.1)

Zyklus III

Gerster Formation "highstand"

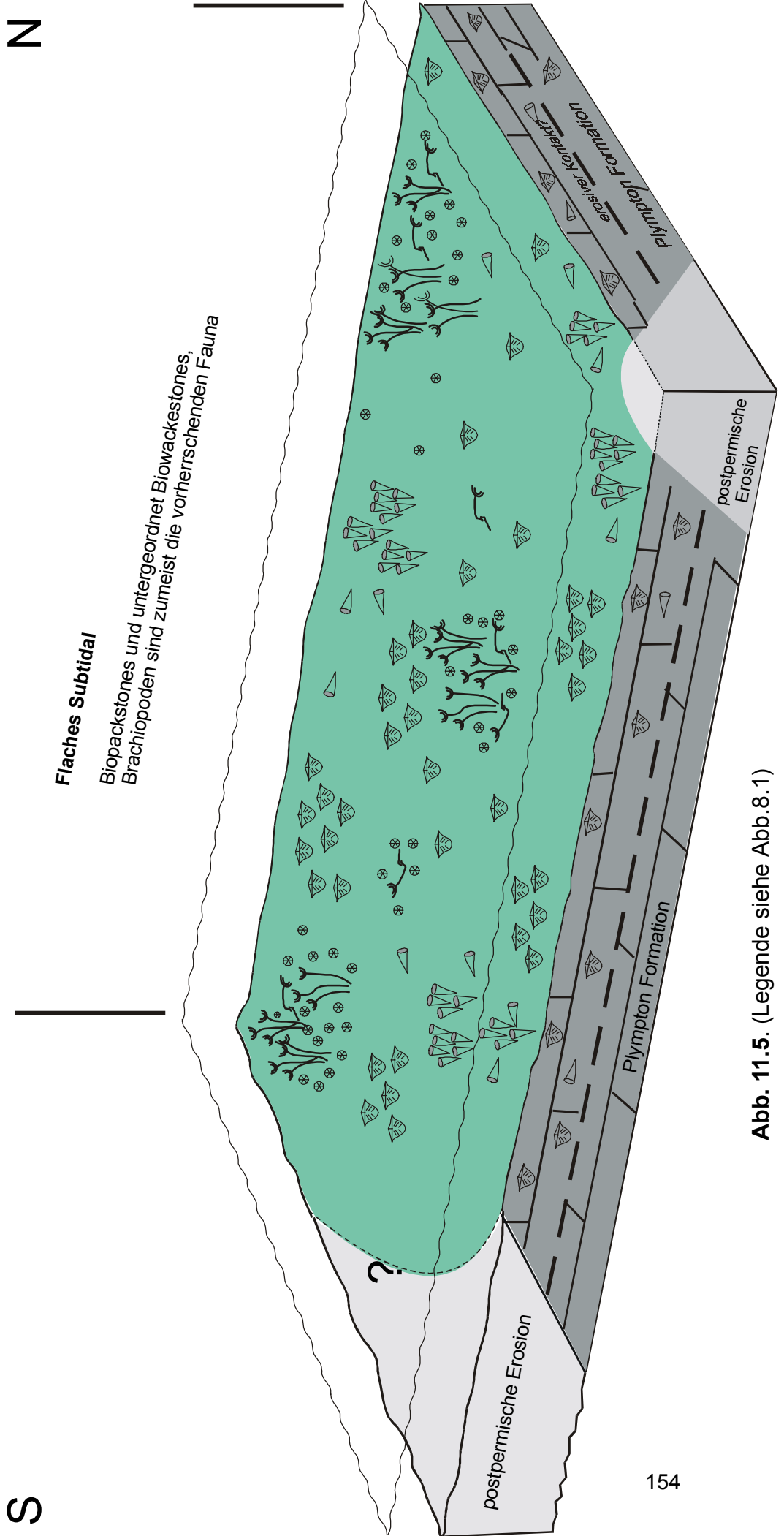


Abb. 11.5. (Legende siehe Abb.8.1)

12. Ergebnisse und Ausblick

Die Untersuchungen am Beispiel des permischen „Confusion-Shelf“ haben gezeigt, dass es möglich ist, mit Methoden der Mikrofazies-Analyse für die monotonen Sedimentserien einer heterozoen Karbonatrampe ein detailliertes Ablagerungsmodell und ein sequenzstratigraphisches Gerüst zu entwickeln, sowie die Subsidenzgeschichte zu rekonstruieren.

- Die Gesteine des „Confusion Shelf“ lassen sich in 25 Faziestypen unterteilen, die einen Ablagerungsraum vom tieferen Subtidal bis in einen lagunär/restriktiven Bereich charakterisieren. Die Karbonate haben trotz des niedrigen Paläobreitengrades des Ablagerungsraumes ausschließlich eine heterozoe Partikelzusammensetzung. Es wurden keine Komponenten aus tropischen Ablagerungsräumen gefunden. Fast ausnahmslos kommen schlammreiche Packstones oder matrixgestützte Gefüge vor. Grainstones sind auf punktuelle Vorkommen reduziert. Im tiefsten Teil der Rampe war zeitweise die Karbonatbildung eingestellt und durch eine organogene Restsedimentation ersetzt. Dabei wurden im basalen Teil auch Phosphorite abgelagert. Die Phosphorite ließen sich ebenfalls mikrofaziell analysieren und in ihrer Mehrheit als klastische Konzentrate identifizieren. Evaporite und evaporitische Ablagerungen bestimmen zeitweise Teile der oberen Rampe. Spiculite ließen sich durch ihren sedimentären Kontext zum einen dem tieferen Subtidal zuordnen, bildeten sich aber auch in Flachwasserräumen der oberen Rampe. Der siliziklastische Eintrag war nur gering und weitgehend auf äolischen Silteintrag reduziert.
- Diagenesemerkmale, hauptsächlich in Form von Dolomitisierung und Silifizierung sind in allen Formationen vorhanden, im mittleren Teil der Abfolge aber am stärksten ausgeprägt. Die intensive Diagenese erschwert in dem untersuchten Fallbeispiel die Rekonstruktion des Ablagerungsmilieus beträchtlich.
- Die Mikrofaziesverteilung belegt eine homoklinale Rampe mit einer Breite von ca. 400 km. Eine Morphologie konnte nicht nachgewiesen werden. Biogene Karbonatgebäude fehlen. Die Neigung der Rampe war durch ihr geringes Verhältnis von Breite zu Wassertiefe extrem niedrig und erklärt die weite Ausdehnung einzelnen Fazieszonen. Durch die Verteilung der Karbonatmikrofaziestypen während verschiedener Zeitscheiben lässt sich allerdings eine unterschiedliche Neigung der Rampe belegen. Das häufige Auftreten von evaporitischen Sedimenten auf dem oberen Teil der Rampe charakterisiert ein warm-arides Klima und deutet somit auch auf eine erhöhte Wassertemperatur. Das weit verbreitete Bodenleben und die zeitweise Bildung von „black shales“ dokumentiert eine geregelte Nährstoffzufuhr. Die Organismen siedelten auf Weichsubstrat. Die Fragmentierung von Skelettelementen weist auf Sturm- und Wellenaktivität, allerdings sind keine signifikanten Sturmereignisse dokumentiert. Es ist kein direkter sedimentärer Hinweis für die Ursache der heterozoen Faziesausbildung zu finden.
- Es konnte gezeigt werden, dass die permische Sedimentabfolge während drei

Transgressions-/Regressionszyklen abgelagert wurde. Die drei Einheiten sind durch Diskontinuitätsflächen voneinander getrennt. Durch die Auswertung biostratigraphischer Daten und den Vergleich mit Meeresspiegelschwankungskurven für das Perm im Süden der USA, ließen sich die Intervalle Zyklen dritter Ordnung zuordnen. Somit ist von einer eustatischen Steuerung für die Zyklen dritter Ordnung auszugehen. Der gesamte permische Sedimentzyklus auf dem „Confusion Shelf“ ist tektonisch gesteuert und resultiert aus der Entwicklung des Sublett Basin.

- Die drei durch Diskontinuitätsflächen getrennten Einheiten sind durch unterschiedliche vertikale und laterale Faziesentwicklung charakterisiert. In der unteren und oberen Einheit (Typ1) ist die Faziesverteilung sehr gleichförmig, Transgressions- und Regressionsanteile sind nur reliktsch erhalten. In der mittleren Einheit (Typ 2) ist eine differenzierte vertikale Faziesverteilung, bei der Transgressions- und Regressionsanteile erhalten sind, präsent. Kleinzyklen sind nur selten ausgebildet. Die gleichmäßige vertikale Faziesentwicklung deutet auf ein „keep up system“ mit niedrigen Karbonatbildungsraten.
- Durch beckenweite Korrelation der Profile konnten die drei von Diskontinuitätsflächen begrenzten Einheiten als Sequenzen definiert werden. Die zwei Typen unterschiedlicher interner Faziesarchitektur bestimmen zwei Sequenztypen. In dem Typ 1 sind durch die monotone Faziesausbildung definierte „systems tracts“ nicht abgebildet. Die Faziesverteilung deutet auf eine geringe Neigung der Rampe. Der Typ 2 enthält einen wohl definierten „transgressive systems tract“ und „highstand systems tract“, Parasequenzen, sowie retrograde und progradierende Stapelmuster der Fazieszonen. Der „lowstand systems tract“ ist nicht erhalten. Die Sequenzgrenze ist immer die Transgressionsfläche. „Black shales“ sind auf den „transgressive systems tract“ begrenzt. Während der Bildung des „highstand systems tract“ progradieren die Karbonate über das ganze Becken.
- Die Sequenzkörper wie auch die „systems tracts“ haben eine Geometrie extrem flacher Keile. Ein laterales „stacking“ von „systems tracts“-Körpern konnte sich bei der geringen Neigung der Rampe und durch das Fehlen eines Geländeknicks nicht ausbilden.
- Wirtschaftlich relevante Gesteine gibt es nur im mittleren Zyklus. An seiner Basis kommen hochenergetische Phosphatgesteine vor, die zwar nur geringmächtig sind, aber eine große laterale Ausdehnung haben. Darüber folgen mit einer ähnlichen Ausdehnung „black shales“ als potentielles KW-Muttergestein. Im mittleren und oberen Teil des Zyklus sind sporadisch auftretende Strand- oder Barrensedimente als mögliche Speichergesteine erhalten, ihre geringe Verbreitung relativiert die Qualität des potenziellen Kohlenwasserstoff-Systems. Die vertikale Faziesentwicklung, respektive das T/R-Profil einer Lokalität ist indikativ für den Sequenztyp und für die Existenz eines potentiellen Kohlenwasserstoffsystems
- Es wurden Sedimentationsraten bestimmt, die mit 5-12 cm/1000 y weit unter denen

von rezenten tropischen Karbonaten liegen, aber für Kaltwasserkarbonate typisch sind. Die Subsidenzanalyse weist eine stärkere Absenkung des Beckens während der mittleren Sequenz nach und bestätigt so die aus der Mikrofazies-Verteilung angenommene Verteilung der Rampe.

- Die sedimentären Klimaindikatoren würden einen warmen Wasserkörper erwarten lassen. Im Zusammenhang mit Phosphatsedimentation oftmals angenommenes Upwelling von kaltem Wasser als Ursache für die heterozoe Karbonatfazies ist paläogeographisch konstruierbar, bleibt aber hypothetisch. Ebenso ist die Bildung von „warm saline bottom water“ entlang der Beckenränder möglich, das dann die Rampe flutete. Auffällig ist aber, dass eine heterozoe Faziesausbildung auch andere Phosphatbecken charakterisiert.
- Das in dieser Fallstudie entwickelte sequenzstratigraphische Modell sollte auch in anderen Becken mit heterozoe Faziesentwicklung, die immer durch eine unzureichende biostratigraphische Gliederung charakterisiert sind, eine bessere stratigraphische Auflösung erreichen.

Literaturverzeichnis

- ADAMS, J.E. & RHODES, M.L. (1960): Dolomitisation by seepage refluxion. - Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull., 44: 1912-1920; Tulsa .
- AHR, W. M. (1973): The carbonate ramp-an alternative to the shelf model. - Gulf Coast Assoc. of Geological Societies, Transactions, 23: 221-225.
- AIGNER, T. & BACHMANN, G. H. (1992): Sequence-stratigraphic framework of the German Triassic. - Sediment. Geol., 80: 115-135; Amsterdam.
- BACELLE, L. & BOSELLINI, A. (1965): Diagrammi per la stima visiva della composizione percentuale nelle rocce sedimentarie. - Sci. Geol. Paleont., 1/3: 59-62; Ferrara.
- BADIOZAMANI, K. (1973): The Dorag dolomitization model. - J. Sediment. Petrol., 43: 965-984; Tulsa.
- BASSLER, H. & REESIDE, J.B. (1921): Oil prospects in Washington County, Utah. - U.S. Geol. Surv., Bull., 726-C; Washington.
- BEAUCHAMP, B. & DEROCHEERS, A. (1997): Permian warm to very cold- water carbonates and cherts in northwest Pangea. - in: JAMES, N. & CLARKE, J. (ed): Cool-Water Carbonates.- SEPM, Spec. Publ., 56: 327-348; Tulsa
- BEHNKEN, F. H., WARDLAW, B. R. & STOUT, L. N. (1986): Conodont biostratigraphy of the Permian Meade Peak Phosphatic Shale Member, Phosphoria Formation, southeastern Idaho. - Contributions to Geology, University of Wyoming, 24: 169-190; Laramie.
- BESERRA, T. B. & DOROBEEK, S. L. (1995): Sequence-stratigraphic control on San Andres reservoirs in Atoka Field and its implication for other San Andres reservoirs in Eddy County, New Mexico. - SEPM, Annual Field Conference, Publ., 95/37: 63-75; Tulsa.
- BOND, G. KOMINZ, A. STECKLER, M. & GROTZINGER, J. (1989): Role of thermal subsidence, flexure and eustasy in evolution of early Paleozoic passive-margin Carbonate Platforms. - SEPM, Spec. Pub., 44: 39-62; Tulsa.
- BOREEN, T. & JAMES, N. (1993): Holocene sediment dynamics on a cool-water carbonate shelf, Otway, southeastern Australia. - Sed. Geol., 86: 547-588; Amsterdam.
- BOSELLINI, A. (1989): Dynamics of Tethyan carbonate platforms. - SEPM, Spec. Publ., 44: 3-14; Tulsa.
- BOUTWELL, J. M. (1907): Stratigraphy and structure of the Park City mining district. - Jour. Geol., 15: 434-458; Chicago.

- BOYD, D.W. (1993): Paleozoic history of Wyoming. - in: SNOKE, A. W., STEIDMANN, J.R. & ROBERTS, S.M. (eds.): *Geology of Wyoming*.- Geol. Surv. Wyoming, Mem., 5: 174-184; Laramie.
- BRANDLEY, R. T. & KRAUSE, F. F. (1997): Upwelling, thermoclines and wave-sweeping on an equatorial carbonate ramp: Lower Carboniferous strata of western Canada. - in: JAMES, N. & CLARKE, J. (eds.): *Cool water carbonates*. - SEPM, Spec. Publ., 56: 365-390; Tulsa.
- BRITTENHAM, M. D. (1973): Permian Phosphoria bioherms and related facies, southeastern Idaho. - Master Thesis, Univ. Montana: 213 pp.; Missoula.
- BURCHETTE, T. P. & WRIGHT, V. P. (1992): Carbonate ramp depositional systems. - *Sed. Geol.*, 79: 3-57; Amsterdam.
- CHAVE, K. (1967): Recent carbonate sediments - an unconventional view. - *Journal of Geological Education*, 15: 200-204.
- CHOWNS, T. M. & ELKINS, J. E. (1974): The origin of quartz geodes and cauliflower cherts through the silification of anhydrite nodules. - *J. Sediment. Petrol.*, 44: 885-903; Tulsa.
- COOK, P. J. (1969): The petrology and geochemistry of the Meade Peak Member of the Phosphoria Formation. - Ph.D. Thesis, University of Colorado: 204 pp.; Boulder.
- DARTON, N. H. (1910): A reconnaissance of parts of northwestern New Mexico and northern Arizona. - *U.S. Geol. Surv., Bull.*, 435: 88 pp; Washington.
- DICKSON, J.A.D. (1966): Carbonate identification and genesis as revealed by staining. - *J. Sediment. Petrol.*, 36: 491-505; Tulsa.
- DOELLING, H. H. (1980): Geology and mineral resources of Box Elder County, Utah. - *Utah Geol. and Mineral. Surv., Bull.*, 115: 251 pp.,; Salt Lake City.
- DUNHAM, R. J. (1969): Vadose pisolite in the Captain reef (Permian), New Mexico and Texas. - SEPM, Spec. Publ., 14: 182-191; Tulsa.
- DUNHAM, R. J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture. - *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem.*, 1: 108-121; Tulsa
- DÖRJES, J. & HERTWECK, G. (1975): Recent biocenoses and ichnocenoses in shallow-water marine environments. - in: FREY, R. W. (ed): *The study of trace fossils*: 460-468; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- EMERY, D. & MYERS, K. J. (eds.)(1996): *Sequence stratigraphy* – 197 pp.; Oxford (Blackwell).
- ENOS, P. & PERKINS, R. D. (1977): Quarternary sedimentation in south Florida. - *Geol. Soc. America, Mem.*, 147: 198 pp.; Boulder.

- ENOS, P. (1991): Sedimentary parameters for computer modeling. - in: FRANSEEN, E. K., WATNEY, W. L., KENDALL, C., G. St. C. & ROSS, W. (eds.): Sedimentary modeling: Computer simulations methods for improved parameter definition, Kansas Geol. Surv., Bull., 233: 63-99; Lawrence.
- ENZL, C. A. G. (1997): Geologische Kartierung in den zentralen Rocky Mountains im Bereich des "Black Mountain", Bighorn Mountains, Wyoming, USA. - Diplomkartierung: 65 pp; Univ. Bonn.
- EVAMY, B.D., SHERMAN, D.J. (1962): The application of chemical staining techniques to the study of diagenesis in limestones. - Proc. Geol. Soc. London, 1599: 102; London.
- FLÜGEL, E. (1978): Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken. – 454 pp; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- FLÜGEL, E. (1982): Microfacies analysis of limestones. – 633 pp.; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- FLÜGEL, E. (1985): Fazieslexikon. - Arbeitsunterlagen für einen Karbonat-Kompaktkurs, Univ. Erlangen.
- FOLK, R. L. (1962): Spectral subdivision of limestone types. - Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem., 1: 20-32; Tulsa.
- FOLK, R. L. (1965): Some aspects of recrystallisation in ancient limestones. - SEPM, Spec. Publ., 13: 14-48; Tulsa.
- FOLK, R.L., PITTMAN, J.S. (1971): Length-slow chalcedony: a new testament for vanished evaporites. - J. Sediment. Petrol., 41: 1045-1058; Tulsa.
- FRAZIER, W. J. & SCHWIMMER, D. R. (1987): Regional stratigraphy of North America. - 719 pp.; New York, London (Plenum Press).
- FRUTH, L. S., ORME, G. R. & DONATH, F. A. (1966): Experimental compaction in carbonate sediments. – Jour. Sed. Petrol., 36: 747-754; Tulsa.
- FRYBERGER, S. G. (1979): Eolian-fluviatile (continental) origin of ancient stratigraphic trap for petroleum, Weber Sandstone, Rangely oil field, Colorado. - The Mountain Geologist, 16: 1-16; Denver.
- FÜCHTBAUER H. (1988): Sedimente und Sedimentgesteine, 4. Ausg. - 1141 pp; Stuttgart (Schweizerbart).
- GOLDHAMMER, R.K. (1997): Compaction and decompaction algorithms. – SEPM, Spec. Publ, 67A: 26-35; Tulsa.
- GALLOWAY, W. E. (1989): Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: Architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. - Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull., 73: 125-142; Tulsa.

- GAMMON, P. R., JAMES, N. P. (2001): Palaeogeographical influence on Late Eocene biociliceous sponge-rich sedimentation, southern Western Australia. - *Sedimentology*, 48: 559-584; Oxford.
- GAMMON, P.R., JAMES, N.P. & PISERA, A. (2000): Eocene spiculites and spongolites in southwestern Australia: Not deep, not polar, but shallow and warm. *Geology*, 28: 855-858; Boulder.
- GARFIELD, T. R., HURLEY, N. F. & BUDD, D. A. (1992): Little Sand Draw oil field, Bighorn Basin, Wyoming: A hybrid dual porosity and single porosity reservoir in the Phosphoria Formation. - *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 76: 371-391; Tulsa.
- GILMOUR, E. H. & SNYDER, E. M. (1977): Permian bryozoans from the Gerster Formation, northeastern Nevada. - *Geol. Soc. America, Abstracts with Programs*, 9/4: 422-423; Boulder.
- GILMOUR, E. H. & WALKER, R. C. (1986): Bryozoans from the Phosphoria Formation (Permian), southeastern Idaho. - *Contributions to Geology, University of Wyoming*, 24: 191-209; Laramie.
- GINSBURG, R. N., JAMES, N. P. (1974): Holocene carbonate sediments of continental shelves. - in: BURK, C.A., DRAKE, C. L. (eds.): *The geology of continental margins*: 137-155; New York.
- GOLONKA, J. & FORD, D. (2000): Pangean (Late Carboniferous-Middle Jurassic) paleoenvironments and lithofacies. - *Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleoecol.* 161, 1-134. Elsevier, Amsterdam.
- GOLONKA, J., ROSS, M. I. & SCOTese, C. R.. (1994): Phanerozoic paleogeographic and paleoclimatic modeling maps. - In: EMBRY, A. F., BEAUCHAMP, B. & GLASS, D. J. (eds.): *Pangea: Global environments and resources*. - *Canad. Soc. Petrol. Geol., Mem.*, 17: 1-48; Calgary.
- GRAMMER, C. M. & GINSBURG, R. N. (1992): Highstand versus low-stand deposition on carbonate platform margins: insight from Quaternary foreslopes in the Bahamas. - *Mar. Geol.*, 103: 125-136; Amsterdam.
- HANDFORD, C. R. & LOUCKS, R. G. (1993): Carbonate depositional sequences and systems tracts - Response of carbonate platforms to relative sea-level changes. - in: LOUCKS, R. G. & SARG, J. F. (eds.): *Carbonate sequence stratigraphy - Recent developments and applications*, *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem.* 57: 3-41; Tulsa
- HARDIE, L. A., GINSBERG, R. N. (1977): Layering - the origin and environmental significance of lamination and thin bedding. - in: HARDIE, L. A. (ed): *Sedimentation on the modern carbonate tidal flats of northwest Andros Island, Bahamas*. Johns Hopkins University, *Studies in Geology*; 50-123; Baltimore.

- HARDIE, L. A., SMOOT, J. P. & EUGSTER, H. P. (1978): Saline lakes and their deposits: a sedimentological approach. - Spec. Publ. Intl. Assoc. Sediment., 2: 7-41; Amsterdam.
- HECKEL, P. H. (1974): Carbonate buildups in the geologic record - a review. - SEPM, Spec. Publ., 18: 90-154; Tulsa.
- HEGGIE, D. T., SKYRING, G. W., O'BRIEN, G. W., REIMERS, C., HERCZEG, A., MORIARTY, D. J. W., BURNETT, W. C. & MILNES, A. R. (1990): Organic carbon cycling and modern phosphorite formation on the East Australian continental margin: an overview. - Geol. Soc. London, Spec. Publ., 52: 87-117; London.
- HEINRICH, R. FREIWALD, A. BICKERT, T. & SCHÄFER, P. (1997): Evolution of an arctic open shelf carbonate platform, Spitzbergen Bank (Barents Sea). - in: JAMES, N. & CLARKE, J. J. (ed): Cool-water carbonates. - SEPM, Spec. Publ., 56: 163-184; Tulsa
- HERBIG, H.-G. & TRAPPE, J. (1994): Stratigraphy of the Subatlas Group (Maastrichtian - Middle Eocene, Morocco). - Newsl. Stratigraphy, 30: 1-42; Stuttgart.
- HERBIG, H.-G. (1991): Das Paläogen am Südrand des Hohen Atlas und im Mittleren Atlas Marokkos. Stratigraphie, Fazies, Paläogeographie und Paläotektonik. - Berliner geowiss. Abh. (A), 135: 289 pp.; Berlin.
- HESSE, R. (1989): Origin of Chert: Diagenesis of biogenic siliceous sediment. - in: McILREATH, I.A. & MORROW, D.W. (Ed.): Diagenesis. - Geoscience Canada Reprint Series, 4: 253-277; Ottawa.
- HINTZE, L. F. (1988): Geologic history of Utah. - Brigham Young University, Geology Studies, Special Publ., 7: 202 pp.; Provo/Utah.
- HOSE, R. K. & REPENNING, C. A. (1959): Stratigraphy of Pennsylvanian, Permian, and Lower Triassic rocks of the Confusion Range, west-central Utah. - Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull., 43: 2167-2196; Tulsa.
- HSÜ, K. J. & SCHNEIDER, J. (1973): Progress report dolomitization and hydrology of Abu Dhabi sabkhas, Arabian Gulf. - in: PURSER, B. H. (ed.): The Persian Gulf, 409-422 pp.; Berlin.
- HSÜ, K.J. & SIEGENTHALER, C. (1969): Preliminary experiments on hydrodynamic movement induced by evaporation and their bearing on the dolomite problem. - Sedimentology, 12: 11-25; Oxford.
- JAMES, N. & KENDALL, A. (1992): Introduction to carbonate and evaporite facies models. - In: WALKER, R. JAMES, N. (eds.): Facies Models - response to sea level change. - 265-276; Gloucester.
- JAMES, N. (1997): The cool-water carbonate depositional realm. - in: JAMES, N. CLARKE, J. (ed): Cool-water carbonates. - SEPM, Spec. Publ., 56: 1-22; Tulsa.

- JAMES, N. P. & BONE, Y. (1991): Origin of a cool-water, Oligo- Miocene deep shelf limestone, Eucla Platform, southern Australia. - *Sedimentology*, 38: 323-341; Oxford.
- JAMES, N. P. & BONE, Y. (2000): Eocene cool-water-carbonate and biosliceous sedimentation dynamics, St. Vincent Basin, South Australia. - *Sedimentology*, 47: 761-786; Oxford.
- JAMES, N. P. & CHOQUETTE, P. W. (1990): Carbonate diagenesis on the modern and ancient sea floor, meteoric diagenesis in the zone of mixed waters. - in: BLOY, G.R., HADLEY, M. G. (eds.): *The development of porosity in carbonate reservoirs*. - *Canad. Soc. Petrol. Geol., Short Course Note*: 1-63; Calgary.
- JAMES, N. P. (1979): Reefs. - in: WALKER, R. G. (ed): *Facies models*. - *Geoscience Canada Reprint Series*, 1: 121-132; Toronto.
- JOHNSON C. H. & BIGGS D. L. (1955): Differential Surface weathering of Bighorn Dolomite. - *J. Sediment. Petrol.*, 25: 222-225; Tulsa.
- JONES, B. & DESROCHERS, A. (1992): Shallow platform carbonates. in: WALKER, R. & JAMES, N. (eds.): *Facies Models - response to sea level change*. - 277-302; Gloucester.
- KENDALL, C. G. (1992): Evaporites. - in: WALKER R. G. & James, N. (eds.): *Facies models - response to sea level change*. - 409-433; Gloucester.
- KETNER, K. B. (1977): Late Paleozoic orogeny and sedimentation, southern California, Nevada, Idaho, and Montana. - in: STEWART, J. H., STEVENS, C. H. & FRISCHE, A. E.: *Paleozoic paleogeography of the western United States*: 363-369; Los Angeles.
- KING, C. (1876): Paleozoic subdivisions on the 40th parallel. - *American Journal of Science*, 3rd series: 475-482.
- KINGSTON, D. R., DISHROON, C. P. & WILLIAMS, P. A. (1983): Global basin classification system. - *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 67: 2175-2193; Tulsa.
- KIRKLAND, B.,L., LONGACRE, S., A. & STOUTD, E., L. (1999): The dynamic Capitan Reef; an image of an ancient reef and suggestions for future research. - *SEPM, Spec. Publ.*, 65: 161-173; Tulsa.
- LAMBOY, M. (1987): Genèse de grains de phosphate a partir débris de squelette d'échinodermes: les processus et leur signification. - *Bull. Soc. geol. France*, 8,3: 979-987; Paris.
- LAND, L.S., SALEM, M.R. & MORROW, D.W. (1975): Paleohydrology of ancient dolomites: geochemical evidence. - *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 59: 1602-1625; Tulsa.
- LASEMI, Z. & SANDBERG, P. A. (1984): Transformation of aragonite dominated lime muds to microcrystalline limestones. - *Geology*, 12: 207-226; Boulder.

- LEES, A. & BULLER, A. (1972): Modern temperate water and warm water shelf carbonate sediments contrasted. - *Marine Geol.*, 13: 1767-1773; Amsterdam.
- LEHMAN, U. & HILLMER, G. (1991): *Wirbellose Tiere der Vorzeit*. 283 pp; Stuttgart (Enke Verlag).
- LEINE, L. (1968): *Rauhwackes in the Betic Cordilleras, Spain*. - Diss., Univ. Amsterdam: 112 pp.; Amsterdam.
- LIEBAU, A. (1980): *Paläobathymetrie und Ökofaktoren: Flachmeer-Zonierungen*. - *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, 160: 173-216; Stuttgart.
- LOHMAN, K. C. & MEYERS, W. J. (1977): Microdolomite inclusions in cloudy prismatic calcites - a proposed criterion for former high magnesium calcites. - *Jour. sed. Petrol.*, 47: 1978-1088; Tulsa.
- MALIVA, R. G. & SIEVER, R. (1988): Mechanism and controls of silification of fossils in limestones. - *Jour. Geol.*, 96: 387-398; Chicago.
- MARTINDALE, W. & BOREEN, T. (1997): Temperature-stratified Mississippian carbonates as hydrocarbon reservoirs, examples from the foothills of the Canadian Rockies. - in: JAMES, N. & CLARKE, J. (ed): *Cool-Water Carbonates*. - *SEPM, Spec. Publ.*, 56: 391-410; Tulsa.
- MAUGHAN, E. K. (1964): The Goose Egg Formation in the Laramie Range and adjacent parts of southeastern Wyoming. - *U.S. Geol. Surv., Prof. Pap.*, 501-B: B53-B60; Washington.
- MAUGHAN, E. K. (1976): Organic carbon and selected element distribution in the phosphatic shale members of the Permian Phosphoria Formation, eastern Idaho and parts of adjacent states. - *U.S. Geol. Surv., Open-File Report*, 76-577; 92 pp.; Washington.
- MAUGHAN, E. K. (1994): Phosphoria Formation (Permian) and its resource significance in the Western Interior, U.S.A. - in: EMBRY, A. F., BEAUCHAMP, B. & GLASS, D. J. (eds.): *Pangea: Global environments and resources*, *Canad. Soc. Petrol. Geol., Mem.* 17: 479-495; Calgary.
- MENNING, M. (1995): A numerical time scale for the Permian and Triassic periods: An integrated time analysis. - in: SCHOLLE P. A., PERYT, T. M. & ULMER-SCHOLLE, D. S. (eds.): *Permian of northern Pangea, Vol. 1, Paleogeography, paleoclimates, stratigraphy*: 77-97; Berlin (Springer).
- MEYERS, W. J. (1980): Compaction in Mississippian skeletal limestones, southwestern New Mexico. - *Jour. Sed. Petrol.*, 50: 457-474; Tulsa.
- MILLER, D. H., GLICK, L. L. (1986): Geologic map of the Lemay Island quadrangle, Box Elder county, Utah. - *Utah geological and mineral survey*; Salt Lake City.
- MILLIMAN, J. D. (1974): *Marine carbonates, recent sedimentary carbonates, Part 1*. - 375 pp.; Berlin (Springer).

- McILREATH, I. A., MORROW, D. W. (1990): Diagenesis - general introduction. - in: McILREATH, I. A., MORROW, D. W. (eds.): Diagenesis. - Geoscience Canada Reprint Series, 4: 1-8; Ottawa.
- McKEE, E. D. (1938): The environment and history of the Toroweap and Kaibab Formations of northern Arizona and southern Utah. - Carnegie Institution of Washington, Publ., 492: 268 pp.; Washington.
- McKELVEY, V. E., WILLIAMS, J. S., SHELDON, R. P., CRESSMAN, E. R., CHENEY, T. M. & SWANSON, R. W. (1956): Summary description of Phosphoria, Park City, and Shedhorn formations in the Western Phosphate Field. - Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull., 40: 2826-2863; Tulsa.
- McKELVEY, V., WILLIAMS, J. S., SHELDON, R. P., CRESSMAN, E. R. & CHENEY, J. M. (1959): The Phosphoria, Park City and Shedhorn Formations in the Western Phosphate Field. - U.S. Geol. Surv., Prof. Pap., 313-A: 1-47; Washington.
- MÜLLER, A. H. (1978): Lehrbuch der Paläozoologie. Bd. 2, Teil 3. - 748 pp.; Jena (Fischer).
- NELSON, C. (1978): Temperate shelf carbonates in the Cenozoic of New Zealand. - Sedimentology, 25: 737-771; Amsterdam.
- NELSON, C. (1988): An introductory perspective on non-tropical shelf carbonates. - Sed. Geol., 60: 3-12; Amsterdam.
- NOLAN, T. (1935): The Gold Hill minig district, Utah. - U.S. Geol. Surv., Prof. Pap., 177: 1-57; Washington.
- O'BRIEN, G. W., MILNES, A. R., VEEH, H. H., HEGGIE, D. T., RIGGS, S. R., CULLEN, D. J., MARSHALL, J. F. & COOK, P. J. (1990): Sedimentation dynamics and redox iron-cycling: controlling factors for the apatite-glaucinite association on the East Australian continental margin. - Geol. Soc. London, Spec. Publ., 52: 61-86; London.
- OSLEGER, D. (1991): Subtidal carbonate cycles: Implications for allocyclic vs. autocyclic controls. - Geology, 19: 917-920; Boulder.
- PAULL, R. K. & PAULL, R. A. (1986): Epilogue for the Permian in the western Cordillera - a retrospective view from the Triassic. - Contributions to Geology, University of Wyoming, 24: 243-252; Laramie.
- PETERSON, J. A. (1984): Permian stratigraphy, sedimentary facies and petroleum geology, Wyoming and adjacent areas. - Wyoming Geological Association, Guidebook of the 35th Annual Field Conference: 25-64; Casper.
- POSAMENTIER, H. W. & JAMES, D. P. (1993): An overview of sequence-stratigraphic concepts: uses and abuses. - IAS, Spec. Publ., 18: 3-18.

- PRATT, B. R. JAMES, N. P. COWAN, C. A. (1992): Peritidal Carbonates. - in: WALKER, R. G., JAMES, N. P. (eds.): Facies Models, response to sea-level change. - 303-322; Gloucester.
- RAHIMPOUR, B. H., BONE, Y., MOUSSAVI, H. R. & TURNBULL, K. (1997): Geochemical comparison of modern cool-water calcareous biota, Lacedpede shelf, South Australia, with their tropical counterparts. - in: JAMES, N. P., CLARKE, J. A. D. (eds.): Cool-water carbonates, SEPM, Spec. Publ., 56: 77-91; Tulsa.
- RAO, P. C. (1996): Modern carbonates - tropical, temperate, polar. - 206 pp.; Howart, Tasmania.
- READ, J. F. (1985): Carbonate platform facies models. - Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull., 69,1: 1-21; Tulsa.
- READ, J. F. (1995): Overview of carbonate platform sequences, cycle stratigraphy and reservoirs in greenhouse and icehouse worlds. - in: READ, J. F., KERANS, C. & WEBER, L. J. (eds.): Milancovitch sea-level changes, cycles, and reservoirs on carbonate platforms in greenhouse and icehouse worlds, SEPM, Short Course, 35: 102 pp.; Tulsa.
- READ, J. F., OSLEGER, D. & ELRICK, M. (1991): Two-dimensional modeling of carbonate ramp sequences and component cycles. - in: FRANSEEN, E. K, WATNEY, W. L., KENDALL, C. G. & ROSS, W. (eds.) Sedimentary modeling - computer simulations and methods for improved parameter definition, Kansas Geol. Surv., Bull., 233: 473-488; Lawrence.
- RICHARDS, R. W. & MANSFIELD, G. R. (1914): Geology of the phosphate deposits northeast of Georgetown, Idaho. - U.S. Geol. Surv., Bull., 577: 76 pp.; Washington.
- RICHTER, D. K., FÜCHTBAUER, H. (1981): Merkmale und Genese von Brekzien und ihre Bedeutung im Mesozoikum von Hydra (Griechenland). - Z. dt. geol. Ges., 132: 451-501; Hannover.
- ROSS, C. A. & ROSS, J. R. P. (1987): Biostratigraphic zonation of Late Paleozoic depositional sequences. - Cushman Foundation, for Foraminiferal Research, Spec. Publ., 24: 151-161.
- SARG, J. F. (1988): Carbonate sequence stratigraphy. - SEPM Spec. Publ., 42: 155-181; Tulsa.
- SCHINDEL, D. E. (1980): Microstratigraphic sampling and the limits of paleontologic resolution. - Paleobiology, 6/4; 408-426; Washington.
- SCHLAGER, W. (1981): The paradox of drowned reefs and carbonate platforms. - Geol. Soc. America, Bull., 92: 197-211; Boulder.

- SCHÄFER, K. (1969): Vergleichs-Schaubilder zur Bestimmung des Allochemgehalts bioklastischer Karbonatgesteine. - N. Jb. Geol. Paläont., 1969/3: 173-184; Stuttgart.
- SHELDON, R. P. (1972): Phosphate deposition seaward of barrier islands at the edge of Phosphoria sea in northwestern Wyoming. - Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull., 56: 653; Tulsa.
- SHINN, E. A. (1983): Tidal flat environment. - in: SCHOLLE, P. A. , BEBOUT, D. G. & MOORE, C.H. (eds.): Carbonate depositional environments. - Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem., 33: 173-210; Tulsa.
- SHINN, E. A., ROBBIN, D. M. (1983): Mechanical and chemical compaction in fine grained shallow-water limestones. - J. Sediment. Petrol., 53: 595-618; Tulsa.
- SILBERLING, N. J., NICHOLS, K. M., MACKE, D. L. & TRAPPE, J. (1995): Upper Devonian-Mississippian stratigraphic sequences in the distal Antler foreland of western Utah and adjoining Nevada. - U.S. Geol. Surv., Bull., 1988-H: H1-H33; Washington.
- SORAU, J. & BILLINGSLEY, G. (1991): Members of the Toroweap and Kaibab Formations, Lower Permian, northern Arizona and southwestern Utah. - The Mountain Geologist, 28: 9-24; Denver.
- STANESCO, J. (1991): Sedimentology and cyclicity in the Lower Permian De Chelly Sandstone on the Defiance Plateau: eastern Arizona. - The Mountain Geologist, 28-4: 1-11; Denver.
- STEMMERIK, L. (1997): Permian (Artinskian-Kazanian) cool-water carbonates in North Greenland, Svalbard and the western Barents Sea. - in JAMES, N. & CLARKE, J. (eds.): Cool-Water Carbonates. - SEPM, Spec. Publ., 56: 349-364; Tulsa.
- THORNBURG, J. M. (1990): Petrography and sedimentology of a phosphatic shelf deposit: The Permian Shedhorn Sandstone and associated rocks in southwest Montana and northwest Yellowstone National Park. - Ph.D. Thesis, University of Colorado, 620 pp.; Boulder.
- TRAPPE, J. (1989): Das marine Alttertiär im westlichen Hohen Atlas – Mikrofazies, Paläogeographie, Phosphoritgenese. – Thesis, 219 pp; Bonn.
- TRAPPE, J. (1991): Stratigraphy, facies distribution and paleogeography of the marine Paleogene from the Western High Atlas, Morocco. - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 180: 279-321; Stuttgart.
- TRAPPE, J. (1992a): Facies zonation and spatial evolution of carbonate ramp: Marginal Moroccan phosphate sea during the Paleogene. - Geol. Rdsch., 81/1: 105-126; Stuttgart.
- TRAPPE, J. (1992b): Mechanisms of phosphate formation on the northwestern margin of Pangea. - IAS, 13th Regional Meeting on Sedimentology, Abstracts (Supplement): 2 pp.; Jena.

- TRAPPE, J. (1992c): Paläogeographie und Akkumulationsprozesse klastischer Phosphatlagerstätten am Beispiel der Phosphoria Formation (PRC, Perm, USA) - Die Erweiterung eines Lagerstättenkonzepts. - unpubl. DFG-Report, VIII+126 pp.; Bonn.
- TRAPPE, J. (1994): Pangean phosphorites - ordinary phosphorite formation in an extraordinary world? - in: BEAUCHAMP, B., EMBRY, A. & GLASS, D.: Carboniferous to Jurassic Pangea, *Canad. Soc. Geol., Mem.*, 17: 469-478; Calgary.
- TRAPPE, J. (1998): Phanerozoic phosphorite depositional systems A dynamic model for a sedimentary resource system. - *Lecture Notes in Earth Science*, 76: 316 pp; Berlin, Heidelberg (Springer).
- TRAPPE, J. (in Press): Nomenclature system for granular phosphate rocks according to depositional texture. - *Sediment. Geol.*, Amsterdam.
- TUCKER, M. E. & WRIGHT, V. P. (1990): *Carbonate sedimentology*. - 498 pp.; Oxford (Blackwell).
- TUCKER, M. E. (1991): *Sedimentary petrology*. - 272 pp.; Oxford (Blackwell).
- USDOWSKI, H. E. (1967): *Die Genese von Dolomiten in Sedimenten*. - 95 pp.; Berlin.
- VAIL, P. R., MITCHUM jr., R. M. & THOMPSON III, S. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 4: Global cycles of relative changes of sea level. - *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem.*, 26: 83-97; Tulsa.
- WARDLAW, B. R. & COLLINSON, J. W. (1978): Stratigraphic relations of Park City Group (Permian) in eastern Nevada and western Utah. - *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 62/7: 1171-1184; Tulsa.
- WARDLAW, B. R. & COLLINSON, J. W. (1979): Biostratigraphic zonation of the Park City Group. - *U.S. Geol. Surv., Prof. Pap.*, 1163-D: 17-22; Washington.
- WARDLAW, B. R. & COLLINSON, J. W. (1986): Paleontology and deposition of the Phosphoria Formation. - *Contributions to Geology*, University of Wyoming, 24: 107-142; Laramie.
- WARDLAW, B. R. (1977): The biostratigraphy and paleoecology of the Gerster Limestone (Upper Permian) in Nevada and Utah. - *U.S. Geol. Surv., Open-File Report*, 77-470; 125 pp.; Washington.
- WARDLAW, B. R. (1979): Transgressions of the Retort Phosphatic Shale Member of the Phosphoria Formation (Permian) in Idaho, Montana, Utah, and Wyoming. - *U.S. Geol. Surv., Prof. Pap.*, 1163-A: 1-4; Washington.
- WARDLAW, B. R. (1980): Middle-Late Permian paleogeography of Idaho, Montana, Nevada, Utah, and Wyoming. - in: FOUCH, T. D. & MAGATHAM, E. R.: *Paleozoic paleogeography of west-central United States*: 353-361; Denver.

- WARDLAW, B. R., COLLINSON, J. W. & MAUGHAN, E. K. (1979a): Stratigraphie of Park City Group equivalents (Permian) in southern Idaho, northeastern Nevada, and northwestern Utah. - U.S. Geol. Surv., Prof. Pap., 1163-C: 9-16; Washington.
- WARDLAW, B. R., COLLINSON, J. W. & MAUGHAN, E. K. (1979b): The Murdock Mountain Formation: A new unit of the Permian Park City Group. - U.S. Geol. Surv., Prof. Pap., 1163-B: 5-8; Washington.
- WARDLAW, B. R., SNYDER, W. S., SPINOZA, C. & GALLEGOS, D. M. (1995): Permian of the Western United States. - in: SCHOLLE, P.A., PERYT, T. M. & ULMER-SCHOLLE, D. S. (eds.): The Permian of northern Pangea, Vol. 2; Sedimentary basins and economic resources: 23-40; Berlin (Springer).
- WELSH, J. E., STOKES, W. L. & WARDLAW, B. R. (1979): Regional stratigraphic relationships of the Permian "Kaibab" or Black Box Dolomite of Emery high, central Utah. - Four Corners Geol. Soc. Guidebook., 9th Field Conference: 143-149; Durango.
- WHALEN, M. (1995): Barred basins, a model for eastern ocean basin carbonate platforms. - *Geology*, 23: 625-628; Boulder.
- WIGNALL, P. B. (1991): Model for transgressive black shales? - *Geology*, 19: 167-170; Boulder.
- WILSON, J. L. (1975): Carbonate facies in geologic history. - 471 pp., 183 Abb., 30 Taf.; New York, Heidelberg, Berlin (Springer).
- WRIGHT, V. P. (1992): Speculations on the controls on cyclic peritidal carbonates: icehouse versus greenhouse eustatic cycles. - *Sed. Geol.*, 76: 1-5; Amsterdam.
- YOCHELSON, E. L. & FRAZIER, G. D. (1973): Interpretation of depositional environment in the Plympton Formation (Permian), southern Pequop Mountains, Nevada, from physical stratigraphy and a faunule. - U.S. Geol. Surv., Jour. Research, 1: 19-32; Washington.
- YOCHELSON, E. L. (1963): Paleoecology of the Permian Phosphoria Formation and related rocks. - U.S. Geol. Survey, Prof. Paper, 475-B: B123-B124; Washington.
- YOCHELSON, E. L. (1968): Biostratigraphy of the Phosphoria, Park City, and Shedhorn Formation. - U.S. Geol. Surv., Prof. Pap. 313-D: 571-660; Washington.
- ZIEGLER, B. (1998): Einführung in die Paläobiologie Teil 3: Spezielle Paläontologie. - 666 pp.; Stuttgart (Schweizerbart).

Danksagung

Bedanken möchte ich mich bei Herrn Professor Vondra an der Iowa State University (ISU) für die Möglichkeit, das ISU Fieldcamp in Wyoming und die Einrichtungen an der ISU in Ames, Iowa, zu nutzen. Ohne seine Einladung und logistische Hilfe wäre diese Arbeit nicht möglich gewesen.

Für die finanzielle Unterstützung bedanke ich mich beim Deutschen Akademischen Austauschdienst für ein sorgenfreies Jahr in den USA, bei der Bernd Rendl Stiftung für die Unterstützung beim Erwerb eines Geländewagens, bei der Deutschen Forschungsgemeinschaft für die Anstellung während meiner Arbeiten in Bonn und bei der Universität Bonn für das Graduiertenabschlussstipendium.

Den Mitarbeitern des Geologischen Instituts in Bonn gilt mein Dank für die Unterstützung in Bezug auf Räumlichkeiten, die Nutzung der Ausstattung und die Möglichkeit zu Diskussionen. Vor allem erwähnen möchte ich Rainer Schwarz und Mark Phillipich, die mir bei der Anfertigung der vielen Dünnschliffe geholfen haben.

Dankbar bin ich Ana und meinen Freunden Britta und Markus, die mich durch manch schwere Stunde, besonders am Ende dieser Arbeit, geführt haben.

Mein besonderer Dank gilt meinem Lehrer Jörg Trappe für seine beispielhafte und unermüdliche Unterstützung während der Entstehung dieser Arbeit. Ihm habe ich letztendlich auch den unvergesslichen Geländeaufenthalt im Great Basin zu verdanken.

Verzeichnis der Anlagen

- Profil Blue Diamond, Clark County, Nevada
- Profil Butte Mountain, White Pine County, Nevada
- Profil Cedar Mountains 1, Tooele County, Utah
- Profil Cedar Mountains 2, Tooele, Utah
- Profil Confusion Range
- Profil Dog Vally, Millard County, Utah
- Profil Grouse Creek, Box Elder County, Utah
- Profil Gerster Gulch, Tooele County, Utah
- Profil Grayback Hills, Tooele County, Utah
- Profil Hogup Mounatins 1, Box Elder County, Utah
- Profil Hogup Mountains 2, Box Elder County, Utah
- Profil Lemay Island, Box Elder County, Utah
- Profil Mill Creek Canyon, Salt Lake County, Utah
- Profil Morgan Hill, Elko County, Nevada
- Profil Mineral Mountains, Beaver County, Utah
- Profil Murdock Mountain, Elko County, Nevada
- Profil Mount Nebo, Juab County, Utah
- Profil Medicine Range, White Pine County, Nevada
- Profil Pequop Mountains, Elko County, Nevada
- Profil Spanish Fork, Utah County, Utah
- Profil Virgin River Gorge, Mohave County, Arizona
- Profil Whitmore Canyon, Mohave County, Arizona
- Legende zu den Geländeprofilen

Toroweap Fm

80			Packs/Ruds, s, S ns, PsM	◆ psi	dichtg. Crino- Bio-Pack- bis Rudstone	X	
70			Muds, MM, s	DM, sn, psi ◆	evaporitischer Mudstone		X
60	BD6a,b		Packs/Ruds, s, ns, PsM	z.T DM ◆ z.T. psi	Bio- Pack- Rudstone	X	kalzitische Biogene, dolomitische Matrix
50	BD6		Packs/Ruds, s, ns, PsM, PP	z.T DM ◆	dichtg. Bio-Pack- bis Rudstone	X	Chertknollen enthalten weniger/ stärker aufgearbeitete Bioklasten und sind Matrixgestützt Biogene sind kalzitisch
40	BD5a,b		Packs/Ruds, s, S ns, PsM	◆ psi	dichtg. Crino- Bio-Pack- bis Rudstone	X	Bioklasten sind stark aufgearbeitet
30	BD4d BD4c BD4a,b		PsM, s,S, ns, z.T. //, B	DM, psi ◆	Mud/Wackes Bio-Packstone		
	BD4		Mudst, PsM, s, z.T. // Packs, PsM, ns Mudst. bis Wackest., PsM, s,S, ns, z.T. //, B	DM, ◆ sn z.T. DM DM, psi ◆ z.T. sIB	Mudstone Packstone sand, Mud-Wackestone	X	X? X?
20	BD2b,3,a		Packs, PsM/MM, s, ns, B, PP	z.T. DM, z.T. psi ◆ z.T. sIB	Crino- Bio-Packstone	X	meist kalzitische Biogene und dolomitische Matrix
10	BD2a BD2		PsM, B, Fsp	DM ◆	sandiger Siltstein		X? X?
0	BD1,a		WackeS, PsM, B, p, G	DM, sn, p	sandig. Pel-Wackestone sandiger Siltstein		X? X?

Profil Butte Mountains

Lokalität: Butte Mountains, White Pine County, NV

Profilmeter 0 bei ca. N 36.98510° W 113.67860° (WGS84)

Profilmeter 330 bei ca. N 36.98620° W 113.67954° (WGS84)

Formation Alter	Verwitterungsprofil Sedimentstrukturen Lithologie	Probe, Photo, Dünnschliff	Lithologie (Handstück) Fossilinhalt, Partikel	Mikrofazies	Diagenese	Lithofaziestyp Mikrofaziestyp	tiefes Subtidal	flaches Subtidal	Intertidal	Supratidal/ Lagunär	Sonstiges
Gerster Limestone	330-300	BM19_a,b		ns	KM, KB, psiM	Fein/ Mikroschill/ Packstone		X			stark neomorph
	290-280			PsM, ns	KM,KB+psiB	Bio-Pack/ Rudstones		X			
	270-260	BM18a		PsM(MM), ns, pp	KM,KB, z.T.PM?	dichtg. Bryo-Bio- Packstone		X			z.T. ausgewaschene Matrix
	270-255	BM18		PsM, ns	KM,KB	Bio-Pack/ Rudstone		X			z.T. massenhaft ganzschalige Produktus und untergeordnet Spirifer
	255-240							X			schlecht aufgeschlossen, wahrscheinlich BioPackstones ähnlich m 175-230
	230-220	BM17				div. Bio- Packstone		X			
	220-215	BM16_a		ns	siM,siB	div. Bio-Pack/ Rudstone		X			stark neomorph
	215-210	BM16b			KM,KB	div. Bio- Packstone		X			
	210	BM16_g,d		ns	siM+KM, siB+KB	div. Bio- Packstone		X			stark neomorph

Plympton Formation

200	BM15_a		PsM, ns	KM,KB,psiB, z.T. PH	->	X	Brachiopoden-Bio-Rudstone
190							
180	BM13c, 14a		PsM(MM+SM?), ns, B, kom	KM,KB, z.T. PB		X	dichtgepackter-Bio-Pack/Rudstone, z.T. ausgewaschene Matrix
170	BM36a, 13b BM35 BM35_a,b,c BM34_b,c		PsM (SM+MM?), ns PsM(SM?), s, pp, ws PsM, s, S, ch PsM, s, ch, pp, B	KM,KB,syn, psiB+PH KM,KB KM KM	-> -> -> ->	X X?	dichtgepackter-Bio-Pack/Rudstone Feinschill-Pel-Pack/Grainstone, stark neomorph sehr stark neomorph, angedeutete Feinschichtung
160	BM13 BM12c,d,e BM34_a BM32_a,b BM32_c,d BM31_a,b BM30b,c BM30_a		s, pp, so, B s, pp, so, B MM, s, pp, B PsM, s, pp s, ch, CH PsM, s, ch s, S, ch, CH, K s, B	DM+psiM siM+DM KM KM KM KM, PO psiM+DM KM siM+DM	-> -> -> -> -> -> -> ->	X? X? X? X? X? X? X?	spikulitischer Mudstone/Spikulit Feinschill-Intraklast-Packstone (cm Mächtiges Bänkchen) spikulitischer Mudstone/Spikulit Feinschill-Packstone, Feinschichtung Packstone?, sehr stark neomorph unreifer Grobsand bis Feinkies Mudstone mit Fenstergefüge?, Rauwacke? unreifer Fein/Grobsand mit Feinkiesinkornlagen unreifer Fein/Grobsandstein mit Packstonelage?, z.T. Feinkies spikulitischer Mudstone, Feinschichtung, stark neomorph, dünnplattiger Bruch
150							
140							
130	BM29a BM29		PsM, ws, s, S PsM, s, S, so, pp	KM,KB KM,KB	-> ->	X X	Feinschill-Pel-Pack/Grainstone, angedeutete Feinschichtung Pel-Bio-Grainstone, neomorpher Zement A+B
120	BM28d,e BM28b,c BM28a BM28 BM27c,d BM27,a		PsM, s, pp. PsM, s PsM, s, pp, ch PsMp,S, K, ch, CH PsM, s, S, K	KM+PM? KM DM DM siM DM	siltg.Mudst./ Mikroschill- Packstone? siltg.Mudst./ Mikroschill- Packstone? siltg.Mudst./ Siltstein Grobsand/ Feinkies Chert	X? X? X? X? X?	angedeutete Feinschichtung schlecht aufgeschlossen, hier kommen nur plattig brechende Lesesteine wie 28b,c,d,e vor Feinschichtung, plattiger Bruch Körner sind subangular (Sand) bis gerundet (Kies) Lösungsbrekzie?
110	BM26 (Lesestein) BM8b BM25,a,b		PsM, ns	KM, KB DM, DB	Bio-Pack/ Rudstone Chertbreckzie Wacke/ Packstone?	X? X?	sehr stark neomorph
100							
90							
80	BM8a BM8			DM DM	Dolosparit Dolosparit	X? X?	sehr stark neomorph, Bio-Wacke/Packstone? sehr stark neomorph, Pel-Packstone?
70	BM24_a BM7a,b BM7 BM6 BM6a BM6b BM6c			DM DM DM+siM siM, siB DM	Dolosparit Breckzie -> -> Dolosparit	X? X? X? X?	sehr stark neomorph, Feinschill-Packstone? Dolosparitbruchstücke bis 2 cm, Lösungsbrekzie?, Störung? Bio-WackePackstone, z.T. breckziert, stark neomorph Feinschill-Bio-Packstone?, sehr stark neomorph
60							

Profil Cedar Mountains 1

Lokalität: Cedar Mountains, Tooele County, UT

Profilmeter 0 bei ca. N 40° 33,855'W 112° 56,375' Profilmeter 146 bei ca. N 40° 33,76'W 112° 56,53'
 " 160 bei ca. N 40° 34,3'W 112° 57,145' Profilmeter 188 bei ca. N 40° 34,39'W 112° 57,125'
 " 190 bei ca. N 40° 34,285'W 112° 57,265' Profilmeter 454 bei ca. N 40° 34,36'W 112° 57,69' (WGS 84)

Formation Alter	Verwitterungsprofil Sedimentstrukturen Lithologie	Probe, Photo, Dünnschliff	Lithologie (Handstück) Fossilinhalt, Partikel	Mikrofazies	Diagenese	Lithofaziestyp		tiefes Subtidal	flaches Subtidal	Intertidal	Supratidal/ Lagunär	Sonstiges	
						Mikrofaziestyp	Mikrofaziestyp						
Gerster Limestone	450	CM125 _a		PsM	DM	Packstone?			X?			sehr stark neomorph	
	430	CM124 _a		PsM, s, PP, ns	DM	Bio-Packstone			X			sehr stark neomorph	
	425	CM123 _a		PsM, ns	DM	Packstone?			X?			stark neomorph, synsedimentäre Breckzierung?	
	410	CM122 _a		PsM, s, B	DM, psi	Siltstein/silt. Mudstone			X				
	400	CM122		ns	DM	dichtg. Bryo Bio-Packst-			X				
	380	CM121 _a		PsM, s, PP, ns	DM, psi	Packstone?			X			sehr stark neomorph	
	380	CM121				Bio-Packstone			X			z.T. sehr stark neomorph	
	375	CM120 _b				Chert							
	375	CM120 _a		ns	DM	dichtg. Bio-Packstone			X			stark neomorph	
	370	CM120		PsM, ns, s, B	DM, psiM, psiB	divers. Bio-Packstone			X			stark neomorph	
	350	CM119 _b				Dolosparit						X?	dieser Bereich ist sehr stark alteriert, z.T. breckziert und von vielen Störungen durchzogen. Reste von Zweischälern und Crinoiden sind selten, möglicherweise Lösungsbrekzien
	340	CM119 _a		ch	DM, psi								
	330	CM119		ch	DM, psi					X?			

Plympton Forma

Mead Peak Member

320		CM118b		DM	Dolosparit/ Bio-Packst?	X?			sehr stark neomorph, plattiger Bruch
310		CM118a CM118		PsM, ch siM DM, psiM	Chert Dolosparit	X?			sehr stark neomorph
290		CM117		DM	siltg. Dolosparit	X?			dünnplattiger Bruch
280		CM116b CM116a CM116		PsMM, B DM PsM, ns, s	Siltstein/ silt. Mudstone Dolosparit Feinschill- Packstone	X? X? X?		X	angedeutete Feinschichtung ist z.T. durch Bioturbation aufgehoben sehr stark neomorph
270		CM115c,d CM115b CM115a		DM PsM, ns	Bio- Wacke-/ Packstone Crino- Bio- Packstone	X X		X	stark neomorph stark neomorph
260		CM115 CM114b CM114a CM106c CM106b CM106a CM106 CM105c CM105b		PsM, ns PsM, ns, B DM DM, psi DM DM DM DM PP, s	Bio- Packstone? Bio-Wacke/ Packstone Dolosparit Wackestone Bio-Wacke/ Packstone Bio- Wackestone dolomit- Siltstein	X X X X X X X X X		sehr stark neomorph stark neomorph stark neomorph stark neomorph stark neomorph dünnplattiger Bruch	
250		CM105a CM105 CM104a,b		PP, B, s DM+PM	Chert Dolo- Mudstone Chert	X? X X?			Chert mit cm mächtigen dolomitischen Lagen wie CR105 dünnplattiger Bruch dünnplattiger Bruch dünnplattiger Bruch
240		CM104		SiO ₂ M, s	siM, z.T.DM Wackestone?	X? X?			stark neomorph
230		CM103d CM103c CM103b		ns, PP ns, PP	PM, psi PM, psi	X? X?	X	X	Lithoklasten bestehen aus aufgearbeitetem Phosphatgestein Lithoklasten bestehen aus aufgearbeitetem Phosphatgestein
220		CM103a CM103 CM102b,c,d CM102a CM101b CM101a		ns, PP ns, PP s PsM, s	PM, psi siM DM, psi	X? X? X? X? X? X?	X	X	Siltstein/ siltg. Mudst. Chert Siltstein/ siltg. Mudst. Phos-Oo- Litho- Packstone Chert siltg. Chert siltg. Mudst. Dolosparit
210		CM100b CM100a				X? X?			
190		CM113c,d CM113a,b CM113 CM112b		PsM, PP so, B PsM, ws, B	DM, psi siM+PM DM	X X X	X	X	stark neomorph, angedeutete Feinschichtung Gestein besteht zu >90% aus phosphatischen Ooiden Gestein besteht zu ca. 60% aus phosphatischen Ooiden Schalenreste sind nur als Kalzitpartigefüllte Molds erhalten

Grandeur Formation

180	CM112,a CM111c CM111b CM111a		PsM, ns	DM	Packstone	X		stark neomorph	
	CM111		PsM, s, PP	DM	Siltiger Dolomit/ Siltstein	X?		kryptokristalline Phosphatminerale sind in welligen <1 mm Lagen angereichert plattiger Bruch	
170	CM110b,c CM110,a CM109a,b CM109 CM108		PsM, ns	DM, psiB	siltiger Dolomit/ Siltstein	X		stark neomorph	
	CM107a,b		PsM, s, B, PP	DM	Siltstein Dolosparit	X? X?		sehr stark neomorph	
Übergang unklar									
150	CME9,a		PsM, ns, B	DM, psiB	divers. Bio-Packstone	X		stark neomorph	
140	CME9b		PsM, ns	DM, psiB	Brach-Packstone	X		massenhaft Schalenreste	
130			PsM, ns	DM, psiB	divers. Bio-Packstone	X		stark neomorph	
120	CME8		PsM, ns	DM, psiB	Bio-Crino-Wacke-Packstone	X		stark neomorph	
	CME7,a,b,c,d,e		PsM, ns	DM, psiB	Crino-Packstone Brach-Packstone Crino-Wacke-Packstone	X X X		stark neomorph stark neomorph stark neomorph	
110			PsM, ns	DM, psiB	Bio-Wacke-Packstone	X		massenhaft Chertknollen	
	CME6,a		PsM, s, PP, ns	DM, psiM, psiB	Bio-Wacke-Packstone	X		wenig Chertknollen	
100			PsM, ns, s, PP	DM, psiB	Brach-Packstone	X		stark neomorph, Biogene sind stark aufgearbeitet	
90			PsM, ns, s, B?	DM	si			stark neomorph	
80	CME5b		PsM, ns, s, PP	DM, psiB	Bio-Wackestone	X		stark neomorph	
	CME5a		SiO ₂ M, ws	si	div. Bio-Packstone	X		stark neomorph	
70	CME5		SM, ws	DM+KM, DB+KB	Crino-Grainstone		X	stark neomorph	
60	CME4,a,b		PsM, ns, PP, s, B?	DM, psi	Bio-Packstone	X		stark neomorph	
	CME3e		PsM, ns, PP, s, B	DM	Bio-Wacke-Packstone	X		stark neomorph	
	CME3d		PsM, ns, PP, s, B?	DM	Bio-Packstone	X		stark neomorph	
	CME3c		PsM, ns, PP, s, B	DM	Dolosparit	X?		stark neomorph	
	CME3b		PsM, PP, s, B?	DM	Chert	X?		stark neomorpher Bio- Wacke/Packstone? gebändert, andeutungsweise Feinschichtung	
	CME3a		PsM, PP, s, B	DM	siltiger-Dolo-Mudstone	X?		z.t. Feinschichtung	

Diamond Creek Ss

30		CME2.a,b		PsM, s, PP, B, ns	DM, DB, psiM, psiB	divers. Bio-Wacke-Packstone	X	stark neomorph
20		CME1b,c		SiO ₂ M, s, S		Chert Dolospart silt.-Feinss.		gebändert stark neomorph, Feinschichtung
10		CME1a		PsM, B, ws, s, S	DM	silt.-Feinss. siltiger-Feinsands.		
0		CME1		PsM, ns, s, S	DM+KM	fein-grob-Sandstein		z.T. plattiger Bruch, vereinzelt Schrägschichtungskörper bis 10 cm

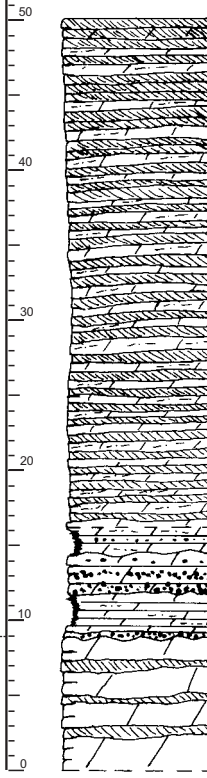
Profil Cedar Mountains 2

Lokalität: Cedar Mountains, Tooele County, UT

Profilmeter 0 bei ca. N 40° 40,795' W 112° 57,545' (WGS84)
 " 180 bei ca. N 40° 40,845' W 112° 57,72'

Formation Alter	Verwitterungsprofil Sedimentstrukturen Lithologie	Probe, Photo, Dünnschliff	Lithologie (Handstück) Fossilinhalt, Partikel	Mikrofazies	Diagenese	Lithofaziestyp Mikrofaziestyp	tiefes Subtidal	flaches Subtidal	Intertidal	Supratidal/ Lagunär	Sonstiges
Plympton Formation	180		CM25,a		DM	Brekzie	X?			X?	Cherts, Siltsteine und Dolosparite, z.T. Feinschichtung erkennbar, Cherts enthalten z.T. massenhaft Schwammadeln
	170				DM	Brekzie	X?			X?	Synseimantärer oder postsedimentärer Ursprung der Brekzien unklar. Weder im Liegenden noch im Hangenden ist Gestein aufgeschlossen ist. Chert, Siltsteine und Dolosparite, z.T. Feinschichtung erkennbar Komponenten haben Durchmesser bis 20 cm
	150		CM24 CM23		DM	Chert brekzie	X?			X?	überwiegend Chertbruchstücke bis 10cm, wenig Dolosparitbruchstücke
	140					Dolosparit	X?				
	130		CM22		PsM	DM	Dolosparit	X??			stark neomorph
Mead Peak Member	110		CM21a	PsM, s, PP	DM	Dolo- Mudstone+ Chertlagen	X?				stark neomorph
	90		CM21	PsM+SiO ₂ M, s	DM, siM	dolom.- Siltstein+ Chertlagen	X?				stark verkieselt, stark neomorph
	60		CM20			Chert+ Dolosparit+	X?				

Grandeur



CM19					X		
CM18.g	☉	PsM+PM, s	DM, PM	silt.-"Dispers Phosphate"-Mudstone	X		
CM17.a							
CM16.a	☉	PsM+PM, ns, B	DM+PM	"Dispp.Phos" Mudstone	X		
CM15	☉			"Dispp.Phos" Mudstone	X		
CM14	☉			Phosilitho-Packstone		X	
CM13.a	☉	PM+PsM, s, B	PM+DM	"Dispp.Phos" Packstone	X		
CM12	☉			Mudstone			
CM11	☉	SiO.M+PM, ns	si	Mudstone / Phosilitho-Packstone	X?		
CM10.g	☉	PSM, ns, B	DM, DB	Dolospant (Mud-Wackest.?)	X?		
CM9	☉	PsM., B?	DM, DK, psi	Dolospant (Mudstone?)	X?		

Abfolge von siltigen Mudstones, siltig phosphatischen Mudstones, Siltsteinen und Chertlagen, Bankung 10-20 cm, wellige Schichtflächen, Gestein ist stark neomorph

eingestreute Phosphatkörner (Einkornlagen)

Abfolge von Phosphatlithoklasten Pack.-bis Wack/Mudstones (gradierte Schichtung), erosiver Kontakt zur liegenden Einheit, Phosphatlithoklasten bestehen z.T. aus kleineren P.-Lithoklast.

dünnplattiger Bruch

hochenergetisch, Phosphatlithoklasten wie m 12-14,5, erosiver Kontakt zur liegenden Einheit

Feinschichtung? -> Bioturbation?, sehr stark neomorph

sehr stark neomorph

Profil Confusion Range

Lokalität: Confusion Range, Millard County, UT

Profilmeter 0 bei ca. N 39° 20.765' W 113° 44.193' (WGS84)

" 350 bei ca. N 39° 20.255' W 113° 43.381'

" 360 bei ca. N 39° 19.340' W 113° 43.040'

" 640 bei ca. N 39° 15.530' W 113° 43.204'

Formation Alter	Verwitterungsprofil Sedimentstrukturen Lithologie	Probe, Photo, Dünnschliff	Lithologie (Handstück) Fossilinhalt, Partikel	Mikrofazies	Diagenese	Lithofaziestyp Mikrofaziestyp	tiefer Subtidal	flaches Subtidal	Intertidal	Supratidal/ Lagunär	Sonstiges
Thanes F.	640		CR16_a Ammonitenreste, 	PsM, ns, s	KM, KB	Bio-Packstone		x			plattiger Bruch
	630		CR39_a CR15a 	MM/PsM, sPP	DM?, KK, psi	Mikroschill-Packstone					unregelmäßige mittelgroße SparitXX bilden ein korngestütztes Gefüge. SparitXX zeigen selten Gitterstruktur (Crinoiden) SparitXX-> stark neomorpher Mikroschill? Chertknollen enthalten oft viele Schwammnadeln
	620										
	610		CR15 	SiO ₂ M,	siM, DB	Chert Bio-Wackestone?		x			
	600		CR14_a 		DM+KM, KB	div. Bio-Packstone		x			enthält viel Mikroschill
	590		CR13_a 	PsM, s, PP, PH	DM+KM, KB, psiB	div. Bio-Packstone		x			selten Biokomponenten > 0,2 mm ->, sehr viel Mikroschill
	580		CR12a_b CR12 	MM, s, PP, B	DM+KM, KB, z.T. psi	div. Bio-Wacke-Packstone		x			wenig Biokomponenten > 0,2 mm -> sehr viel Mikroschill plattiger Bruch
	570					Chert Kalkstein					stark neomorph, stark verkieselt
	560		CR11c_d 	MikroschillM?, ns, PP, PH, s	Km, KB, z.T. DM, z.T. phosphatisierte Biogene, psi	Mikroschill-Packstone? phosphat. Bio-Wackestone		x			vereinzelt cm mächtige korngestützte Schilllagen selten Biokomponenten > 0,2 mm -> Mud Wackezone
	550		CR11_a_b 	MM bis PsM, ns, s	KM, syn. z.T. phosphatisierte Biogene	Bio-Wackestone		x			selten cm mächtige korngestützte Schilllagen
	540				ns	KM, KB	div. Bio-Pack-Rudstone		x		ganzschalige Produktus + Spirifer
	530				ns	KM, KB	div. Bio-Pack-Rudstone		x		ganzschalige Produktus + Spirifer
520		Cr10			Chert		X?				

Gerster Formation

510							
500							
490			ns	KM, KB	div. Bio-Packstone	X	
480							
470							
460	CR9		SiO ₂ M, ns, s, z.T.//, PH	siM, z.T. DM	div. dichtg. Bio-Packstone	X	ganzschalige Produktus + Spirifer
450				KM, KB	div. Bio-Packstone	X	
440	CR8.a		SiO ₂ M, ns, z.T.//	siM+ DM	div. Bio-Packstone	X	ganzschalige Produktus + Spirifer
430			ns		Chert (div. Bio-Pack-Rudst.)	X?	
420	CRZ.a CR6.a,b		MM, ns, s, PP, PH, //	KM, KB, z.T. DM	div. dichtg. Bio-Packstone	X	ganzschalige Produktus bis 8 cm
410							
400	CR5		MM, ns, s, PH, PP	DM, KB, siB, psiM	siltiger Bryo-Wack- bis Packstone	X	Bryozoenhölräume z.T. mit Kalzitischem Zement B gefüllt, selten ist auch ein Zement A erkennbar, Biokomponenten sind meist nur schlecht gerundet
390	CR4			KM, KB	div. Bio-Pack-Rudstone	X	ähnlich CR4
380	CR3b,c CR3a		MM, ns, s, PH, PP	KM, KB, psiB, kom	dichtg. Bio-Pack-Rudstone	X	Biokomponenten sind gut aufgearbeitet
370	CR2		MM, ns, s, PP, PH	KM	div. Bio-packstone	X	stark neomorph, viel Mikroschill? in der Matrix
360	CR2a,b		MM, //	DM, psi	spic. Chert/ Bindstone	X	massenhaft Schwammnadeln
350	CR2		SiO ₂ M, e B	si	spic. Chert	X?	z.T. obovchalisches Nadelkristalle

Formation

360	CR1,a,b,c		MM, ns, s, B	DM, psiM, psiB, DB	Feinschill-Wacke-Packstone	X?X	Lagenweise massenhaft Peloides, bzw. stark aufgearbeitete Intraklasten
350	CR26,a		PsM, ns, B, f?, kr?	DM, DK, psi	Wacke-Packstone	X?	angedeutete Feinschichtung
340	CR26b CR26c				Mudstone/Binstone?	X?	
330					evaporit. Mudstone?	X?	
320	CR27,a,b CR27d CR27c		PsM, ws, PP PsM, s,ns, B	DM, DK DM, DK	Wacke-Packstone Pel-Pack-Bindstone	X? X? X?	
310	CR28 CR29 CR30,a CR31,a		PsM, s	SiO ₂ M +KM (Feinsch.)	Lösungs-breckzie? Mudstone? Bindstone?	X? X?	- kantengerundete Chertbruchstücke mit Schwammnadeln bis 5 cm größe - feinschillhaltige, feingeschichtete Mud- bis Bindstones - feingeschichtete rote und gelbe siltige Mudstones bis Siltsteine massenhaft Schwammnadelreste in verkieselten Lagen
300						X?	
290	CR32		PsM, B, ns	DM, psiM (Lagen), z.T. psiB	Bio- Mud-Wackestone	X?	stark neomorph, angedeutete Feinschichtung
280					Lösungs-breckzie?		breckzierte Cherts und Dolosparite
270	CR33,a CR34,a		PsM, s, PH, PP, ns, B	Dm+siM DM, DB, po	Mudstone-Bindstone Feinschill-Pel-Wackestone	X? X?	deutliche Feinschichtung angedeutete Feinschichtung Lagen mit bis zu 5% siltgroßen Phosphatkörnern
260						X?	
250						X?	
240	CR35,a CR35b,c		PsM, s	DM+ z.T PM, DB	Mud-Bindstone	X?	Horizont ist stark brekziert, Lösungsbreckzie? < 10% kryptokristalline, phosphatische Matrix
230						X?	stark siltig
220							

Plympton F

Kaibaba Limestone

210	CR37		PsM, s, PP, PH, ns, B, //	DM, DK	siltiger Bio-Wackestone		
	CR200_a,b, c,d		PsM, ns, s, PP	DM, DK, psi	Bio-Packstone?	X?	stark neomorph, Chertknollen enthalten z.T. viele Schwammnadeln
200	CR36		PsM	DM, DK	Dolosparit	X?	stark neomorph, -> Bio-Packstone?
	CR38_a		PsM, ws	DM, DK	Crino?-Pel? Packstone	X?	stark neomorph, die Peloiden können mikritisierte Crinoreste sein
	CR201_a,b		PsM, ns	DM, DK	Crino?-Pel? Packstone	X?	stark neomorph
180	CR38b				Bio-Packstone	X	
170	CR38c,d		PsM	DM, DB	Dolosparit	X?	stark neomorph, Crino-Packstone?, Chertknollen enthalten viele z.T. verzweigte Schwammnadeln
160						X?	von m 111-202 überwiegend CrinoidenKalke/Dolomite, zum hangenden zunahme von Neomorphismus und Dolomitisierung
140						X	
130						X	
110	CR25		ns	KM, KB, psiB	dichtg. Crino-Bio-Pack-Rudstone	X	Im Aufschluss ist keine Bankung oder unterschiede im Komponentengehalt zu erkennen, allerdings kommen Chertknollen in Regelmäßigen Abständen häufiger vor
100	CR24_a		PsM, ns, s, PP	KM, KB, psiB	dichtg. Crino-Bio-Pack-Rudstone	X	Im Aufschluss ist keine Bankung oder unterschiede im Komponentengehalt zu erkennen, allerdings kommen Chertknollen in Regelmäßigen Abständen häufiger vor
90	CR23_a		SiO_M, ns, s,	siM, siB+DB, syn,	div. Bio-Pack-Rudstone	X	stark neomorph, Horizont ist stark verkieselt
80	CR22_a			KM, KB	div. Bio-Pack-Wackestone	X	vereinzelt cm mächtige komgestützte Schillagen, sonst matrixgestützt
70	CR21b					X?	Horizont ist sehr stark breckziert: -Chertbruchstücke, dolomitischer SandS, sandig, Störung?
	CR21_a		SiO_M, s, B?	si, phosph. S-Nadeln	spic. Chert	X?	Ghoststrukturen von Biogenen deuten auf ursprünglichen Wacke-Packstone

Arcturus F.:

60			ns	DM, KB	Crino-Wackestone/ Packstone ähnl. CR20c	X	
50			MM, PsM, ns	DM, KB, kom S	Crino- Wackestone/ Packstone	X	
40			PsM+SiO ₂ M, ns	siM+DM, KB, DM	div. dichtg. Bio- Packstone	X	
30			MM, ns, s, B	DM, KB, psi	Mikroschill- Pel- Wackestone	X	
20			PsM, ns, s	KM, KB, psiB, syn	div. dichtg. Bio- Pack- Rudstone	X	
10			MM, s, ws, z.T. //		Mikroschill- Mud- Wackestone	X	Feinschichtung, z.T. Schrägschichtungskörper < 2 mm
0			PsM, s, f?	DM	Dolosparit/ Bindstone?	X?	stark neomorph,
0			PsM, s,	DM, psiB	Bindstone	X	stark neomorph, z.T. dünne Lagen mit Gastropodenschill (korngestützt)

Profil Dog Valley

Lokalität: Dog Valley, Millard County, Utah

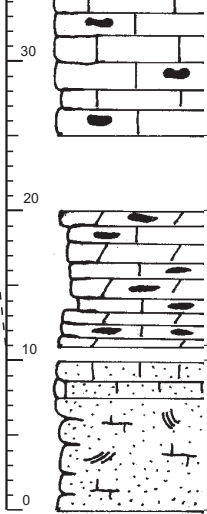
Profilmeter 0 bei ca. N 38° 41,49' W 112° 32,35'
 " 310 bei ca. N 38° 40,89' W 112° 32,26'

Formation Alter	Verwitterungsprofil Sedimentsstrukturen Lithologie	Probe, Photo, Dünnschliff	Lithologie (Handstück) Fossilinhalt, Partikel	Mikrofazies	Diagenese	Ablagerungsmilieu				Sonstiges	
						Lithofaziestyp Mikrofaziestyp	tiefer Subtidal	flaches Subtidal	Intertidal		Supratidal/ Lagunär
Moenkopi Formation	310	DV1,a	⊗	G	E	plattige Siltsteine i				X?	Feinschichtung ist z.T. Entwässerungsstrukturen und Bioturbation verformt, Schichtung wird durch Wechsel im Siltgehalt erzeugt
	290	DV2,a	⊗ (f) ⊗ (f) ⊗ (f)	WackeS bis PackS, MM bis PsM, z.T. B, ns, S, s		Wacke bis Packstone	X				plattiger Bruch
	270	DV3	⊗ (f) ⊗ (f) ⊗ (f)	PackS, ns, z.T. //		dichtg. Crino- Bio- Packstone		X			
	260	DV3a	⊗ (f) ⊗ (f) ⊗ (f)	PackS, PsM, z.T. // ns	sn	Schill packstone		X			
	255	DV4,a	⊗ (f) ⊗ (f) ⊗ (f)	GrainS bis PackS, ns, S, s, z.T. //		Schill Grain- bis Packstone			X		teilweise Geopoldalgefüge (Wasserwagen) mit kalzitischem Blockzement
	250	DV5,a	⊗ (f)	G, Fsp, B	z.T. dM	Siltstein				X	teilweise Feinschichtung die durch ca. 1 mm dicke Sparitlagen nachgezeichnet wird, reich an organischem Material
	245	DV6a	f, kr ⊗ (f) ⊗ (f)	PackS, PsM, B	dM	Peloidpack- stone				X	Peloid sind nicht sortiert und haben unterschiedlichen Rundungsgrad
	240	DV6	⊗ (f) ⊗ (f) f, kr	PackS, PsM		Gastrop. Packstone			X		Wechsellagerung von Gestein wie DV 6 und 6a z.T. ausgewaschene Matrix
	220	DV7b	⊗ (f) ⊗ (f) ⊗ (f)	PackS, PsM, S, s, GL, ns	pss, sn, dM	Mikroschill Packstone				X?	Mikroschill ist meist nur in Chertlinsen erhalten
	210	DV7a	⊗ (f) ⊗ (f) ⊗ (f)	Grains, S, s, Gl, ws, PP	sn, dM	stark rekristallisier- ter Dolomit mit vereinzelt Intraklast Grainstone Lagen				X	Schill kommt nur in Intraklasten vor, Glaukonisierung in Crinoiden entlang Gitterstruktur, undeutliche Ausbildung von Zement A,B in der sparitischen Matrix, Grainstonelagen bis 20 cm mächtig
200	DV9 DV8	⊗ (f)	G, G/ MudS, G	sn, dM	Mudstone		X?		X? X?	vereinzelt undolös auslöschende Quarz- Feinsandkörner	
195	DV8b	⊗ (f)			Chert						
190	DV10b	⊗ (f)			siltiger Mudstone				X?		
185	DV10a	⊗ (f)			Chert				X?	schlierige Dolomitreste	
180	DV10	⊗ (f)	PsM, Fsp, G	si	stark siltiger Mudstone				X?		
175	DV10c			sn							

Kaibab Limestone

180	DV11		MM bis PsM, PP, ns,	siB, dM	spikulitischer Sandstein	X?	plattiger Bruch, massenhaft monaxone Nadelreste
170	DV11a,b		PsM, G, ns, PP, E	◆	siltiger Sandstein bis sandiger Siltstein	X?	Quarkörner mit z.T. undolöser Auslöschung zeigen randlich teilweise Dolomitsaum, 1-5% der Körner bestehen aus Mikroquarz (aufgearbeitete Biogene?), größere Lagen sind meist sehr schlecht sortiert
	DV11c,d		PsM, B, PP, ns	sn, dM	/stark sandiger Mudstone	X?	vereinzelt Karbonat und Chertbruchstücke, plattiger Bruch
160	DV12		PsM, CH, ch		Evaporit? kollaps Breckzie	X?	bis zu 5 cm große Bruchstücke von stark neomorphen Karbonat ohne internstruktur, seltener Chertbruchstücke
	DV12a,b		MudS, PsM, B, G	sn, dM	siltiger Mudstone	X?	Feinschichtung ist teilweise durch Bioturbation aufgehoben
150	DV12c,d		G, ch		unreifer fein bis grob Sandstein		/Feinschichtung ist teilweise durch Bioturbation aufgehoben, durch schlechte Sortierung sind Sandkörner sehr dicht gepackt, neben Quarzsand auch Chertkörner in Sandgröße Feinschichtung ist teilweise durch Bioturbation aufgehoben -> Krümelgefüge,
	DV13b,c		MudS, PsM, G, B	sn, dM	siltig feinsandiger Mudstone bis siltiger Biowackestone	X?	
	DV13a		WackeS, PsM, B, G, ns, PP	sn, psi, dM	dolomit. Sandstein	X?	partielle silifizierung meist um Schalenreste
140						X?	plattiger Bruch
130	DV14a,b		MudS bis SiltS, PsM, G, PhB	z.T. psi	siltiger Mudstone bis Siltstein	X	Feinschichtung besteht meist aus Wechsellagerung von siltigem Mudstone - und Siltsteinlagen blumenkohlartige Chertknollen bis 1,5 cm Durchmesser bilden lagenweise ein korngefülltes Gefüge
	DV15a		MudS bis WackeS, PsM, ns, s	sn, siB, ◆◆	Bio- Mud- bis Wackestone	X	Bioklasten sind nur in und um Chertknollen erhalten
120							
	DV16a		MudS bis WackeS, PsM	sn, dM	dolomit. Mud- bis Wackestone	X	Porenräume bestehen z.T. aus ausgelösten Crinoidenresten, Biokomponenten sind nur in Chertknollen erhalten
110							
	DV16b			sn	Chert	X?	Dolomitschlieren
100	DV16c		PsM?, B, s, //, so	po, z.T siB, dM, dP	Schill. Pack, Grainsone? stark silif. silt. Dolomit	X	Siltlagen bis 3mm
	DV16d		60-70% SiO ₂ , Rest dolomit. Sparit	psi ◆		X?	stark neomorph, ursprüngliche Mikrofazies nicht mehr erkennbar
90	DV17a		MudS?, PsM, G, E, z.T. B	sn ◆	siltreicher Dolomudstone	X?	Feinschichtung mit siltreichen Lagen ist z.T durch Bioturbation aufgehoben
80							
70	DV18a,b,c		PackS bis RudS, PsM, S, s, ns, B	siB, ◆◆◆	div. - Bio-Pack bis Rudstone	X	
60							
50	DV18d		PackS bis RudS, PsM, S, s, ns, B	siB, ◆◆◆	Crino - Bio-Pack bis Rudstone	X	
40	DV19a		PackS bis RudS, PsM, S, s, PP	◆	dichtg. Crino Bio- Pack bis Rudstone	X	sellen feinsandgroße phosphatische Partikel die in Zwickel "gedückt" erscheinen, pinkfarbende Chertknollen, <1vol% Matrix

Quantoweap Ss



DV20,a,b



Matrix? PackS bis RudS, ws, z.T. //, B, s, Ph, PP

z.T. siB, z.T. psi z.T. dolomitische Matrix,

div. Rudstone bis Bio Packstone

X

Teilweise sind Bryozoenhöhlräume mit Zement A/B ausgefüllt. Neben silifizierten Crinoiden kommen auch phosphatisierte Crinoidenreste vor, vereinzelt 0,05 mmm große Phosphatkörner mit dünner kalzitischer Schale kalzitische Crinoiden sind z.T. entlang ihrer Gitterstruktur dolomitisiert.

DV20c



PackS bis GrainS, PP, PH, ns, B

sy

sandigt. Bio Packstone

X

Lithoklasten enthalten viel Silt und sind Feingeschichtet, bis zu 5% gut gerundete Mittelsandkörner sind unregelmäßig in der Probe verteilt und lösen z.T. undulös aus, mikritische Matrix ist teilweise ausgewaschen und

DV20d

zum Hangenden graduelle Zunahme von Bioklasten

DV21

so

si

quarzitische Feinsands.

Quarzkörner sind meist subangular, Kornzwischenräume sind teilweise auch mit Spatit gefüllt

Profil Grouse Creek

Lokalität: Goose Creek Mountains, Box Elder County, UT

Profilmeter 0 bei ca. N 41° 49.600' W 113° 58.510' (WGS84)
 " 52 bei ca. N 41° 49.640' W 113° 58.580'

Formation Alter	Verwitterungsprofil Sedimentstrukturen Lithologie	Probe, Photo, Dünnschliff	Lithologie (Handstück) Fossilinhalt, Partikel zunahme des Partikelgehalts	Mikrofazies	Diagenese	Lithofaziestyp Mikrofaziestyp	tiefes Subtidal	flaches Subtidal	Intertidal	Supratidal/ Lagunar	Sonstiges
Mead Peak Member	50	GC/1 1_a	<	B?	siM	Spikulit?	X?				stark neomorph, angedeutete Feinschichtung
		GC/1 2_a	BS	PsM	KM, KB, psiB	Brach-Wackestone	X				Feinschichtung
		GC/1 3_a		PsM, pp	DM, PM imprägnat.?	Mudstone	X				
		GC/1 4		PsM, s	DM	Mudstone	X				sehr stark neomorph
		GC/1 4a,b,c			siM, DB	Crino-Bio-Packstone?		X?			
						Mudstone	X				
		GC/1 5,a,b			DM	Mudstone	X				sehr stark neomorph
		GC/1 5c			DM	Mudstone	X				m 23,8 -m 24 * siehe unten!
	Grandeur Formation		GC/1 6	*	PsM, pp	DM, psiM	Mudstone?	X?			
		GC/1 6a		PsM, s	DM, psiM, z.T.PB	->	X?		X		Bio-Mud/Wackestone, stark neomorph, Gastropoden sind mit Phosphatmaterial gefüllt
		GC/1 7a		PsM, ns	DM, DB, psiM	Bio-Pack/Wackestone	X				
		GC/1 7b,c		PsM	DM	Dolosparit	X				Mudstone? viele S-Nadeln in Chertknollen
		GC/1 7d		PsM, s, B?	DM, psiM	->	X				siltg. Dolosparit, sehr stark neomorph
		GC/1 8			DM	Mudstone	X				Feinschichtung
		GC/1 8a		s, B?	DM, DB+psiB	Bio-Wackest.	X				
		GC/1 8b		ns	DM, DB+psiB	Bio-Wackest.	X				
		GC/1 9,a		ns, s	DM, DB	Bio-Wacke/Packstone	X		X		z.T. breckziert
		GC/1 9b-f		ns, s	DM, DB	Mudstone	X				z.T. stark siltig-> Siltstein
		GC/1 10		PsM, s, B?	DM	Mudstone?	X?				stark neomorph
	GC/1 10a		PsM, s, B?	DM	->	X?				stark siltg. Dolosparit, stark neomorph, Feinschicht.->Mudstone?	
	GC/1 10b			DM	Dolosparit	X?				stark neomorph, Mudstone?	
	GC/1 10c										
	GC/1 11			PsM, s	DM	->		X			stark siltiger Dolosparit/Siltstein, schlierige Feinschichtung
	GC/1 11a									vereinzelt max. 10cm mächtige Scaphopoden-Packstonelagen	
	GC/1 11b									stark neomorph	
	GC/1 11d										
	GC/1 11e			PsM, ns	DM, psiM, psiB	Bio-Packstone?					

Profil Grouse Creek (Detail m 23,8 bis m 24)

Lokalität: Goose Creek Mountains, Box Elder County, UT

Formation Alter	Verwitterungsprofil Sedimentstrukturen Lithologie	Probe, Photo, Dünnschliff	Lithologie (Handstück) Fossilinhalt, Partikel	Mikrofazies	Diagenese	Lithofaziestyp Mikrofaziestyp	tiefes Subtidal	flaches Subtidal	Intertidal	Supratidal/ Lagunar	Sonstiges
24		GC/1 6a		PsM, s	DM, psiM, z.T.PB	->	X				Bio-Mud/Wackestone, stark neomorph, Gastropoden sind mit Phosphatmaterial gefüllt
		GC/1 6b									
		GC/1 6f									
		GC/1 6c		PP	DM	Mud/Wackestone	X				plattiger Bruch, phosphatische Biogene
23,9		GC/1 Z		s, ns, B	PM	->	X				phosphatischer Bio-Mud/Wackestone mit phosphatischer Mikroschilmatrix
		GC/1 6e		ns, B, s	DM, PB, psiB				X		phosphatischer- Lingula-Bio-Pack bis -grainstone, gerundete Phosphatintraklasten
23,8		GC/1 6d			DM+PM, PB						Grenze Grandeur/MeadPeak: unten Bio-stark neomorph
		GC/1 7a		PsM, ns	DM, DB, psiM	Bio-Packs/Wackestone	X				

Profil Gerster Gulch

Lokalität: Gerster Gulch, Tooele County, UT

Profilmeter 0 bei ca. N 40° 11.385' W 113° 59.735' (WGS84)

" 480 bei ca. N 40° 11.650' W 114° 00.350'

Formation Alter	Verwitterungsprofil Sedimentstrukturen Lithologie	Probe, Photo, Dünnschliff	Lithologie (Handstück) Fossilinhalt, Partikel	Mikrofazies	Diagenese	Lithofaziestyp Mikrofaziestyp	Tiefes Subtidal			flaches Subtidal		Supratidal/ Lagunär	Sonstiges	
Thaynes F.?	480	GG59a,b,c GG59		PsM, s, ns	KM, KB	->						X?	Intraklast-Pet-Bio-Packstone, Biogene sind mikritisch und meist gut abgerundet, Mudstoneintraklasten	
	470	GG58a GG58		PsM, s, ns PsM, s, ns	KM, KB, psiB KM, KB, psiB	Bio-Rudstone Bio-Rudstone		X					Mikrit/Mikroschillmatrix Mikrit/Mikroschillmatrix	
Gerster Limestone	460	GG57a,b GG57		PsM, ns, z.T.// PsM, s, ws	KM, siB+KB KM, KB, psiB	dichtg. Bio-Packstone dichtg. Bio-Feinschill-Packstone			X				stark neomorph	
	450	GG56b,c GG56a,b		PsM, ns, s PsM, ns	KM+DM, KB+psiB, z.T. PH KM, KB, psiB, psiM, z.T. PH	siltg. Bio-Wackestone Bio-Pack/Rudstone		X					stark neomorph	
	440	GG55a		PsM, ns	KM, KB, z.T. PH	Bio-Feinsch. Packstone				X				
	430	GG54b GG54a		PsM, ns	KM, KB, psiB	Bio-Rudst.				X				z.T. ausgewaschene Matrix?
	420	GG52a GG52		PsM, s, ns, z.T.// PsM, s, ns	KM, KB, psiB, psiM, z.T. DB KM, KB, syn	dichtg. Bio-Pack/Rudst. dichtg. Bio-Pack/Rudst.				X				z.T. ausgewaschene Matrix
	410	GG51a GG51		PsM, ns, B PsM, ns	KM, KB, psiB KM, KB, psiB, syn	-> Feinschill-Bio-Packstone				X				Bryo-Feinschill-Pack/Rudstone, bis 10% authigene Quarze (Silt/Feinsand) Biogene sind stark fragmentiert, Matrix ist z.T. ausgewaschen
	400	GG50b		s	siM	Chert			X?			X?		stark neomorph, spikulitischer Mudstone?
	390	GG49c,d GG49b		PsM, s, B PsM, s, B	DM, DB, psiM DM, DB	Mudstone Mudstone			X?			X?		angedeutete Feinschichtung, meist viel Mikroschill in Matrix
	380	GG48c GG48d (Lesestein)		s PsM, s, pp	DM+psiM DM	siltg. Mudst. siltg. Mudst.			X?			X?		plattiger Bruch
	370	GG47b,c GG47a		PsM, s, B, pp PsM, ws, B	DM, DB DM, DB+KB	Pel- Mudst. Bio-Wackest. Mudstone			X?			X?		z.T. Lamination
	360	GG46a GG46		PsM, ns, B PsM, s, ws, B	psiB+KB, KM KB, KM, z.T.PB	-> Bio-Wackest.			X			X		Brachiopoden-Float/Rudstone, Mikroschillmatrix Mikroschillmatrix, angedeutete Feinschichtung <- cm mächtige Schill-Packstoneelage
		GG45c		PsM, ns, B	DM, DB+PB	Bio-Wacke/ Packstone				X				

Plympton Formation

350	GG45b GG45a		PsM, ns, B PsM, s	DM, DB+PB DM	Bio-Wackestone ->	X?	Mikroschillmatrix laminiertes Mudstone
	GG44c		s	siM+DM	Chert	X?	spikulitischer Mudstone?, Feinschichtung
	GG44a		PsM, s, pp	DM, DB	Wacke/ Packstone?	X?	sehr stark neomorph
340	GG44b		PsM, s, pp	DM+psiM, DB+psiB	->	X?	Mikroschill-Mudstone/Packstone?
	GG44e		PsM, s	DM	->	X?	breckzierter-siltg.-Pel-Mud/Bindstone?, Lösungsbrechie? oben mm mächtige Phosphatfeinschillage
330	GG43b		s, B	siM	Spikulit	X?	gebändert
	GG43a, 44d		PsM, s, S, pp, B?	DM+PM?	Siltstein	X?	angedeutete Feinschichtung, z.T.breckziert
	GG42c		?	siM	Chert	X?	
320	GG42b GG42a (Lesestein) GG41b,c		s s DM, DB	siM DM DM, DB	Chert Siltstein Pel-Bio-Wackestone?	X?	z.T. Feinschichtung sehr stark neomorph
310	GG41a GG41		PsM, s, B PsM, ns, B?	DM DM, DB z.T. PB	siltg. Mudst. Bio-Pel-Packstone	X	X? schlierige Feinschichtung sehr stark neomorph
	GG40a		PsM, pp, ns, B?	DM+psiM, siB+DB	div. Bio-Packstone + Siltstein	X	X?
300	GG39c		PsM, s, B	siM	Chert	X?	Mudstone? spikulitischer-/Pel-Wackestone?, gebändert
	GG39b GG39a		PsM, pp, s PsM, PP, s, ns	DM DM+siM	siltg. Mudst. siltg. Mudst.	X? X?	Feinschichtung Feinschichtung
290	GG38a,b		PsM, s	siM+DM	siltg. Mudst.	X	angedeutete Feinschichtung
	GG37b,c,d		PsM, s, PPB	DM	siltg. Mud/Wackest.		z.T. Feinschichtung
280	GG37a GG37		PsM, ns, B PsM, s, B	DM+psiM, DB+psiB DM, DB	Pel-Bio-Packstone Pel-Mud/Wackestone		sehr stark neomorph
270	GG36a		PsM, ns	DM+siM	Bio-Packstone?	X	sehr stark neomorph
260	GG35b GG35a		DM, DB PsM, ns, B	DM, DB DM	Mud/Packst? Mud/Packst?	X? X?	sehr stark neomorph sehr stark neomorph
	GG35 GG34c GG34b		PsM, ns, B, PP DM	DM, DB DM+psiM, DB+psiB DM	Bio-Pel-Packstone Feinschill-Pel-Packst. Wackestone	X	sehr stark neomorph
250	GG34a		PsM, s, B	sim+DM	Chert	X?	feingeschichteter siltg. spikulitischer Mudstone
	GG34		DM	DM	Mudstone?	X?	stark neomorph
230	GG33c GG33b GG33a GG33		PsM, s, B PsM	siM DM DM, DB	Chert siltg.-Pel-Mudstone Mudstone	X? X?	spikulitischer Mudstone?, gebändert/Bindstone angedeutete Feinschichtung stark neomorph
	GG32c,d		s	siM, DP, ♦	Chert	X?	siltg.-spikulit.-Pel-Wackestone? Mudstone?
220	GG32b GG32a		PsM, s, PP, ns, B DM+siM, DB	DM, DB DM+siM, DB	-> ->	X? X?	Mud/Wackestone?, sehr stark neomorph siltg. Feinschill Packstone?/Mudstone?, sehr stark neomorph
210	GG31a GG31		PsM, s, B?	siM ♦ DM+siM ♦	Chert Chert	X? X?	spikulitischer Mudstone? gebändert/Feinschichtung/Bindstone? stark siltiger-spikulitischer-Mudstone?, Feinschichtung

Mead Peak Member

Formation

200	GG30d		PsM, ws	DM, DB	Crino-Wacke/ Packstone	X		sehr stark neomorph
	GG30c.e		PsM, ws, PP	DM, DB	Bio- Pack/ Grainstone	X		
	GG30b		PsM	DM, DB	Crino-Wacke/ Packstone	X		sehr stark neomorph
	GG30.a		PsM, ns	DM+siM, DB+psiB	Bio- Packstone	X		
190	GG29c		PsM	DM+psiM	Mudstone?	X		sehr stark neomorph, z.T. breckziert (tektonisch?)
	GG29.a,b		PsM, B	DM+psiM, DB+siB	->	X		spikulitischer Fein/Mikroschill-Pel- Packstone?, stark neomorph
180	GG28.a		PsM	DM, DB, po	Wacke/ Mudstone?	X?		sehr stark neomorph
	GG27b,c			DM, DB	Brach-Bio- Wacke/ Packstone			
	GG27a		PsM, ns	DM, DB	->		X?	Bio?-Pel?-Pack bis Grainstone? z.T. ausgewaschen? stark neomorph
	GG27			DM, DB	Pel-Bio- Packstone?	X?		sehr stark neomorph
	GG26e		PsM, ns	DM, DB	Bio- Packstone	X		stark neomorph
170	GG26c,d			DM+psiM, siB, po	spekulit- Mudstone?	X?		sehr stark neomorph
	GG26b		PsM, s, B		->	X?		Phosphatpartikel Mud/Wackestone
	GG26a		PsM, s, PP, B	DM, DB	->	X?		stark siltg. Mudstone
	GG25a		PsM, s, B, PP		->	X?		Mud-Wackestone, sehr stark neomorph
	GG25		PsM, s	DM, DB+siB	Mud/Wackest.	X		
160	GG24		s	DM	Siltstein	X?		
	GG23.a,b		ws PsM, PP, s, B, ns	sim+PM? DM, DB, z.T. PB	-> ->		X	Phosphatgastropoden-Bio-Pel-Pack/Grainstone siltg. Phosphatpeloid-Bio- Mud/Wackestone, vereinzelt Phosphatpeloidlagen, z.T. flaserige Feinschichtung
			pp	siM	Chert			X? Mudstones und Siltsteine? (Dolomit und Siltshieren), z.T. Feinschichtung
150	GG22a,b,c		ns PsM, PP	DM, DB+PB+PP	->	X?		Phosphat- Mud- bis Packstones, z.T. Feinschichtung
	GG22		ws, B	DM, DB siM, PB, PP	->	X	X	Brachiopoden-Wackestone?, stark neomorph Phosphat-Packstone
	GG20.a			DM+SIM+PM?	->	X		spikulitischer-"dispersed phosphate Mudstone
	GG19b,c			DM+SIM+PM?	->	X		spikulitischer-"dispersed phosphate Mudstone
	GG19a		PsM, PP, B, s	DM, psiM, PB	->	X		Phosphat-Bio-Mud und Wackestones (Wechsallagerung) nach scharfer Grenze oben Übergang zu Phosphatpel- Wackestone (ähnlich 18b)
	GG18c		PsM, ns, B	DM, siM	Mudstone	X		
	GG18b					X		
	GG18a					X		
140	GG18		ch, CH	siM	Chertbreckzie			tektonische Breckzie
	GG17.a		PsM, PP, s	DM	siltg. Mudst./ Siltstein		X?	dünnplattiger Bruch
				DM+psiM	Mudstone		X?	flaserige Feinschichtung
130								
120	GG16.a,b,c, d,e		PsM, s, pp, B, ch, CH	DM+psiM	Mudstone		X?	z.T. verwürgte Feinschichtung, z.T. breckziert
	GG15a			siM	Chert	X		Mudstone?
110	GG15 GG14.a,b,c (Lesesteine)		PsM, s	siM DM+psiM, DB	Chert Mudstone	X X		spekulitischer /Mudstone? sehr stark neomorph
	GG4e,f,g,h GG21/1a, b,c		ns, B	DM+sim+PM, PB+siB	->	X		Phosphatlitho-Wacke/Packstones
	GG13		PsM, ns	PM+sim+DM siM+DM, siB+DB	->	X	X	Phosphat-Lingula-Bio-Pack/Grainstones, Rindenkörner
	GG12.a,b		PsM, ns, z.T.//	siM+DM, siB+DB	Bio-Wacke- Packstones	X		
	GG11.a,b		PsM, ns, B, z.T.//	DM, DB+siB	Bio-Wacke- Packstones	X		stark neomorph
100	GG10b		PsM, ns	DM, DB	Crino-Pack/ Rudstone	X		stark neomorph
	wie GG10 GG10a		PsM, ns	DM, DB+psiB	Brach- Packstone Bio-Packst.	X X?		stark neomorph sehr stark neomorph
	GG10		PsM, wo, // PsM	DM, psB DM, DB	Brach- Packstone	X X		stark neomorph
	GG9c		PsM, ns	DM, DB	->	X?		sehr stark neomorph, Bio-Packstone?
	GG9b		PsM, ns	DM, DB	->	X?		Brach-Bio-Packstone, stark neomorph
	GG9a		PsM, ns	DM, DB	->	X?		sehr stark neomorph, Bio-Packstone?
90	GG9		PsM, ns, z.T.//	DM, DB siM+DM, siB+DB	div. Bio- Packstone	X?		sehr stark neomorph, Bio-Packstone? Bis auf Chertknollen (9a) ist das Gestein sehr stark neomorph
	GG8.a		PsM, ns, B?	DM, KB (Molds)	->	X?		
	GG7b,c		PsM, ns, z.T. B	DM+psiM, DB+siB	->	X		Bio-Packstone, stark neomorph
	GG7a		PsM, PP, s	DM, siB	->	X?		X? stark siltg. Mudstone/Siltstein, angedeutete Feinschichtung
	GG6b		PsM, s	DM, psiM	->	X?		X? siltiger Dolosparit -> Mudstone?
	GG6a							
	GG5a							
80	GG5		PsM, s, B	DM	->		X?	siltiger Mudstone, Siltstein, Feinschichtung
	GG4d		PsM, ns, z.T.//	DM, DB, psiB	Bio- Packstone		X?	sehr stark neomorph
	GG4c		ns	siM	Chertknolle		X?	Biopackstone?, stark neomorph
	GG4b		PsM, ws	siM	Feinschill- Bio- Pack/ Grainstone		X	
70	GG4a		PsM, ns	DM, DB	Crino-Bio- Packstone		X	
	GG4		PsM, ns	DM, DB	Crino-Bio- Wacke/ Packstone		X	
60								

Grandeur Fo

Arcturus F.

50									
45	GG3a,b		PsM, ns	DM, DB	Crino-Bio-Packstone	X		sehr stark neomorph	
40	GG3c,d		PsM, ns	DM, DB	Crino-Bio-Packstone	X		sehr stark neomorph	
35	GG3								
30	GG2c		PsM, ns	DM, DB	div. Bio-Packstone	X			
25									
20	GG2,a,b		PsM, ns, B	KM, KB, psiB	dichtg. Bio-Packstone	X		Biogene sind meist sehr stark fragmentiert und leicht angerundet	
15									
10									
5	GG1,a		PsM, ws, s	KM, KB, z.T.psiB	Crino-Bio-Packstone	X			
4	GG73f,74f		PsM, s, ws	KM, KB	dichtg. Bio-Packstone	X			
3	GG73e,74e,d		PsM, s, ws	KM, KB	->	X		dichtg. Bio-Packstone	
2	GG71a								
1	GG70c		PsM	DM	Mud/Bindst.		X?	Feinschichtung	
0	GG70a		PsM, s, S	DM	->		X?	unreifer Fein-Mittelsanstein	
	GG73a		PsM, s	DM+psiM	Mud/Bindst.		X?		
	GGZ3		PsM	DM+psiM, DB	Mudstone		X?	stark neomorph, Feinschichtung	
	GGZ2		PsM	siB+DB, DM	Bio-Packstone?			sehr stark neomorph	

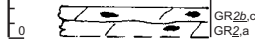
Profil Grayback Hills

Lokalität: Grayback Hills, Tooele County, UT

Profilmeter 0 bei ca. N 40° 51.345' W 113° 10.00' (WGS84)

" 120 bei ca. N 40° 51.335' W 113° 10.40'

Formation Alter	Verwitterungsprofil Sedimentsstrukturen Lithologie	Probe, Photo, Dünnschliff	Lithologie (Handstück) Fossilinhalt, Partikel	Mikrofazies	Diagenese	Lithofaziestyp Mikrofaziestyp	tiefes Subtidal	flaches Subtidal	Intertidal	Supratidal/ Lagunär	Sonstiges
Dinwoody FM	130										tonig, feinsandige Siltsteine mit z.T. dünnen Feinsandlagen, dünnplattiger Bruch
	120										
Gerster Limestone	ca. 70m										
	GR18,a			ns	KM, KB, psiB			X			dichtgepackter Bio-Packstone
	GR17b,c			ns	KM, KB, psiB			X			dichtgepackter Bio-Packstone
	GR17,a			PsM, ns	KM, KB, psiB	->					dichtg. Crino-Bio- Packstone
	GR16b,c			PsM, ns	KM, KB, psiB	->		X			Crino-Packst.
	GR16,a			PsM, ns	KM, KB, z.T. stark si	->		X			dichtg. Crino-Bio- Packstone
	ähnl. GR15,a			PsM, ns	KM, KB	->		X			dichtgepackter Bio-Packstone
	GR15b,c			PsM, ns	KM, KB	->		X			dichtgepackter Bio-Packstone
	GR15,a			PsM, ns	KM, KB	->		X			dichtgepackter Bio-Packstone
	GR14,a,b			PsM, ns	KM, KB	->		X			dichtg. Crino-Bio-Packstone, z.T. ausgewaschene Matrix Chertknollen z.T. nach vertikalen Grabbauten
	GR13,a,b,c			PsM, ns, PH?	KM, KB, psiB	->		X			dichtg. Crino-Bio- Packstone
	GR12,b,c				siM	S-Nadel- Wackestone?	X?				Horizont ist stark zerüttet und neomorph
	GR12,a				KM	Mudstone?	X?				
	GR11,a					Chert	X?				-> Mudstone?
	GR10b,c,d			PsM, ns, s, PP	KM, KB	Feinschill- Pack/Rudst. Bio- Wackel/ Packstone?		X			dicht gepackte Komponenten, Chertknollen nach vertikalen Grabbauten, eine 10 cm Lage mit massenhaft Bryoresten, stark neomorph
	GR10,a			PsM, ns, PH	KM, KB			X			
	GR10,z				KM	->		X?			Feinschill-Packstone
	GR9,a,b				KM, psiM	->		X?			Fein/Mikroschillpackstone?, stark neomorph
	GR9c				siM	Chert		X?			Chertknollen nach vertikalen Grabbauten
	GR8,a,b			PsM, ns, s, PP, B	KM+ DM	Bio- Wackel/ Packstone?		X?			stark neomorph, z.T. stark siltig, z.T. Feinschichtung
GR7a			PsM, PP, s	siM+ DM +KM (Vugs)	->		X?	X?		Feinschill- Wackel/Packstone?, stark neomorph	
GR7			PsM, PP	KM	Sparit		X?			stark neomorph, angedeutete Feinschichtung	
Plympton Formation	40										
	ähnl. GR6c				siM	Chert	X?				
	GR6c				siM	Chert	X?				
	GR6b				siM	spic. Chert	X?				
	GR6,a				DM, DB, psiB	Bio- Wackestone?	X?				sehr stark neomorph
	GR5a,b			PsM, s, PP, PH, ns	DM, DB	Bio- Wackestone?	X?				sehr stark neomorph
	GR5					Bio- Wackestone?	X?				stark neomorph
	GR4b				(in Chertknollen)	DM, psiM	Dolosparit	X?			sehr stark neomorph
	GR4,a					siM+ DM	spic. Chert ->	X?			sehr stark neomorph
	GR3,a					siM, DM (Reste)	spic. Chert ->	X?			S-Nadel-Mudstone?



GR2b,c
GR2,a



ws, B
PsM, s.ns, B?

siM, DM (Reste)
DM, DB, psiB

->
->

X?
X

S-Nadel-Wackestone?, vereinzelt Nester mit Fecel? Pellets
Bio-Wacke/Floatsone o. Bio-Pack/Rudstone, stark neomorph

Profil Hogup Mountains 1

Lokalität: Hogup Mountains, Box Elder County, UT

Profilmeter 0 bei ca. N41° 28,050' W113° 9,880' (WGS84)

Profilmeter 340 bei ca. N41° 28,910' W113° 10,500'

Formation Alter	Verwitterungsprofil Sedimentstrukturen Lithologie	Probe, Photo, Dümschliff	Lithologie (Handstück) Fossilinhalt, Partikel	Mikrofazies	Diagenese	Lithofaziestyp Mikrofaziestyp	tiefer Subtidal	flaches Subtidal	Intertidal	Supratidal/ Lagunar	Sonstiges
Plympton Formation	340	HG27b				siM, Tonfasern? ◆	Chert	X?			Mudstone?
		HG27a		☉ s		siM	Chert	X?			Mudstone?
		HG27			PsM, s, B	DM, psiM, Tonfasern	Mudstone	X?			
	330										
	320										
		HG26c		☉ s, B?		siM ◆	Chert	X?			Mudstone?
		HG26b		☉ PsM, s		DM	silg, Mudst.	X?			
		HG26a		☉ PsM, s		DM	feink. Siltstein	X?			
		HG26		☉ PsM, s		DM	silg, Mudst.	X?			
	300				s	DM	Mudstone?	X?			
	290										
	280	HG25a		☉ PsM, s, <u>pp</u>		DM+psiM, Ton?	spikulit.-Mudstone	X?			angedeutete flaserige Feinschichtung
	270										
	260					DM	Mudstone?	X?			stark neomorph
	250										
	240										
	230										
		HG24		☉ s, B?		DM, psiM	silg.-Mudstone?	X?			sehr stark neomorph,
		HG24a		☉ PsM, s		DM+psiM, Tonfasern?	silg.-Mudstone?	X?			sehr stark neomorph, wellig flaserige Feinschichtung
		HG24b		☉ s, B?		DM, psiM	silg.-Mudstone?	X?			sehr stark neomorph,
	HG23a		☉ PsM, s		DM/Ton?	spikulit.-Mudstone/ Schiefer?	X?			wellig flaserige Feinschichtung	

Mead Peak Member

210	HG23		s	siM, DM	Mudstone	X?	Feinschichtung
200	HG22 (Lesestein)		PsM, s	DM/Ton?	spikulit- Mudstone/ Shale?	X?	wellig faserige Feinschichtung
190			s	siM	Chert		Mudstone?
180	HG21b		s	siM	Chert	X?	Mudstone?
170							
160							
150			s				
140	HG21a		B?	siM, (DM Reste in Schlieren) ◆	Chert	X?	Mudstone?
130							
120							
110	HG5		s	siM	Chert	X	
100	HG4c,d		s	DM, siM	Mudstone	x	Feinschichtung
90	HG4a,b		s	DM, psiM, Ton?	Mudstone	X	z.T. Feinschichtung, plattiger Bruch
80	HG4		s	DM, psiM	Mudstone	X	plattiger, splittiger Bruch, vereinzelt mm mächtige siltg. Mikroschill- "Packstonelagen"
70	HG3c,d		s	DM, psiM	Mudstone	x	z.T. Feinschichtung/Lamination, mm mächtige Tonlagen
	HG3b		s	DM, psiM	Mudstone	X	
	HG3a		s	DM, psiM	Mudstone	X	plattiger, splittiger Bruch
	HG3		s	DM, psiM	Mudstone	X	plattiger, splittiger Bruch
	HG2b		s	DM, Ton?	Mudstone	X	z.T. dünnplattiger Bruch, Tonfasern < 0.1 mm?
	HG2a		s, B	DM DM, Ton?	Mudstone siltg.-tonig- Mudstone	X	plattiger Bruch dünnplattiger Bruch, Feinschichtung
	HG19b,c		PsM, s	DM	Mudstone	X	plattiger Bruch, Feinschichtung

Stratigraphic Unit	Field Notes / Lithology	Mineralogy / Fossils	Diagenesis / Alteration	Geochemistry	Other	Remarks
60	HG19d, e HG19c, d HG18e HG18b HG12	PsM, ns ns ws, PP, pp PsM, ns, pp	DM, DB PM?+KM KM, PP, PB DM, DB DM, DB, psiB	Bio-Wackest. -> Bio-Packst. Bio-Packst.	X X X	oben Erosionsf. mit darauffolgendem Phospel-Packst. wie 18e Phospel-Pack/Grainstone Phospel-Pack-/Grainstone stark neomorph stark neomorph
50	HG18a HG18 HG17e	PsM, PsM, s, pp	siM, siB DM, DB	Chert Pel- Mud/ Wackestone	X? X?	Bio-Wacke/Packstone? sehr stark neomorph
40	HG17a, b	PsM, ws, B PsM, ns, B	DM, KB? DM, DB+psiB	-> Bio-Pel- Wackestone	X? X?	Mikroschill-Mud/Wackestone, angedeutete Feinschichtung stark neomorph
30	HG17 HG16b HG16c	PsM, ns, B PsM, s PsM, s, pp, ns	DM, siB+psiB DM, DB, psiM+psiB	Bio-Packst. siltg. Mudst Bio-Wacke/ Packstone?	X? X? X?	stark neomorph wellig faserige Feinschichtung stark neomorph
20	HG16a HG16	s PsM	siM, siB DM, DB+siB	Chert Bio- Wackestone	X? X?	Crino-Wackestone?, stark neomorph z.T.ganzschalige Brachiopoden bis 5 cm
10	HG15b, c HG15, a HG14b HG14, a	PsM, s, pp PsM, s, B, pp PsM, ns, B PsM, ns, s	DM z.T. KM DM DM, DB DM+siM, DB+siB	Dolosparit -> div- Bio- Packstone Bio- Packstone?	X? X? X? X?	Bio-Wacke/Packstone? sehr schwache Ghoststrukturen von Biogenen? stark siltiger Mudstone/Siltstein sehr stark neomorph sehr stark neomorph

Grandeur F.

Arcturus F.?

Profil Hogup Mountains 2

Lokalität: Hogup Mountains, Box Elder County, UT

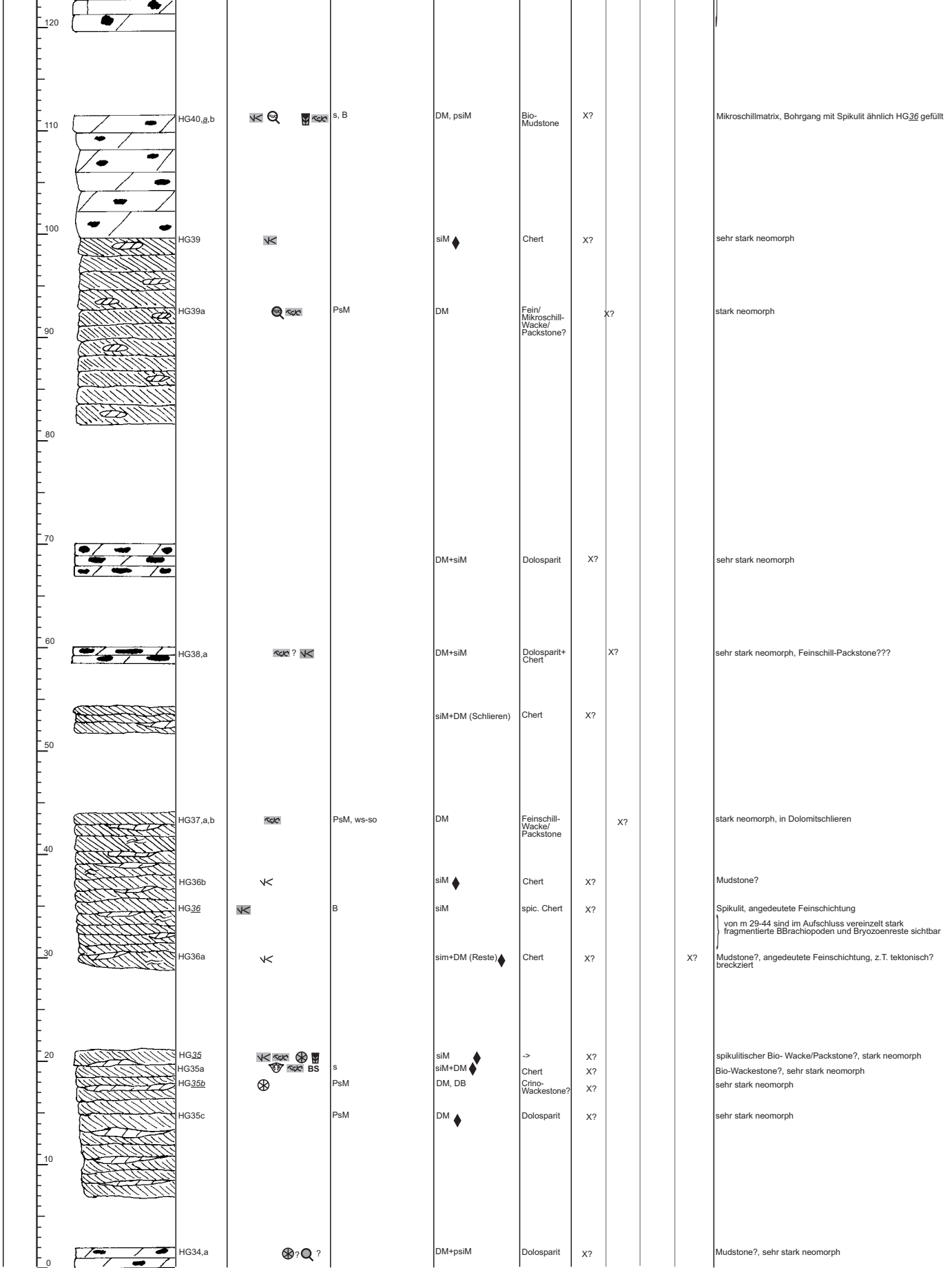
Profilmeter 0 bei ca. N 41° 25,570' W113° 12,810' (WGS84)

Profilmeter 390 bei ca. N 41° 25,575' W113° 13,405' (WGS84)

Formation Alter	Verwitterungsprofil Sedimentstrukturen Lithologie	Probe, Photo, Dünnschliff	Lithologie (Handstück) Fossilinhalt, Partikel	Mikrofazies	Diagenese	Lithofaziestyp Mikrofaziestyp	tieferes Subtidal	flaches Subtidal	Intertidal	Supratidal/ Lagunär	Sonstiges
440	Dinwoody Formation										
	ca. 150m										
390		HG65,a		PP, s, ns	siM, PB	->		X			div. -Bio-Wack-/Packstone
		HG64,a HG64,b		PsM, ns PsM, ns	DM+psiM, psiB+DB KM,KB, psiB	Bio-Wackest. div. Bio- Packstone		X	X		Mikroschillmatrix?
380		HG63,a,b,c (Lesesteine)		PsM, pp, s	KM+pDM+psiM	->		X			siltiger Crino-Mud/Wackestone Mikroschillmatrix? dichtgepackte Bio-Pack/Rudstones Feinschillpackstones
370		HG62a,b		B	KM, KB	->		X			Feinschill-Packstone
		HG62		PsM, ns	KM,KB, psiB, syn			X			dichtg. Bio-Pack/Rudstone, z.T. ausgewaschene Matrix?
360		HG61,a				div. Bio- Packstone		X			
		HG60,a		PsM, ns, z.T./	KM, KB, psiB+psiM, z.T. PH	div. Bio- Packstone		X			
350		HG59,a		PsM, ns	KM+DM, KB+psiB, PH	->			X		dichtg. Bio-Pack/Rudstone, z.T. ausgewaschene Matrix?
340		ähnlich 56a						X?			
330											
320		HG58b HG58,a		pp	KM+DM+psiM	Mudstone?	X?				Mikroschillmatrix?, stark neomorph
310		HG57,a,b		PsM, s, pp, B?	DM+psiM	Biopel- Mudstone?	X?				Mikroschillmatrix?, stark neomorph
		HG56g		PsM, s	KM+psiM	Mudstone?	X?				Mikroschillmatrix?, stark neomorph
290		HG56 HG55,a			siM+DM siM+DM	Mudstone? Mudstone?	X? X?				Mikroschill nur in Dolomitschlieren
280		HG54,a,b, c,d,g,f		s, B	siM+DM	Mudstone?	X?				Mikroschillmatrix? in Dolomitschlieren, stark neomorph

Plympton Formation

270		ähnlich 53c									Chert und Dolomitreste in Schlieren
260											
250		HG53_a,b, c,d		s, B, PP	sim+DM	Mudstone?	X?				Mikroschillmatrix?, stark neomorph
		HG52_a HG51_a,b, c,d,e,f (Lesesteine)		PsM s	DM+sim sim	Mudstone? Chert	X? X?				Mikroschillmatrix?, stark neomorph
240		HG50_a HG33_g		PsM, s, pp PsM, ws, s, pp, B	KM+DM, KB KM+sim	Mudstone? Mud/ Wackestone?	X? X?				Mikroschillmatrix, stark neomorph Mikroschillmatrix, sehr stark neomorph
230											
220											
210		HG32a HG32b HG32 HG31_g		PsM, ws pp PsM, ns PsM, s, pp	KM, KB+z.TDM sim+DM+KM KM, KB KM+DM+psim+PM? KB+psiB	Fein/ Mikroschill- Packstone Bio- Wackestone? Bio-Packst Bio- Mudstone?	X? X? X X?				vereinzelt ganzschalige Produktus Mikroschillmatrix, sehr stark neomorph ganzschalige Produktus+Spirifer Mikroschillmatrix
200											
190		HG30b,c		B	sim	Chert	X				Mudstone?, angedeutete Feinschichtung
180											
170		HG30a HG30 HG29b_g HG29a HG29		PsM, ws PsM, ns PsM, pp	KM,KB,syn, psiB KM+DM, psiB+KB sim sim+DM (Schlieren)	Bio-Grainst. -> Chert Chert	X X X				schwach ausgebildeter Zement A und B, Komp. stark aufgearbeitet spikulitischer Bio-Packstone, massenhaft ganzschalige Produktus Spikulit? dichtgepackter Bio- Packstone, z.T. ausgewaschene Matrix
160											
150											
140											
130		HG28 HG28a		PsM, s, pp, ws, B PsM, s, pp	sim+psim+DM KM, KB	Biopel- Mudstone? Biopel- Mudstone?	X? X?				Mikroschillmatrix, sehr stark neomorph Mikroschillmatrix, sehr stark neomorph vereinzelt Brachiopodenfragmente



Plympton Formation

570	LI 94b,c		DM, psim	Bio-Wackestone?	X?	sehr starkneomorph	
	LI 94a		PsM, s, so, z.T. //	DM, DB	Bio-Wackestone	X	Biogene sind vollständig mikritisiert
			PsM, B	DM, DB	Bryo-Bio-Wackestone	X	stark neomorph
560	LI 93b		PsM, B	DM, DB	Bryo-Bio-Wackestone	X	stark neomorph
	LI 93a		PsM, pp, s	DM, KM, KB	->	X?	siltiger Dolosparit, stark neomorph Bio-Wacke/Packstone?, sehr stark neomorph
	LI 93a		PsM, pp, s	DM, KM, KB	->	X?	
550	LI 92a,b		PsM, ns	KM+KB	->	X	Feinschill-Bio-Packstone, z.T. ausgewaschen
	LI 92c		PsM, ns	KM, KB	Bio-Wacke/ Packstone	X	sehr stark neomorph
	LI 92		PsM, s, B?	DM	Siltstein	X?	selten dünne unregelmäßige Mud/Tonfasern (< 0,1mm)
540							
530							
520						X?	plattiger Siltstein
			sim	Chert		X?	Mudstone?
510	LI 91d		ns	sim, siB	Bio-Mud/ Wackestone Mudstone?	X?	sehr stark neomorph
	LI 91b		PsM, s, B	DM+psim		X?	sehr stark neomorph
	LI 91c		PsM, s, B, pp, PP	DM	->	X?	Bio-Wacke/Packstone?, stark neomorph
500	LI 91a		PsM, s	DM, psim	->	X?	Pel-Mud/Wackestone?, stark neomorph
			PsM, s, B?	sim+DM	siltg. Mudst.	X?	angedeutete Feinschichtung
						X?	
490	LI 90a,b		PsM, s	DM+psim	->	X?	Mudstone mit Fein/Mikroschillagen, stark neomorph
480	LI 90c		PsM, s, B?	sim+DM	siltg. Mudst.	X?	angedeutete Feinschichtung
	LI 90a,b		PsM, s	DM+psim	->	X?	Mudstone mit Fein/Mikroschillagen, stark neomorph
470	LI 90		ws	sim, siB	Bio-Pack/ Grainstone	X	stark neomorph
460	LI 89c,d			sim	Chert/ spik. Mudstone?	X?	sehr stark neomorph, Feinschichtung?
	LI 89b		PsM, s (aut?)	DM	Mudstone?	X?	sehr stark neomorph
	LI 89a		PsM, s (aut?)	DM	Bio-Wacke/ Packstone?	X?	sehr stark neomorph
450	LI 89			DM	Mudstone?	X?	sehr stark neomorph
440							
430	LI 88e		PsM	DM	Mudstone		
	LI 88d		PsM, ns, B	DM, PB	->	X?	Phosphatpartikel Mud/Wackest., verwürgte Feinsch., leicht breckz.
	LI 88c		PsM, pp, B, s	DM	Siltstein		
	LI 88b		PsM, s, ns, B, pp	DM	->	X?	Mud/Wackestone?, stark neomorph
	LI 88a		PsM, s	DM	Siltstein		
	LI 88		PsM, s	DM	Siltstein		

formation

270		Li 72b Li 72,a		PsM, B PsM	DM DM, DB, psiM	Pel-Mudst. Bio-Wackestone?	X? X?	Fecel Pellets un Nestern sehr stark neomorph	
260		Li 71,a		PsM, ns	DM, DB	Crino-Bio-Packstone	X	1* ca. 10 cm mächtige Lage mit massenhaft Bryozoenresten	
250		Li 70 Li 70a Li 70b		PsM, ns, z.T.// PsM, ws PsM, s, pp	DM, psiB DM, DB pH	Schill-Packstone Crino-Wacke-Packstone phosph.-Mudstone	X X? X?	stark neomorph sehr stark neomorph angedeutete Feinschichtung	
240	Übergang unklar!								
230	Übergang unklar!								
220	Übergang unklar!								
210	Übergang unklar!								
200		Li 69,a Li 68a,b		PsM, ns PsM, B	DM, DB, psiM DM, DB, z.T. pB	Crino-Bio-Packstone ->	X X?	Crino-Mud/Wackestone / Mikroschill-Packstone?	
190		Li 68 wie unten.		PsM, ns	DM	Crino-Bio-Wacke-Packstones ->	X	Bio-Wacke/Packstone sehr stark neomorph, Bio-Wacke/Packstone? stark neomorph	
180		Li 67d Li 67b,c Li 67a Li 67 Li 66,a		PsM, ns PsM, ns PsM	DM siM+DM siM+DM siM, DM	Crino-Bio-Packstone Pel-Wackestone?	X X? X?	stark neomorph stark neomorph stark neomorph	
170		Li 65b Li 65a,c Li 65		PsM PsM, ns PsM, s, ns, B	DM DM DM?	-> -> ->	X? X? X?	Mud/Wackestone, stark neomorph Bio- Wacke/Packstone Pel Mud/Wackestone	
160		Li 64a Li 64 Li 63 Li 63a		PsM, s, B PsM, ns, B? PsM	dM?, psiM KM, KB DM, DB DM, DB	-> -> -> ->	X X	Pel-Wackestone Bio-Pel-Packstone, stark neomorph Bio- Wacke/Packstone	
150		Li 62,a Li 62b Li 61b Li 61c		PsM, ns, B PsM, ns, B PsM	KM, KB KM, KB DM	Bio-Wacke/Packstone Crino-Bio-Packstone Mudstone	X X X?	Chert stark neomorph Feinschichtung, stark neomorph	
140		Li 61,d Li 60c,d,e Li 60,a,b		PsM, ns, B? PsM, s, B PsM, s, B	DM, psiM, psiB DM DM, psiM	-> Mudstone ->	X X? X?	Feinschill- Bio- Pel- Packstone z.T. Lamination und Feinschichtung siltg. laminiertes Mudstone, selten mm mächtige phosphatische? Peloidlagen, Schrägschichtungk. < 2cm	
130	Übergang unklar!								

Grandeur F

Trapper Creek F.?

120	Li 10b		PsM, s	DM	siltg. Mudst.?	X?	sehr stark neomorph
110	Li 10a Li 10		PsM, s psM, s, B?	DM, psiM DM+psiM	siltg. Mudst. Siltstein	X?	
110	Li 9b		PsM, s	DM+psiM	Mudstone?	X?	sehr stark neomorph
100	Li 9 Li 9a		PsM, ns, B	DM, DB siM	-> Chert ->	X?	Bio-WackePackstone, stark neomorph, Feinschichtung? Mudstone? Feinschichtung?, stark neomorph
90	Li 8d Li 8c Li 8b Li 8a Li 8		PsM, s, ns PsM PsM, s, pp	psiM+DM siM DM, psiM psiM+DM, psiB DM	siltg. Crino- Packstone? Chert -> Mudstone? Bio- Wackestone? Mudstone?	X X? X? X?	sehr stark neomorph Mudstone? stark neomorph, angedeutete Feinschichtung sehr stark neomorph, angedeutete Feinschichtung sehr stark neomorph stark neomorph
80			PsM, s, pp		siltg. Bio- Wacke- Packstone	X	stark neomorph
70	Li 7a Li 7		PsM, s, pp PsM, s	siM+DM KM	siltg. Bio- Wacke- Packstone siltg. Crino- Wackestone	X	stark neomorph
70	Li 6b,c		PsM, s, ns	KM, KB	Crino- Packstone siltg. Mudst.	X	X
70	Li 6a Li 6		PsM, s, B? PsM, s	DM siM	siltg. Mudst. -> Mudstone?	X X	siltiger Bryo-Bio-Pack/Rudstone stark neomorph, angedeutete Feinschichtung
60				KM	Bio- Wackestone	X	
50	Li 5a Li 5 Li 5b,c,d		PsM, s, ns, ph PsM, s, ns, B PsM, s	siM+KM KM, KB, psiB, syn psiM?	div. Bio- Packstone dichtg. Crino Packstone siltg. Mudst.	X X X	starkneomorph 1* 1cm mächtige Sturmlage
40	Li 4a Li 4b Li 4c		PsM, z.T. s, ns, B, pH	KM, psiB	div. Bio- Wacke/ Packstone	X	stark neomorph, z.T. stark siltig verkieserter Produktus, ca 5 cm Durchmesser
40	Li 3a		PsM, s, B, ns	KM+DM	Bio- Wacke/ Floatstone	X	stark neomorph
30	Li 2b,c		PsM, s, ns	KM, psiM, psiB	Crino- Packstone	X	
20	Li 2a		PsM, s, B	DM+KM, psiM	Bio- Packstone?	X?	stark neomorph
10	Li 1b,c Li 1a		PsM, s, // PsM, B, s, Ton?	DM DM	laminiertes Mudstone siltg. Mudst.	X? X?	Bryo- Rudstone
0	Li 1		PsM, ns	KB, KM	->	X? X	Bryo- Rudstone

Profil Mill Creek Canyon

Lokalität: Mill Creek Canyon, Salt Lake County, UT

Profilmeter 0 bei ca. N 40° 41.53' W 111° 46.68' (WGS84)

244 bei ca. N 40° 41.66' W 111° 46.75'

Formation Alter	Verwitterungsprofil Sedimentstrukturen Lithologie	Probe, Photo, Dünnschliff	Lithologie (Handstück) Fossilinhalt, Partikel	Mikrofazies	Diagenese	Lithofaziestyp Mikrofaziestyp	tiefer Subtidal	flaches Subtidal	Intertidal	Supratidal/ Lagunär	Sonstiges
Woodside F.	240			s	DM	Shale	X				dünnplattiger Bruch grüne Verwitterungsfarbe
	230	MC34b MC34a		PsM, s	DM	Siltstein	X				plattiger Bruch
	220			PsM, s	DM	siltg. Mudst.	X				
		MC34		PsM, s, B	DM, psiM	siltg. Mudst.	X				angedeutete Feinschichtung, dünnplattiger Bruch
		MC30c			DM	Mudstone	X				stark neomorph, faserige Feinschichtung
	210	MC30a,b MC32		PsM, ws PsM, PP, B	KM, KB, z.T. PB DM	-> Mudstone	X				Gastropoden-Feinschliff-Packstone Biogene sind phosphatisch
		MC32,a,b		PsM, ns	KM, KB, psiM, psiB	Bio-Wacke/ Packstone		X			Lagenweise massenhaft Bryozoenreste (10-20 cm mächtig), z.T. ganzschalige Produktus u. Spirifer bis 7cm, zyklischer Wechsel von Fein- u. Grobschliff, vereinzelt cm mächtige Mudstone-Lagen/Linsen
		MC33,a,b		PsM, ns	KM, KB, psiM, psiB	Bio-Wacke/ Packstone					
	200	MC29b,c MC29,a		PsM, PP, B, s, S	DM	->		X?			Pel-Mud/Wackestone? stark neomorph
		MC29		PsM, s, S	DM	->				X	unreifer Fein/Mittelsandstein
190					DM	Mudstone?	X?				
	MC28a,b MC28		s, S	KM	Sandstein	X?				sehr stark verwittert, breckziert	
180	MC27b,c			DM, z.T. po	Mudstone?	X?				stark neomorph, angedeutete Feinschichtung	
	MC27,a			DM, po	Mudstone?					stark neomorph, angedeutete Feinschichtung	
	MC26,a		S	KM	Sandstein	X?				sehr stark verwittert, breckziert	
170	MC25a		PsM, s	DM	Siltstein	X?				angedeutete Feinschichtung	
	MC25		PsM, ws		->		X			sandiger Feinschliff-Packstone	
	MC24d		PsM, s		Mudstone/ Bindstone?					Feinschichtung	
	MC24c		PsM, s, B	DM	Siltstein						
160	MC24a,b		PsM, s	DM	siltg. Mudst./ Siltstein	X				Feinschichtung	
	MC24			DM	Mudstone	X				Feinschichtung	
	MC23b		PsM, s, pp, B		siltg. Mudst./ Siltstein	X					
	MC23c		PsM, s	DM							
	MC23a		psiM, DM sM, z.T. PM		siltg. Mudst.			X		Phosphel-Pack/Grainstone, gut gerundete Phosphatklaster	
150	MC23		PsM, s, PP, B ws, PP		Chert Mudstone Mudstone	X				pel- Mud/Wackestone? cm mächtige Bohrg., sind mit Phosphatpel-Packst. gefüllt faserige Feinschichtung	
	MC22a		PsM, PP	siM DM DM		X					
	MC22					X					
	MC21b,c		PsM, s, B?	DM	Mudstone	X				angedeutete Feinschichtung	
	MC21a		PsM, s, B?	DM, psiM	siltg. Mudst/ Siltstein	X				angedeutete Feinschichtung	
140	MC21		ns	DM	->		X	X		Phosphel-Packstone	
	MC20b		ns, pp	DM	->			X		siltg. Mudstone, Feinschichtung	
	MC20		ns	DM	->			X		Phosphel-Wackestone	
	MC19b		PsM, s, PP, ns	PM?+DM DM, DB, z.T. PB	->			X		Phosphel-Packstone	
	MC19a		PsM, s, PP, ns	DM, PM?, z.T. PP siM	Bio-Pel- Packstone Chert	X?		X		Phosphel-Intraklast-Packstone spikulitischer Mudstone? Fece Pellets in Nestern	
	MC19					X?					
	MC18a,b MC18		PsM, s, PP, B	DM, DB siM	-> Chert	X?		X?		siltg. Pel-Wacke/Packstone?, stark neomorph spikulitischer Mudstone? Fece Pellets in Nestern	
130	MC17a MC17		PsM, s	DM, psiM	siltg. Mudst. siltg. Mudst.	X? X?					stark neomorph Feinschichtung
	Chert						X?				
120	MC16,b		PsM (SM?), s,S, PP, ws	DM, DB	sandg.- Pel-			X?			stark neomorph

Member? / Franson Member?

Mead Peak Me

Grandeur Formation

Weber SS

110	MC16a		s, S, B		Bio- Pack/ Grainstone?	X?		Feinschichtung
100	MC15d MC15c MC15a,b		Psm, PP, s, S, B? PsM, pp	DM KM siM	-> Breckzie Chert/ Mudstone	X?		unreifer, grobsandhaltiger, Fein/Mittelsandstein Chertbruchstücke bis Feinkiesdurchmesser
90	MC14a,b MC13c MC13a,b MC13	(phosph)	Psm, pp s Psm, s	DM, psiM DM+psiM DM+siM	Mudstone Mudstone siltg. Mudst./ Siltstein	X X X?		eingeregelte <0,2 mm Mudfasern
80	MC12c MC12b MC12a MC11 MC10d		Psm, ns, PP PP, ns Psm, PP, s, B? Psm, ws	DM, PM?, PP DM DM, PB DM	-> -> ->	X? X? X?	X	Phospe-Packstone siltg. Bio?- Mud/Wackestone phosphatischer Feinschill-Pel-Wacke/Packstone stark neomorph
70	MC10c MC10b MC10a MC10		s,S, B PsM, s, PP PsM, s, B? PsM, ns, PP	DM DM, DB, z.T. PB DM, psiM DM, DB, z.T. PB	Mudstone/ siltg. Feinss Siltstein Siltstein Bio- Wackestone	X? X? X? X		angedeutete Feinschichtung Fein/Schrägschichtung, Phosphatpartikeleinkornlagen verwürgte Feinschichtung
60								
50								
40	MC9b MC9c MC9a		B? PsM PsM, ns, B	siM DM? KM,KB	Bio-Wacke/ Packstone Chert Mudstone Crino-Bio- Wackestone	X? X? X X		<- ca. 5cm mächtige Lage mit ganzschaligen Brachiopoden stark neomorph -> Mudstone? plattiger Bruch
30								
20	MC8b,c MC8a MC8 MC7a,b MC6a,b MC6 MC5c,d MC5a,b		Psm (MM) PsM (MM) PsM (MM) PsM, s, ns PsM PsM, ns, z.T./, B, s PsM, ns PsM, ws, z.T./	DM+KM, z.T.PB DM+KM, z.T.PB DM+KM, z.T.PB DM, DB DM, KB, z.T.PB? DM, KB, z.T.PB, psiB KM,KB KM, KB	Bio?- Wackestone -> Bryo-Bio- Wackestone Bio- Packstone Bio-Wacke/ Packstone	X X? X X X X		Mudstones, dünnplattiger Bruch, ca alle 100cm je max. 10 cm mächtige Schillage sehr stark neomorph Bio-Wacke/Packstone
10	MC5 MC4b MC4a MC3a,b,c MC3c MC2a,b MC2 MC1a,b,c MC1		Psm, ns, pp, B PsM, PP, s, ns, B, z.T./ PsM PsM, s, S, ns, B? PsM, s PsM, s, S s,S B? PsM (MM), s, B	KM, KB KM, KB, z.T. PB siM +DM KM, KP KM+KP KM siM+DM siM, DM (Reste) DM	-> -> -> -> -> -> -> -> ->	X X X? X X X X X		Bio-Wacke/Packstone siltg. Crino- Bio- Wackestone, verwühlte Feinschichtung Mudstone?, sehr stark neomorph, z.L. Feinschichtung Mudstoneklasterhaltiger unreifer Fein/Mittelsandstein Karbonatbreckzie aus Mudstonebruchstücken unreifer Fein bis Mittelsandstein, Feinschichtung stark neomorph ->Mudstone? stark neomorph

Profil Morgan Hill

Lokalität: Morgan Hill, Elko County, NV

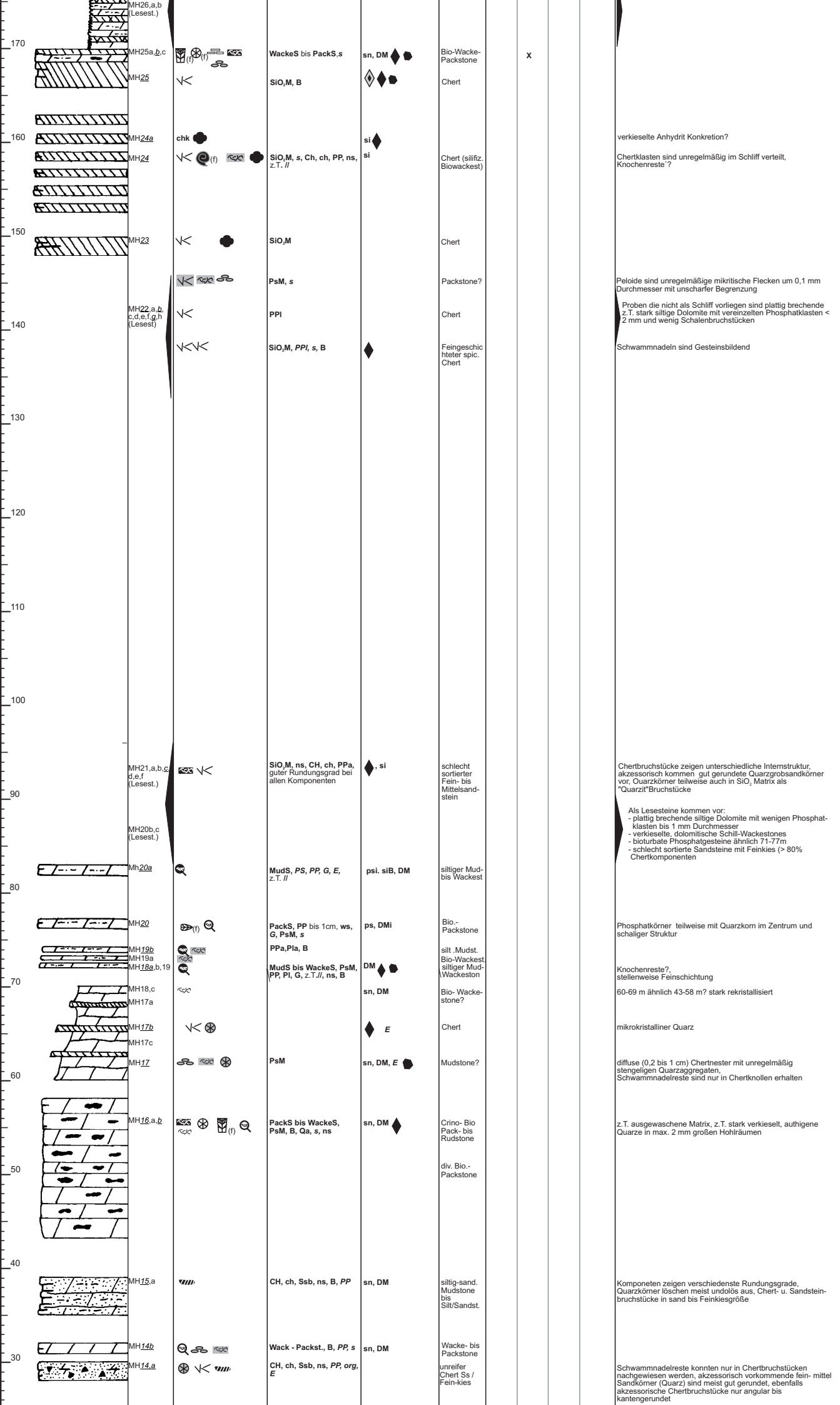
Profilmeter 0 bei ca. N 36.985100 W 113.678600 (NAD 27)

Formation Alter	Verwitterungsprofil Sedimentstrukturen Lithologie	Probe, Photo, Dünnschliff	Lithologie (Handstück) Fossilinhalt, Partikel	Mikrofazies	Diagenese	Ablagerungsmilieu					Sonstiges	
						Lithofaziestyp	Mikrofaziestyp	flaches Subtidal	tiefer Subtidal	Intrtidal		Supratidal/ Lagunär
Gerster Formation	300	MH31a,b		SiO,M, kg, PP	◆ ◆ sn	ver kieseller div. Bio- Packstone						
	290	MH 31				div. Bio- Packstone						
	280	MH30a		PackS, MM bis PsM, s, ch, G, kg		div. Bio- Packstone						
	270	Mh30				div. Bio- Packstone						
	260	Mh30				div. Bio- Packstone						
	250	MH29b				div. Bio- Packstone						
	245	MH29_a		MM		div. Bio- Packstone					Biokomponenten ab 245 m zeigen kaum Neomorphismus	
	240	MH28_a,b, c,d,e,f		28 SiO,M, Pl, ns, s	◆	ver kieseller Phos litho- Packst.					Reste karbonatischer Matrix mit massenhaft Schwammnadeln, 0.2-7 mm große Phosphatklasten bilden Korngestütztes Gefüge, Phosphat ist teilweise mehrfach aufgearbeitet	
	235	MH LEa,b, c		28a SiO,M, G	◆	ver kieseller Siltstein						
	230	MH LEa,b, c		28d SiO,M, PP, mg, s, B, ns		Chert					vereinzelt gut gerundete Grobsandkörner, Phosphatlithoklasten haben Durchmesser bis 1cm und sind oft gut gerundet und enthalten massenhaft Schwammnadeln, mehrfach aufgearbeitete Phosphatpartikel	
	225	MH LEa,b, c		LE_a SiO,M, PP, Pl, S, s, kg, ns		ver kieseller Phos litho- Packst.						
	220	MH LEa,b, c		LE_b SiO,M, Pl, S, s, ns, kg		spic. Chert					phosphatische Ooide mit eisenreichen Lagen kommen nur in Phosphatklasten vor	
215	MH LEa,b, c		LE_c SiO,M, G		Chert							
190	MH27_a (Lesest.)		SiO,M, G	◆ ◆	Feinsiltstein							
180											plattig brechende, siltige Dolomite mit wenig Schill	

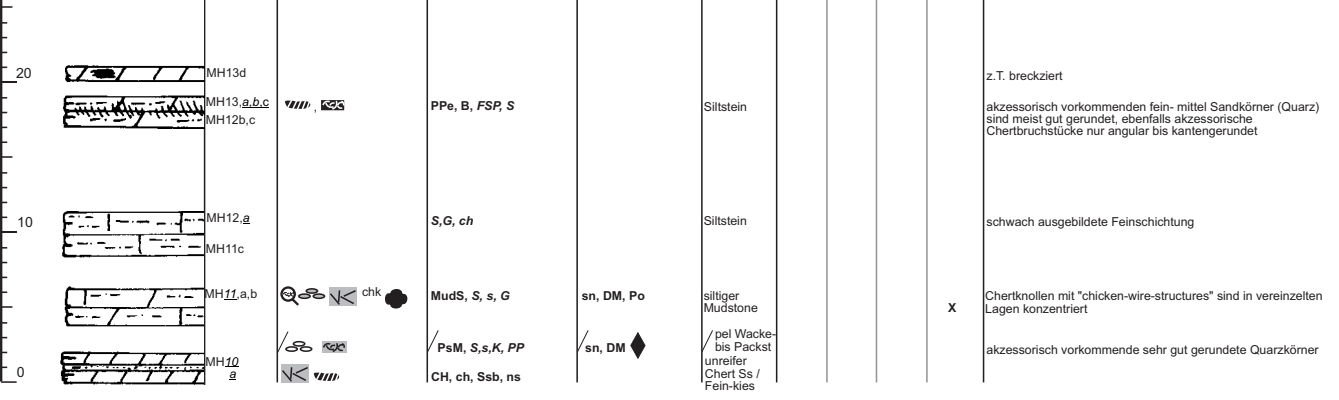
Plympton Formation

Grandeur Formation

one



Weber Sandst.



Profil Mineral Mountains

Lokalität: Mineral Mountains, Beaver County, UT

Profilmeter 0 bei ca. N 38° 13.72' W 112° 53.66' (WGS84)

" 180 bei ca. N 38° 13.74' W 112° 53.36'

Formation Alter	Verwitterungsprofil Sedimentstrukturen Lithologie	Probe, Photo, Dünnschliff	Lithologie (Handstück) Fossilinhalt, Partikel	Mikrofazies	Diagenese	Lithofaziestyp Mikrofaziestyp	tiefer Subtidal	flaches Subtidal	Intertidal	Supratidal/ Lagunar	Sonstiges
Moenkopie F.	180				DM	dolomitisches Shales					dünnpaltiger Bruch
	170										
Kaibab Formation	160		Min 16b Min 16a		PsM PsM	Mudstone	X? X?				stark neomorph Feinschill Wackestone? stark neomorph
	150		Min 16		PsM	DM, psiM	X?				Feingeschichteter Pel-Mudstone
	140		Min 15b Min 15 Min 15a		PsM	DM DM, po DM, KB, psiM	Dolosparrit Bio-Wackestone? ->	X? X?			sehr stark neomorph sehr stark neomorph Fein/Mikroschill-Wacke/Packstone? Mudstone?
	130		Min 15c		PsM, ns	KM, KB	Bio-Feinschill-Packstone		X		stark neomorph
	120		Min 14a		PsM	KM, KB, psiM	Bio-Wacke/ Packstone		X		sehr stark neomorph
	110		Min 14		PsM, B	KM, KB	Bio-Wacke/ Packstone		X		Bereich von m 115 bis 120 ist stark breckziert ->Störung?
	100		Min 13b		PsM	KM, KB	Crino-Packst.		X		stark neomorph
	90		Min 13a Min 12a Min 12		PsM, ns PsM, s, S PsM, B	KM, KB, psiB DM	Crino-Packst. ->		X		stark neomorph, Crinoidenreste sind meist verwachsen sandiger Mudstone, Feinschichtung Pel-Intraklast- Wacke/Packstone (durchwühlter Mudstone?)
	80		Min 11		s, S	DM				X?	unreifer Fein/Mittelsandstein
	70		Min 10b Min 10a		PsM, s, B, pp MM, s,S, ns, z.T. //	DM DM, psiM				X?	laminierter Mudstone, stark neomorph
	60		Min 9c Min 9b Min 9a		s, B?	DM, psiM DM DM	Mudstone evap. Mud- stone?			X? X?	stark neomorph, Krümmelgefüge? z.T. Fenstergefüge
	50		Min 8b Min 8a Min 8c		PsM, s, ns, B PsM, s PsM, ns	DM, DB DM, psiM KM, KB	Mudstone -> Bio- Wacke/ Packstone			X?	angedeutete Feinschichtung siltiger Mudstone/Bindstone?, wellig schlierige Feinschichtung

Toroweap Formation

Talisman Quarzit

50	Min 6		PsM, ns, B?	KM, KB, z. l. sim, z. T. DB	Bio-Wacke/Packstone	X		
	Min 7.a Min 7.b,c		PsM, ns	sim KB, KM, z. T. DM	siltg. Chert ->	X	X	angedeutete Feinschichtung unreifer Fein-/Mittelsandstein mit Silt/Mudstoneschlieren
			PsM, ns	KM, KB	Bio-Wacke/Packstone	X		
40	Min 5.a		PsM, ns	KM, KB	Bio-Wacke/Packstone	X		
							X	Lagen (max 10cm) mit massenhaft Crinoidenresten, vereinzelt ganzschalige Produktus
30	Min 4.a		PsM, ns	KM, KB	Bio-Wacke/Packstone	X		
20	Min 3.a			DM, po	Mudstone?		X?	z. T. intraformell? breckziert, stark neomorph
	Min 2.a			DM			X?	feingeschichtete Mud/Bindstones
10	Min 1.a		s, S, B	Quarkörner sind zusammengewachsen	quarzitischer Fein- Mittel-Sandstein			stark neomorph, angedeutete Feinschichtung
0								

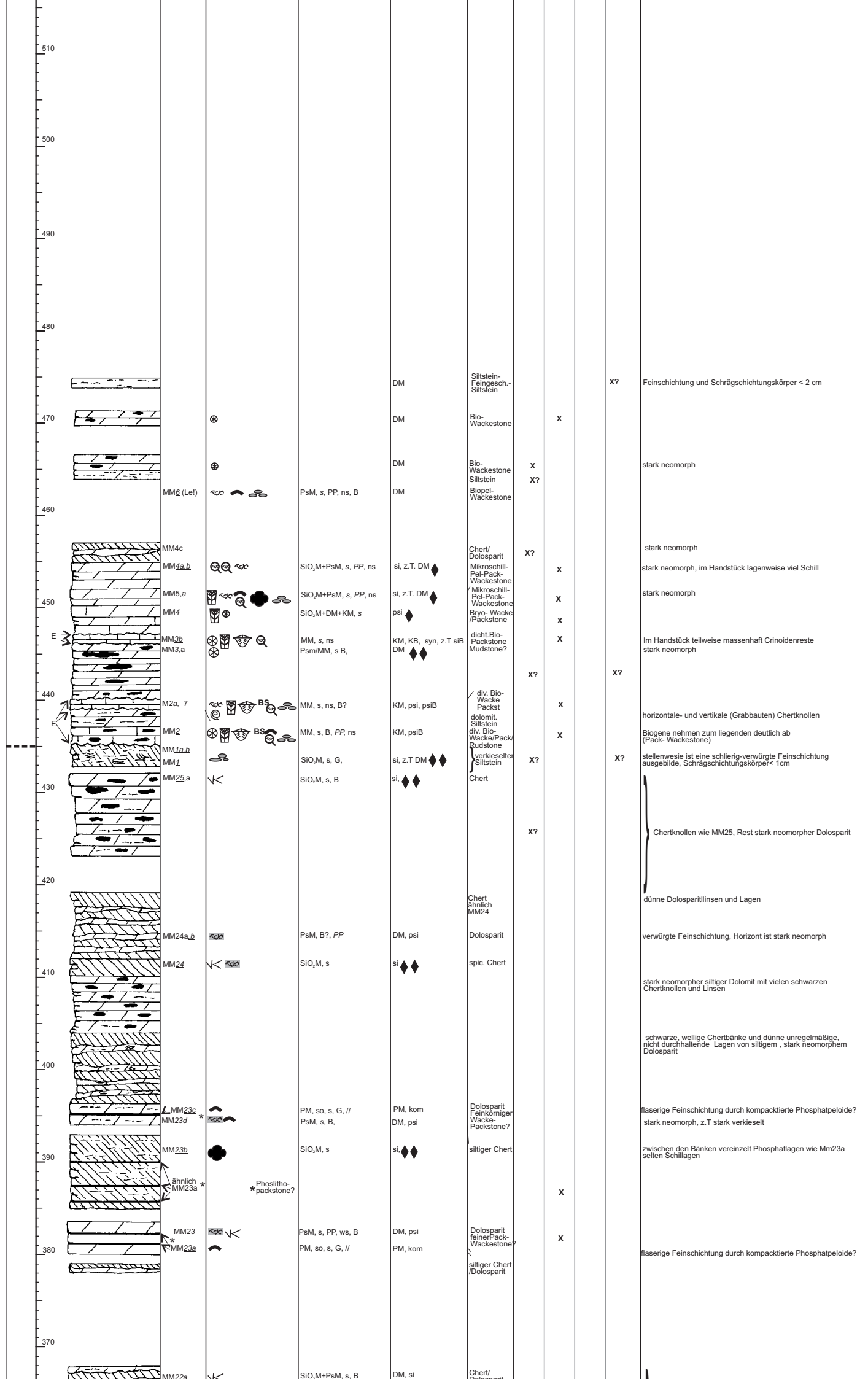
Profil Murdock Mountain

Lokalität: Murdock Mountain, Elko County, NV

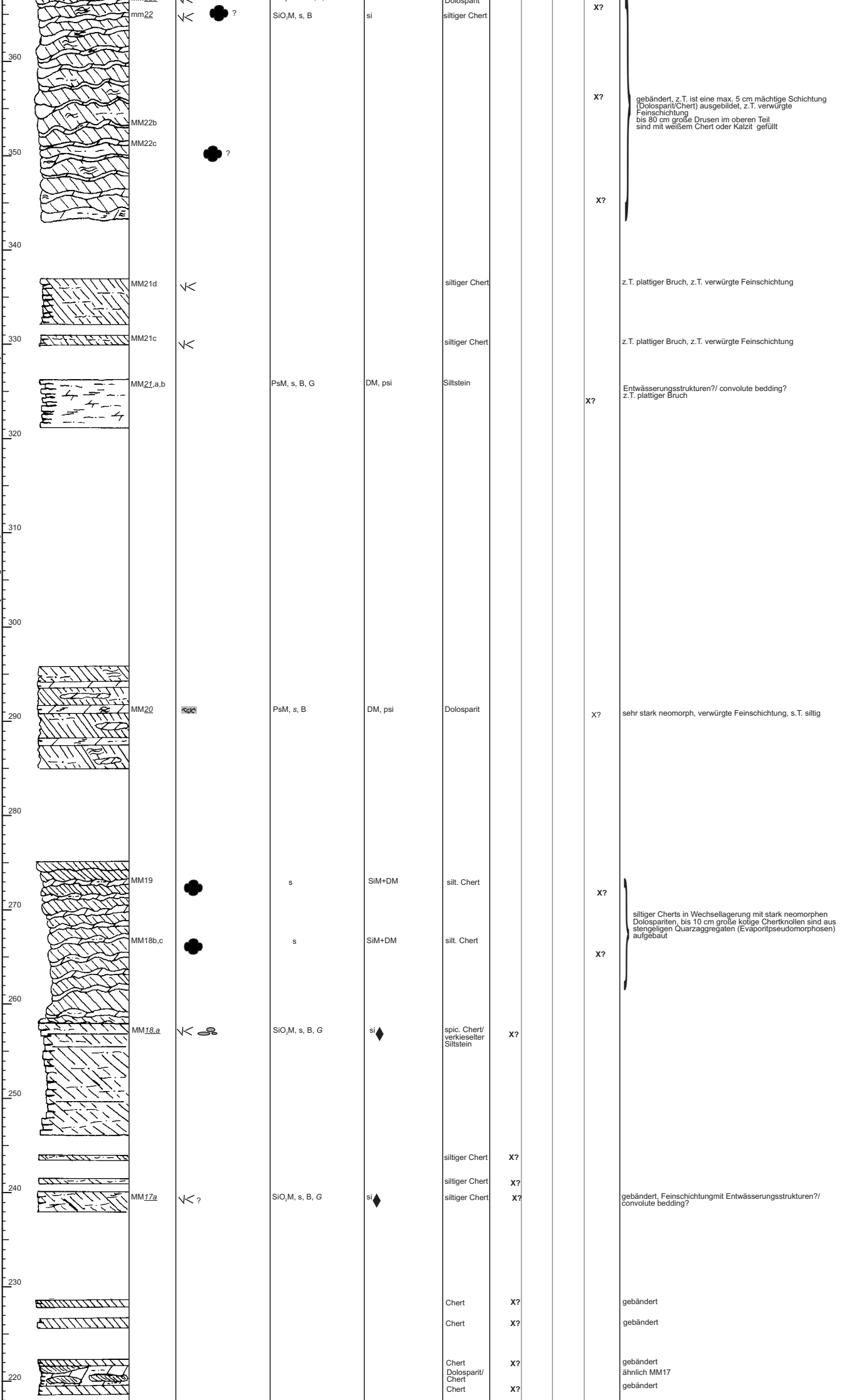
Profilmeter 0 bei ca. N 41° 13.48' W 114° 20.03'

636 bei ca. N 41° 13.62' W 114° 21.03' (WGS 84)

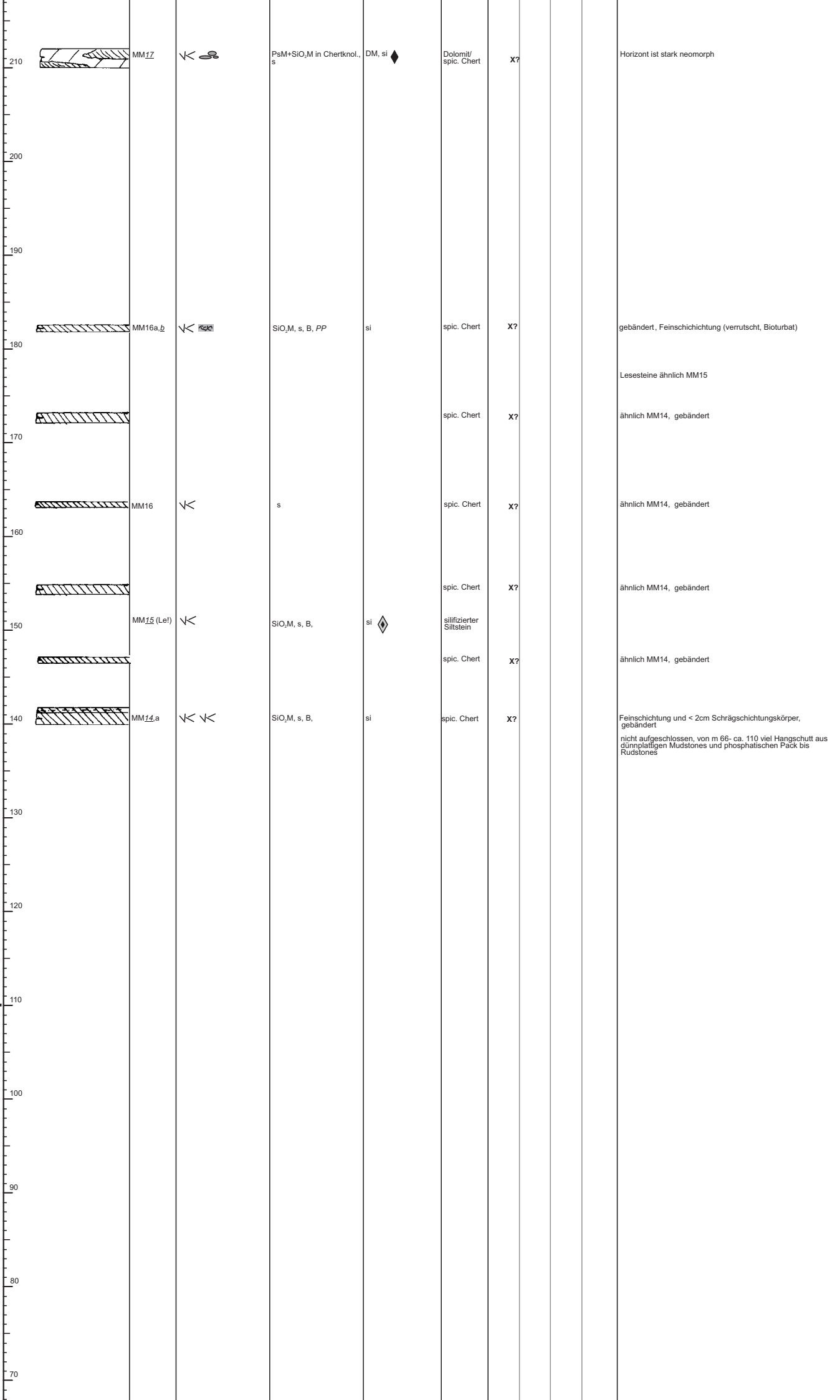
Formation Alter	Verwitterungsprofil Sedimentstrukturen Lithologie	Probe, Photo, Dünnschliff	Lithologie (Handstück) Fossilinhalt, Partikel	Mikrofazies	Diagenese	Lithofaziestyp Mikrofaziestyp		tiefes Subtidal	flaches Subtidal	Intertidal	Supratidal/ Lagunar	Sonstiges	
Gerster Formation	640	MM32c		SiO ₂ M, PP	si	spic.Chert			X?				
	630												
	620								X?				
		MM32b		B		KM	Bio-Packstone		X				z.T. verwürgte Feinschichtung, viel Feinschliff
		MM32a		MM, ns, PP, PH, s		KM, psiB	Brach, Bio-Float-Rustone		X				
	610												
		MM32		ws, PP, PH		psi, KM	dicht.- Bio-Packstone		X				Biogene sind stark zerkleinert
						KM	div. Bio-Packstone		X				gelbe BAnk ähnlich Mm30, viel Feinschliff
						KM	div. Bio-Packstone		X				
	600												
		MM31a,b		MM+PsM, ns, s, PP, PH		psiB, syn	dicht. Crino-Bio-Packstone		X				z.T. ausgewaschene Matrix
		MM31		MM+PsM, ns, //		DM+KM, stark psi	Bio-Packstone		X				gelbe Bank, plattiger Bruch
		MM30		MM, PP, s, ns		KM, psiB, kom,	dicht. Crino-Packstone		X				Horizont ist kaum gebankt, Bryozoenreste sind meist mit Phosphat gefüllt, Crinodenreste im Zentrum phosphatisiert
	590												
	580												
		MM29c					Chert						hellgrauer Chert mit unregelmäßigen siltigen Dolospartitlinsen
	570												
		MM29b		SiO ₂ M+ z.T. PsM, B?		si, z.T. DM	spic. Chert						
		MM29a		PsM, s, PP		DM, psi	Dolospartit				X		stark neomorpher Bio- Wacke/Packstone?
	560												
	MM29		SiO ₂ M, PP		si	spic. Chert						ehemalig Bio- Wacke/Packstone?	
						Chert							
						Crino Wacke /Packstone		X					
550						Chert						hellgrauer Chert mit vereinzelt stark neomorphen Karbonatschlieren die Crinoiden und Bryozoen enthalten	
												Wechselfolge von feinkörnigen Bio?- Packstones ähnlich MM28 und Crinoiden- Schilf- Wacke- Packstones wie MM28b	
540													
	MM28b					KM, KB	Crino Wacke /Packstone		X			selten Chertknollen	
	MM28_a		PsM, ns, s, B, PP			KM, KB, psiB	div. Bio.- Packstone		X			Viele unregelmäßig geformte Chertlinsen	
530													
	E		ns			KM	div. Bio-Packst. Bio-Packst?.		X			sehr wenig Chertknollen massenhaft Chertknollen bis 5 cm	
			//			KM	Brachiop.- Wacke- Packstone		X			knottige Chertlagen	
			MM, ns			KM, psiB	Brach.- Bio- Wacke- Floatstone		X			Komponenten sind sehr schlecht sortiert	
520													
	MM27a		PsM, B, s			KM, syn	Crino-Packstone Bio- Wacke- Packstone		X			Schillanteil nimmt zum Hangenden stark zu	
	MM27					KM	Bio- Wacke- Packstone		X				
	MM26_a					KM	Bio- Wackestone		X				



Murdock Mountain Formation (Plympton Formation)



Peak



Mead

Grandeur Formation

60						X		
50	MM13		MM +PsM, s, ns	DM, psiB, kom	phosilithe. Pack-Rudstone Mudstone	X	X	siltige Mudstones und dolomitisch, phosilithe Pack/ Rudstone wie m 33-51,5
					phosilithe. Pack-Rudstone	X	X	schlechte Sortierung u. sehr unterschiedlicher Rundungsgrad der Komponenten dünnplattiger Bruch dünnplattiger Bruch
					siltiger Mudstone (MM12a) phosilithe. Float-/ Rudstone siltiger Mudstone Bio-Float/ Rudstone	X	X	phosphatische Brachiopodensteinkerne
40	MM12c MM12b MM12		MM bis PsM, ns, P, s	DM, psiB, kom		X	X	phosphatische Brachiopodensteinkerne
	MM12a		PsM, z.T.PM, s, PP, G	DM	siltiger Bio-Mudstone	X		dünnplattiger Bruch, selten Brachiopodenreste
30	MM11a		SiO ₂ M, s, PP	si.	Chert		X	stark verkieselter Dolosparit
	MM10b MM10a		PsM, s, PP, ws PP	DM, z.T. psiB DM	div. Bio-Packstone Mudstone?		X	Phosphateloide zeigen korrodierte Ränder
20								stark neomorphe Dolosparite mit zwischengeschalteten max. 5 cm mächtigen dolomitischen Shalelagen, im unteren Teil vereinzelt wenige cm mächtige Schillagen
10	MM9a MM9b.c		PsM, s, z.T.//, PP SiO ₂ M+PsM	DM+KM, psiB, kom siM, siB, DM in (PsM) in SiO ₂ M	Bio.- Wacke/ Packstone Mud-Wackestone	X	X	zwischen den Mud bis Wackestones max 5 cm mächtige dünnplattig brechende Shales
	MM8b.c MM8a		PsM, ns, s PsM, s, ns, PP., z.T.//	DM siB, kom DM, psiB	Brach-Packstone div. Bio-Pack bis Rudstone		X	Massenhaft ganzschalige Brachiopoden (Produktus)
0	MM8				Dolosparit		X	

Profil Mount Nebo

Lokalität Ostseite Mount Nebo, Juab County, UT:

Profilmeter 0 bei ca. N 39° 47.39' W 111° 44.07' (WGS84)

" 120 bei ca. N 39° 47.36' W 111° 44.977'

Formation Alter	Verwitterungsprofil Sedimentstrukturen Lithologie	Probe, Photo, Dünnschliff	Lithologie (Handstück) Fossilinhalt, Partikel	Mikrofazies	Diagenese	Lithofaziestyp Mikrofaziestyp	tiefe Subtidal	flaches Subtidal	Intertidal	Supratidal/ Lagunär	Sonstiges
Franson Member	120	MN17b		ws	siM+DM	Bio-Wacke- Packstone	X				
		MN17a		(PP in Nestern)	siM	Mud- Wackestone	X				sehr schlecht aufgeschlossen stark verkieselt
	110	MN17		so	DM, psim	Feinschill- Packstone		X			
		MN16a		PsM	DM	Mudstone	X				stark neomorph
		MN15		PsM, s	DM, PM?	Mudstone	X				schwach ausgebildete, schlierige Feinschichtung
		MN14		PsM	DM, PM?	Mudstone	X				
		MN18		PsM	DM+psim	Crino-Bio- Packstone		X			
		MN13a		PsM, PP	DM, psiB	Bio- Wacke/ Packstone	X				stark neomorph
		MN12		PSM, ns	DM, PM?, z.T. psiB	Brach- Packstone		X			
		MN11			DM, PM?, psim	Dolosparit/ Mudstone?	X?				stark neomorph
		MN10a		PsM, ns, //	DM, PM?	"disp.phos." Mudstone	X				wellig flaserige Feinschichtung
	Mead Peak Member		MN10b		PsM, ns, //	DM, PM?, psiB	"disp.phos." Mudstone	X			
		MN9a, MN8a,b,c, MN7b		PsM, s, //, PP	DM, PM?	"disp.phos." Mudstone	X		X		schwach ausgebildete Feinschichtung (Wechsel im Siltgehalt)
		MN7a		PsM, ns, s, PP	DM, psiB, KB, PB	Bio-Pack- Rudstone	X*				* Phosphatlithoklast-Packstone: 40cm mächtig, nicht sortiert, Klasten bis 3cm, zum Hängenden Übergang von kongestütztem zu Matrixgestütztem Gefüge, phosphatische Matrix
		MNZ		PsM, ns, s, PP	DM, psiB, KB, PB	div. Bio- Pack- Rudstone		X			
Grandeur F.		MN6		PsM, s	DM, psim, PM?	Mudstone	X				schwache Feinschichtung, flaserig
		MN5a, MN5		PsM, ns, s, B PsM, ns, s	DM, DB, psim, psiB DM, z.T. PB	Bio- Wacke/ Packstone		X			stark neomorph, z.T verwürget Schichtung
		MN4a, wie MN2		PsM, s, ch, pp	DM	feingesch. Silt u. Mudstone					flaserige Feinschichtung
		MN3b		PsM, s	DM, psim	feingesch. Silt u. Mudstone					gut ausgebildete Feinschichtung
		MN3		PsM, s, S, B	DM	Zweischaler Wacke- Packstone					
		MN3a		PsM, s	DM, psim	feingesch. Silt u. Mudstone					Nester mit fecal Pellets, Wechsellaagerung von Mud/Siltlagen ist nicht mächtiger als 0,5 mm
		MN2a		PsM, ws, B, s, S	DM, DB, PO	Zweischaler Packstone unreif. Fein/ Mittelsandst.					stark neomorph, Fossilimolds sind z.T. mit Kalzit gefüllt
		MN2		PsM, s, S, B, ns	DM						verwürgete, cm mächtige Mudstonelagen
		MN1b		PsM, s, S, B, pp	KM	grober Siltstein					schlecht aufgeschlossene Silt bis
		MN1a, MN1		s PsM, s, s, S, ch, B	KM	Chert unreif. Silt/ Feinsandst.					angedeutete Feinschichtung, in einigen Lagen cm große Chertbruchstücke plattig, splittiger Bruch verwürgete Feinschichtung, Quarzkörner sind ineinander verwachsen

Profil Medicine Range

Lokalität: Medicine Range, White Pine County, NV

Profilmeter 0 bei ca. N 40° 14.416' W 115° 9.737' (WGS 84)

370 bei ca. N 40° 14.570' W 115° 9.197'

390 bei ca. N 40° 17.263' W 115° 10.481'

520 bei ca. N 40° 17.377' W 115° 10.217'

Formation Alter	Verwitterungsprofil Sedimentstrukturen Lithologie	Probe, Photo, Dünnschliff	Lithologie (Handstück) Fossilinhalt, Partikel	Mikrofazies	Diagenese	Lithofaziestyp Mikrofaziestyp	tiefer Subtidal	flaches Subtidal	Intertidal	Supratidal/ Lagunär	Sonstiges
Gerster Limestone	520		BS			div. Bio-Packstone ähnl. Mr _{9a}		X			plattiger, splittiger Bruch, z.T siltig
			BS			div. Bio-Packstone ähnl. Mr _{9a}		X			
	510		BS			div. Bio-Packstone ähnl. Mr _{9a}		X			plattiger, splittiger Bruch, z.T siltig
			Mr _{9a} BS	MM, PP, s, ns, B	DM, KB, z.T psiB psiM	div. Bio-Packstone		X			plattiger, splittiger Bruch, z.T siltig
	500		Mr ₉ BS			div. Bio-Packstone		X			plattiger Bruch, z.T siltig
	490		Mr _{8b,c} 	MM, PP, PH, s, ns	DM, KB, psiB	div. Bio-Packstone		X			
			Mr _{8a} 	MM, PP, s, ns, B	DM, KB, z.T psiB psiM	div. Bio-Packstone		X			plattiger Bruch, z.T bis 10% Silt
			Mr ₈ BS	SiO ₂ M+MM, ns	SiB, DM	div. Bio-Packstone					Viele Schwammnadeln
	480		Mr _{7,a,b} BS		PsM, PP, s, ns, B	DM, KB, sy, z.T. psi	div. Bio-Pack-Rudstone		X		
			Mr _{6,a,b} BS			div. Bio-Packstone			X		Horizont ist meist sehr stark vererzt
	470					Brach-Packstone Bryo-Packstone			X		Massenhaft ganzschalige Produktus Massenhaft Bryozoenreste
	460								X		
	450		Mr _{5,a} 	MM, ns, s, PP	DM, KB, sy	div. dichter Bio-Packstone			X		
			Mr _{4,a} BS	SiO ₂ M+MM, ns		div. Bio-Packstone			X		z.T. stark verkieselt
	440		Mr _{3,a} 	MM+SiO ₂ M, PP, ns, s	sim+KM, z.T. DB	div. Bio-Packstone			X		
						div. dicht. Bio-Packstone ähnl. Mr ₁			X		
	430		Mr _{2a} 	MM+ z.T. SM, ns, PP, gl	z.T. DM, KB, psiB, sy	div. dicht. Crino-Bio-Packstone			X		Biokomponenten sind stark fragmentiert
	420										
	410		Mr ₂ 	MM, PP, ns, s	DM, KB, psiB	Bryo-Bio-Packstone dicht. Bio-Pack-Grainstone ähnl. Mr ₁			X		massenhaft Bryozoenfragmente
						dicht. Bio-Pack-Grainstone ähnl. Mr ₁			X		
400		Mr _{1,a,b,c} 	PsM+ z.T SM, PP, s,	psiB, kom,	div. dicht. Bio-					plattiger Bruch, Biokomponenten zeigen unterschiedlichen Rundunso-rad	

390			ns	Pack - Grainstone		X	
370	Mr93,a		MM	KM, KB	dicht. Bio-Packstone	X	
365	Mr92b,e		MM+z.T. SM, ns, s	KM, KB, kom	dicht. Bio-Packstone	X	z.T. ausgewaschene Matrix, Biokomponenten zeigen unterschiedlichen Rundungsgrad
360	Mr92,a				div. Bio-Packstone	X	
330	Mr91d,e,f (Le!)						Bio- Packstones?, dolomitisch, z.T. stark neomorph
305	Mr91b		MM, PP, s, ns, z.T.//	KM, KB, psiB	div. Bio-Packstone	X	plattiger Bruch
300	Mr91a		MM, ,PP, s, ws, z.T.//	psiB	div. dicht. Bio-Packstone	X	
300	Mr91		SiO ₂ M		Chert		plattiger Bruch
300	Mr90b,c		PsM, PP, ns, B, s	KM, z.T. DM,	Siltstein		plattiger Bruch
300	Mr90,a		PsM, ns, z.T.//	z.T. DM, KB	div. Bio-Packstone	X	plattiger Bruch
280	Mr89 (Le!)		PsM, PP, s, B	DM, si, ◇	siltiger Dolomudst.		
265	Mr88a				Chert		gebändert
265	Mr88		SiO ₂ M, I		Chert/ Bindstone		gebändert
260	Mr86a,b,c (Le!)		PsM, PP, s, f?, kr? o. ausgewaschen?	DM	Packstone		Proben sind stark neomorph
250	Mr86		SiO ₂ M, ns, s, PP	si, DB, z.T. DM	/Bio-Packstone	X	
250	Mr87,a,b		PsM+SiO ₂ M, PP, ch, CH,s,S, ms	si, DM	Mittel bis Grobss		Sandkörner bestehen aus meist gut gerundeten, überwiegend sortierten, Chert und Phosphatfragmenten die z.T. wiederum aus aufgearbeitetem Material aufgebaut sind

Plympton Formation

240	Mr85c Mr85b Mr85a		PsM, PP, ns, B, s	DM, DB si	Siltstein /Pel-Bio- Packstone Chert Chert	X	stark neomorph, Matrix ist z.T. ausgewaschen?
230	Mr85 Mr84d Mr84c Mr84a,b (Lel)		SiO ₂ M, PP, s, FS, ns PsM, PP, s SiO ₂ M, PP, ns, s, B	DM, DB, si	Dolomit Packst ? Siltstein Chert	X? X X	Horizont ist stark neomorph sehr stark neomorph
220	Mr83f Mr83e		PsM, ns, s, B	DM, DB si	div. Bio- Packstone Chert	X	Matrix ist teilweise ausgewaschen
210	Mr83d Mr83c Mr83b Mr83a Mr83		PsM, s, B SiO ₂ M, ns, PP, s	DM, DB siM, DB	siltiger Dolomud- Wackestone spic. Chert	X	
200	Mr82a,b Mr82		SiO ₂ M, ns PsM	siM, DB DM, DB	Packstone Dolomit	X X?	stark neomorph Horizont ist sehr stark neomorph, Packstone?
190	Mr81a,b,c				Dolomit		stark neomorph
180	Mr81 Mr80a Mr79a		SiO ₂ M, s, s, B SiO ₂ M, s Pack?, PsM, s, PP, f?	psi, DM	Siltst./Chert Chert siltiger Dolomit		unregelmäßige Dolospartifleden < 1mm Dolomitreste in Schlieren Gestein ist stark neomorph
170	Mr78a Mr77a		Pack?, PsM, s, PP, f? SiO ₂ M+PsM, L, s, PP	psi, DM si, DM	siltiger Dolomit Bindstone Chert	X	Gestein ist stark neomorph, Ghostst. von juvenilen Zweischalern oder Ostrakoden Lamination wird durch Wechsel von SiO ₂ - und Dolomitmatrix deutlich
160	Mr76c Mr76b Mr76a Mr76 Mr75a		PsM, f, ns, PP, s, L SiO ₂ M, B PsM, ns, PP, B, s, FS	si DM, DB	Dolomit Bindstone? spic. Chert Feinschill- Packstone	X X	Gestein ist stark neomorph Gestein ist stark neomorph
150	Mr74a		SiO ₂ M, s, B	si	Siltiger Chert		
140	Mr73a(Lel) Mr73(Lel) Mr72a		PsM, PP, s, FS, SSB (FS-MS) PsM, FS-GS, PP, ch, CH PsM, PP, B, ch, F?	DM DM DM, DB	Sandiger Dolomit- Unreifer Sandstein Crino- Bio- Packstone?	X	Stark neomorph
130	Mr71b Mr71a		PsM, PP, B, ch	DM, DB	Bio- Packstone	X	Z.T. Ausgewaschene Matrix, stark neomorph
120	Mr71		PsM, PP, B	DM, DB	Bio- Packstone	X	Z.T. Ausgewaschene Matrix, stark neomorph
110	Mr70a,b		PsM, ws	DM, mikritische Biogene	Bio- Packstone		Horizont ist stark neomorph und z.T. breckiziert
100	Mr69b Mr69a Mr68a Mr67a,b Mr67		PsM, PP, ns SiO ₂ M + PsM, ns PsM, ns, PP	DM, DB, po SiM, siB, z.T. DB + DM DM	Bio- Wacke- Packstone Bryo- Bio- Packstone Dolomit Dolomudst.	X X X	Horizont ist stark neomorph, Porenräume sind mit Kalzitspat gefüllt Horizont ist stark neomorph vereinzelt gerundete Phosphatitthoklasten

Mead Peak

Kaibab Limestone

90	Mr65b,c Mr65a Mr65		SiO ₂ M, ns, B, PP, z.T. //	SIB , Brauneisen?	div. dicht. Bio- Packstone	X	RDA: Quarz (+)(+) Dolomit ()
	Mr64				Dolomit Chert		sehr stark neomorph
80	Mr63 (Let)		SiO ₂ M, so		spic. Chert	X	
	Mr62 (Let)		SiO ₂ M, so, z.T. //		spic. Chert	X	
70	Mr60.a Mr61 Mr60b Mr66a Mr59.a	 	SiO ₂ M PM, ns, B PM, ns, B, PP SiO ₂ M, ws SiO ₂ M, ws	 z.T. siB si, DB, z.T. siB si, DB, z.T. siB	Chert Fishescale div. Bio- Grainstone	X X X	Phosilito Packstone, sehr inhomogenes Partikel- spektrum RDA: Fluor-Apatit (+)(+), Kalzit (+), Quarz (-), Erz? (-) Matrix besteht aus Quarzblockzement, Biogene überwiegend aus mikritischem Dolomit
60	Mr58.a		PsM, ns,	DM, DB, psiB	Crino- Wacke- Packstone	X	Gestein ist stark neomorph
50	Mr57a Mr57			DM, DB	Bio- Wacke- Packstone		Horizont ist stark neomorph
	Mr56.a,b	 	ns,B	siM, siB	dicht. Bio- Packstone Bio-Wacke- Packstone ähnlich Mr54	X X	Stark verkieselter Horizont
40	Mr55,						
30	Mr54.a	 	PsM, B, ns	DM, DB, psiB	Bio-Wacke- Packstone	X	vereinzelte unregelmäßige kalzitische Flecken (<3mm)
	Mr53.a,b	 		DM, DB	div. Bio- Packstone		stark neomorph
	Mr52b	 	PsM, B, ns, s, G	DM, DB, po	div. Bio- Wackes. - Packstone?	X	Porenräume sind ausgewitterte Schalenreste
20	Mr52.a Mr51a,b,c	 	ws (bimod) ns, B?	DB, SiM si, SiM	div. Bio- Packstone div. Bio- Packstone	X X	Schill ist mikritisch, Gestein ist z.T. stark verkieselt, Matrix ist z.T. ausgewaschen (Quarzblockzement) Gestein ist z.T. stark verkieselt
10	Mr51	 	PsM, z.t f	DM, DP, kH	Wackes. - Packstone?	X	Horizont ist stark neomorph
	Mr50b Mr50.a	 	SiO ₂ M, ns PsM	siM, siB DM, DP	div. Bio- Packstone Wackes. - Packstone?	X X	Probe stammt aus Chertknolle Horizont ist stark neomorph
0	Mr50d		PsM, lm, B, s	DM, psi	Bindstone	X	

Profil Pequop Mountains

Lokalität: Indian Creek Pass, Pequop Mountains, Elko County, NV

Profilmeter 0 bei ca. N 40° 34.550' W 114° 40.290' (WGS84)

Profilmeter 480 bei ca. N 40° 34.160' W 114° 40.090' (WGS84)

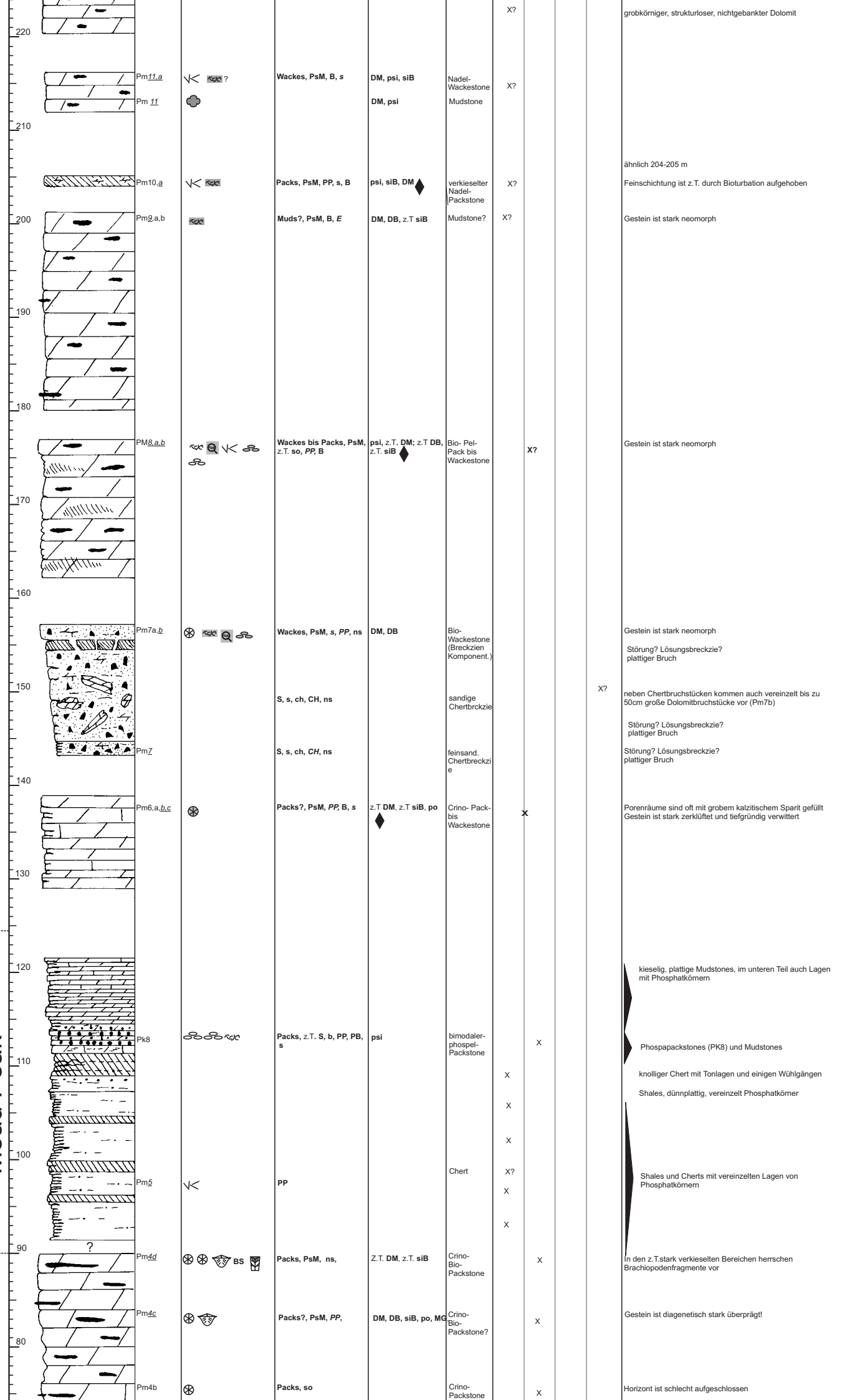
Formation Alter	Verwitterungsprofil Sedimentstrukturen Lithologie	Probe, Photo, Dünnschliff	Lithologie (Handstück) Fossilinhalt, Partikel	Mikrofazies	Diagenese	Lithofaziestyp Mikrofaziestyp	tiefer Subtidal	flacher Subtidal	Intertidal	Supratidal/ Lagunär	Sonstiges
500		Pm21a,b	Ammoniten	Packst, MM, ns, s, PH, PP		Ammoniten-Gastropoden Packstone		X			Komponenten sind wenig aufgearbeitet plattiger Bruch
490											ab hier deutlicher Farbwechsel von grau nach schokoladenbraun
480		Pm21		Packs, PsM, gs, PP, B	sy	dichtg. Crinoiden-Packstone			X		syntaxiale Zemente um Crinoidenreste sind meist so dicht das keine Matrix übrig bleibt plattiger Bruch
470		Pm20				div. Bio-Packstone			X		Lagenweise massenhaft ganzschalige Produktus bis 6 cm (Rudstone)
460		Pm19a,b		Packs u. Wackes. PsM, ns, PP	psiM, psiB	div. Bio-Pack- bis Wackest.			X		plattiger Bruch
450		Pm18a,b			psiM, psiB	dichtg. siltig/sandig. div. Bio-Packst. u. siltig/sand. Bio-Wackest. u. Brach-Rudstones			X		plattiger Bruch, stark verwittert, rötliche Verwitterungsfarben Kalzit in Crinoidenresten ist z.T. durch Glaukonit ersetzt Wackestonepartien sind dolomitisch, der Packstones kalzitisch vereinzelt cm mächtige Lagen mit massenhaft bis zu 7 cm großen, ganzschaligen z.T. verkieselten Produktus
440		Pm18b,c,d		Packs, PsM, ws, s, B	psiB	dichtg. Bio-Packstone			X		Partikel sind meist stark aufgearbeitet und gerundet
430											
420		Pm18a				div. Bio-Packstone			X		
410		Pm18				div. Bio-Packstone			X		
400		Pm17c,d				div. Bio-Pack- bis Rudstonei			X		ganzschalige Brachiopoden bis 6 cm (Produktus u. Spirefer
390		Pm17b		Chert, B		Schwamm- Pel- Chert	X?				Feinschichtung wird durch Wechsel von matrix- und kongestülztem Gefüge hervorgerufen
380		Pm17a		Packs, PsM, gs, s, B	psiB, sy	Packstone Brach.-Bio-Packstone		X			plattiger Bruch Biokomponenten sind z.T. miteinander verwachsen und haben Mikritsaum Chertknollen zeigen gleiches Partikelspektrum (PM 17a)
370		Pm16d		Packs, PsM u. SM, ns, B	psiB	dichtgepackt Bio-Pack- / Rudstone.			X		Matrix ist z.T. ausgewaschen und durch kalzitischen Sparit ersetzt
360		Pm16c		Packs, PsM, gs, s, B	psiB	silt. Pel-			X		

Gerster Limestone

Plympton Formation

Stratigraphic Unit	Symbol	Lithology / Description	Classification	Notes	Fracture / Property	Remarks
Pm17c		Chert			X?	plattiger Bruch
Pm16b		Dolomit-Breckzie	SM		X?	zerrüttet und tiefgründig verwittert
Pm16a		Chert, ns		si, z.T. DP	X?	16a: RDA: Quarz(+)(+) Dolomit (+) Wechselagerung (10-20 cm) von Gesteinen von Probe 16 und 16a z.T. 5-10 cm mächtige Lagen mit grobem Brachiopodenschil
Pm16		Packst, PsM, gs, z.T. //		DM, siB	X	
Pm15b		Muds. bis Wackes., PsM	DM, DB	s, E, B?, G	X	Gestein ist sehr stark neomorph und tiefgründig verwittert
Pm15c,d						
Pm15a		Silt- bis Feinsandst.	DM		X?	Gestein ist stark neomorph und tiefgründig verwittert
Pm15		Dolomit			X?	
Pm14d		Silt- bis Feinsandst.			X?	Gestein ist stark zerrüttet und tiefgründig verwittert
Pm14c		Wacke bis Packstone			X?	
Pm14b		Chert, B			X?	
Pm14a		Wackes, PP, B	DM		X?	plattiger Bruch
Pm14		Siltst. bis Feinsandst., PP, B	DM		X?	
Pm13d		Siltst. bis Feinsandst., PP, B	DM		X?	plattiger Bruch
Pm13b		Silt- Feinsst., PP, z.T. //	DM		X? X?	plattiger Bruch plattiger Bruch
Pm13a		phosphat. Feinsandst.			X?	RDA: Quarz (++) , Dolomit (+), Fluorapatit (-), Tonminerale? (-) plattiger Bruch
Pm12a,b		Wackestone, PsM, ns,s, PP	psi, z.T. DM,		X?	Lithoklasten bis 5mm sind gerundet und stark verkieselt und z.T. phosphatisch
Pm12		Breckzie			X?	breckzierter, partikelfreier Dolomit mit Chertbruchstücken breckzierter, sandiger Dolomit
Pm11					X?	grobkörniger, strukturloser, nichtgebankter Dolomit

Mead Peak



Kaibab Limestone

70			Wackes bis Packs, ns,	Si, DB	Bio-Wacke- bis Packstone	X	Probe ist zu 95% verkieselt. Rest ist dolomitisch (Chertknolle)
60			Packs?, PsM,	DM, DB, MG,	Crino-Bio-Packstone?	X?	Gestein ist diagenetisch stark überprägt!
50			Packs		dichtgepack. Crino-Bio-Packstone	X	
40			Packs?, PsM	DM, DB, MG	Crino-Bio-Packstone?	X	Gestein ist diagenetisch stark überprägt!
30			Packs, PsM, ns, s, S, PP, PH	z.T. siB, z.T. siM, z.T. DM	dichtg. Crino-Bio-Packstone	X	
20							
10			Packs, PsM, ns, B, s, S, PH	z.T. DM, z.T. siB	Brach-Bio-Pack- bis Rudstone	X	in z.T. stark verkieselten Linsen sind Biogene und Matrix dolomitisch
0			Packs, PsM, B, s, ns, PH	z.T. DM, z.T. siB	Crino-Mikroschill-Packstone	X	
			Packs, PsM, so, s		dichtg. Crino-Packstone	X	überwiegend karbonatischer Crinoiden-Packstone wie Pm1 wenige cm mächtige verkieselte Lagen wie Pm1a kommen nur als langgezogenen Linsen vor
			Chert, E, so, z.T.//	DP, SiM, sy	laminiertes Packstone	X?	Komponenten sind dolomitisch

Profil Spanish Fork

Lokalität: Spanish Fork Peak, Utah County, UT

Profilmeter 0 bei ca. N 40° 6.05' W 111° 28.105' (WGS84)

" 234 bei ca. N 40° 6.21' W 111° 27.65'

Formation Alter	Verwitterungsprofil Sedimentstrukturen Lithologie	Probe, Photo, Dünnschliff	Lithologie (Handstück) Fossilinhalt, Partikel	Mikrofazies	Diagenese	Lithofaziestyp Mikrofaziestyp	teiles Subtidal	flaches Subtidal	Intertidal	Supratidal/ Lagunär	Sonstiges	
Franson Member	230	SF45.a		PsM, s, S, ch, PP	KM	Bio-Packstone?		X?			sehr stark neomorph	
		wieSF44.a								X?	plattiger Bruch	
		wie SF43-e										
		SF44.a		PsM, s	DM	stark siltg. Dolomudst.				X?	angedeutete Feinschichtung, Chertknollen enthalten sehr vage Anhydritstrukturen	
	220	SF43e.f		PsM	DM	Bio-Packst?			X?		sehr stark neomorph	
		SF43d		PsM, pp, ch	DM+psiM	Dolosparit			X?		sehr stark neomorph	
		SF43c										
		SF43a.b		PsM	DM	Bio-Packst?			X?		sehr stark neomorph	
		SF43		PsM	DM	Bio-Packst?			X?		sehr stark neomorph	
		SF42a								X?	sehr stark neomorph	
	210	SF42		PsM	DM	Bio-Packst?				X?	sehr stark neomorph	
		SF41a		PsM	DM	Zweischaliger Packstone				X	stark neomorph	
	200	SF41		PP	siM	Chert						
	Übergang unklar											
	Mead Peak Member	190	SF40a		PsM, ns	DM, DB	dichtg. ? Bio-Packstone				X?	stark neomorph
		SF40		ns	siM, siB	dichtg. ? Bio-Packstone				X?	stark neomorph	
180		SF39a		PsM	DM	Packstone?				X?	sehr stark neomorph	
		SF39		PsM	DM	Bio- Wacke/ Packstone?		X			sehr stark neomorph	
		SF38a		PsM, s, PP, ns	DM, psiM, z.T. PB	Mudstone		X			verkieselter Mudst., oben Bohrgänge mit Sand und PP gefüllt	
170		SF37b		ns, PP	siM, siB z.T. PB	Mudstone				X	Phospel-Bio-Packstone	
		SF37a		PsM, PP, B	DM+PM+siM	Mudstone		X			Im oberen Teil bis zu 3 cm weite Bohrgänge die mit Material ähnlich SF37b gefüllt sind, selten Einkornlagen aus silt-Feins. großen Phosphatpeloïden	
		SF36b						X			dünnplattiger Bruch	
150		SF36a		PsM, s	DM+siM	silt. Mudstone Dolosparit/ Mudstone		X			stark neomorph	
Übergang unklar												
		SF34a,b					Mudstone		X		Oben mit Phospel-Packstone gefüllte Bohrgänge	
140		SF34					Mudstone		X			
		SF33c		ns, B	PM+DM					X	Phospepackstone	
		SF33b			DM+PM?	Mudstone		X			Im Schliff ein 3cm breiter Bohrgang mit Phospel-Packstone gefüllt	
130		SF33a					siltg. Mudst.		X			
	SF33								X			
	SF32f		ns, B	siM					X	Phospel-Bio-Packstone		
	SF32e		PP, s		Mudstone				X			
	SF32d											
	SF32c		PP, B	DM+PM	Mudstone		X			schlierige Feinschichtung, enthält Phosphat-Packst. in Bohrg.		
	SF32b		ns, B	siM+DM					X	Phospel Packstone		
	SF32a		PsM, PP, ns, B	DM, psiB+db+PB					X	Bio Wackestone, Trilobitenreste?		
	SF31b		PP	DM, psiM					X	"dispersed phosphate" Mudstone		
120	SF31a											
	SF30a											
	SF29b				DM?, PM?				X	Phospel- Packstone		
	SF29a					Mudstone						
	SF28b					Mudstone			X	Oben mit Phospel-Packstone gefüllte Bohrgänge		
	SF28a								X			
	SF27b		z.T. //, B, PP, s	siM+PM?, kom					X	Phospel- Mud/Wackestone		
	SF27a		PP, ws	siM					X	Phospel Pack/Grainstone/ Erosionsfl.-> oben Wackestone		
110	SF26b					Mudstone						
	SF26a										feinschichtung, dünnplattiger Bruch	

Stratigraphic Unit	Core ID	Mineralogy / Lithology	Color / Description	Grain Size / Structure	Other	Notes
	SF26	s	PM?	Mudstone	X	Mikroschill/Pel Packstone?, feine>0,1mm Phosphat-?Org-? Fasern
	wie SF25,a		DM	Mudstone	X	
	SF25a		DM	Mudstone	X	
	SF25	pp, s, B	PM?+siM?	Mudstone	X	
	SF24a		DM	Mudstone	X	
	SF24	PsM, PP, B	DM+PM?	Mudstone	X	schlierige Feinschichtung
	SF23b, 21,a	PP, B	siM, PM?	Mudstone	X	Chert/ Mudst?, schlierige Feinschichtung
	SF23a		DM	Mudstone	X	
	SF23	PsM, PP	DM, PM?	Mudstone	X	
	SF22c		DM	Mudstone	X	
	SF20,a,b,c d,22a,b	s, so, z.T. B z.T. BS	PM + siM, PB+z.T. DB+KB	Phosoo Packstones	X	Phosphatkörner bilden 70-90% des Gesteins, plattiger Bruch, in einigen Lagen sind Komponenten stark kompaktiert und Matrix ist kaum vorhanden
	SF22	MM, ns, s, PP, B	KM, KB, psiB	div. Bio-Pack-Rudstone	X	← Triboliten? An der Oberfläche bis zu 50 cm tiefe Bohrgänge die mit Material wie SF 20- 20d gefüllt sind
	SF19		DM, psiM	div. Bio-Packstone	X	
	SF18b,c	PsM, ns, s, B, PP	DM+siM+PM, z.T. PB z.T. KB	div. Bio-Packstone	X	
	SF17a	s, PP s, B, PP	DM, PM?	Chert	X	siltig phosphatischer Mudstone
	SF17a		siM			
	SF17	PsM,s, PP, B	DM			phosphatpeloidhaltiger Siltstein
	SF16b,c	PsM, s, fs, PP, B	DM, psiM			
	SF16a	s, B	psiM, DM			
	SF16	s, PP	siM			quarzitischer Siltstein, angedeutete Feinschichtung
	SF15a	s, PP	siM			quarzitischer Siltstein
	SF15	s, PP	siM			quarzitischer Siltstein
	SF14 a	PsM, S, ch, CH	KM			unreifer Sandstein, eine 3 cm Lage mit aufgearbeitetem Schill
	SF13,g		KM, psiM			feinschichteter Mudstone mit siltischen Lagen zwischen Breckzie aus Chert -und Sands- Bruchstücken
	SF12	PsM, s	KM, KB, psiB			Zweischaler Wacke-/Packstone, stark neomorph
	SF11b	z.T. viele ch und CH	KM	unreifer Fein/Mittelsandst.		
	SF11a					
	SF11	PsM, B?, S, ch	KM	unreifer Fein/Mittelsandst.		
	SF10 a	PsM, s	KM+DM	siltig. Sparit/Packstone?		sehr stark neomorph, in unregelmäßigen Flecken bis zu 40% Silt
	SF8d,9,a	PsM, s, S, ch	DM, psiM			unreifer Fein/Grobsanstein
	SF8b,z	PsM, s, ch, B	DM, psiM			siltiger Dolosparit, stark neomorph, z.T. breckziert
	SF8a	SM, ns, B, PP, ch, s, S	KM, KB, selten PB			stark sandiger Zweischaler Pack-/Rudstone
	SF7a,b,c,g	PsM, s, B	DM	siltiger Dolosparit		Peloid(<0,2mm) Einkornlagen
	SF6c,d	PP, s	siM, z.T. DM	Chert/ Dolosparit		
	SF6b		DM, psiM	unreif. Fein-Mittelsandst.		
	SF6a	PsM, s, S, PP, B	DM, psiM	unreif. Fein-Mittelsandst.		
	SF5a	SM, pp, ch, CH, B, ns	KM			unreifer Fein- Mittelsandstein
	SF5	SM, pp, ch, CH, B, ns	KM			unreifer Fein- Mittelsandstein
	SF4a,b	SM+ SiO ₂ M, B, ch	KM+ siM			unreifer Silt bis Feinsandstein, Feinschichtung
	SF4	SM+ SiO ₂ M, B, ch	KM+ siM	unreifer-Fein-Mittelsandst.		
	SF3b	ähnlich 3a	KM+ siM	unreifer-Fein-Mittelsandst.		Zunahme des Rundungsgrad von fein nach grob, Schrägschichtungskörper bis 5 cm
	SF3a	SM+ SiO ₂ M, B, ch	KM+ siM	unreifer-Fein-Mittelsandst.		
	SF3	SM, s, S, PP	KM	unreifer Silt-Feinsandst.		Sand und Siltkörner sind angular bis subangular, Feinschichtung
	SF2a,b,c	PsM, ns, s, B, PP	DM, psi			Pel- Intraklast- Packstone, stark neomorph, fecal Pellets in keinen Nestern, vereinzelt Gastropodenreste
	SF2	PsM, ns, s, B, PP	DM			Phosphatittholklast- Wacke bis Packstone (eine 10cm Lage)
	SF1,a	s, S, B, ns	DM+km+siM	Silt-Feinsandstein		angedeutete Feinschichtung (lagenweise Intraklasten und Peloide <0,3 cm)

Grandeur

Diamond Creek Sandstone

Profil Virgin River Gorge

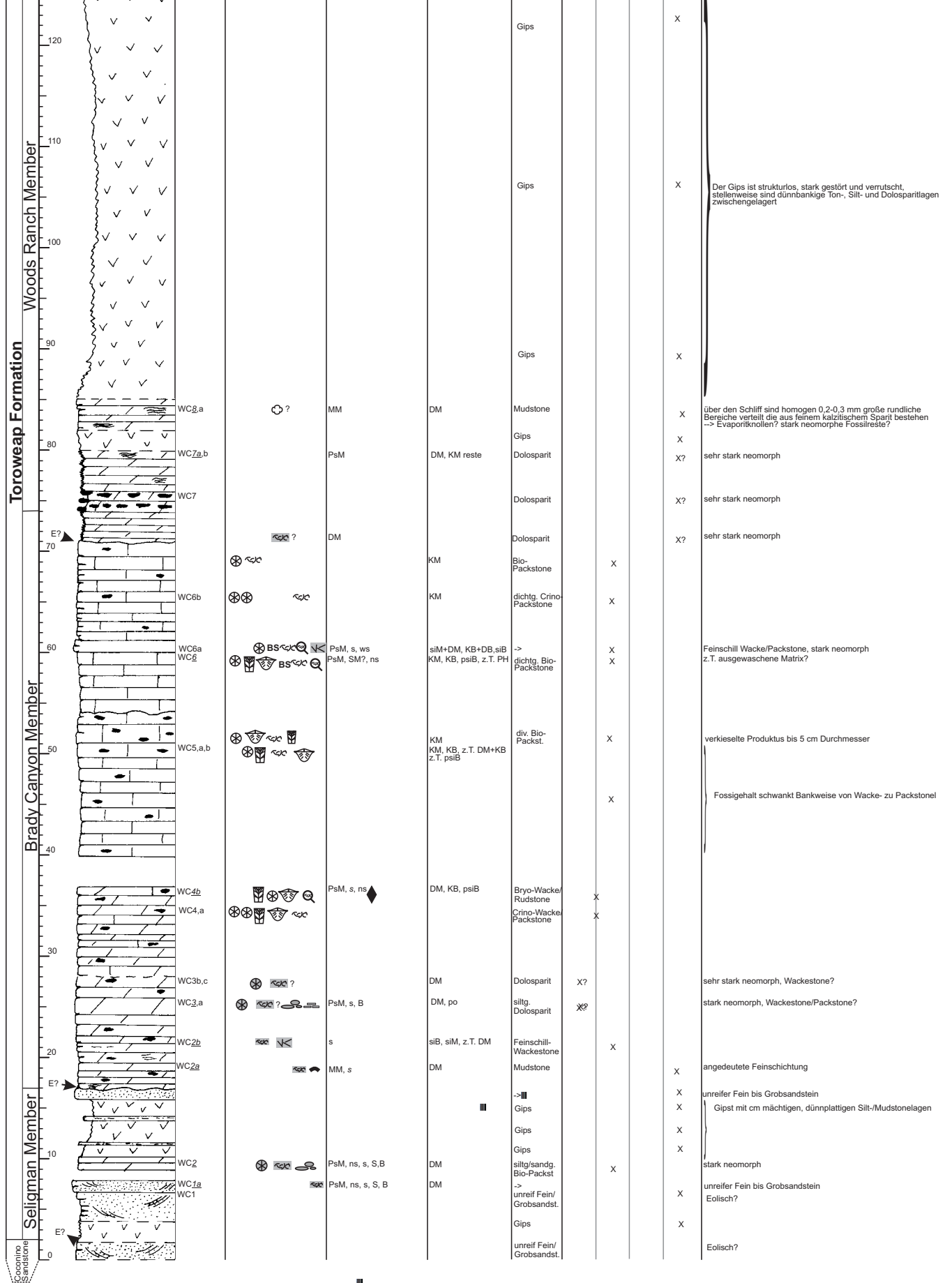
Lokalität: Virgin River Gorge, Mohave County, Az

Profilmeter 0 bei ca. N 36.985100 W 113.678600 (NAD 27)


































Formation Alter	Verwitterungsprofil Sedimentstrukturen Lithologie	Probe, Photo, Dünnschliff	Lithologie (Handstück) Fossilinhalt, Partikel	Mikrofazies	Diagenese	Lithofaziestyp Mikrofaziestyp	Ablagerungsmilieu				Sonstiges	
							tiefer Subtidal	flaches Subtidal	Intratidal	Supratidal/ Lagunär		
?												
110		VR5,a,b	BS (f) (f) (f) (f)	PackS, PsM, s, B, ns, z.T. //	psi, \diamond z.T. dM, sy	dicht gepackter Crino- (Nadel)- packstone		X			teilweise Quarzblockzement in Bryozoenhöhlräumen, Feinschichtung ist meist durch Bioturbation zerstört, partiell silifizierter Crinoidenreste, massenhaft Nadelreste wurden nur an einer Stelle nachgewiesen	
100		VR4b,c	BS (f) (f) (f)	PackS, PsM, S, s, ns, PP, PB	\diamond sy	dicht gepackter bio- Packstone		X			Brachiopoden mit aufgewachsenen Bryozoen, teilweise Kalzitblockzement in Brachiopoden- hohlräumen, z.T. Phosphat in Bryozoenhöhlräumen, Dolomitromboeder haben z.T. SiO ₂ Kern	
90												
80		VR4,a	BS (f) (f) (f) (f)	PackS, s, z.T. eg, ns, glB	sy, \diamond , E	dicht gepackter Brachiop.- Bio- Packstone		X			seltener verkieselte Produktusstacheln	
70												
60												
50												teilweise massenhaft Crinoidenreste
40		VR3b,c	BS (f) (f) (f) (f)	PackS, s, ns, PH, PP	sy, \diamond , E	dicht gepackter bio- Packstone		X				
30		VR3,a	BS (f) (f) (f) (f)	PackS, s, ns, z.T. //, PP	sy, \diamond , psi, E	dicht gepackter bio- Packstone		X			Hohlräume sind vereinzelt mit Zement A (Hundezahn/ Palisaden? und Zement B gefüllt (SiO ₂ oder Karbonat), die schlechte Sortierung lässt die Komponenten im Schliff sehr dicht gepackt erscheinen	
20												
10		VR2	CH, S	CH, S	\diamond si							Dolomitreste in Schlieren, stärkste Verkieselung immer entlang Lagen welliger Feinschichtung
		VR1,1a 1b,1c	MudS bis WackeS, B, s, PsM, PP	MudS bis WackeS, B, s, PsM, PP	sn, siB, psi, meist dM \blacklozenge						unten und oben sandiger, stark neomorph und wenig Makrofossilien	
0		VR0	s	s	sn \blacklozenge	Gips			X		Gips ist stark umkristallisiert, gebändert	

Kaibab Limestone

Toro. F.



Legende zu den Geländeprofilen

Probe, Dünnschliff	Lithologie, Fossilinhalt, Partikel	Mikrofazies	Diagenese
XY 11= Probe XY 17= Probe mit Dünnschliff	 Sch. Nadeln	MudS Mudstone	si silifiziert
	 Brachiopoden	WackeS Wackestone	SI stark silifiziert
	BS Brachiopoden-Stacheln	PackS Packstone	pss partiell silifiziert (in Schlieren)
	 Bryozoen	GrainS Grainstone	psi partiell silifiziert (imprägation)
	 Crinoiden	S sandig	E Erz (Hauptgem.)
	 Foraminiferen	s siltig	E Erz (akzessor.)
	 Pelecypoden	sS stark sandig	
	 Gastropoden	ss stark siltig	
	 Schill	K Kiesel (Quarz)	
	 Mikroschill	S Sand (akzessorisch)	DM dolomitische Matrix
	 Ooide	s Silt (akzessorisch)	
	 Peloide "fecal"	G Glimmer	
	 Intraklasten	CH Chertbruchstücke (Kies)	Pseu Pseudosparit (Matrix)
	 Lithoklasten	ch Chertbruchstücke (Sand)	ded dedolomitiert
	 Peloide im Sinne von Flügel	Ssb Sands.Bruchstücke	kom Komprimierungserscheinungen
	 verkieselte Pelecypoden	PS phosphatische Schalenreste	br brekziiert
	 verkieselter Mikroschill	PP phosphatische Peloide	
	 Chertbruchstücke verkieselter Schill	PPe phosphatische Peloide (akzes.)	
	 verkieselte Brachiopoden	PM phosphatische Matrix	
	 verkieselte Bryozoen	PI phosphatische Lithoklasten	
	 verkieselte Crinoiden	B Bioturbation	
	 verkieselte Gastropoden	// eingeregelt Partikel	
	 verkieselte Foraminiferen	gso gut sortiert	
	 Lingulafragmente (phosphatisch)	so sortiert	
	KR Knochenreste	ws wenig sortiert	
	 Scaphoden	ns nicht sortiert	
	 Karbonatpseudomorphosen nach Evaporitmineralen	gl Glaukonit (akzes.)	
	 Chertpseudomorphosen nach Evaporitmineralen	MM Mikrit Matrix	 grau hinterlegte Signaturen beschreiben Partikelumrisse, die nicht sicher bestimmt werden konnten und als Geisterstrukturen angesprochen werden
		PsM Pseudosparit Matrix	
		SM Sparit Matrix	
		FSP Feldspat (akzes.)	
		Qa authigener Quarz	
		gs ganzschalig	
	F fragmentiert		
	chk "chicken-wire-structures"		
	p porös		
	f Fenstergefüge		

kursive Signaturen in Mikrofazies und Diagenese beschreiben akzessorisch vorkommende Komponenten

Doppelt aufgeführte Signaturen beschreiben Komponenten die einen Anteil von mehr als 30 Vol% am gesamten Gestein ausmachen