



GEOFORSCHUNGSZENTRUM POTSDAM
STIFTUNG DES ÖFFENTLICHEN RECHTS

Scientific Technical Report

**Sedimentologie, Faziesarchitektur und Faziesentwicklung
des kontinentalen Rotliegenden
im Nordostdeutschen Becken (NEDB)**

Dissertation

zur Erlangung des akademischen Grades

„Doktor der Naturwissenschaften“

(Dr. rer. nat.)

in der Wissenschaftsdisziplin Geologie

eingereicht an der
Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Universität Potsdam

von Holger Rieke
aus Hannover

Potsdam, im Mai 2001

Erklärung

Ich versichere hiermit, die vorliegende Arbeit selbständig und nur unter Verwendung der angegebenen Quellen und Hilfsmittel verfaßt zu haben.

Potsdam, im Mai 2001

Datum der Prüfung

Vorwort

Die vorliegende Dissertation entstand im Rahmen der multidisziplinären Arbeitsgruppe Norddeutsches Becken am GeoForschungsZentrum in Potsdam. Für die außerordentlich großzügige technische Hilfe und für die Finanzierung zur erfolgreichen Durchführung dieses Projektes sei an dieser Stelle dem GeoForschungsZentrum Potsdam ganz herzlich gedankt.

Besonders danken möchte ich Herrn Prof. J.W.F. Negendank für die Diskussionsbereitschaft, für seine Hilfe bei der Analyse der opaken Schwermineralphasen und für die Unterstützung beim Werden dieser Arbeit.

Herrn Prof. Tommy McCann gebührt mein ganz besonderer Dank für die Diskussionsbereitschaft und seine konstruktiven Anregungen, die diese Arbeit bereichert haben. Außerdem möchte ich mich für seine Hilfestellungen beim Verfassen englischsprachiger Texte und für die Übernahme der Begutachtung dieser Arbeit recht herzlich bei ihm bedanken.

Bei Herrn Prof. Christoph Breitzkreuz möchte ich mich für die fachlichen und methodischen Hilfestellungen, sein stetes Interesse sowie für die Bereitschaft diese Dissertation zu begutachten ganz herzlich bedanken.

Ein besonderes Dankeschön möchte ich an Dr. Charlotte Krawczyk richten, die mir in vielen Situationen während der letzten drei Jahre entscheidend geholfen hat. Ebenso möchte ich mich für ihre stets konstruktive und positive Kritik bedanken, die sehr zum erfolgreichen Abschluß dieser Arbeit beigetragen hat.

Mein besonderer Dank gilt Herrn Dr. Jürgen Kopp vom GLA Brandenburg und Herrn Dr. von Bülow vom LUNG Mecklenburg-Vorpommern für die großzügige und unkomplizierte Unterstützung bei der Bereitstellung des Kernmaterials und von Bohrungsunterlagen, die die vorliegende Arbeit überhaupt erst ermöglichte. Ein spezieller Dank richtet sich dabei auch an Andreas Janke und Jürgen Nielson für ihre außergewöhnliche Hilfe während der Bohrungsbearbeitungen.

Der EEG Erdgas Erdöl GmbH und im Besonderen Herrn Dr. S. Schretzenmayr sei für die Bereitstellung von Bohrungsunterlagen recht herzlich gedankt.

Weiterhin möchte ich mich bei den Mitgliedern der AG Norddeutschland namentlich Dipl. Geophys. Folkert Eilts, Dr. Robert Ondrak und Dipl. Geol. Dirk Kossow bedanken, die mir mit Rat und Tat das Arbeiten an diesem Projekt sehr erleichtert haben.

Ein herzliches Dankeschön gilt den technischen und wissenschaftlichen Mitarbeitern des Projektbereichs 3, namentlich vor allem Andreas Hendrich, Gabi Arnold, Michael Köhler und Dieter Berger für die Unterstützung bei grafischen Arbeiten, für die Herstellung von Dünnschliffen und die Präparation der Kerne. Ebenso sei Herrn Joachim Krause für die Mitarbeit bei den Kernaufnahmen sowie für die Probenaufbereitung der Schwermineralanalysen gedankt.

Weiterhin möchte ich mich beim „Göttinger-Kreis“ auf dem Telegrafenberg - namentlich vor allem Hanno Meyer und Johannes Müller - für die immer währende Unterstützung und Ablenkung in den letzten drei Jahren bedanken.

Meinen Eltern, Verwandten und Freunden möchte ich für die Anteilnahme und Unterstützung ein ganz besonderes Dankeschön aussprechen.

Schlußendlich danken möchte ich meiner Mascha, die mir mit ihrer Unterstützung, Geduld, Aufmerksamkeit und Liebe während der letzten drei Jahre mein Leben bereicherte und somit den wohl größten Anteil zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen hat.

Zusammenfassung

Für die Formulierung eines beckenweiten dynamischen Ablagerungsmodells für das Rotliegende im Nordostdeutschen Becken (NEDB) wurden insgesamt ca. 3,25 km Kernmaterial von 14 Bohrungen aus dem Arbeitsgebiet am Nordrand und Südostrand des NEDB für eine fazielle Detailinterpretation aufgenommen. Die Gliederung der Gesteine erfolgte hinsichtlich ihrer makroskopischen und genetischen Merkmale in 23 Lithotypen als kleinste Einheiten, die zu 7 übergeordneten Subenvironments zusammengefaßt werden können. Namentlich sind es Alluvial Fans, *braided plains*, Terminal Fans, ephemere Überschwemmungsebene, Sand Flat, Mud Flat und Playa See. Deren detaillierte Analyse und Korrelation führt dazu, ein Sedimentationsmodell zu formulieren, daß die Evaluierung der die Sedimentation steuernden Faktoren beinhaltet.

Nach dem Ende der permokarbonischen magmatischen Phase sind die Ablagerungsräume für die Altmark- und Müritz-Subgruppen auf dem Gebiet des NEDB auf lokale tektonisch generierte Becken begrenzt. Innerhalb der am Nordrand NW-SE streichenden Strelasund-Senke mit Profilmächtigkeiten bis zu 1 km setzen über den sauren Vulkaniten die Rotliegend-Abfolgen in *debris flow*-dominierter Alluvial Fan-Fazies ein, die die tektonischen Aktivitäten bestätigen. Überlagernd etabliert sich bei gleichbleibender tektonischer Ruhe und einem Wechsel zu feuchterem Klima eine von Schichtfluten dominierte *braided plain*-Fazies.

Eine extensionale tektonische Phase an der Basis der Parchim-Formation leitet die beckenweite Sedimentation des Rotliegenden im NEDB ein. Begleitet von der Förderung basischer Extrusiva am Beckensüdrand werden die im Beckenzentrum permokarbonisch angelegten *strike slip*-Becken erweitert. An den Beckenrändern im N und im SE entstehen entlang vormals angelegter Schwächezonen NE-streichende Grabenstrukturen. Diese Gräben dienen während der initialen Phase der Parchim-Sedimentation mit relativ feuchtem Klima als Transportkanäle für die beckenwärts progradierenden grobklastischen *braided plains*. Im Beckenzentrum herrscht Sand Flat- mit zwischengeschalteter Playa See-Sedimentation vor.

Nachfolgend wird das Klima in der Parchim-Formation deutlich arider. Der Zufluß des fluviatilen Netzwerkes wird abrupt beendet, und in weiten Teilen des Beckens herrscht die Grundwasserspiegel-gesteuerte Sand Flat-Fazies vor. Am Beckensüdrand werden umfangreiche Dünenformationen vom NE-Passat angeweht.

Die überlagernde Mirow-Formation repräsentiert eine Epoche relativ feuchten Klimas und beginnt entlang der Beckenränder im Untersuchungsgebiet mit einem scharfen Wechsel zu fluviatiler Fazies des Terminal Fan-Subenvironments. Die parchim-zeitlichen Grabenstrukturen an Nordrand werden als Transportkanäle für die fluviatile Fazies reaktiviert. Am gesamten Beckensüdrand wird die bestehende Morphologie von den Terminal Fans eingeebnet und überdeckt. Im Beckenzentrum beherrschen Mud Flat-Ablagerungen und homogene Tonsteine des Playa See-Subenvironments die Fazies.

Mit dem Übergang zur hangenden Dethlingen-Formation wird die Sedimentation von der verstärkt einsetzenden thermischen Subzidenz beeinflusst. Im Beckenzentrum etabliert sich ein gigantischer Playa See, der mit den rhythmischen Ablagerungen von Tonsteinen und Salzlagen die Klimazyklen

dokumentiert. Den schwach reliefierten Nordrand dominieren im Übergangsbereich vom Beckenzentrum Mud Flat-Sedimente und zum Rand steigt der Anteil der ephemeren Überschwemmungsebenen-Fazies in den Profilen progressiv an. Im Zuge der Absenkung wird das Gebiet der Strelasund-Senke mit dem NEDB verbunden.

Am Beckensüdrand wird, ausgelöst durch die Subsidenz, das Gleichgewichtsprofil der fluviatilen Ströme nachhaltig gestört. Dadurch kommt es zur Schüttung des den gesamten Südrand umfassenden fluviatil dominierten Hauptsandsteins (ephemere Überschwemmungsebene). Zwischengelagerte äolische Schichtsandsteine und Interdünen repräsentieren die Trockenphasen.

Die Entwicklung der Hannover-Formation ist durch die andauernde Subsidenz und der damit verbundenen großräumigen Ausweitung des NEDB gekennzeichnet. Die beckenweit eingeebnete Morphologie läßt nur noch schmale Gürtel von ephemeren Überschwemmungsebenen entlang der Beckenränder während der semiariden Perioden zu. Im Beckenzentrum dehnt sich das klimazyklisch gesteuerte Playa See-Subenvironment weit nach E und SE aus, während in den Übergangsbereichen Mud Flat-Sedimentation vorherrscht. Die Transgression des Zechsteinmeeres beendet im gesamten Arbeitsgebiet schließlich die Rotliegend-Entwicklung.

Die petrographischen Daten weisen die permokarbonischen sauren bis intermediären Vulkanite als Hauptliefergesteine im Arbeitsgebiet aus. Generell zeigen die fast ausnahmslos als Litharenite und Sublitharenite bzw. als Quarzwacken und lithische Grauwacken anzusprechenden Sandsteine hohe Reifegrade und intensive Wiederaufarbeitung an. Übergeordnet ist ein Trend zu höheren Reifegraden von der Basis zum Top des Rotliegenden. Das Spektrum der transparenten Schwerminerale ist schmal und zeigt eine sehr stabile Vergesellschaftung von Zirkon, Apatit, Turmalin, Rutil, Monazit, Anatas und nur vereinzelt von Titanit und Granat. Die opaken Schwerminerale bestehen fast ausschließlich aus sekundär limonitisierten und hämatitisierten Ilmeniten und untergeordneten Titanomagnetiten, die eine vulkanitische Herkunft belegen.

Die Auswertung der Rotliegend-Profile im Untersuchungsgebiet zeigt, daß die in anderen Rotliegend-Becken etablierten sequenz-/zyklostratigraphischen Modelle und der damit möglichen hohen stratigraphischen Auflösung nur bedingt auf das NEDB übertragbar sind. Die Gründe dafür sind neben der zu geringen Bohrungsdichte vor allem die starke Präsenz fluviatiler Fazies, die klimaindizierende Merkmale verwischt sowie das weitgehende Fehlen von synsedimentärer Tektonik, die für eine entsprechende Faziesdifferenzierung die Grundvoraussetzung ist. Die hier dargestellte beckenweite Entwicklung zeigt jedoch, daß es mit der Kenntnis des die Sedimentation steuernden Zusammenspiels der Faktoren Tektonik, Klima und Subsidenz gut möglich ist, die Hauptphasen des Rotliegenden gezielt anzusprechen und über verschiedene Gebiete hinweg miteinander zu korrelieren, um so zu einem konsistenten dynamischen Ablagerungsmodell zu gelangen.

Inhaltsverzeichnis

1 Einleitung	1
1.1 Zielsetzung	3
1.2 Datenbasis	4
1.2.1 Mecklenburg-Vorpommern	6
1.2.2 Brandenburg	8
2. Methodik	9
2.1 Kernaufnahme	9
2.2 Dünnschliffanalysen	11
2.3 Schwermineralanalysen	11
3 Geologischer Rahmen	13
3.1 Das Nordostdeutsche Becken (NEDB)	13
3.1.1 Tektonischer Überblick	13
3.1.2 Beckenentwicklung	16
3.1.3 Beckenentstehung	18
3.2 Allgemeine tektono-sedimentäre Entwicklung des Rotliegenden im NEDB	19
3.2.1 Altmark- und Müritz-Subgruppen	20
3.2.2 Havel-Subgruppe	23
3.2.3 Elbe-Subgruppe	23
3.3 Stratigraphische Methoden im Rotliegenden	24
3.3.1 Biostratigraphie	24
3.3.2 Tektonostratigraphie	25
3.3.3 Zyклоstratigraphie	26
3.3.4 Lithostratigraphie	29
3.3.5 Sequenzstratigraphie	29
3.4 Sedimentologischer Hintergrund	31
3.4.1 Alluvial Fan und <i>braided plain</i>	31
3.4.2 Terminal Fan	35
3.4.3 Mud Flat	37
3.4.4 Farbe des Rotliegenden	38
4 Fazies des Rotliegenden im Untersuchungsgebiet	40
4.1 Lithotypen	40
4.1.1 Konglomerate	41
4.1.2 Grobsandige Lithotypen	42
4.1.3 Feinsandige Lithotypen	44
4.1.4 Tonsiltige Lithotypen	47
4.1.5 Tonige Lithotypen	49
4.2 Subenvironments	49
4.2.1 Alluvial Fan und <i>braided plain</i>	51
4.2.2 Terminal Fan und ephemere Überschwemmungsebene	52
4.2.2.1 Terminal Fan	52
4.2.2.2 Ephemere Überschwemmungsebene	58

4.2.3 Mud Flat	58
4.2.4 Sand Flat	62
4.2.5 Playa See	65
4.3 Fossilien	66
5 Beschreibung und Interpretation der Bohrprofile	67
5.1 Mecklenburg-Vorpommern	67
5.1.1 Barth 1/63	67
5.1.2 Friedland 2/70	68
5.1.3 Gingst 1/73	70
5.1.4 Loissin 1/70	70
5.1.5 Penzlin 1/75	71
5.1.6 Prerow 1/65	73
5.1.7 Richtenberg 3/65	74
5.1.8 Schwaan 1/76	74
5.1.9 Stavenhagen 1/76	76
5.2 Brandenburg	78
5.2.1 Angermünde 1/68	78
5.2.2 Chorin 1/71	79
5.2.3 Zehdenick 2/75	79
5.2.4 Zootzen 1/75	81
6 Petrographie und Schwermineralogie	84
6.1 Modalbestand	84
6.2 Liefergebietsanalyse	88
6.3 Schwermineralspektren	91
7 Zeitlich-räumliche Entwicklung des Rotliegenden	94
7.1 Altmark- und Müritz-Subgruppen	94
7.2 Havel-Subgruppe	97
7.2.1 Parchim-Formation	97
7.2.2 Mirow-Formation	102
7.3 Elbe-Subgruppe	106
7.3.1 Dethlingen-Formation	106
7.3.2 Hannover-Formation	109
7.4 Vergleich vom NEDB mit anderen Rotliegend-Becken	112
8 Diskussion	118
9 Literaturverzeichnis	127
10 Anhang A	
11 Anhang B	

1 Einleitung

Der Name Rotliegendes wurde im letzten Jahrhundert von den Bergleuten im Mansfelder Revier geprägt, die damit die „roten toten“ Sandsteine im Liegenden des Kupferschiefers ansprachen. Bis zur Mitte des 20. Jahrhunderts konzentrierten sich die wissenschaftlichen Arbeiten zum Rotliegenden auf die Geländeaufschlüsse in den Rotliegend-Senken innerhalb der variszisch geprägten Ablagerungsräume (z.B. STILLE 1920, FALKE 1950, 1954, 1959, 1974, GALLWITZ 1956, LÜTZNER 1961 u.a.).

Das von mehreren Kilometer mächtigen mesozoischen und känozoischen Abfolgen überdeckte Rotliegende im Südlichen Permbecken (SPB) geriet erst mit der Entdeckung der gigantischen Erdgaslagerstätte Groningen Feld in den Niederlanden im Jahr 1959 in den Mittelpunkt des wirtschaftlichen und damit auch wissenschaftlichen Interesses. In den anschließenden drei Jahrzehnten folgten umfangreiche Gasfunde auf englischen, holländischen und NW-deutschen Gebieten des SPB. Anfang der 60er Jahre wurde in der DDR die Exploration auf Kohlenwasserstoffe zunächst mit dem Hauptziel Zechstein aufgenommen. Mit der Erschließung des größten deutschen Gasfeldes bei Salzwedel/Peckensen ab 1968 wurde die Exploration auch auf das Rotliegende intensiviert (MÜLLER ET AL. 1993). Das Resultat war bis zur Wiedervereinigung eine weltweit einmalige Bohrtätigkeit mit über 2000 tiefen Bohrungen im Nordostdeutschen Becken (NEDB) und angrenzenden Regionen im S, von denen einige hundert bis ins Rotliegende abgeteuft wurden. Im Verlaufe der Prospektion wurden auch ganz gezielt Bohrungen unter wissenschaftlichen Aspekten mit der Aufgabenstellung niedergebracht, das sedimentäre Rotliegende zu erkunden. Dementsprechend sind von vielen dieser Bohrungen Kernmär-sche bis einige hundert Meter erhalten. Daraus ergibt sich für die hier vorgestellte Studie die einzigartige Möglichkeit, das Rotliegende auch in wirtschaftlich nicht relevanten Regionen zu bearbeiten und in die beckenweiten sedimentären Modelle einzubeziehen.

Die im Rahmen dieser Studie durchgeführte umfangreiche Auswertung der unveröffent-lichten Bohrungsberichte und –bearbeitungen (Schichtenverzeichnisse, geophysikalische Bohrlochmessungen) aus der ehemaligen DDR zeigt, daß die Schwerpunkte der damaligen Untersuchungen auf der Erfassung der Parameter Korngröße, Sortierung, Textur, Binde-mittel, Porosität, Permeabilität, Schwerminerale und Geochemie lagen. Diese Arbeiten konzentrierten sich vor der politischen Wende fast ausschließlich auf die am Südrand des NE-deutschen Beckens liegende Altmark-Region, in der das Rotliegende gasführend ist. Nach der Wende wurden diese Arbeiten in Zusammenarbeit von EE Gommern GmbH und der BEB Erdgas/Erdöl GmbH auf den NE- und SE-Brandenburger Raum ausgedehnt. Da dort jedoch keine förderwürdigen Gasvorkommen entdeckt wurden, ist die Aufsuchung

1996 weitestgehend eingestellt worden (KARNIN ET AL. 1998). Detaillierte fazielle Untersuchungen zum Rotliegenden sind daher im Zusammenhang mit der Exploration nur in der Altmark-Region und im Raum NE-Brandenburg durchgeführt worden.

Von dem im Mecklenburg-Vorpommerschen Raum verlaufenden Nordrand des NEDB sind außer den standardisierten lithofaziellen Aufnahmen der Bohrungen (unveröffentlichte Bohrberichte des ZGI) sowie den Arbeiten von HELMUTH (1968) und WEGNER (1972) keine weiterführenden Arbeiten bekannt. Die von HOTH ET AL. (1993) publizierten Bohrungsdaten basieren auf nicht mehr aktuellen lithostratigraphischen Tabellen.

Als sehr problematisch erwies es sich bei den eigenen ersten Untersuchungen, daß die bestehenden Stratigraphien z.T. nur sehr flüchtig und in Anlehnung an Standardprofile von anderen Beckenbereichen (vor allem vom Südrand) erarbeitet wurden. Am Beispiel der Bohrung Stavenhagen 1/76 zeigt es sich, daß vier der fünf wichtigsten stratigraphischen Grenzen des Rotliegenden von HOTH ET AL. (1993) in dem mit 355 Kernmetern (=55%) gut repräsentierten Profil in Kernlücken liegen. Für fast alle Bohrungen aus dem Untersuchungsgebiet existieren also auch keine nach PLEIN (1995) und SCHRÖDER ET AL. (1995) aktualisierten stratigraphischen Profile und die bestehenden veralteten sind z.T. ungenügend.

Dieser Kenntnisstand stellt generell die Frage nach der Erarbeitung einer detaillierten Faziesarchitektur und –entwicklung des Rotliegenden im NEDB. Zudem existieren keine schlüssigen Verbindungen von den Arbeiten am Südrand mit dem wenig untersuchten Nordrand. Daher liegen die Schwerpunkte dieser Arbeit in sedimentologisch-faziellen Detailinterpretationen mit besonderem Augenmerk auf dem Vergleich von Beckennordrand mit den angrenzenden Gebieten. Als abschließendes Ziel steht die Formulierung eines beckenweiten sedimentologischen Ablagerungsmodell für das Rotliegende des NEDB im Vordergrund.

Die überragende ökonomische Bedeutung des Rotliegenden in Europa begründete umfangreiche wissenschaftliche Studien über die Entstehung, Herkunft, Sedimentation und Diagenese dieser kontinentalen *red-bed*-Abfolgen (z.B. FALKE 1959, GLENNIE 1972, TURNER 1980, STAPF 1982, HEDEMANN ET AL. 1984, LÜTZNER 1988, GAUPP ET AL. 1993). Dabei stellte sich das Problem der stratigraphischen Kontrolle und Korrelation innerhalb der überwiegend fossilfreien Rotliegendeschichten als eines der Kernthemen heraus (z.B. FALKE 1950, KOZUR 1977, 1978, 1980, BOY & FICHTER 1982, LINDERT ET AL. 1990). Das weitestgehende Fehlen datierbarer Leithorizonte kommt noch erschwerend hinzu (MENNING ET AL. 1988, MENNING 1995). Die verschiedensten methodischen Ansätze wie z.B. Biostratigraphie, Lithostratigraphie, Chemostratigraphie oder Tektono-stratigraphie lieferten nur ungenügende Ergebnisse, da die jeweiligen charakteristischen Merkmale innerhalb der sehr reifen, kontinentalen Rotliegendgesteine nicht existieren oder zu viele

sekundäre Veränderungen erfahren haben. Selbst Rotliegend-Bohrprofile, die nur wenige hundert Meter bis einige Kilometer auseinander liegen, sind anhand ausschließlich lithostratigraphischer oder z.B. chemostratigraphischer Ansätze (über 800 Proben) nicht korrelierbar (frdl. mdl. Mitt. GAST 2000).

Mit der Erkenntnis, daß das Klima einen mindestens ebenso bedeutenden Einfluß auf die Sedimentation arid klastischer Environments wie die Tektonik hat, wurden ab den frühen 90er Jahren neue, dynamischere sedimentologische Modelle für das Rotliegende in England und Holland entwickelt (GEORGE & BERRY 1993, 1994, HOWELL & MOUNTNEY 1997). Dabei wurden Konzepte aus der marinen Sequenzstratigraphie auf die kontinentalen Ablagerungen des Rotliegenden übertragen. Dieser Ansatz eröffnet neue interessante Möglichkeiten, zeitgleiche und unterschiedliche Faziesräume miteinander zu korrelieren. Dementsprechend ist es ein wichtiger Bestandteil dieser Arbeit zu überprüfen und zu bewerten, inwieweit diese neuen Konzepte auch auf das Rotliegende des NEDB anwendbar bzw. übertragbar sind.

1.1 Zielsetzung

Für die offene Fragestellung nach einer faziellen Detailinterpretation und der Formulierung eines beckenweiten dynamischen sedimentologischen Ablagerungsmodells für das Rotliegende wurden als Arbeitsgebiet der hier vorliegenden Studie der Nordrand (NE Mecklenburg-Vorpommern) und der Südostrand (Raum NE Brandenburg) des NEDB ausgewählt. Hier liegt der Übergangsbereich zwischen dem relativ passiven Nordrand und dem aktiveren und mobileren Südrand des NEDB (Kap. 3). Vor allem aber soll die inhaltliche Lücke über den Nordrand geschlossen werden und das Gebiet an die beckenweiten Entwicklungsstadien angebunden werden. Den sich daraus ergebenden Fragestellungen zum Unterschied der Beckenränder hinsichtlich ihrer faziellen, sedimentologischen und zeitlich-räumlichen Entwicklungen wird in dieser Arbeit besondere Aufmerksamkeit gewidmet.

Auf eine Bearbeitung der beckenzentralen Gebiete wurde bewußt verzichtet. Zum einen sind diese Bereiche sehr intensiv bearbeitet worden (z.B. GRALLA 1988, GAST 1991 und GEBHARDT 1994), und zum anderen sind dort wegen des einheitlichen Ablagerungsraums sehr weitläufige und gute korrelierbare Fazieszonen entwickelt.

In den für diese Studie ausgewählten 14 Bohrprofilen wurde zunächst eine möglichst genaue Gliederung der Rotliegend-Gesteine hinsichtlich ihrer makroskopischen Charakteristika (Korngröße, Texturen, Gefüge) erarbeitet, mit deren Hilfe die Analyse der Genese und damit die fazielle Detailinterpretation möglich ist (Kap. 4). Darauf aufbauend konnte die

Entwicklung innerhalb des Rotliegenden für jede einzelne Bohrung analysiert und interpretiert werden (Kap. 5).

Mit der Untersuchung und Auszählung von über 100 Dünnschliffen sowie der Analyse der Schwermineralspektren von 30 Proben wurden die Aspekte Modalbestand, Nomenklatur und Herkunft bearbeitet (Kap. 6). Wichtige Fragestellungen sind vor allem, ob es für den Nordrand spezielle Charakteristika hinsichtlich der Modalbestände und deren zeitlicher Entwicklung gibt. Daneben galt möglichen Unterschieden zum Südrand ein besonderes Interesse.

Als abschließendes Ergebnis ergibt sich aus den erarbeiteten Daten die Formulierung eines beckenweiten, dynamischen sedimentologisch-faziellen Ablagerungsmodells für das Rotliegende des NEDB (Kap. 7). Dabei wurde der Frage nachgegangen, welche Faktoren letztendlich entscheidenden Einfluß auf die Sedimentation innerhalb eines kontinentalen ariden Environments nehmen. Dies führte zu einer kritischen Bewertung der existierenden stratigraphischen Methoden (z.B. Tektonostratigraphie). Des weiteren wurden die Möglichkeiten sowie die Übertragbarkeit der sequenzstratigraphischen/zyklostratigraphischen Konzepte auf das Rotliegende des NE-deutschen Beckens evaluiert (Kap. 8).

1.2 Datenbasis

Als Datenbasis stehen neben den 67 in HOTH ET AL. (1993) veröffentlichten Bohrungen mit Rotliegend-Teufenabschnitten noch ca. 150 weitere Bohrungen im NEDB, deren Rotliegend-Formationen lithofaziell bearbeitet wurden (Abb. 1.1, LINDERT ET AL. 1990, STUMM ET AL. 1990a, STUMM ET AL. 1990b) zur Verfügung. Als ergänzende Datengrundlage gibt es von knapp 40 Bohrungen geophysikalische Bohrlogs der Parameter *sonic*, *gamma ray*, *neutron gamma*, *caliper* und *resistivity* im Maßstab 1:500 bzw. 1:200. Ebenso wurde auf umfangreiches und detailliertes z.T. unveröffentlichtes Kartenmaterial (Isopachen- und Lithofazieskarten) zurückgegriffen. Leider existieren nur zu wenigen Bohrungen ausführliche Bohrungsberichte und -bearbeitungen, die eine fazielle Interpretation ohne erhaltenes Kernmaterial erlauben (z.B. Bohrung Schwerin 1/87).

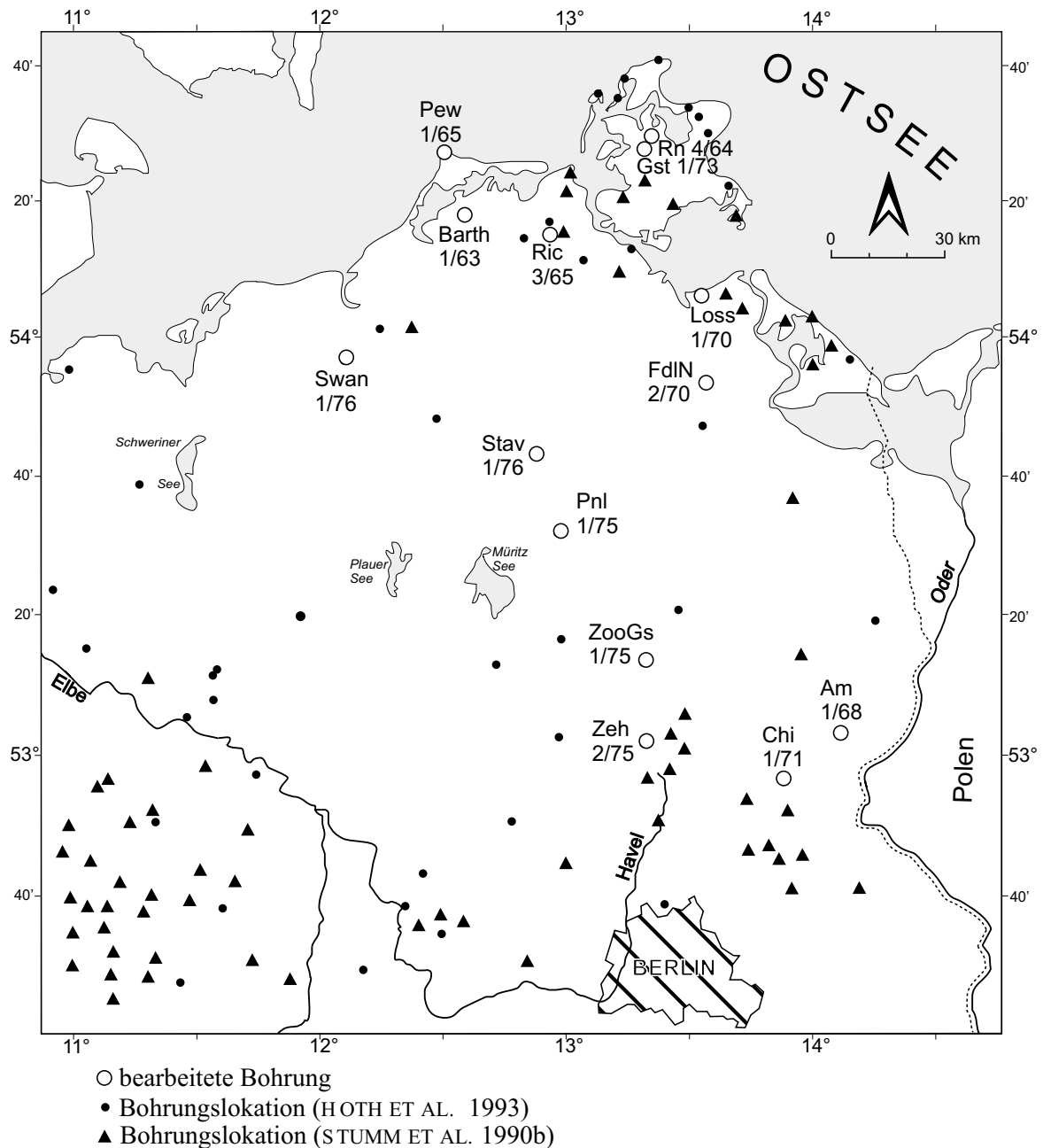


Abb. 1.1: Datengrundlage für die sedimentologische Bearbeitungen der Bohrprofile im NE-deutschen Becken. Am – Angermünde, Chi – Chorin, FdIN – Friedland, Gst – Gingst, Loss – Loissin, Ric – Richtenberg, Rn – Rügen, Pew – Prerow, Pnl – Penzlin, Swan – Schwaan, Stav – Stavenhagen, Zeh – Zehdenick, Zoo – Zootzen.

Für die Aufgabenstellung der sedimentologisch-faziellen Detailinterpretationen des Rotliegenden im NEDB sind insgesamt 3,25 km Bohrkerne von 14 Bohrungen bearbeitet worden (Abb. 1.1). Auf dem Gebiet von Mecklenburg-Vorpommern waren es die Bohrungen Barth 1/63, Friedland 2/70, Gingst 1/73, Loissin 1/70, Penzlin 1/75, Prerow 1/65, Richtenberg 3/65, Schwaan 1/76 und Stavenhagen 1/76. In Brandenburg waren es die Boh-

rungen Angermünde 1/68, Chorin 1/71, Zehdenick 2/75 und Zootzen 1/75. Die technischen Daten zu den einzelnen Bohrungen werden im Folgenden kurz erläutert.

1.2.1 Mecklenburg-Vorpommern

Bohrung Barth 1/63

Die Bohrung Barth 1/63 erbohrte sedimentäres Rotliegendes im Bereich von 2892,0 m bis 3221,6 m mit einer Mächtigkeit von 329,6 m (HOTH ET AL. 1993). Die zur Verfügung stehende Kernmarsch setzte bei einer Teufe von KM 2900,5 ein und endete bei KM 3104,9. Insgesamt wurden 74,3 Kernmeter (=22,5 %) der Bohrung aufgenommen. Die *sedimentary logs* sind im Anhang B S. 4-8 aufgeführt. Außer geophysikalischen *logs* der Parameter *neutron-gamma*, und *gamma-ray* (1:500) existieren keine weiteren Informationen.

Bohrung Friedland 2/70

Die Bohrung Friedland 2/70 erteufte in dem Abschnitt von 3510,3 m bis 3767 m sedimentäres Rotliegendes mit einer Mächtigkeit von 256,7 m. Die gekernete Strecke begann bei KM 3510 und endete bei KM 3750,5. Insgesamt wurden 145,9 Kernmeter (= 56,8%) des Rotliegendeprofiles aufgenommen. Die Ober- und Untergrenze sind nicht gekernt. Die *sedimentary logs* der Bohrung sind im Anhang B auf den S. 9-16 aufgeführt.

Bohrung Gingst 1/73

Die Bohrung Gingst 1/73 erteufte auf einem Intervall von 1390 m bis 1429,7 m das Rotliegende mit einer Mächtigkeit von 39,7 m. Die Kernmarsch setzt bei KM 1393 ein und geht lückenlos bis KM 1427. Wegen des fast ausschließlich konglomeratischen Profils ist auf eine graphische Darstellung im Anhang verzichtet worden.

Bohrung Loissin 1/70

Die Bohrung Loissin 1/70 traf im Teufenabschnitt von 2440,5 m bis 3241 m auf sedimentäres Rotliegendes mit einer Gesamtmächtigkeit von rund 800 m (HOTH ET AL. 1993). Die zur Verfügung stehende Kernmarsch ist nur sehr lückenhaft und beträgt mit insgesamt 62 m nur etwa 8% des gesamten Profils. Aus diesem Grund wurde auf eine graphische Darstellung dieser Bohrung in den *sedimentary logs* verzichtet.

Bohrung Penzlin 1/75

Die Bohrung Penzlin 1/75 schloß sedimentäres Rotliegendes im Teufenabschnitt von 4568,5 m bis 5479 m mit einer Mächtigkeit von 910,5 m auf (HOTH ET AL. 1993). Die in dieser Studie bearbeitete Kernmarsch setzt dagegen bei KM 4568 mit Rotliegendem ein

und endet bei KM 5472,6 mit der Grenze zu den permokarbonischen Vulkaniten. Insgesamt wurden 658,2 m Kernmaterial (=72,8%) dieser Bohrung aufgenommen. Die ausführlichen *sedimentary logs* sind im Anhang B S. 18-47 aufgeführt.

Bohrung Prerow 1/65

Die Bohrung Prerow 1/65 erbohrte auf einem Teufenabschnitt von 2760 m bis 2946 m sedimentäres Rotliegendes mit einer Gesamtmächtigkeit von 186 m. Die Kernmarsch beginnt bei KM 2763, endet bei KM 2906,6 und enthält mit 79 Kernmetern rund 42,5% des gesamten Profils. Weder die Ober- noch die Untergrenze des Rotliegendes sind gekernt. Im Anhang B auf den S. 48-52 sind die *sedimentary logs* aufgeführt.

Bohrung Richtenberg 3/65

Die Bohrung Richtenberg 3/65 erschloß das Rotliegende auf einem Teufenabschnitt von 2655,1 m bis 2859 m mit einer Mächtigkeit von 203,9 m. Die Kernmarsch beginnt bei KM 2661,4 und endet bei 2756,3. Allerdings stehen nur 25,6 Kernmeter (=12,6%) der Bohrung zur Verfügung. Es existieren keine weiteren Daten zur Lithologie bzw. Fazies, so daß nur auf die Angaben von HOTH ET AL. (1993) zurückgegriffen werden kann. Die *sedimentary logs* auf den S. 53-55 im Anhang B zeigen die bearbeiteten Kernmeter.

Bohrung Schwaan 1/76

Die Bohrung Schwaan 1/76 durchteufte das Rotliegende auf einem Abschnitt von 4935,8 m bis zur Endteufe von 6711,2 m mit einer Gesamtmächtigkeit von 1775,4 m (HOTH ET AL. 1993). Die aufgenommene Kernstrecke beginnt bei KM 5080 und endet bei KM 5783. Der Kerngewinn betrug dabei 508 m (=40%), wobei die Kernmeter der Hannover-Formation nicht mehr erhalten sind. Die *sedimentary logs* dieser Bohrung sind im Anhang B auf den S. 56-85 dargestellt.

Bohrung Stavenhagen 1/76

Die Bohrung Stavenhagen 1/76 traf im Teufenintervall von 4301 m bis 4972 m auf sedimentäres Rotliegendes (HOTH ET AL. 1993). Der gekernter Abschnitt beginnt bei KM 4299 und endet bei KM 4961. Insgesamt wurden 355 Kernmeter (=52,9%) aufgenommen. Die ausführlichen *sedimentary logs* sind im Anhang B auf den S. 86-102 aufgeführt.

1.2.2 Brandenburg

Bohrung Angermünde 1/68

Die Bohrung Angermünde 1/68 schloß das sedimentäre Rotliegende auf einem Teufenintervall von 3801,5 m bis 3945 m mit insgesamt 143,5 m auf (HOTH ET AL. 1993). Die zur Verfügung stehende Kernmarsch setzt bei KM 3802 ein und endet bei KM 3946 und ist bis auf ca. 1,8 m lückenlos. Die *sedimentary logs* sind im Anhang B auf den S. 103-109 aufgeführt.

Bohrung Chorin 1/71

Die Bohrung Chorin 1/71 durchteufte das Rotliegende in einer Tiefe von 3761,5 m bis 3822,9 mit einer Mächtigkeit von 61,4 m (HOTH ET AL. 1993). Die Kernmarsch setzt bei KM 3749,2 ein, geht bis KM 3810,5 und ist lückenlos gekernt. Die *sedimentary logs* sind im Anhang B auf den S. 110-113 aufgeführt.

Bohrung Zehdenick 2/75

Die Bohrung Zehdenick 2/75 erbohrte Rotliegendes auf einem Intervall von 3999,5 m bis 4494,5 m mit einer Mächtigkeit von 495 m (HOTH ET AL. 1993). Die zur Verfügung stehende Kernmarsch beginnt bei KM 4001,5 und endet bei KM 4492,2. Der Kerngewinn beträgt bei insgesamt 406,5 m Kernmetern rund 82%. Die Obergrenze des Rotliegenden ist nicht gekernt. Im Anhang B sind auf den S. 114-131 die ausführlichen *sedimentary logs* aufgeführt.

Bohrung Zootzen 1/75

In der Bohrung Zootzen ist das Rotliegende auf einem Teufenabschnitt von 4331,5 m bis 5132,5 m mit einer Mächtigkeit von 801 m angetroffen worden (HOTH ET AL. 1993). Die bearbeitete Kernmarsch setzt bei KM 4331 ein und geht bis KM 5125,9. Insgesamt wurden ca. 693 m aufgenommen, was einen prozentualen Anteil von 86,5% am Gesamtprofil ausmacht. Die ausführlichen *sedimentary logs* sind im Anhang B auf den S. 132-158 dargestellt.

2 Methodik

2.1 Kernaufnahme

Die in dieser Studie bearbeiteten Bohrkerne waren in Kisten zu jeweils einem Meter Länge untergebracht. Dabei war zu beachten, daß es sich bei den Teufenangaben auf den Kisten um Kernmärsche handelte (Bohrmeisterteufe). Aufgrund des bei fast allen Bohrungen eingesetzten *rotary*-Bohrverfahrens war es möglich, Kernmärsche von bis zu 18 m Länge zu gewinnen. Da jedoch die Daten über die jeweiligen Bohrungsneigungen nicht zur Verfügung standen, konnte eine Rückrechnung auf die exakte senkrechte Tiefe nicht durchgeführt werden. Der Vergleich der Kernmarsch-Teufen aus den untersuchten Bohrungen mit denen von HOTH ET AL. (1993) publizierten Daten für die Ober- und Untergrenzen des Rotliegenden zeigt jedoch im Allgemeinen sehr gute Übereinstimmungen mit nur wenigen Metern Differenz. Lediglich eine Bohrung weist eine größere Abweichung auf. Es ist die Bohrung Chorin 1/71 mit fast 10 m Unterschied, die allerdings nicht mehr rekapitulierbar sind. Da jedoch die Bohrung komplett gekernt ist, und innerhalb der Kernmärsche keine Unstimmigkeiten bezüglich der Teufenangaben auftraten, wurde die Tiefenabweichung nicht weiter berücksichtigt.

Der Kerngewinn innerhalb der Kernmärsche betrug in den überwiegend feinklastischen Rotliegendgesteinen generell über 90%, so daß bohrtechnisch bedingte Schichtlücken in den Profilen vernachlässigt werden konnten.

Die Kernaufnahmen wurden im Maßstab 1:50 angefertigt (siehe Anhang B). Zunächst wurden vor Ort in den Kernlagern des LUNG Mecklenburg-Vorpommern in Sternberg und des GLA Brandenburg in Wünsdorf die Gesteine makroskopisch beschrieben. Als Vorlage dienten in Anlehnung an NICHOLS (1999) erstellte *sedimentary logs*. In diese wurden die Lithologien eingetragen, die zuvor mit Hilfe einer Schablone in die Korngrößen Kies, Grob-, Mittel- und Feinsand unterteilt wurden. Wegen des extrem häufigen gemeinsamen Auftretens der beiden Korngrößenklassen Silt und Ton, sowie durch deren optisch kaum auflösbare Unterscheidung wurden diese, sofern es sich nicht um reine Tonsteine handelte, als Tonsilt oder Mud zusammengefaßt. Daneben wurden Schichtungstypen, primäre und sekundäre Sedimentstrukturen, Kornformen, Sortierung (geschätzt), tektonische Elemente, Konkretionen, Fossilien, diagenetische Minerale und sonstige Beobachtungen aufgenommen. Die Parameter wurden mit an internationale Standards angelehnten Symbolen von SWANSON (1981) versehen und ebenfalls in die *sedimentary logs* eingetragen. Im Anhang ist die Legende mit den benutzten Symbolen aufgeführt.

Die Einteilung der Höhen der fluviatilen Schrägschichtungssets in Kleindimensional (Höhe der *Cosets* < 2 cm), Mitteldimensional (2-20 cm) und Großdimensional (> 20 cm) hat sich als am nützlichsten für die Beschreibungen der Feinklastika des Rotliegenden in den untersuchten Profilen erwiesen (vgl. auch GRUMBT 1971). Die Sortierungen konnten in der vorliegende Studie nur abgeschätzt werden. Das liegt zum einen an den faziell bedingten sehr intensiven Schwankungen innerhalb der Sedimente und zum anderen an nicht durchführbaren Korngrößenanalysen der gröberklastischen fluviatilen Gesteine. Die z.T. recht hohen Gehalte an Quarzzementen und die geringe Menge an zur Verfügung stehendem Material lassen repräsentative Ergebnisse nicht zu. Als Anhaltspunkte für die Sortierungsgrade gelten gut bis sehr gut bei nur einer Korngrößenklasse (z.B. Feinsand), mäßig bis schlecht bei zwei Korngrößen (z.B. Fein- und Mittelsand) und die Einteilung sehr schlecht bei mehr als drei Korngrößenklassen (z.B. Grobsand bis Ton). Da die Rotfärbung der Gesteine sekundärer Natur ist (vgl. Kap. 3.2), wurde auf die Aufnahme verzichtet und nur markante Färbungen vermerkt. Im Anhang B sind alle *sedimentary logs* der aufgenommenen Profile aufgeführt. Lediglich in zwei Bohrungen war eine Darstellung nicht möglich, weil das Kernmaterial zu schlecht war (Bohrung Rügen 4/64) bzw. die gekernten Intervalle zu gering und die jeweiligen Kernverluste zu hoch waren (Bohrung Loissin 1/70).

Zu fast allen bearbeiteten Bohrungen standen geophysikalische Bohrlochmeßkurven (Bohrlogs) der Parameter *sonic*, *gamma ray*, *neutron gamma*, *caliper* und *resitivity* im Maßstab 1:500 bzw. 1:200 zur Verfügung. Es zeigte sich jedoch schnell, daß die Auflösung der Bohrlogs für die Aufgabenstellung in der vorliegenden Studie viel zu ungenau ist. Um diese Feststellung zu veranschaulichen, ist auf der folgenden Seite die Abbildung 2.1 aufgeführt, in der ausgewählte *sedimentary log*-Abschnitte vom Top und der Basis des Rotliegenden der Bohrung Zehdenick 2/75 mit den entsprechenden *gamma ray*-Kurven gegenübergestellt sind. Mit dem vorhandenen Material sind lediglich Aussagen über großdimensionale Veränderungen der Lithologie möglich. Auf der rechten Seite der Abbildung ist deutlich die Abnahme der natürlichen radioaktiven Strahlung beim Übergang von den roten Sandsteinen des Karbons in die konglomeratischen und grobkörnigen Abfolgen der Mirow-Formation zu sehen. Ebenso zeigt sich der Wechsel der Rotliegend-Klastika zu den überlagernden Zechstein-Sedimenten durch eine deutliche Reduktion in der *gamma ray*-Kurve (Abb. 2.1 linke Seite). Keinesfalls aber sind mit Hilfe der geophysikalischen Bohrlogs die für die vorliegende Aufgabenstellung wichtigen sedimentären und faziellen Parameter bestimmbar.

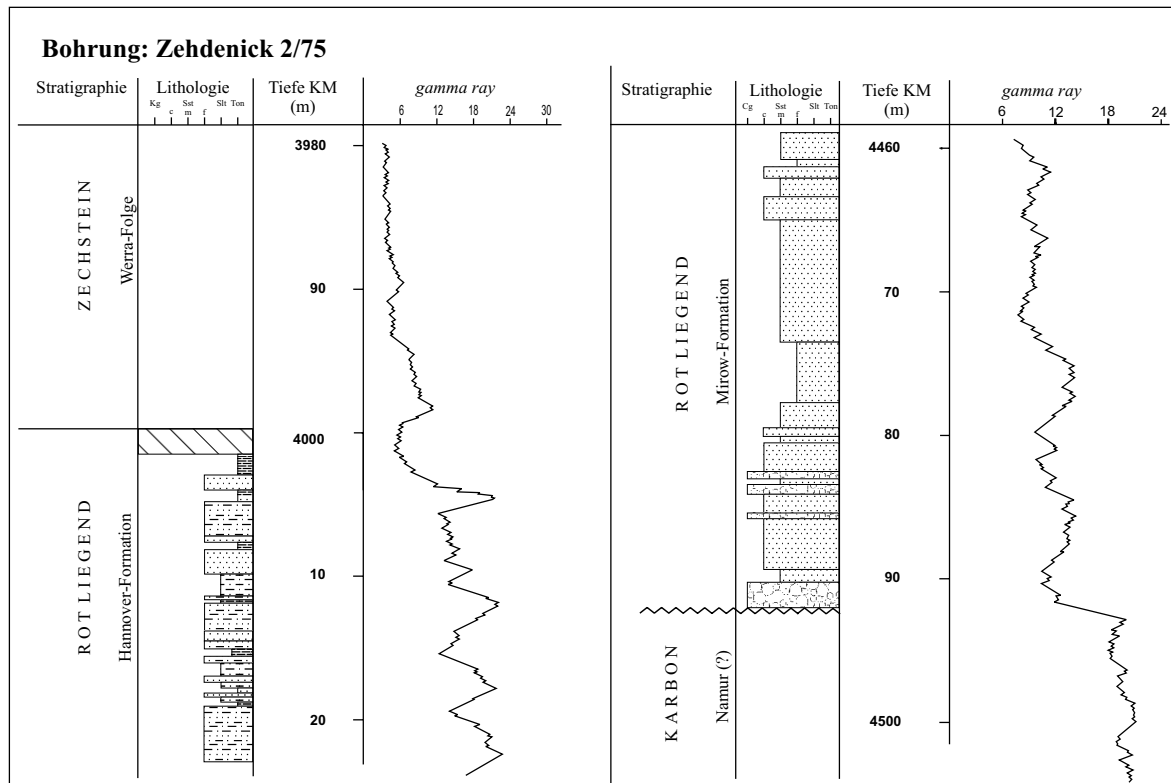


Abb. 2.1: Gegenüberstellung von *gamma ray*-Kurve und Lithologie an der Obergrenze und an der Untergrenze des Rotliegenden in der Bohrung Zehdenick 2/75.

2.2 Dünnschliffanalysen

An insgesamt 175 Dünnschliffen wurden die aufgenommenen Profile untersucht. Dabei wurden die Parameter Korngröße (DIN 4022), Sortierung (abgeschätzt nach HARREL 1984), Rundungsgrade (PETTIJOHN ET AL. 1987), Gefügemerkmale, Sedimentstrukturen, Bindemittel, Zementarten, Porositäten, Liefergesteinsarten und sonstige Beobachtungen für jeden einzelnen Schliff vermerkt.

Mit dem *point counter*-Verfahren (INGERSOLL ET AL. 1984) wurden 120 Dünnschliffe mit jeweils 300 Punkten ausgezählt, um die Modalzusammensetzungen und Petrographien quantitativ zu erfassen. Im Anhang A in den Tab. 10.1, 10.2, 10.3, 10.4, 10.5 und 10.6 auf den S. A-2 ff. sind die Daten aufgeführt.

2.3 Schwermineralanalysen

An insgesamt 29 Proben von 9 verschiedenen Bohrungen wurden die Spektren der Schwerminerale in einem vertikalen Profil und über die Fläche analysiert. Dazu wurden zunächst die ausgewählten Proben mit dem Hammer analysenfein zertrümmert, um an-

schließlich mit dem Handsieb die Fraktion $<180\ \mu\text{m}$ abzutrennen. Für die Gewinnung der Schwermineralfraktion wurde eine gravitative Trennung mit Bromoform durchgeführt (siehe auch MANGE & MAURER 1991). Für die Beschreibungen der Kornformen und Eigenfarben sowie zu einer ersten annähernden Auszählung von 300 Körnern wurden die Proben als Streupräparate unter dem Binokular ausgewertet. Für die detailliertere Untersuchung der Mineralspektren sowie der opaken Körner wurden polierte Streupräparate erstellt. Die gewonnenen Daten sind in der Tab. 10.7 im Anhang A auf S. A-9 aufgeführt.

3 Geologischer Rahmen

3.1 Das Nordostdeutsche Becken (NEDB)

3.1.1 Tektonischer Überblick

Das Nordostdeutsche Becken (NEDB) ist Teil eines großen intrakontinentalen Beckensystems, das sich über 1500 km von Südengland im W bis nach Polen im E erstreckt und zusammenfassend als Südliches Permbecken (SPB) bezeichnet wird (Abb. 3.1). Die Nordgrenze des Südlichen Permbeckens ist das in etwa E-W streichende Ringkøbing-Fyn-Møn-Hoch, in dem präkambrisches kristallines Basement unter einem reduzierten mesozoischen Deckgebirge ansteht. Die Südgrenze bildet der mitteleuropäische variszische Falten- und Überschiebungsgürtel.

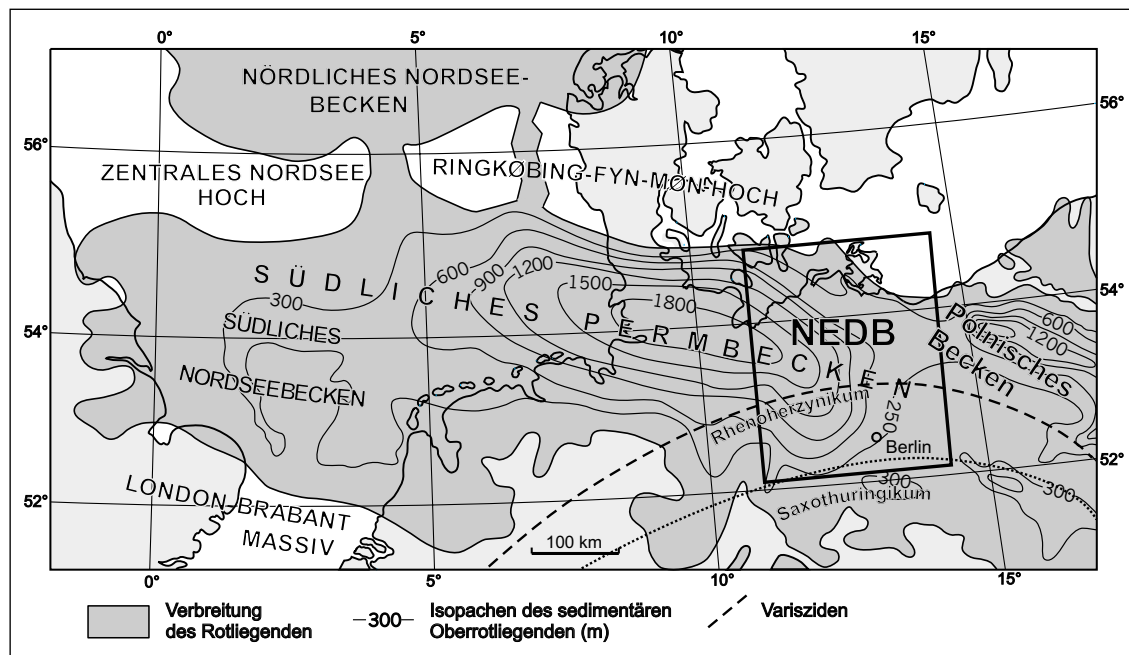


Abb. 3.1: Lage des Nordostdeutschen Beckens (NEDB) innerhalb des Südlichen Permbeckens (SPB) nach KIERSNOWSKI ET AL. (1995) und ZIEGLER (1990).

Innerhalb des SPB grenzt sich das NEDB im Westen vom NW-deutschen Becken ungefähr entlang der ehemaligen innerdeutschen Grenze vom Harz im S bis zur Ostsee im N ab. Die Ostgrenze ist in etwa die Grenze zu Polen. Die heutige Form des NEDB zeigt eine starke Asymmetrie. Der flach einfallende Nordrand wird im Raum Rügen durch das lokale Møn-Arkona-Hoch begrenzt, das den östlichsten Ausläufer des Ringkøbing-Fyn-Møn-Hochs

repräsentiert (Abb. 3.2). Den Südrand bildet eine Reihe steil nach S einfallender Störungen, wie z.B. die Gardelegener Störung mit ca. 3,5 Kilometern vertikalem Versatz (DEKORP-BASIN RESEARCH GROUP 1999, KOSSOW 2001).

Drei überregional bedeutende strukturelle Hauptelemente treten in der Region des NEDB auf. Im Norden ist dies die NW-SE streichende Tornquist-Zone (TZ), die sich in die Sorgenfrei-Tornquist-Zone (STZ) im NW von Bornholm und in die Tornquist-Teisseyre-Zone (TTZ) im SE von Bornholm aufgliedert. Die TZ stellt eine Intraplattenstruktur Balticas dar und ist wiederholt zwischen Permokarbon und frühem Tertiär aktiviert worden (BERTHELSEN 1992, THYBO 1997).

Etwa 50 km nördlich von Rügen befindet sich die Kaledonische Deformationsfront (CDF), die den präkambrisch konsolidierten Baltischen Schild im N vom intensiv deformierten kaledonischen Überschiebungsgürtel im S abtrennt (TANNER & MEISSNER 1996, MCCANN 1998b, EILTS ET AL. *subm.*). Im Beckenzentrum verläuft annähernd E-W die variszische Deformationsfront (VDF), deren genaue Lokation immer noch umstritten ist (FRANKE ET AL. 1996, DROZDZEWSKI & WREDE 1997, KRAWCZYK ET AL. 1999). Daraus ergibt sich für das NEDB ein sehr differenziertes Unterlager. Im N ist es durch den Übergang von kaledonisch akkretionierter Kruste zum kristallinen Baltischen Schild charakterisiert. Im S wird das Basement von den Varisziden gebildet. Im Beckenzentrum wird die Existenz eines kaledonisch akkretionierten Terrans, Ost-Avalonia, postuliert (TORSVIK ET AL. 1993, FRANKE ET AL. 1996, TANNER & MEISSNER 1996). Aufgrund von gravimetrischen Modellierungen vermuten LASSEN ET AL. (2001) dagegen die Existenz von ozeanischer Kruste.

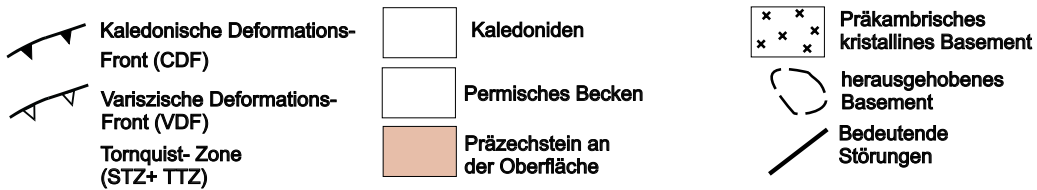
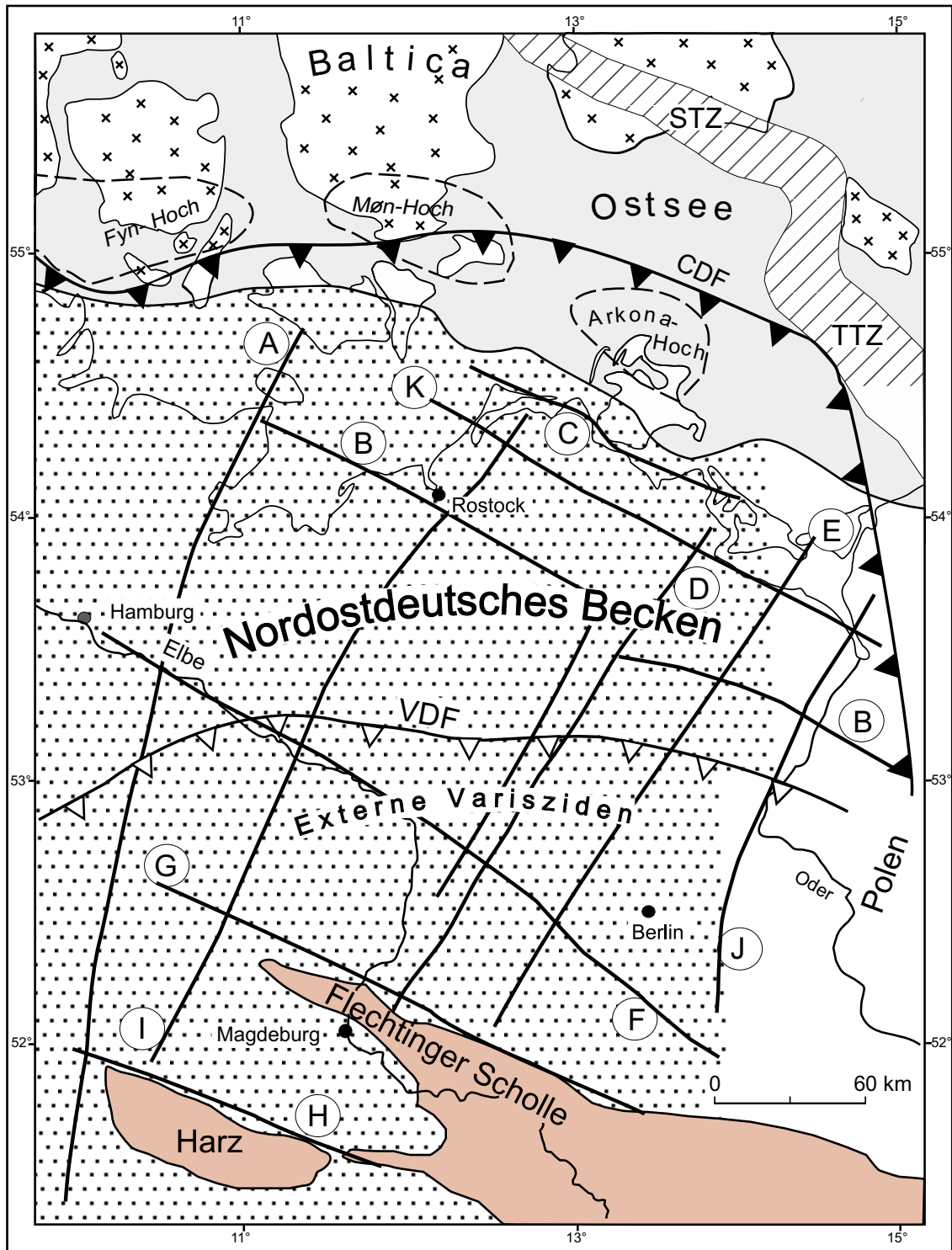


Abb. 3.2: Tektonische Übersichtskarte des Nordostdeutschen Beckens (NEDB) mit den wichtigsten permischen Lineamenten (nach FRANKE ET AL. 1989): A = Hessisches; B = Rostock-Gramzow; C = Strelasund; D = Rheinsberg; E = Liebenwalde; F = Elbe; G = Gardelegen; H = Harznordrand; I = Arendsee; J = Oder, K = Anklam.

3.1.2 Beckenentwicklung

Die ältesten erbohrten und paläontologisch sicher datierten Gesteine auf dem Gebiet des NEDB stammen von der Insel Rügen und der angrenzenden Ostsee und zeigen ein ordovizisches Alter an (FRANKE ET AL. 1994, HOTH 1997). Silurische Gesteine sind lediglich aus der Region zwischen Rügen und Bornholm bekannt und weisen dort auf eine passive Schelfsedimentation hin (FRANKE ET AL. 1994, MCCANN 1996a, 1996b).

Im Unterdevon führte der post-orogene Kollaps der mitteleuropäischen und deutsch-polnischen Kaledoniden zur Entstehung des Rheinischen Beckens (ZIEGLER 1990, MCCANN 1996a). Im Gebiet des NEDB sind am Nordrand bis zu 1800 m mächtige klastisch-terrigen Ablagerungen des Ems bis Givet bekannt, die vom Südrand des kaledonisch konsolidierten Old-Red-Kontinents antransportiert wurden (MCCANN 1996a, HOTH 1997). Zum Beckenzentrum nach Süden gehen die Ablagerungen progressiv in flachmarine Fazies über.

Andauernde Extension während des Mittel- bis Oberdevons führte auf dem Gebiet des NEDB zur einer intensiven Gliederung der Morphologie. Auf topographischen Hochflächen bildeten sich Riffe und Plattformkarbonate, während in den Gräben feinklastisches Material zur Ablagerung kam (MCCANN 1996a). Zeitgleich verschoben sich die Faziesgürtel nach Norden als Folge eines Meeresspiegelanstiegs, der von riftbezogenem Vulkanismus begleitet wurde. Im Oberdevon werden der aussetzende Vulkanismus und verstärkte beckenweite tektonische Aktivitäten mit dem Beginn einer südwärts gerichteten Subduktion entlang des Nordrands der Mitteldeutschen Kristallizone (MKZ) erklärt (MCCANN 1996a).

Die Grenze Devon/Karbon korreliert mit einem globalen Meeresspiegeltiefstand und ist in dem Gebiet des NEDB durch eine lateral weit aushaltende Schichtlücke gekennzeichnet. Im Verlauf des Unterkarbons etabliert sich im Beckenzentrum die von Irland bis Polen verfolgbare Karbonatplattform der „Kohlenkalke“ (MCCANN 1999, ZIEGLER 1990). Riffkarbonate repräsentieren die randlichen Ausläufer am Nordrand. Ausgedehnte unterkarbonische Flyschsedimente dokumentieren die andauernde Subduktion am Südrand des NEDB (HOTH 1997).

Im Visé führt die fortschreitende Subduktion zur Kollision der mit unterschiedlichen Geschwindigkeiten nordwärts driftenden Platten Gondwana und Baltica, wodurch die variszische Orogenese eingeleitet wird. Als Folge davon entwickelt sich nördlich der variszischen Deformationsfront durch tektonische Auflast eine schnell absinkende Vorlandtiefe, in der Flyschsedimente des Visé und Namur von mehreren tausend Meter Mächtigkeit bekannt sind (HOTH 1997, MCCANN 1996a). Von Namur bis zur Grenze Westfal B/C kennzeichnet eine nicht selten über hunderte Kilometer zu verfolgende, zyklische paralische Fazies einen einheitlichen Ablagerungsraum in weiten Teilen des Vorlandbeckens (PLEIN 1993). Am Nordrand, etwa im Bereich der Ostsee, herrschen fluviatile und deltaisiche Sedi-

mentation vor (LINDERT 1994, MCCANN 1999). Mit zunehmender Einengung des Vorlandbeckens im Westfal C wird eine beckenweite Regression und Verlandung eingeleitet. Sedimentation erfolgt nunmehr diskontinuierlich in mehreren Teilbecken (FRANKE 1990). Die kontinentalen Rotfolgen des Stephan liegen diskordant auf den Ablagerungen des Westfals (LINDERT 1994), während es am Beckensüdrand zur teilweisen Wiederaufarbeitung der Flysch- und Molassesedimente kommt (JANKOWSKI 1991).

Mit dem Abschluß der variszischen Orogenese und dem resultierenden Zusammenschluß zum Superkontinent Pangäa entsteht eine gewaltige Fläche schlecht wärmeleitender kontinentaler Kruste, die einen Wärmestau zur Folge hat (BACHMANN & HOFFMANN 1995). An der Wende Karbon/Perm kommt es durch die Ostdrift der Europäischen Platte relativ zur Afrikanischen Platte zu einem N-S gerichteten transpressionalen Streßfeld mit maximaler Extension in E-W Richtung (ARTHAUD & MATTE 1977, ZIEGLER 1990). Daraus leitet sich die Bildung eines Systems konjugierter Scherbrüche in einem übergeordneten dextralen Regime auf dem Gebiet des NEDB ab (Abb. 3.2). Begleitet werden die Bewegungen im NEDB von der kurzzeitigen Förderung der bis zu 2,2 km mächtigen Vulkanite. Die Sedimente der nachfolgenden Altmark- und Müritz-Subgruppen sind nur auf einzelne tektonisch generierte Senken begrenzt.

Mit einer Reaktivierung des permokarbonischen Bruchsystems (Extension) und dem anschließenden bruchlosen Übergang zur thermisch induzierten beckenweiten Subsidenz wird die Hauptphase der Rotliegend-Sedimentation eingeleitet (PLEIN 1995). Die nachfolgenden rein kontinentalen klastischen und evaporitischen Ablagerungen der Havel- und Elbe-Subgruppen gleichen die Morphologie aus und erreichen durch die zunehmende thermische Subsidenz ab der Mirow-Formation im Beckenzentrum eine Mächtigkeit von über 1,5 km (Abb. 3.1). Dabei greifen die Rotliegend-Formationen progressiv und diskordant auf ältere Abfolgen an den Beckenrändern über.

Die Subsidenz des NEDB setzt sich bis in die Trias fort. Die Transgression des Zechsteinmeeres ab dem späten Perm ist im Becken durch die bis 2000 m mächtige, zyklische Evaporitabfolge von Werra (Z1), Staßfurt (Z2), Leine (Z3) und Aller (Z4) gekennzeichnet (STROHMENGER ET AL. 1996, KOSSOW ET AL. 2000). Der Halit der Staßfurt-Folge ist das wichtigste Element der Salztektonik im NEDB (KOSSOW 2001).

Die triassischen Sedimente sind als klassische Germanische Trias ausgebildet. Den bis 1000 m mächtigen kontinentalen Klastika des Buntsandsteins folgen graduell im Hangenden die Plattformkarbonate des Muschelkalks (SCHWAB ET AL. 1982). Die Regression des Meeresspiegels im Keuper führt erneut zu kontinentaler Sedimentation.

Mit der Unterjura-Transgression setzt wieder flachmarine klastische Sedimentation ein (HOTH ET AL. 1993). An der Grenze Oberjura/ Unterkreide wird das NEDB invertiert und weite Teile der jurassischen und triassischen Abfolgen werden erodiert (NÖLDEKE & SCHWAB 1977, SCHWAB ET AL. 1982, KOSSOW 2001).

Die Sedimente der Unterkreide auf dem Gebiet des NEDB zeigen am Nordrand eine Schwellenfazies zwischen deltaischen Klastika im E (Polnisches Becken) und marinen Tonsteinen im W (ZIEGLER 1990). Bedingt durch die Einengung ist die Sedimentation am Südrand auf einzelne Randsenken limitiert (KOSSOW 2001). Die Oberkreide ist überwiegend als Schreieckreide entwickelt (Oberkreide-Transgression). Im weiteren Verlauf der Oberkreide wird das NEDB im Zuge der alpidischen Orogenese erneut invertiert. Die Salze des Zechsteins entkoppeln dabei die Sub-Salz-Formationen vom Hangenden, so daß die Prä-Zechstein-Abfolgen nicht in die tektonischen Bewegungen beider Einengungsphasen eingebunden sind (KOSSOW 2001).

Die brakisch-marinen Ton-Silt-Ablagerungen des Tertiärs liegen diskordant auf der Oberkreide und werden von Geschiebemergeln und Sanden des Quartärs überlagert (HOTH ET AL. 1993).

3.1.3 Beckenentstehung

Der Mechanismus der Beckenentstehung des NEDB ist Gegenstand zahlreicher, kontroverser Diskussionen (BACHMANN & GROSSE 1989, BACHMANN & HOFFMANN 1995, COWARD 1995, SCHECK 1997, BAYER ET AL. 1999, DEKORP-BASIN RESEARCH GROUP 1999, KRAWCZYK ET AL. 1999, SCHECK & BAYER 1999, VAN WEES ET AL. 2000). Es werden verschiedene Modelle, u.a. *rifting*, Manteldiapirismus, *underplating*, thermische Subsidenz sowie ein *simple shear*-Mechanismus vorgeschlagen. Ein entscheidender Grund für diese Modellvielfalt ist die geringe seismische Reflektivität des sedimentären und vulkanitischen Rotliegend unterhalb der sehr markanten Zechsteinreflektoren im gesamten Becken. Gerade das Permokarbon gilt als die initiale Phase der Beckenentwicklung und ist somit der entscheidende Zeitabschnitt für die Beckenentwicklung.

Das Nordostdeutsche Becken gehört zum Typ der intrakontinentalen Becken. Anders jedoch als die auf präkambrisch konsolidiertem Basement entstandenen intrakontinentalen Michigan oder Williston Becken in Nordamerika (BALLY 1985), entwickelte sich das NEDB auf einem kaledonisch geprägten nördlichen (Baltica) und einem variszisch dominierten südlichen Basement (Avalonia). Das Becken zeigt dabei keine Beziehungen zu diesen Strukturen, sondern stellt als *successor basin* eine später entstandene eigenständige Struktur dar (KRAWCZYK ET AL. 1999). Charakterisiert wird das NEDB durch (1) das Fehlen großer initialer Abschiebungen als Ausdruck einer mechanischen Krustendehnung, (2) einer, gegenüber angrenzenden Gebieten um ca. 30% reduzierten Mächtigkeit der Kruste im Beckenzentrum, (3) einer fast kontinuierlichen Subsidenz über 300 Ma und (4) einer unter dem gesamten Becken flach verlaufenden Moho (SCHECK 1997, KRAWCZYK ET AL. 1999, DEKORP-BASIN RESEARCH GROUP 1999, VAN WEES ET AL. 2000).

Die initiale Riftphase der Beckenentstehung beginnt mit den großräumigen tektonischen Bewegungen der Europäischen Varisziden im Permokarbon. Die gleichzeitige Förderung der bis 2,2 km mächtigen Vulkanite, die große Anteile Mantelmaterials beinhalten, gibt Hinweis auf die thermische Destabilisierung der gesamten Lithosphäre (BENEK ET AL. 1996). Die Hauptphase der Beckenentstehung wird durch das Einsetzen der thermisch induzierten Subsidenz ab dem späten Perm eingeleitet, die sich mit Raten von 3 mm/a bis in die mittlere Trias fortsetzt (KOSSOW 2001).

Die Ursache für die Subsidenz ist immer noch nicht gänzlich geklärt und bleibt diskussionsbedürftig (BAYER ET AL. 1999). Am wahrscheinlichsten ist auf der Grundlage der vorhandenen Datensätze eine Kombination aus *underplating* mit schwerem Mantelmaterial während des permokarbonischen magmatischen Ereignisses und nachfolgender krustaler Abkühlung. *Rifting* als Ursache für die in ihrer Mächtigkeit um 30% reduzierte Kruste im NEDB kann ausgeschlossen werden. Für eine derartige Verringerung müßten Extensionsfaktoren von 1.5 bis 1.7 vorausgesetzt werden (DADLEZ ET AL. 1995), die wiederum die Existenz von großen Riftsystemen innerhalb des NEDB und wiederholte großräumige tektonische Aktivitäten benötigen würden. Mit den vorhandenen Datensätzen läßt sich das allerdings mit Sicherheit ausschließen (siehe auch MCCANN ET AL. 2000).

3.2 Allgemeine tektono-sedimentäre Entwicklung des Rotliegenden im NEDB

Das sedimentäre Rotliegende im NEDB repräsentiert mit vielen nicht datierbaren Schichtlücken den Zeitraum von der Grenze Karbon/Perm (ca. 296 Ma) bis zur Transgression des Zechsteinmeeres im Tatarian des Oberperms bei 258 Ma (Abb. 3.3). Es ist damit wesentlich älter als die nur etwa die letzten 10 Ma umfassenden Rotliegendabfolgen der westdeutschen, holländischen, englischen und dänischen Becken (GRALLA 1988, YANG & NIO 1994, GEORGE & BERRY 1993, 1994 HOWELL & MOUNTNEY 1997 und STEMMERIK ET AL. 2000). Das Rotliegende des Polnischen Beckens wird dagegen in die zwei Subgruppen Lower Silesia und die Wielkopolska gegliedert, die ähnlich dem NEDB den Zeitraum vom Stephan bis zum Zechstein lückenhaft darstellten (KIERSNOWSKI ET AL. 1995, KARNKOWSKI 1999).

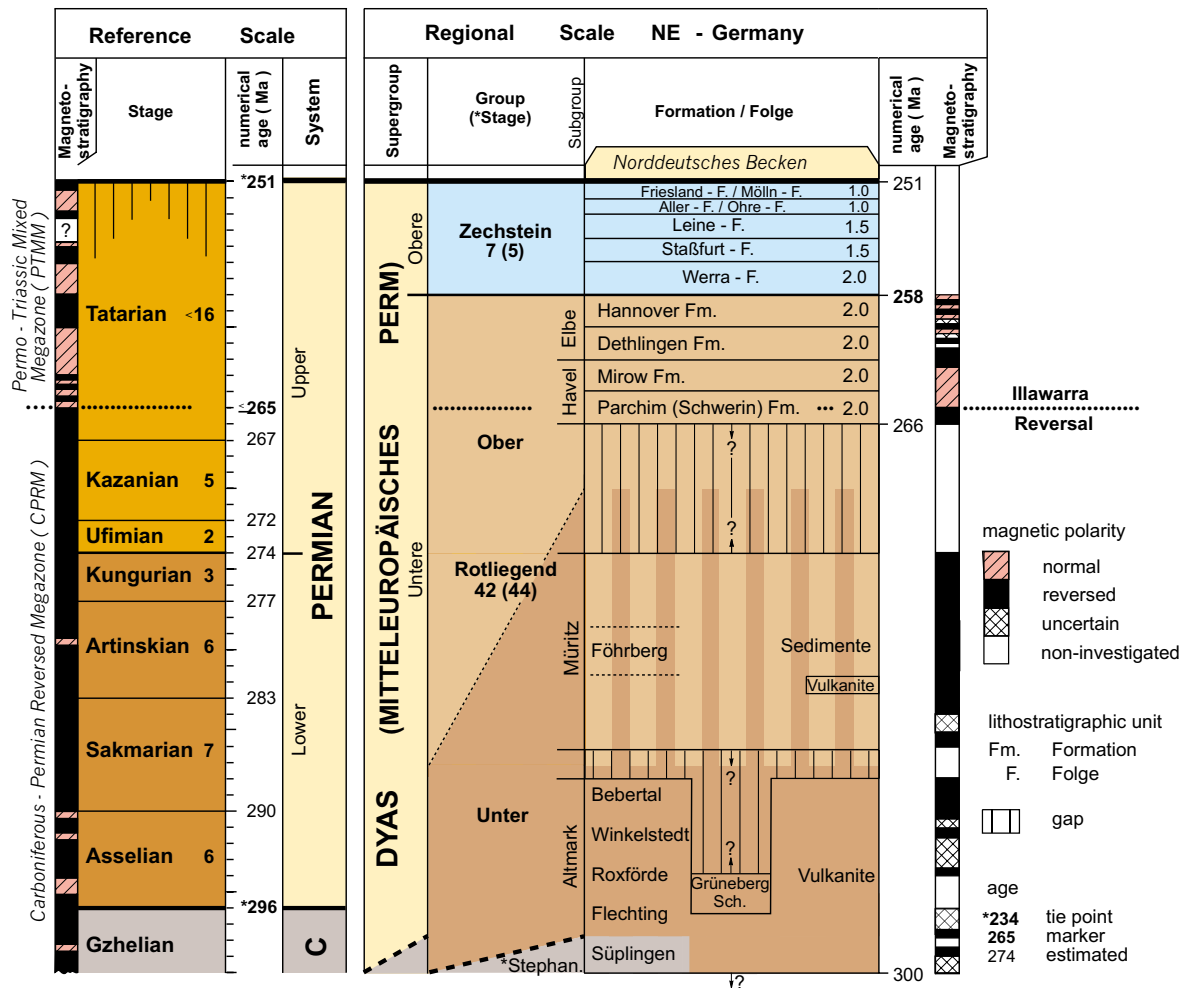


Abb. 3.3: Zeitskala für das Perm in NE- Deutschland (nach MENNING 1995) und stratigraphische Gliederung des Rotliegenden im NEDB (nach PLEIN 1995).

Lithostratigraphisch wird das Rotliegende im NEDB vom Liegenden zum Hangenden in die Subgruppen Altmark (Unterrotliegend), Mürzitz (Oberrotliegend 1), Havel und Elbe unterteilt (PLEIN 1995, SCHRÖDER ET AL. 1995). Letztere werden auch als Oberrotliegend 2 zusammengefaßt. Das in der unteren Parchim-Formation nachgewiesene Illawarra-Reversal (ca. 265 Ma) ist dabei die einzige chronostratigraphische Marke innerhalb der Rotliegendesedimente (MENNING ET AL. 1988, MENNING 1995).

3.2.1 Altmark- und Mürzitz-Subgruppen

Eingeleitet wird die Entwicklungsepoche des Perms im NEDB bereits durch die stark tektonisch geprägten, kontinentalen Rotfolgen des Stephans (PLEIN 1993, LINDERT 1994). Die Drift der europäischen und afrikanischen Platten löst am Übergang Stephan/Unterperm weiträumige tektonische Bewegungen aus. Im Zuge dieser als fränkische Bewegungen bezeichneten Aktivitäten (KATZUNG & KRULL 1984), werden im NEDB bevorzugt NNE-SSW und untergeordnet NW-SE streichende Störungen aktiviert, an denen es zu tief-

reichenden, transtensionalen *strike slip* Bewegungen und zur Entstehung von *pull apart*-Strukturen kommt (BACHMANN & GROSSE 1989, HOFFMANN ET AL. 1989, HOFFMANN 1990, BACHMANN & HOFFMANN 1995).

Begleitet werden die fränkischen Bewegungen auf dem Gebiet des NEDB von der Förderung über 2 km mächtiger Vulkanitserien der Altmark Subgruppe mit überwiegend rhyolithischer/ignimbritischer (70%) und untergeordnet andesitischer (26%) und basaltischer (4%) Zusammensetzung (BENEK ET AL. 1996, Abb. 3.4 und 3.5). Die Auswertungen einiger hundert Bohrungen im NEDB ergaben ein geschätztes Gesamtvolumen dieser Vulkanite von 48.000 km^3 mit störungsgebundenen Mächtigkeitszentren in NE Mecklenburg-Vorpommern und in der Altmark. Nach BENEK ET AL. (1996) werden die fünf Eruptivstadien (1) Andesitstadium (Stephan), (2) explosives Ignimbristadium (Asselian), (3) postignimbritisches Eruptionsstadium (Rhyolithe, Andesite, Basalte), (4) Spärrhyolithstadium (Sakmarian ?) und (5) das späte Basaltstadium im Artinskian unterschieden. Neueste U/Pb-SHRIMP-Datierungen an den Effusiva zeigen dagegen Alter zwischen 302 und 297 Ma ($\pm 3 \text{ Ma}$) und weisen auf eine nur sehr kurze Zeitspanne intensiven Vulkanismus an der Grenze Karbon/Perm hin (*magnetic flare up*, BREITKREUZ & KENNEDY 1999).

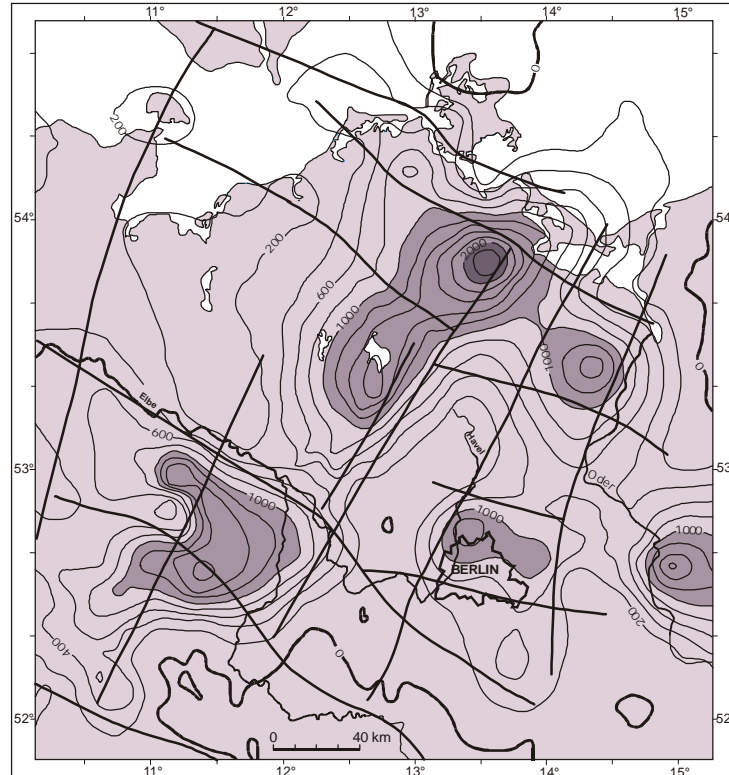


Abb. 3.4: Mächtigkeiten der Permokarbonischen Vulkanite auf dem Gebiet des NEDB (nach BENEK ET AL. 1996). Isolinien alle 200 m

Während BENEK ET AL. (1996) aufgrund der großen Mächtigkeiten von SiO_2 -reichen Vulkaniten in NE-Mecklenburg-Vorpommern die Existenz großer Caldera-Systeme postulieren, stellt BREITKREUTZ (in BRECHT 1999), nach der Reevaluierung des vorhandenen Kernmaterials auf sicher interpretierbare Ignimbristmerkmale, die Notwendigkeit der Existenz der Caldera-Systeme in Frage.

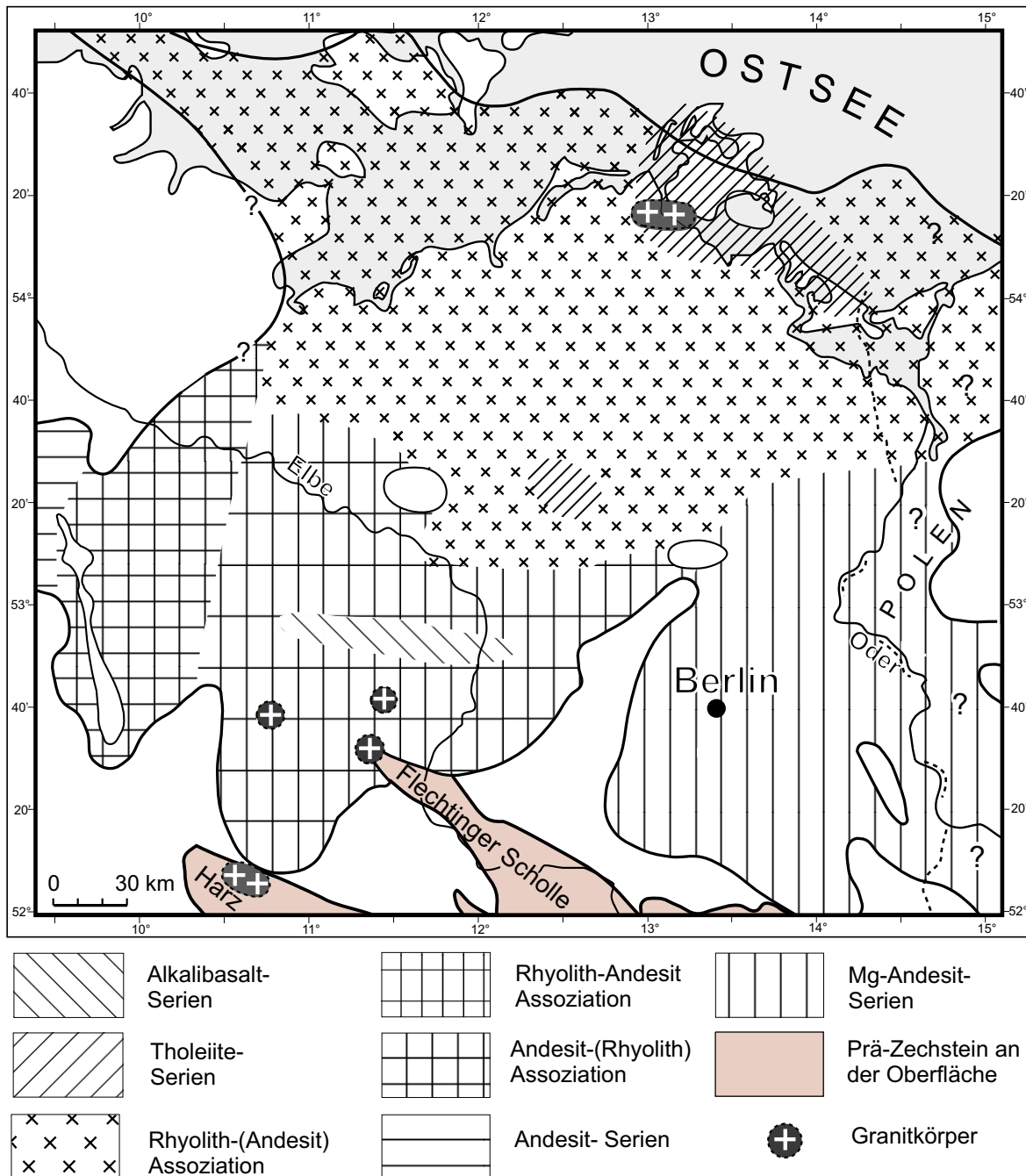


Abb. 3.5: Verteilung der Permokarbonischen Vulkanit-Assoziationen und -Serien im NEDB (nach BENEK ET AL. 1996).

Die bis 380 m umfassenden Sedimente der Altmark Subgruppe sind nur aus den lokalen Vertiefungen (z.B. aus der Liebenwalder Senke) bekannt und zeigen bei feinklastisch bis lakustriner Fazies eine reichhaltige Fauna an (HOFFMANN ET AL. 1989, SCHNEIDER & GEBHARDT 1993, SCHNEIDER ET AL. 1995).

Der Übergang zur Mürz-Subgruppe ist durch ein Nachlassen der thermischen Hebung infolge des Abbaus des Wärmestaus gekennzeichnet (BACHMANN & HOFFMANN 1995). Sedimentabfolgen mit Mächtigkeiten bis 470 m, die der Mürz-Subgruppe zugesprochen werden, sind nur sporadisch nachgewiesen. Im Beckenzentrum und am Südrand sind die

überwiegend feinklastischen bis karbonatischen Sedimente weitgehend auf die permokarbonisch angelegten Senken begrenzt, die aber über ein regionales Entwässerungssystem verbunden gewesen sein müssen, wie eine vollmarine Fischfauna belegt (SCHNEIDER & GEBHARDT 1993). Am äußersten Beckennordrand sind in der NW-SE streichenden Strelasund Depression bis zu 1000 m mächtige grobklastische, kontinentale Abfolgen dokumentiert, die wegen fehlender Datierbarkeit nur allgemein dem Unterrotliegend bis Oberrotliegend 1 zugerechnet werden können (RIEKE ET AL. 2001).

3.2.2 Havel-Subgruppe

An der Grenze zur Havel-Subgruppe (Parchim-Formation) bei ca. 266 Ma kommt es aufgrund einer erneuten Intensivierung der Scherbewegung zwischen der Europäischen und Afrikanischen Platte auf dem Gebiet des NEDB zur Reaktivierung des Scherbruchsystems (Saalische Diskordanz). Begleitet wird das N-S gerichtete transpressionale und E-W gerichtete extensionale Streßregime durch die Förderung von basaltischem Vulkanismus in der Altmark. Daraus resultierend ergibt sich in Teilen des Beckens eine erkennbare Strukturierung der Paläomorphologie durch NNE-SSW streichende Halbgräben (KLARNER 1993, BALTRUSCH & KLARNER 1993, HELMUTH & SÜSSMUTH 1993, HELMUTH & SCHRETZENMAYR 1995 und diese Arbeit). Im NW-deutschen Becken sind ebenfalls N-streichende Grabenstrukturen am Südrand bekannt (DRONG ET AL. 1982, GAST 1988).

Die Sedimentation ist von der intensiven, tektonisch generierten Morphologie geprägt und setzt an der Basis der bis zu 500 m mächtigen Parchim-Formation mit der Schüttung von randlichen, lokal bis über 115 m mächtigen Konglomeraten ein.

Mit der Mirow-Formation zeichnet sich im NEDB, ausgelöst durch die einsetzende thermische Subsidenz mit Zentrum in NW-Mecklenburg, der Umbau von den vormals isolierten Senken zu einem einheitlichen, beckenweiten Ablagerungsraum ab. Die Basis dieser Formation bilden erosiv einsetzende Schüttungen grob- bis feinsandiger Klastika von den Rändern. Die Sedimentabfolgen dieser Epoche umfassen bis zu 600 m.

3.2.3 Elbe-Subgruppe

Die fortschreitende thermische Subsidenz führt während der Dethlingen-Formation zu einer Verknüpfung des NEDB mit der Polnischen Senke im E und mit dem NW-deutschen Becken im W. In den Sedimentprofilen zeichnet sich der Beginn dieses Abschnitts durch eine den ganzen Beckensüdrand umfassende Schüttung des bis 200 m mächtigen fluvialen Hauptsandsteins aus. Im Beckenzentrum beginnt durch die erste marine Ingression (Ameland-Ingression, GAST 1991) die zyklische lakustrine Sedimentation. Die Sedimentmächtigkeiten erreichen 600 m im Beckenzentrum (NW-Mecklenburg-Vorpommern).

Während der Hannover-Formation etabliert sich ein beckenweit einheitliches Bild mit geringen klastischen Schüttungen an den Beckenrändern und der zyklischen lakustrinen Sedimentation im Beckenzentrum. Über 400 m Sedimente dokumentieren diesen Zeitabschnitt auf dem Gebiet des NEDB. Mit der Transgression des Zechsteins im späten Perm (ca. 258 Ma) endet die Rotliegend-Epoche.

3.3 Stratigraphische Methoden im Rotliegenden

Die wirtschaftliche Bedeutung des Rotliegenden wegen seiner enormen im SPB hat das Problem der Stratigraphie innerhalb dieser rein kontinentalen Gesteine zum Mittelpunkt umfangreicher wissenschaftlicher Studien gemacht (z.B. HAUBOLD & KATZUNG 1978, LINDERT ET AL. 1990, GEORGE & BERRY 1993, GAST 1995, GLENNIE 1998, STEMMERIK ET AL. 2000). Das größte Problem dabei ist, innerhalb der siliziklastischen Sedimente zeitäquivalente Markerhorizonte zu definieren, anhand derer ein chronostratigraphisches Gerüst erstellt werden kann. Die unterschiedlichen Ansätze dazu sollen im Folgenden kurz dargestellt und bewertet werden, da die Kenntnis dieser Methoden viel zum Verständnis der komplexen, sedimentären Abläufe innerhalb eines arid-klastischen kontinentalen Beckens beiträgt.

Die Faktoren, die diese Abläufe steuern, sind im Gegensatz zum marinen Milieu in viel größerer Anzahl aktiv und kennzeichnen sich durch ein kompliziertes Interagieren aus. In der Abbildung 3.6 sind schematisch die Faktoren aufgeführt, die entscheidenden Einfluß auf die sedimentäre Entwicklung in einem rein kontinentalen Becken haben.

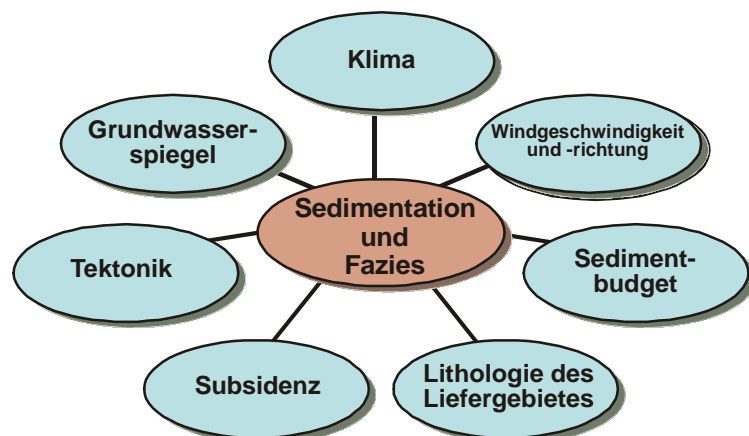


Abb. 3.6: Schematische Darstellung der Faktoren, die Einfluß auf die Sedimentation und Fazies in ariden, kontinentalen Umgebungen haben.

3.3.1 Biostratigraphie

Die Möglichkeiten der stratigraphischen Gliederung des Rotliegenden anhand von Fossilien sind im NEDB sehr eng begrenzt. Die vorhandenen Fossilassoziations lassen lediglich Aussagen über lokale fazielle Entwicklungen zu. Nach SCHNEIDER ET AL. (1995) deuten Tetrapoden- und Arthropoden-Ichnia auf fluviatile red beds hin; Insekten zeigen

aquatische bis subaerische graue und rote Feinklastika an; Conchostraken sind überwiegend in aquatischen Grau- und Rotsedimenten, sowie Ichtyolithe in aquatischen Abfolgen anzutreffen; Amphibien und Reptilien sind in aquatisch bis subaerischen Grau- und Rotsedimenten zu finden.

Biostratigraphisch sicher datierbare Rotliegendabfolgen im NEDB und den angrenzenden Gebieten sind nur aus der Saale Senke und Liebenwalder Senke bekannt und zeigen fast lückenlose Übergänge vom Stefan ins Unterrotliegend an (HOFFMANN 1990, SCHNEIDER & GEBHARDT 1993). Für die Aufgabenstellung innerhalb dieser Studie spielt die Biostratigraphie daher keine Rolle.

3.3.2 Tektonostratigraphie

Der tektonostratigraphische Ansatz für die Rotliegend-Ablagerungen wurde im Wesentlichen von HOFFMANN ET AL. (1989), HOFFMANN (1990) und GEBHARDT ET AL. (1991) publiziert. Er beruht auf der Annahme, daß die beckenweite Entwicklung der Havel- und Elbe-Subgruppen durch tektonische Ereignisse geprägt wurde, die in den Sedimentprofilen durch Einschübe von gröberklastischem Material manifestiert sind. Es werden 4 sogenannte tektonische Impulse unterschieden.

Der Altmark I-Impuls als erstes tektonisches Ereignis erweitert die Permokarbonisch generierte Westmecklenburg-Senke und Havel-Müritz-Senke (saalisches Impulsintervall), in denen die bis zu 600 m mächtige Parchim-Formation abgelagert wurde. Charakterisiert wird dieser Impuls durch die bis zu max. 115 m mächtigen Konglomerate an der Basis der Parchim-Schichten und die Förderung der Basalte in der Altmark-Region.

Der Altmark II-Impuls an der Basis der Mirow-Formation zeigt den Beginn des Hauptabsenkungsstadiums des NEDB an. Das vorher angelegte Relief wird erneuert und erweitert. Die Sedimentation folgt der Parchim-zeitlichen Morphologie.

Der Altmark III-Impuls aktiviert in erster Linie das südliche und südöstliche Hinterland. Dadurch wird die Schüttung des große Teile des südlichen Beckenrandes umfassenden Hauptsandsteins als Basis der Elbe-Subgruppe (Basis Dethlingen-Formation) initiiert. Im Beckenzentrum setzt als Folge der Subsidenz die klimagesteuerte, zyklische Sedimentation eines gigantischen perennierenden Salzsees ein.

Der Altmark IV-Impuls an der Basis der Hannover-Formation kennzeichnet das Hauptexpansionsstadium der Beckenentwicklung, in dessen Verlauf sich das Becken nach NW hin öffnet. Die Folge sind etappenhafte, nach SE vordringende marine Ingressionen, die vom Faröer-Rift ausgehend weiter über Viking-, Zentral-Graben und Untereibe-Becken schließlich ins NEDB gelangen. Zudem treten in beckenzentralen Bereichen erstmals

bunte, laminierte Litholeithorizonte auf, die beckenweit korrelierbar sind (BEHRENDT 1990, 1993).

Das Hauptproblem der Tektonostratigraphie liegt in dem methodischen Ansatz, daß sich tektonische Ereignisse als beckenweite Sedimentzyklen mit Grobklastika an der Basis und Feinklastika im Hangenden in den Profilen wiederfinden. Neuere Arbeiten an rezenten und ehemaligen ariden Becken zeigen jedoch, daß es während der Erhöhung des Akkomodationsraums durch tektonische Aktivitäten und gleichbleibenden Bedingungen zu einer Regression des klastischen Eintrags kommt (z.B. FROSTICK & REID 1987, BLAIR 1987, MOUNTNEY ET AL. 1999, HOWELL & MOUNTNEY 1997). Demnach ist das Vordringen klastischer Systeme auch an den Faktor Klima (steuert die Menge des zur Verfügung stehenden Wassers für den Sedimenttransport), an die Höhe des zur Verfügung stehenden Sedimentbudgets und an die Lithologie im Liefergebiet gebunden.

Ein weiteres Problem der Tektonostratigraphie im vorliegenden Fall besteht in der nicht durchführbaren Korrelation der postulierten Altmark-Impulse II-IV zum bearbeiteten Nordrand. Zudem zeigen sich beckenweit keine bedeutenden Veränderungen in den Modalzusammensetzungen der Sedimente des Rotliegenden im NEDB, die bei tektonischen Aktivitäten größeren Ausmaßes erwartet werden müßten (siehe auch MCCANN 1998a).

Unbestreitbar sind jedoch die Auswirkungen von regionalen und lokalen tektonischen Ereignissen auf die interne Morphologie des Beckens und dadurch wiederum auch direkt auf die Sedimente. Überregionale tektonische Ereignisse sind außerdem für die Bereitstellung von Akkomodations- und Preservationsraum von Bedeutung.

3.3.3 Zyклоstratigraphie

Dem zyκλοstratigraphischen Ansatz liegt zugrunde, daß die Sedimentation des Rotliegenden klimatische Zyklen widerspiegelt (z.B. DE BOER & SMITH 1994). Die paläogeographische Situation des übergeordneten Südlichen Permbeckens (SPB) bei ca. 15° N (ZIEGLER 1990), die Anwesenheit einer größeren Wasserfläche und die wiederholten Vereisungen der Polkappen während des Perms unterstützen diese Annahme. Durch vereiste Polkappen dehnt sich die Polarfront während einzelner Glaziale weiter äquatorwärts aus und die übrigen Zirkulationssysteme (Westwind-Drift und Hadley-Zellen) werden gestaucht (IRMEN 1999). Daher rücken die Temperatur- und Luftdruckunterschiede näher zusammen, woraus höhere potentielle Windgeschwindigkeiten resultieren. Während Interglazialphasen sollte das Klima wegen der Ausdehnung der tropischen Zirkulationssysteme und des höheren allgemeinen Feuchtigkeitsantransport im gesamten SPB niederschlagsreicher werden.

Daneben wirken nach IRMEN (1999) auch kurzfristige, klimatische Steuerungsfaktoren wie episodische, starke Niederschläge entscheidend auf die Sedimentation des SPB ein. Durch die Erwärmung der großen Landmasse Pangäas kommt es im Sommer zur Ausbildung eines thermischen Tiefs über der Nordhemisphäre. Als Folge verlagert sich die Innertropische Konvergenzzone nach Norden und der SE-Passat tritt auf die Nordhalbkugel über. Er nimmt über den Tropen Feuchtigkeit auf und wird durch die ablenkende Wirkung der Coriolis-Kraft zum SW-Monsum. Verschiedene Klimamodelle zeigen eine hohe Wahrscheinlichkeit für saisonale Regenfälle zumindest für das Hinterland des Südlichen Permbeckens an (BARRON & MOORE 1994).

Eine klimatisch gesteuerte, zyklische Sedimentation arider Formationen wurde von CLEMMENSEN ET AL. (1994) für das Perm bis Unter Jura vorgeschlagen und den übergeordneten Orbitalzyklen nach MILANKOVITSCH (1941) gleichgesetzt. Viele Autoren sehen auch die Ursache für die zyklische Sedimentation des Rotliegenden des SPB in den Orbitalzyklen (GAST 1991, 1995, GAST ET AL. 1998, FREDERIKSEN ET AL. 1998, YANG & BAUMFALK 1994, 1997, GEORGE & BERRY 1993, 1994, 1997, HOWELL & MOUNTNEY 1997, SWEET 1999). Dabei wurden die Sedimentzyklen den rückgerechneten Perioden permischer Orbitalzyklen nach BERGER ET AL. (1989) zugeordnet und somit ein chronostratigraphisches Gerüst erstellt.

Als weitestgehend akzeptiert gilt die Annahme, daß die rhythmische Sedimentation des beckenzentral gelegenen perennierenden Salzsees im Rotliegenden die 400.000 bis 200.000 Jahre Zyklen (*excentricity*) der 3. Ordnung widerspiegelt (z.B. GAST 1991, 1995, GRALLA 1988 u.a.). Während Phasen hoher Humidität bedeckte der See weite Areale des SPB und es lagerten sich laminierte bis homogen Tonsteine ab. Bis zu Dekameter mächtige Salze repräsentieren die Trockenphasen, in denen der Wasserspiegel auf einen Tiefstand fiel. Insgesamt wurden 23 dieser Zyklen im Norddeutschen Becken ausgehalten, woraus sich Subsidenzraten von 6 cm/1000 Jahre am Beckenrand und 20 cm/1000 Jahre im Beckenzentrum errechnen (GAST 1995).

In den randlichen, multifaziellen Bereichen arider Becken sind klimazyklische Signale allerdings viel komplexer und schwieriger zu erkennen. In der Literatur wird des weiteren immer noch kontrovers über den generellen Einfluß von klimatischer und/oder tektonischer Steuerung der Systeme diskutiert (z.B. FROSTICK & REID 1989, MEADOWS & BEACH 1993, DORN 1994, BLAKEY ET AL. 1996, MCKIE & GARDEN 1996, HOWELL & MOUNTNEY 1997, MACK & LEEDER 1999, STOLLHOFEN ET AL. 1999).

Mit Sicherheit ist auch von einem bedeutenden klimatischen Einfluß in den randlichen Provinzen der Rotliegendbecken des SPB auszugehen, da die Menge und die Periodizität der Niederschläge hier unmittelbar auf die Sedimentation einwirken (in Form von Fluterignissen). Jedoch muß die Zuordnung zu Orbitalzyklen sehr kritisch betrachtet werden. So ist in den Profilen häufig nicht erkennbar, ob es sich bei den Sedimentzyklen um das Pro-

dukt eines einzelnen Starkregenereignisses oder um eine Periode stark erhöhter Humidität handelt. Zudem sind gerade in den Randbereichen arider kontinentaler Becken, aufgrund der fehlenden temporalen Kontrolle innerhalb der Sedimente, weder die Lokationen und Zeitspannen von Schichtlücken, noch die der vorhandenen Zyklen bestimmbar. Ebenso ist wegen der hohen Remobilisierbarkeit nicht von einer kontinuierlichen Sedimentation auszugehen. Deshalb ist der methodische Ansatz der Spektralanalysen von Bohrlochmeßkurven aus dem Rotliegenden zur Diskriminierung von Orbitalzyklen verschiedener Ordnungen wie ihn u.a. YANG & BAUMFALK (1994, 1997) und YANG & KOUWE (1995) propagierten, als sehr fragwürdig zu betrachten (Zirkelschluß). Vielmehr müssen die klimatischen Signale in den unterschiedlichsten Environments differenziert erkannt und als solche miteinander korreliert werden (Abb. 3.7).

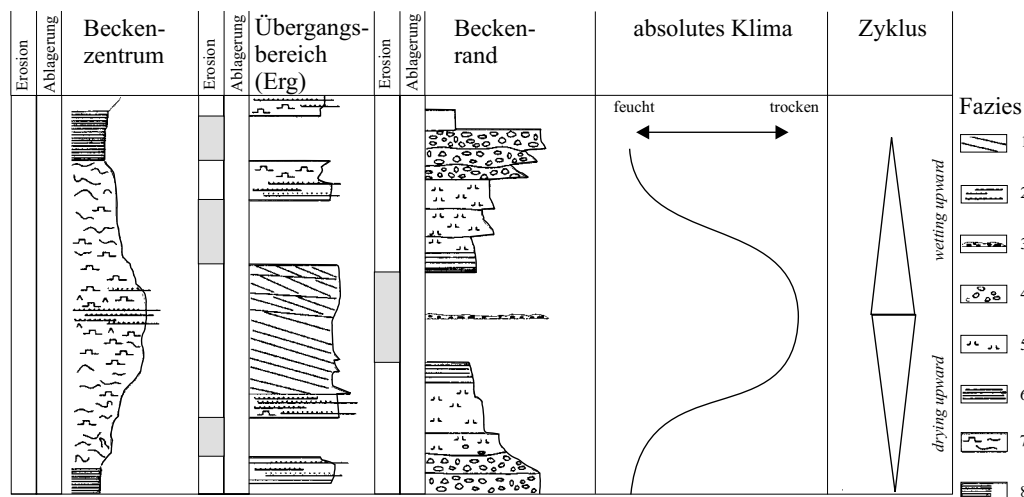


Abb. 3.7: Schematische klimazyklische Gliederung des Rotliegenden im englischen Becken nach HOWELL & MOUNTNEY (1997). Legende zur Fazies: 1= Dünen; 2= Inderünen; 3= Deflationshorizonte; 4= proximal fluviatil (Alluvial Fan); 5= distal fluviatil (entwässerte Schichtfluten); 6= distal fluviatil (strukturierte Schichtfluten); 7= Mud Flat; 8= Playa See.

HOWELL & MOUNTNEY (1997) gliedern das Rotliegende im englischen Becken in 12 klimatische Zyklen, die entweder als *drying upward*-, *wetting upward*- oder *drying/wetting upward*-Zyklen ausgebildet sind. Der Punkt der minimalen Trockenheit ist als Zyklengrenze definiert (Abb. 3.7). Nach GEORGE & BERRY (1993, 1994, 1997) kann das gesamte Rotliegende im englischen und holländischen Becken dagegen mit seinen unterschiedlichen Faziesassoziationen in 5 Sequenzen untergliedert werden, die jeweils nur den *drying upward*-Abschnitt eines Orbitalzyklusses repräsentieren.

Diese Erkenntnisse sind ein plausibleres Werkzeug, um verschiedene fazielle Environments beckenweit räumlich und zeitgleich miteinander zu korrelieren.

3.3.4 Lithostratigraphie

Die lithostratigraphische Gliederung fossilärer Gesteine fand als klassische, standardisierte sedimentologische Arbeitsmethode umfangreiche Anwendung auf das Rotliegend im NEDB (z.B. KATZUNG 1977, LINDERT ET AL. 1990). Das Prinzip besteht darin, die an einem Ort aufgestellten lithostratigraphischen Einheiten oder Abfolgen von Einheiten an anderen Orten wiederzuerkennen, und so deren laterale Ausdehnung auch unter Berücksichtigung von Faziesänderungen zu erforschen (ELLENBERG ET AL. 1981). Die bestehende stratigraphische Gliederung des Rotliegenden des NEDB bei PLEIN (1995) und SCHRÖDER ET AL. (1995) basiert im Wesentlichen auf vorangegangenen lithostratigraphischen Aufnahmen der Bohrprofile. Dabei wurde, ausgehend vom Sohlbankprinzip, das gesamte sedimentäre Rotliegend in der Altmark in 17 progressive (*fining upward*) „Rhythmen“ bzw. Zyklen untergliedert (HELMUTH & SÜSSMUTH 1993).

Die Möglichkeiten der Lithostratigraphie nur mittels Bohrprofilen und ohne laterale Kontrolle sind im Rotliegenden des NEDB im Allgemeinen sehr begrenzt. Lediglich in Faziesbereichen wie dem perennierenden Salzsee mit seinen lateral weit aushaltenden Leithorizonten ist eine lithostratigraphische Gliederung sinnvoll und gebräuchlich (BEHRENDT 1990, 1993, HELMUTH & SÜSSMUTH 1993). In den bearbeiteten Beckenrandbereichen des Untersuchungsgebietes besitzt die Lithostratigraphie aufgrund der multifaziellen Genese der Gesteine, der mitunter intensiv reliefierten Morphologie und der geringen lateralen Reichweite der Faziesgürtel eine nur sehr geringe Aussagekraft. Sie ist daher dort als stratigraphische Arbeitsmethode sehr kritisch zu bewerten.

3.3.5 Sequenzstratigraphie

Ursprünglich wurde die Sequenzstratigraphie für Abfolgen entwickelt, deren Genese, Verbreitung und Erhaltung durch die zyklischen Meeresspiegelschwankungen gesteuert wurden (VAIL ET AL. 1977). Dabei definiert der Stand des Meeresspiegels den *base level*-Horizont, der als Gleichgewichtsoberfläche festlegt, ab wo Sedimentation und Erhaltung möglich ist (SLOSS 1962). Die Sequenzstratigraphie selber gliedert chronologisch und genetisch verbundene Einheiten zu Sequenzen, deren Grenzen durch isochrone Diskontinuitätsflächen markiert sind (VAN WAGONER ET AL. 1988). SHANLEY & MCCABE (1994) übertragen das Prinzip der Sequenzstratigraphie vom marinen in den intrakontinentalen Bereich. Während im marinen Environment der Meeresspiegel als *base level*-Horizont die Sedimentation steuert, so regulieren in kontinentalen Environments die Faktoren Subsidenz, Tektonik und Klima die Positionen des Grundwasserspiegels von den lokalen Seenspiegelständen oder Flußläufen als *base level*-Horizonte. Auch in den intrakontinentalen Abfolgen können als *super bounding surfaces* oder *stokes surfaces* definierte Sequenz-

grenzen ausgehalten werden, die ihrerseits isochrone faziesübergreifende Grenzflächen repräsentieren (FRYBERGER ET AL. 1988). So markieren z.B. in Dünenformationen zementierte Paläogrundwasserstände als *super bounding surfaces* quasi-chronologische Abfolgen (z.B. TALBOT 1985, KOCUREK 1988, GAST 1993, KOCUREK & HAVHOLM 1994). LANGFORD & CHAN (1988, 1989) zeigten an permischen Sedimenten des Colorado Plateaus (USA) äolische Ausblasungshorizonte und fluviatile Überschwemmungshorizonte in Dünenfeldern, die als isochrone *super bounding surfaces* Sequenzgrenzen darstellen.

GAST (1995) überträgt die sequenzstratigraphischen Termini, wie z.B. *maximum flooding surface*, *condensed section* oder *highstand system tract* auf die Ablagerungen des perennierenden Salzsees im Rotliegenden des Norddeutschen Beckens. YANG & NIO (1994) gehen noch einen Schritt weiter. Sie gliedern die Rotliegendesedimente des holländischen Sektors in 5 Supersequenzen, die noch weiter in 12 Sequenzen unterteilt werden. Jede der Supersequenzen repräsentiert einen kompletten klimatischen Trocken-Feucht-Trocken-Zyklus, der mit den Orbitalzyklen der 3. Ordnung nach VAIL ET AL. (1977) gleichgesetzt wird. Als jeweilige Sequenzgrenze ist die maximale Rate der zunehmenden Aridität definiert, die durch das schnelle Absinken des Grundwasserspiegels charakterisiert ist. Die Sedimente während des Grundwasserspiegeltiefstandes (Salze im Beckenzentrum, Dünen am Beckenrand) werden als *lowstand system tract* angesprochen. Der Anstieg des Grundwasserspiegels ist der *transgressive system tract* und ist durch Seeablagerungen im Beckenzentrum, sowie Schichtflut-dominierte Tonebenenablagerungen am Beckenrand gekennzeichnet. Die *maximum flooding surface* repräsentiert den Zeitraum des größten Anstieges der Humidität. Im Beckenrandbereich werden Sedimente von perennierenden Strömen abgelagert, während im Beckenzentrum weiterhin lakustrine Bedingungen herrschen. Der anschließende *highstand system tract* markiert die Periode konstanter Humidität. Im Beckenzentrum werden tonige Seesedimente abgelagert und der Beckenrand wird durch fluviatile Prozesse (Terminal Fans) geprägt. Mit wieder fallendem Grundwasserspiegel bei steigender Aridität beginnt die nächste Sequenz.

STOLLHOFEN ET AL. (1999) und STOLLHOFEN (2000) wenden das sequenzstratigraphische Konzept auf die kontinentalen Sedimente des permokarbonen Saar-Nahe-Becken in SW-Deutschland an. Dabei zeigt sich ein komplexes Wechselspiel von tektonischen Ereignissen (Subsidenz, Vulkanismus, synsedimentäre Tektonik) mit klimatischen Zyklen, die die sedimentäre Entwicklung des Beckens steuerten.

Generell ist der methodische Ansatz der kontinentalen Sequenzstratigraphie mit dem der Zyklostratigraphie fast identisch und geht ebenfalls von einer zyklisch gesteuerten Sedimentation aus. Das Erkennen der Schichtlücken als quasi-isochrone Grenzflächen macht eine faziesübergreifende Korrelation innerhalb kontinentaler Sedimente möglich. Nichtsdestoweniger sollen das Problem der fehlenden Alterskontrolle und die geringe laterale Verfolgbarkeit dieser Grenzflächen erwähnt werden, die eine sichere Korrelation nur in be-

grenzten Regionen, niemals aber beckenweit erlauben. Zudem wies SWEET (1999) auch auf die allgemeinen Probleme der geringen Erhaltungspotentiale der Grenzflächen als Ergebnis intensiver Erosion (äolisch und fluviatil) in den Sedimentprofilen des Rotliegenden hin. Ferner sollte davon abgesehen werden, sequenzstratigraphische Termini auf den kontinentalen Ablagerungsraum zu übertragen, da schnell Mißverständnisse entstehen würden. Der Grundwasserspiegel als wichtigster *base level*-Horizont in kontinentalen Abfolgen des Rotliegenden ist das Ergebnis vieler Faktoren und zeigt eine viel intensivere Oszillation als z.B. der Meeresspiegel. Es ist daher fraglich, in den zweifellos zyklischen Sedimenten des Rotliegenden Sequenzen mit internen *system tracts* (Systemzügen) als Repräsentanten von Orbitalzyklen anzusprechen.

3.4 Sedimentologischer Hintergrund

Wegen der verwirrenden Vielfalt von Definitionen und Termini in der Literatur über klastische Ablagerungsräume in ariden kontinentalen Becken sollen in diesem Kapitel ein Überblick über die Ansprache von Alluvial Fans, von Tonebenen (Mud Flats) und Terminal Fans, sowie die für den weiteren Verlauf dieser Arbeit gültigen Definitionen vorgestellt werden.

3.4.1 Alluvial Fan und *braided plain*

Die grobklastischen Gesteine des Rotliegenden im NEDB faziell anzusprechen, ist eine sehr schwierige Aufgabe und ist immer mit relativ vielen Unsicherheiten behaftet. Die Gründe hierfür sind sehr vielschichtig, benötigen aber eine besondere Beachtung, da gerade das Verständnis der faziellen Charakteristika dieser Gesteine für eine zeitlich-räumliche Interpretation von großer Wichtigkeit ist. Vor allem im Rotliegend des NEDB wird das Einsetzen von lokalen, grobklastischen Schüttungen - ohne deren fazielle Interpretationen - von vielen Autoren als Leithorizont verwendet, um beckenweite tektonische Prozesse zu erklären (z.B. KATZUNG 1988, HOFFMAN ET AL. 1989, HOFFMANN 1990, GEBHARDT ET AL. 1991, HELMUTH & SÜSSMUTH 1993, SCHNEIDER & GEBHARDT 1993, PLEIN 1995, HOFFMANN ET AL. 1997). Lediglich LINDERT (1990) und MCCANN (1998a) wiesen auf die Problematik einer beckenweiten Korrelation von Grobklastika hin. Vor diesem Hintergrund ist es wichtig, den Terminus Alluvial Fan zu erläutern, und dessen Unterscheidung von *braided* fluviatilen Strömen zu erklären.

Alluvial Fans sind typische, an tektonisch generierte, steile Morphologien gebundene, klastische Ablagerungssysteme im ariden bis humidem Klima (BLAIR & MCPHERSON

1994b). Sie entstehen, wenn sedimentbeladene Fluten, sogenannte *flash floods*, ausgelöst durch periodische Starkregenereignisse, von einem höher gelegenen Einzugsgebiet talwärts strömen und zur Ablagerung kommen. Generell kann der Transport als Massenstrom (*debris flow*) oder als Schichtflut (*sheet flood*) erfolgen (NICHOLS 1999, siehe Abb. 3.8). Allgemeine Merkmale für alle Alluvial Fans sind ein Einzugsgebiet mit einem zentralen und sehr stabilen *feeder channel* (FC), durch den das klastische Material antransportiert wird. Der Apex (A) ist der höchste Punkt des kegelförmigen Fankörpers und zugleich der Austrittspunkt vom Liefergebiet in den tiefer gelegenen Sedimentationsraum. Der *intersection point* (IP) markiert den Bereich auf dem

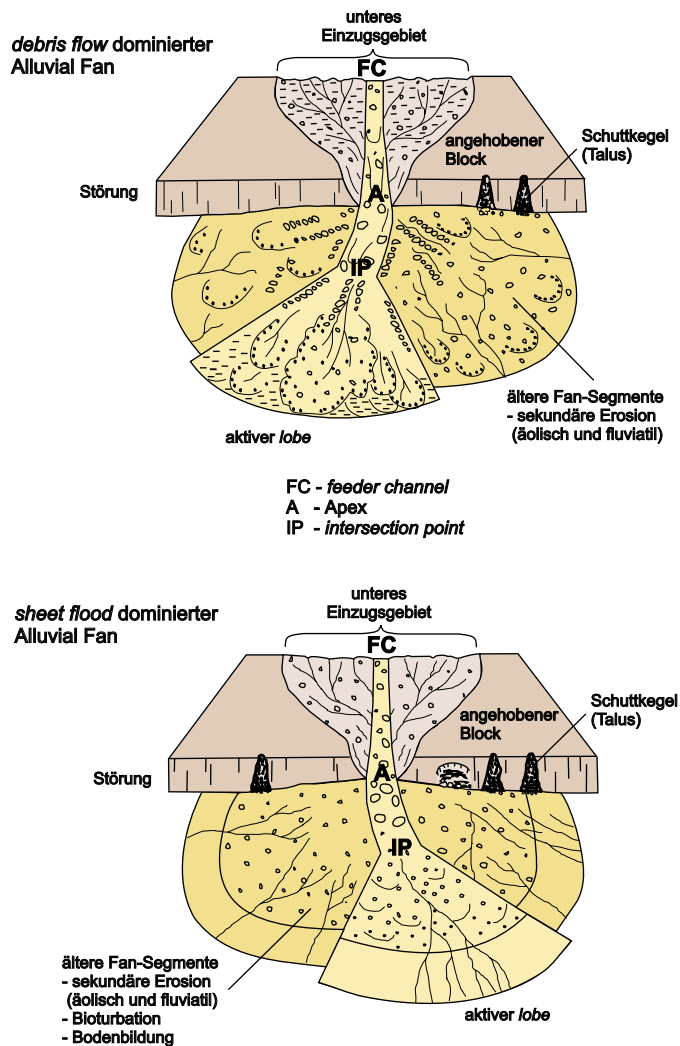


Abb. 3.8: Morphologische Merkmale von *debris flow*- und *sheet flood*-dominierten Alluvial Fans (BLAIR & MCPHERSONS 1994b).

Fankörper, ab dem die eingeschnittenen Lieferkanäle aufhören und Nettosedimentation stattfindet. *Debris flow*-dominierte Fans zeigen auf nicht aktiven Bereichen des Schuttkörpers zum Teil starke sekundäre Umlagerungen durch oberflächliche verzweigte Flußläufe, Deflation und Bodenbildung. Bei Schichtflut-dominierten Schuttfächern kommen noch Bioturbationen und bodenbildende Prozesse im größeren Ausmaß dazu.

Im Gegensatz zur Morphologie ist die Klassifizierung von Alluvial Fans in der internationalen Literatur nicht eindeutig definiert und Thema umfangreicher Diskussionen (z.B. NEMEC & STEEL 1988, BLAIR & MCPHERSON 1994b, MIALL 1996, COLLINSON 1996, LEEDER 1999). Die anerkannteste Gliederung wurde von STANISTREET & MCCARTHY (1993) publiziert, denen zufolge Alluvial Fans in drei verschiedene Klassen unterschieden werden (siehe Abb. 3.9). Sie sollen hier im Folgenden kurz vorgestellt werden.

Der erste und lateral kleinste Typ (< 10 km) ist der *debris flow*-dominierte Fan (z.B. Trollheim Fan und Hanaupah Fan, Death Valley, USA, HOOKE 1967). Mit einer durchschnittlichen Hangneigung von ca. 6° ist er zugleich auch der steilste aller Alluvial Fans (BLAIR & MCPHERSON 1994a). In den oberen, proximalen Segmenten des Fankörpers

werden die Sedimente überwiegend als Massenströme abgelagert. Mit zunehmender Entfernung vom *intersection point* nimmt der Anteil an sekundären Schichtflutsedimenten zu. Der distalste Bereich des Fankörpers ist fast ausschließlich durch sekundäre Schichtflutablagerungen und seichte verzweigte Flußläufe charakterisiert. Vegetation ist auf *debris flow* dominierten Alluvial Fans in der Regel nur vereinzelt zu beobachten.

Der etwas flachere und insgesamt zweitgrößte Fan-Typ (< 30 km) wird von verzweigten Flußläufen dominiert (*braided fluvial fan*, rezentes Beispiel ist der Kosi-Fan, N-Indien, u.a. GOLE & CHITALE 1966). Die oberen und mittleren Fanssegmente sind durch longitudinale Kiesbänke und nach unten zunehmend durch transverse Sandbänke gekennzeichnet. Im untersten Bereich treten transverse Sandbänke und einzelne Dünenbänke auf. Entlang der fluviatilen Kanäle ist vereinzelt Vegetation anzutreffen.

Der dritte Fantyp wird durch ein Netzwerk von mäandrierenden Flüssen gespeist und erreicht Ausmaße von über 50 km bei sehr flachen Hangneigungen (z.B. Okavango Fan, NW Botswana, STANISTREET & MCCARTHY 1993). Geschlossene Vegetationsdecken und Sümpfe kennzeichnen die proximalsten Fanssegmente. Stromabwärts nehmen die Vegetation und die Anzahl der Flußläufe sukzessive ab.

Welche Art von Sedimenttransport stattfindet und damit auch welcher Fantyp im ariden Klima vorliegt,

hängt von den intrinsischen (*autogenic*) Faktoren (z.B. Größe des Einzugsgebietes, Morphologie, Lithologie des Liefergebietes) und den extrinsischen (*allogenic*) Faktoren wie Tektonik und Klima ab und ist von Fan zu Fan unterschiedlich (BLAIR 1999). Das komplexe Wechselspiel der verschiedenen Faktoren, vor allem die Frage nach dem tektonischen und klimatischen Einfluß auf das Alluvial Fan System, wird in der Literatur immer noch kontrovers diskutiert (DORN 1994).

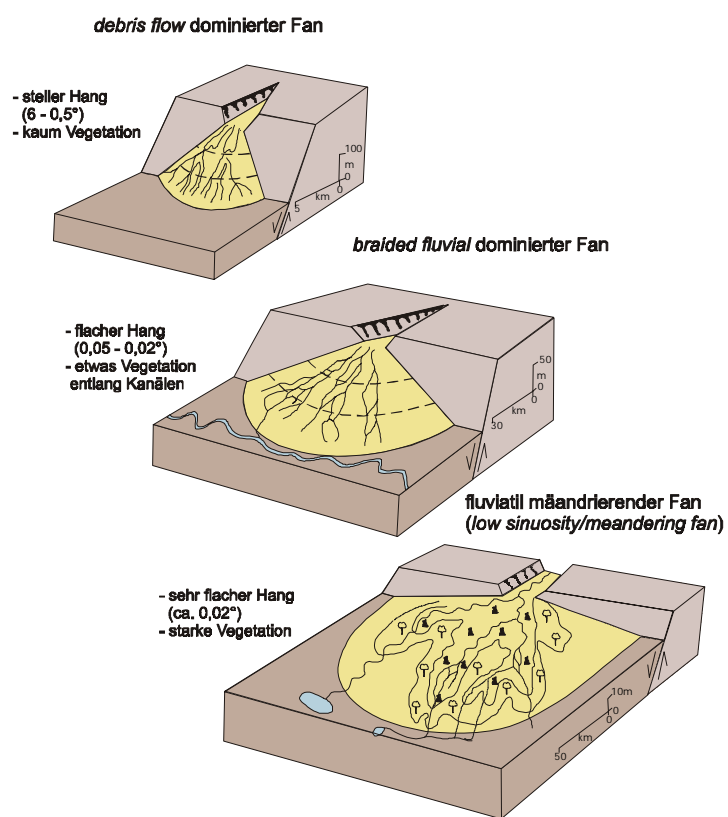


Abb. 3.9: Klassifikation der Alluvial Fans nach STANISTREET & MCCARTHY (1993).

Generell wird der Sedimentationstyp eines Alluvial Fans durch die Lithologie des Liefergebietes dahingehend gesteuert, daß zumindest einige Volumenprozent Tonminerale (>5 Vol.%) vorhanden sein müssen, die für die Entstehung von *debris flows* - mit Ausnahme des *non-cohesive debris flows* - essentiell sind (BLAIR & MCPHERSON 1994a). Nach STANISTREET & MCCARTHY (1993) spielt die tektonische Stabilität des Liefergebietes eine ebenfalls entscheidende Rolle für die Art des Sedimenttransports auf dem Schuttfächer. NEMEC & POSTMA (1993) konnten an quartären Alluvial Fans auf der Insel Kreta nachweisen, daß auch das Klima im Sinne von Flutereignissen den Sedimentationstyp wesentlich beeinflusst. Seltene *flash floods* während Trockenperioden erzeugen bevorzugt *debris flows*, während häufige Starkregenereignisse Schichtfluten entstehen lassen. Nach COSTA (1988) und HUBERT & FILIPOV (1989) schwanken die Intervalle von *debris flows* zwischen 300 und 10.000 Jahren. GEORGE & BERRY (1993, 1994) interpretieren *debris flow*-Ablagerungen im Rotliegenden des englischen und holländischen Beckens als *dry type-alluvial fans* und Schichtflutablagerungen als *wet type-alluvial fans*.

Nach HUBERT & HYDE (1982) beträgt die Distanz eines Schichtflutereignisses selten mehr als 10 km und die Dauer liegt nach BULL (1972) und PICARD & HIGH (1973) zwischen wenigen Minuten bis einigen Stunden und nur in seltenen Fällen einige Tage. *Debris flows* dagegen haben in der Regel kürzere Reichweiten und sind fast ausschließlich auf den proximalsten Bereich des Alluvial Fans beschränkt (BLAIR & MCPHERSON 1994a).

Die laterale Ausdehnung von Alluvial Fans ist in erster Linie an das zur Verfügung stehende Sedimentbudget und die Häufigkeit von Flutereignissen gebunden. BLAIR (1987) zeigte an rezenten Schuttfächern des Death Valleys, daß jene die von tektonisch aktiven, und damit kleineren Liefergebieten gespeist werden, geringere laterale Ausmaße und steilere Hangneigungen erreichen als jene, die von tektonisch inaktiven und viel größeren, effizienteren Einzugsgebieten im Hinterland beliefert werden.

Bei dem *braided plain*-Ablagerungssystem (Abb. 3.10) handelt es sich in erster Linie um Sedimente eines verzweigten Netzwerks von mobilen, ephemeren oder perennierenden Flußläufen auf einer Überschwemmungsebene (*plain*) mit geringer Reliefenergie (<0,5° Neigung BLAIR & MCPHERSON 1994b, siehe auch *braidplain delta* nach NEMEC & STEEL 1988). Dabei wird ein zentrales, hochmobiles Stromsystem ausgehalten, das nicht mit vorgelagerten Alluvial Fans assoziiert ist. Durch dieses System werden die Klastika antransportiert. Die randlichen Bereiche sind durch energetisch fluktuierende Ströme gekennzeichnet, die den Großteil der Nettosedimentation steuern (Abb.3.10). An deren Ende werden die feinklastischsten Sedimente in Loben als Schichtfluten (auch im Sinne von überladenen Schichtfluten, *overloaded sheet floods*) abgelagert.

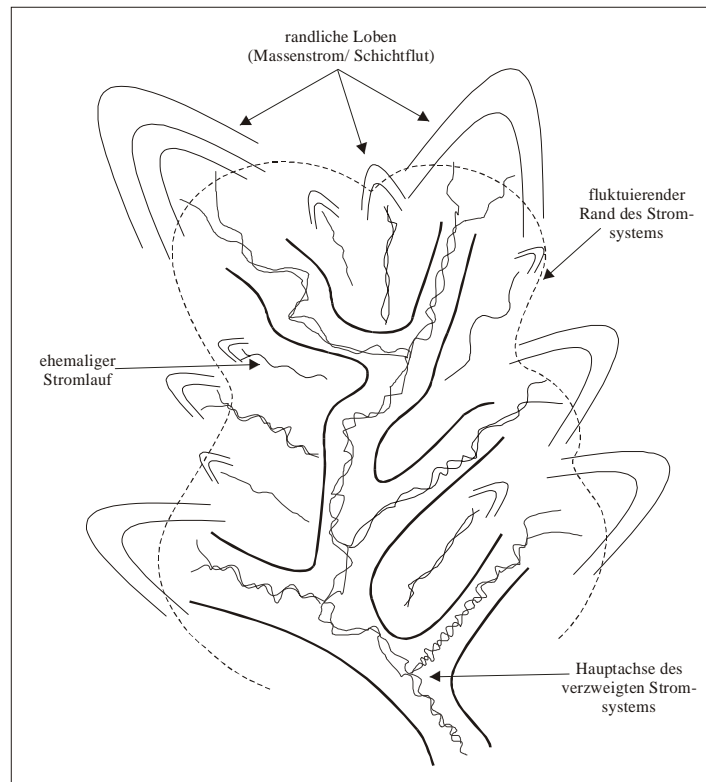


Abb. 3.10: Schematische Darstellung eines verzweigten fluviatilen Netzwerkes von Flußläufen auf einer Überschwemmungsebene (modifiziert nach MIALL 1996 und GEORGE & BERRY 1994).

Die lateralen Ausdehnungen dieser verzweigten fluviatilen Stromsysteme können im Gegensatz zu den lokalen Alluvial Fans mit bis zu 1.000 km überregionale Ausmaße erreichen. Im allgemeinen ist dieses Ablagerungssystem durch vorwiegend kiesig-sandige Klastika in einem moderat-energetischen Milieu charakterisiert (BLAIR & MCPHERSON 1994b). Des weiteren bestehen sehr enge genetische Verbindungen zu den feinklastischen fluviatilen Ablagerungssystemen Terminal Fans und ephemere Überschwemmungsebenen.

3.4.2 Terminal Fan

Terminal Fans bestehen aus einem verzweigten Netzwerk von mobilen Flußläufen, aus deren System gewöhnlich kein Wasser durch oberflächlichen Abfluß in einen See oder ins Meer entzogen wird (KELLY & OLSEN 1993, Abb. 3.11). Sie entstehen fast ausschließlich in ariden Klimaten bei hohen Evaporations- und geringen Präzipitationsraten.

Charakteristisches Merkmal für die Entstehung von Terminal Fans ist die stromabwärts gerichtete Abnahme der Transportenergie der einzelnen Flutereignisse durch Aufspaltung in immer weiter verzweigte Kanäle, durch evaporativen Wasserverlust und durch infiltrativen Wasserverlust (*transmission loss*). Besonders der *transmission loss* ist in ariden Gebieten so hoch, daß die meisten Oberflächenströme binnen kurzem auslaufen (*waning*

flows, GRAF 1988). Die lateralen Ausmaße eines Terminal Fans überschreiten in der Regel 100 km nicht (KELLY & OLSEN 1993).

Strukturell wird das Terminal Fan Subenvironment in drei Hauptzonen unterteilt, die *feeder*, *distributary* und die *basinal* Zone (Abb. 3.11). Im Allgemeinen wird die *feeder* Zone durch einen oder mehrere sogenannte *feeder channel* charakterisiert. Es handelt sich dabei um einen mobilen Kanal, durch den der überwiegende Teil der Klastika antransportiert wird. Ein sehr wichtiger Unterschied zu Alluvial Fans besteht darin, daß der *feeder channel* des Terminal Fans nicht fest lokalisiert ist, sondern ein in die Überschwemmungsebene eingeschnittener variabler Flußlauf ist. Dabei wird unterschieden in *single entry systems*, wenn der Terminal Fan von einem punktuellen Liefergebiet gespeist wird, und in *multiple entry systems*, wenn mehrere *feeder channel* einen Terminal Fan beliefern. Nach KELLY & OLSEN (1993) sind einzelne, überwiegend konglomeratische bis grobsandige *channel*-Sequenzen der *feeder* Zone bis zu 10 m dick und bis 100 m breit und zeigen deutliche, hochenergetische Schichtungsmerkmale. Als laterale Grenze zu der nachfolgenden *distributary* Zone ist der Punkt im Gelände definiert, ab dem sich der *feeder channel* in mehrere Kanäle aufteilt.

Der lateral bedeutendste Abschnitt, die *distributary* Zone, wird noch weiter in einen proximalen, medialen und distalen Bereich untergliedert.

Der wesentliche Unterschied des Terminal Fan Systems gegenüber dem *braided plain* Subenvironment besteht in der generell feinkörnigeren Lithologie, der lateralen Diversifizierung des Ablagerungssystems durch deutlich nachlassende Strömungsenergien und dem markanten system-internen Wasserverlust. Es ist jedoch auch durchaus möglich, daß sich lateral an eine *braided* fluviale Überschwemmungsebene Terminal Fan-Systeme anschließen (siehe bei GEORGE & BERRY 1994).

Generell muß an dieser Stelle auf die Problematik der Erhaltungspotentiale der Ablagerungen und des fluvialen Charakters hingewiesen werden. Das Fehlen jeglicher Sedimente äolischen Ursprungs im bearbeiteten Gebiet, die beckenweit vorherrschende Paläowindrichtung aus NE (GLENNIE 1982, GEORGE & BERRY 1993, 1997) und die weitverbreiteten Ergs am Südrand des gesamten Norddeutschen Beckens (GAST 1991, GAST ET AL. 1998,

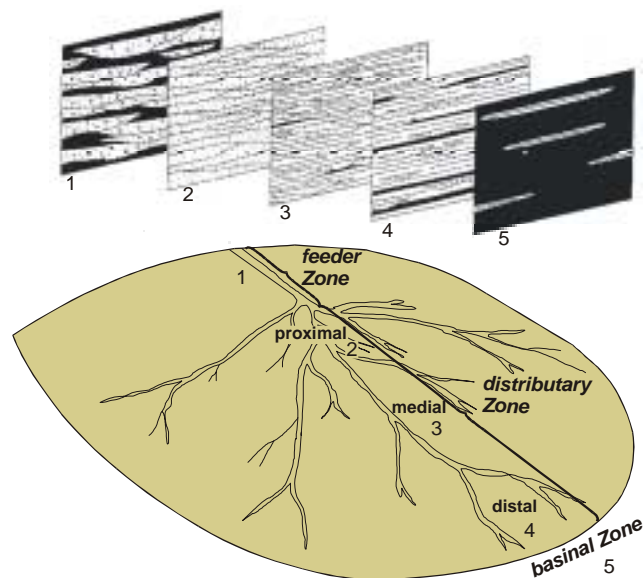


Abb. 3.11: Terminal Fan Modell nach KELLY & OLSEN (1993) mit charakteristischen Sedimentprofilen (1= feeder Zone; 2= proximale *distributary* Zone; 3= mediale *distributary* Zone; 4= distale *distributary* Zone; 5= *basinal* Zone).

PLEIN 1995) sprechen für eine weiträumige Deflation der unkonsolidierten fluviatilen Feinklastika im Arbeitsgebiet und damit für ein nur niedriges Erhaltungspotential. BLUM ET AL. (1998) beobachteten im quartären Chott Rharsa Basin, Tunesien, Deflation von unkonsolidierten fluviatilen, *Sebkha* und äolischen Sedimenten von mehreren Dekametern. Interessanterweise wurden jedoch trotz intensiver Suche in den bearbeiteten Profilen aus dem NEDB keine Ausblasungshorizonte (*deflation lags*) gefunden, wie sie GAST (1991) im NW-deutschen Becken beschrieb. Der Grund hierfür liegt wohl in der überwiegend feinklastischen Lithologie der Gesteine und der sekundären Aufarbeitung aufgrund ihrer fluviatilen Genese. Es muß allerdings von einem recht hohen Grad der Erosion ausgegangen werden, da die Paläomorphologie und die Periodizität der Flutereignisse nicht besonders hoch waren und ebenso wie die hohen prognostizierten Windgeschwindigkeiten die Deflation begünstigten.

Ein weiteres Problem liegt in dem Charakter der fluviatilen Ereignisse im NEDB, der sich nur indirekt als ephemere oder perennierend bestimmen läßt (GAST 2000, frdl. mdl. Mitt.). Gegen ein perennierendes Flußsystem spricht allerdings das Fehlen von Vegetationsmerkmalen, Bodenhorizonten oder Fossilien, die bei dem dann hohen Wasseraufkommen vorhanden sein müßten. Zudem scheint fraglich, ob bei der paläogeographischen Lage des NEDB im Perm (ca. 15° nördlicher Breite, ZIEGLER 1990, GLENNIE 1982) genügend Niederschlag für perennierende Flüsse zur Verfügung stand. Es ist also eher von ephemeren Strömen im Rotliegenden des NEDB auszugehen.

3.4.3 Mud Flat

Die Terminologien und Definitionen der feinklastischen Sedimente in zentralen Bereichen von ariden und semiariden Becken zeigen in der Literatur eine Vielzahl von unterschiedlichen und selten klaren Definitionen, die eine nähere Erläuterung erfordern (siehe auch ROSEN 1994, SHAW & THOMAS 1997, GOODALL & AL-BELUSHI 1998, GOODALL ET AL. 2000).

Die gebräuchlichsten Begriffe sind *Pan*, *Sebkha* oder *Playa*, wobei letztere von vielen Autoren im Rotliegenden gleichbedeutend verwendet werden (GRALLA 1988, GAST 1991, PLEIN 1993). GLENNIE (1972) und GEORGE & BERRY (1993) hingegen benutzen nur den Begriff *Sebkha*. Als *Sebkha* ist ein flacher Sedimentationsraum mit Sand, Silt und Ton definiert, auf oder in dem es zur Ausscheidung von Evaporiten kommt (GLENNIE 1970). Aufgrund ihrer räumlichen Lage kann man eine Inland-*Sebkha* und eine Küsten-*Sebkha* unterscheiden. Die erste wird vom Grundwasserspiegel gesteuert und die zweite vom Meeresspiegel. Voraussetzung für die Entstehung einer *Sebkha* ist ein sehr flacher Grundwasserspiegel (1-2 m unterhalb der Geländeoberfläche FRYBERGER ET AL. 1983), der als *base level*-Horizont die Nettosedimentation steuern kann (SHAW & THOMAS 1997). An-

steigender Wasserspiegel führt zur Bildung von Salzkrusten und Sedimentation und sinkender Wasserspiegel kann Deflation verursachen (BLUM ET AL. 1998, SWEET 1999). Nach GOODALL ET AL. (2000) sollte der Begriff *Sebkha* allerdings vermieden werden, da er aufgrund unterschiedlicher Übersetzungen aus dem arabischen zu Konfusionen führte.

Die Begriffe *Pan* und *Playa* sind nach SHAW & THOMAS (1997) gleichbedeutend verwendbar. Tendenziell werden jedoch eher kleine Becken, die durch aride geomorphologische Prozesse entstehen, als *Pan* bezeichnet (GOUDIE & WELLS 1995). Ein Becken mit den Ausmaßen des NEDB wurde noch nicht als *Pan* bezeichnet.

Nach ROSEN (1994) handelt es sich bei einer *Playa* um ein intrakontinentales Becken, in dem der flache Grundwasserspiegel keine direkte Verbindung zum Ozean hat, und wo der zentrale See sowohl für mehr als die Hälfte des Jahres, als auch über das gesamte Jahr eine negative Wasserbilanz haben sollte.

In Anlehnung an HARDIE ET AL. (1978), FORSTER (1996) und GAUPP ET AL. (2000) wird in der vorliegenden Arbeit dem weiter gefaßten Begriff Mud Flat (Tonebene) der Vorzug gegeben, weil häufig nicht rekapitulierbar ist, wie die zeitäquivalenten Ablagerungen im Beckenzentrum aussehen. So können etwa die Tonebenen-Ablagerungen sowohl den Randbereich einer Playa oder eines Playa Sees als auch den eines permanenten Salzsees bilden (siehe auch FORSTER 1996).

Der von GOODALL ET AL. (2000) favorisierte Terminus Salt Flat wird vermieden, da die stark tonsiltigen Lithologien und sekundäre Prozesse die primären Sedimentstrukturen häufig maskieren. Dadurch ist eine eindeutige genetische Zuordnung zu evaporativer und nicht evaporativer Genese nicht mehr möglich, und die etwas allgemeinere Definition als Mud Flat-Sedimente stellt sich als vorteilhafter heraus.

3.4.4 Farbe des Rotliegenden

Seinem Namen entsprechend, zeichnen sich die Rotliegendgesteine des NEDB, wie auch in allen anderen intrakontinentalen Teilbecken des SPB, überwiegend durch eine, nur in Nuancen variierende Rotfärbung aus. Die Färbung ist jedoch nicht primärer Natur und kann deshalb nicht eindeutig als fazies- bzw. paläoklimaindizierendes Merkmal verwendet werden (GLENNIE 1998). Die Rotfärbung entsteht sekundär, wenn das Grundwasser die Eisenionen in den Sedimenten aufoxidiert (TURNER 1980). WALKER (1967, 1976) wies oxidierende Bedingungen unterhalb des Grundwasserspiegels in rezenten und ehemaligen Wüsten nach. Demnach kann die Bildung der sekundären Roteisenüberzüge auf den terrestrischen Sandkörnern mehrere tausend Jahre dauern (WALKER 1976). Es ist also anzunehmen, daß die Rotfärbung eine frühdiagenetische Ursache hat und in Verbindung mit einem generellen Trend zu größerer Humidität (Anstieg des Grundwasserspiegels) steht (GLENNIE 1998).

Abfolgen ohne die charakteristische Rotfärbung treten im Rotliegenden des SPB nur untergeordnet auf. Dabei wird in Weißliegendes und Grauliegendes unterschieden. Beim ersten handelt es sich um Dünenformationen, die durch die Transgression des Zechsteinmeeres so schnell zugedeckt wurden, daß die Porenräume mit Luft gefüllt blieben und so die anschließende sekundäre Rotfärbung durch das Grundwasser verhindert wurde (GLENNIE & BULLER 1983, GLENNIE 1998). Das Grauliegende ist auch in dem bearbeiteten Gebiet angetroffen worden. Hierbei handelt es sich um die faziesunabhängigen, obersten Schichten des Rotliegenden, die sekundär durch die reduzierende Fluide aus dem Zechstein gebleicht wurden (siehe auch Abb. 10.26 im Anhang A auf S. A-21). Ebenfalls beobachtet wurden ganz vereinzelte fleckige Horizonte innerhalb grobsandiger Rotliegendformationen, deren Bleichung mit der Migration von reduzierenden Fluiden aus den Kohleflözen des unterlagernden Karbons erklärt werden kann.

4 Fazies des Rotliegenden im Untersuchungsgebiet

4.1 Lithotypen

Zur faziellen Klassifizierung der Ablagerungen des Rotliegenden im NEDB wurde eine Gliederung der Gesteine hinsichtlich ihrer makroskopischen Charakteristika und der daraus abgeleiteten Genese in sogenannte Lithotypen vorgenommen. Dieses Verfahren nach MIALL (1996) zur Beschreibung und Interpretation von klastischen Abfolgen hat sich international durchgesetzt und fand auch schon im Rotliegenden des NW-deutschen Beckens Anwendung (FORSTER 1996).

Im Rahmen dieser Studie wurden Schichten mit Mächtigkeiten ab 20 cm separat aufgenommen. Die entscheidenden Kriterien für eine Untergliederung in Lithotypen sind dabei neben der Lithologie vor allem Schichtungsmerkmale, Gefüge und Texturen, anhand derer die Entstehung angesprochen wurde.

Es treten vor allem in den grobklastischen fluviatilen Abfolgen genetisch bedingt unterschiedliche Schichtungstypen bei gleicher Lithologie auf. Diese werden zusammenfassend beschrieben und einem Lithotyp zugeordnet. In den fluviatilen Feinklastika sind aufgrund der schwankenden, niedrigen Strömungsenergien Mischformen von zwei oder mehreren Lithotypen zu beobachten, die demselben Ablagerungsereignis entstammen. Diese Sequenzen sind gesondert vermerkt und einem charakteristischen Lithotyp zugeordnet. Bei einigen feinklastischen Lithotypen liegt der Unterschied lediglich in schwankenden Korngrößenzusammensetzungen bei gleichen Schichtungsmerkmalen und Habitus. Diese werden zusammenfassend beschrieben und erklärt.

Da die fast durchgängig rötliche Färbung der Gesteine sekundärer Natur ist (siehe Kap. 3.2.3), wurde auf eine detailliertere Beschreibung verzichtet. Eine Unterscheidung in lithogene und überprägte Lithotypen, wie sie GEORGE & BERRY (1993) durchführten, wurde hier nicht vorgenommen. Generell zeigen vor allem die feinklastischen, tonsiltigen Lithotypen des Rotliegenden im NEDB einen hohen Grad an sekundärer Überprägung, in deren Verlauf häufig die primären Schichtungsmerkmale vollkommen verschwunden sind. Es ist daher sehr oft nicht möglich, zwischen primären und sekundären Lithotypen zu unterscheiden.

Die Faziescodes zur Beschriftung der Lithotypen setzen sich aus dem Großbuchstaben für die Hauptkorngröße und einem kleinen Buchstaben für die Benennung der jeweilig beteiligten Korngrößenklasse zusammen. Diese Abkürzungen sind zur Beschreibung von klastischen Sedimenten international gebräuchlich (MIALL 1996). Bei Übergangsformen wird in Klammern die beteiligte Korngröße angegeben:

- G – Kies (*gravel*)
 S – Sand
 f – fein-, m – mittel-, c – grobkörnig (nach DIN 4022)
 M – Mud (Silt + Ton)

Durch ein Komma getrennt gibt ein kleiner Buchstabe den Schichtungstyp wieder:

- h – homogen
 p – planar-geschichtet/ laminiert
 r – Schräg-, Rippel- und Flaserschichtung
 l – Linsenschichtung
 c – komponenten-gestützt (Konglomerate)
 m – matrix-gestützt (Konglomerate).

In den folgenden Tabellen sind die 23 verschiedenen Lithotypen aufgelistet, in Kurzform beschrieben und genetisch interpretiert. In Tab. 10.1 im Anhang A auf S. A-2 sind die Häufigkeiten der jeweiligen Lithotypen in den bearbeiteten Bohrungen aufgelistet.

4.1.1 Konglomerate

Die untersuchten Konglomerate wurden in die zwei Lithotypen Gf, c und Gf, m unterteilt, wobei letzterer in nur der Bohrung Loissin 1/70 angetroffen wurde und aufgrund der schlechten Kernqualität nicht aufgenommen werden konnte. In der folgenden Tabelle 4.1 sind die Charakteristika der Konglomerate aufgeführt.

Lithotyp	Beschreibung	Genese
Gf, c Abb. 10.2 Anhang A S. A-10	<ul style="list-style-type: none"> - strukturlos-massig bis schwach horizontal geschichtete, klast-gestützte Konglomerate mit eingeregelt Klasten - selten in schräger Lagerung zur Bohrachse - untergeordnet auch matrix-gestützte Schichten - Korngrößen überwiegend im Bereich des Mittel- bis Grobkieses mit Gesamtspektrum von Grobsand bis Blöcke - maximal gemessene Korngröße am Kern mindestens 50 cm - Rundungsgrade der Klasten zwischen abgerundet und angular - Matrix: überwiegend sehr schlecht sortierte Fein- bis Grobsandsteine mit Korngrößen-spektrum von Ton bis Feinkies - in Zwickeln sparitische Kristallisationen von Anhydrit- und Calcit-Zemente - sehr selten <i>open framework</i>-Gefüge mit poikilotopischer Zementation von 	<ul style="list-style-type: none"> - kanalisierte, fluviatile <i>single</i> und <i>multi storey</i>-Sequenzen (ephemer oder perennierend) in einer hochenergetischen Fazies (< 30 km) - gradierte Lagen zeigen einzelne Flutereignisse an - die matrix-gestützten Einheiten sind als überladene Schichtfluten (<i>overloaded sheet floods</i>) anzusprechen, die entstehen, wenn in Seitenarmen des fluviatilen Stromnetzwerkes einzelne Flutereignisse auslaufen

	sparitischen Calcitkristallen sowie offene Poren - gelegentlich normal und invers gradierte Lagen bis zu 2 m Mächtigkeit; graduelle Übergänge zum Liegenden und/oder Hangenden in Lithotyp Sc(Sf), r - Geröllbestand: fast ausschließlich saure, selten andesitische Effusiva in verschiedenen Texturvarietäten. - ganz vereinzelt sedimentäre Gerölle: Grauwacken, Karbonate, Sandsteine, Siltsteine und Tonsteine - sind insgesamt 7,7% der aufgenommenen Kernstrecke	
Gf, m Abb. 10.3 Anhang A S. A-10	- matrix-gestützte, polymodale Konglomerate - überwiegend gefügelos mit regellos eingestreuten Klasten - vereinzelt schwache planare oder schräge Schichtung - selten zwischengelagerte feinkiesige gradierte Sandlagen und korngestützte Konglomerate (< 1 m) - Korngrößenspektrum: Blöcke bis Ton - Klasten: stark angulare bis subangulare Kornformen - maximale Korngröße am Kern ca. 50 cm - Matrix: sehr schlecht sortierte, häufig kiesige, Mittel- bis Grobsandsteine	- Massenströme (<i>debris flows</i>) - vereinzelt anzutreffende Schichtungsmerkmale in der Matrix und Schichtflut-sedimente deuten auf oberflächennahe, sekundäre Überprägung durch fluviale Ereignisse hin

Tab. 4.1: Merkmale und Genese der Konglomerate im NEDB.

4.1.2 Grobsandige Lithotypen

Die Grobsandsteine in den untersuchten Profilen zeigen generell weite Korngrößenspektren mit überwiegend schlechten Sortierungen. In der nachfolgenden Tabell (Tab. 4.2) sind die wichtigsten Merkmale der vier verschiedenen Lithotypen aufgeführt.

Lithotyp	Beschreibung	Genese
Sc(Sf), r Abb. 10.4 Anhang A S. A-11	- weites Spektrum von Schichtungstypen: schräggeschichtete, planar- oder wellig-flaserig geschichtete Sandsteine - überwiegend schlechte bis sehr schlechte Sortierungen - Korngrößenspektrum von Feinkies bis Ton, selten bis Grobkies - Schrägschichtungssets sind mittel-(2-20 cm), klein-(0-2 cm) und seltener großdimensional (> 20 cm)	- kanalisierte, fluviale (ephemer oder perennierend) <i>multi storey</i> -Sequenzen in Liefergebietsnaher, hoch energetischer Fazies - Tonsiltlagen sind als <i>overbank</i> -Sedimente (<i>interchannel fines</i>) oder <i>waning flow</i> -Sedimente anzusprechen

	<ul style="list-style-type: none"> - Rundungsgrade der Körner von gerundet bis angular, wobei angerundet bis gerundet dominieren - charakteristisch: gradierte Einzellagen (< 50 cm) und großskaligere Sequenzen mit <i>fining upward</i>- und <i>coarsening upward</i>-Trends (< 5 m) - <i>multi storey</i>- und <i>single storey</i>-Sandsteine - sehr häufig Tonscherben - regelmäßig Tonlagen (< 10 cm) innerhalb der Sandsteinpakete - sind insgesamt 6,4% der aufgenommenen Kernstrecke 	<ul style="list-style-type: none"> - Tonscherben und erosive Untergrenzen deuten den hohen Grad der Erosion und Umarbeitung dieser Sedimente an
<p>Sc(M), p</p> <p>Abb. 10.5</p> <p>Anhang A</p> <p>S. A-11</p>	<ul style="list-style-type: none"> - Wechsellagerung von Tonsiltsteinen und schlecht sortierten Mittel- bis Grobsandsteinen - einzelne, interne Schichten selten mächtiger als 0,5 m - Korngrößenspektrum: von Feinkies bis Ton - Schichtung häufig stark gestört durch intensive Deformationsgefüge (Entwässerungsstrukturen, <i>dykes</i>, Konvolutionen) - Rundungsgrade: zwischen gerundet bis subangular - in den Zwickeln der Sandsteine sparitische Kristallisationen von Anhydrit und Calcit - Tonlagen überwiegend homogen; sehr selten schwache Lamination - selten Quarz-Blastese - sehr häufig Tonscherben - häufig graduelle Wechselfolgen mit Sc(M), l - sind insgesamt 2% der aufgenommenen Kernstrecke 	<ul style="list-style-type: none"> - Ablagerung durch wechselnd sandig-kiesige und tonige <i>overbank</i>- und <i>waning flow</i>-Flutereignisse - intensive <i>soft sediment</i>-Deformationsgefüge - bei Auftreten von laminierten Tonlagen auch fluviatiler Eintrag in einen stehenden Wasserkörper
<p>Sc(M), l</p> <p>Abb. 10.6</p> <p>Anhang A</p> <p>S. A-12</p>	<ul style="list-style-type: none"> - toniger Fein- und Mittelsandstein, seltener Grobsandstein mit Fein- bis Grobsandlinsen und undeutlich wellige Schichtung - schlecht bis sehr schlecht sortiert - Sandlinsen (max. 1,5x2 cm) meist vollständig zementiert mit Anhydrit und Calcit - Rundungsgrade der Klasten zwischen angular und subangular - häufig Anhydrit-Konkretionen; seltener Calcit-Konkretionen mit grün gefärbten Reduktionshöfen - häufig graduelle Wechselfolgen mit Sc(M), p - sind insgesamt 2,7% der aufgenommenen Kernstrecke 	<ul style="list-style-type: none"> - Ablagerung als <i>interchannel</i>- oder <i>overbank</i>-Sequenzen in proximaler, fluviatiler Fazies
<p>Sc(Sf), l</p>	<ul style="list-style-type: none"> - Feinsandsteine bis kiesige Grobsandsteine mit irregulärer, diffuser Schichtung und 	<ul style="list-style-type: none"> - Adhäsion an Salzkrusten (<i>salt ridges</i>, Effloreszenz,

Abb. 10.7 Anhang A S. A-12	linsenschichtige Wechsellagerungen von Fein- bis Grobsandsteinen - regellos verteilte Grob- und Mittelsandklasten - Korngrößenspektrum von Feinkies bis Tonsilt - überwiegend schlecht sortiert - Kornformen von angular bis angerundet - Sandlinsen (< 2x2,5 cm), mäßig bis schlecht sortiert, zementiert mit Calcit und Anhydrit; selten Quarz-Blastese - regelmäßig Anhydritkonkretionen (bis mehrere cm groß), seltener Anhydrit-Lagen (< 5 cm) - häufig stark graduelle Übergänge im Liegenden und Hangenden zu Lithotyp Sf, 1 - sind insgesamt 2% der aufgenommenen Kernstrecke	Präzipitation) - äolischer Eintrag (rollen von Körnern auf der Oberfläche) - periodischer aquatischer Eintrag durch unakanalisierte Schichtfluten auf eine flache Sandebene mit anschließender äolischer Überprägung - Adhäsion an feuchten, salzfreien Sedimentoberflächen ebenfalls möglich
----------------------------------	---	--

Tab. 4.2: Merkmale und Genese der grobsandigen Lithotypen im NEDB.

4.1.3 Feinsandige Lithotypen

Die feinsandigen Lithotypen zeichnen sich durch viele verschiedene Schichtungsmerkmale und unterschiedliche Akkumulationsprozesse aus. Generell werden die sandigen Feinklastika in 7 verschiedenen Lithotypen zusammengefaßt (Tab. 4.3).

Lithotyp	Beschreibung	Genese
Sf, 1 Abb. 4.7 S. 63 und Abb. 10.8 Anhang A S. A-12	- Feinsandsteine mit wechselnden Gehalten an Tonsilt - mäßig bis schlecht sortiert - irreguläre, diffuse, und wellige-linsige Schichtung und Lamination - vereinzelt bis zu kernfüllende Konkretionen von Anhydrit (Abb. 10.25 im Anhang A, S. A-20) - deutliche evaporative Adhäsionsstrukturen (irreguläre Tonsiltlamina) und nur ganz selten nicht evaporative Adhäsionsstrukturen (<i>vertically climbing adhesion ripples, pseudocrosslamination, quasi-planar adhesion lamination</i>) - zum Teil stark schwankende Tonsiltgehalte; dann meist graduelle Übergänge zum Lithotyp Sf(M), 1 mit vielen diffusen Tonsiltlamina - sind insgesamt 7,1% der aufgenommenen Kernstrecke - dieser Lithotyp hat eine durchschnittliche	- Adhäsion an Salzkrusten (<i>salt ridges</i> , Effloreszenz, Präzipitation) - untergeordnet nicht evaporative Adhäsion auf feuchten, salzfreien Oberflächen

	Mächtigkeit von 12,7 m mit einem Schwankungsbereich von 58,5 m bis 0,6 m	
Sf, d Abb. 10.9 Anhang A S. A-13	<ul style="list-style-type: none"> - Feinsandstein in diffuser bis sehr undeutlich laminarer Schichtung - sehr häufig „verwaschene“ Schichtgrenzen - geringe Schichtmächtigkeiten (< 0,5 m) - überwiegend gut bis sehr gut sortiert - sehr häufig wellige Tonlaminaen - regelmäßig Anhydrit-Konkretionen - sehr häufig graduelle und deutliche Übergänge zu den Lithotypen Sf(M), l; M(Sf), l; M, l; Sf(M), h; M(Sf), h und M, h - ist mit insgesamt 0,4% der aufgenommenen Kernstrecke der seltenste Lithotyp 	<ul style="list-style-type: none"> - Schichtsand (sheet sands) - Akkumulation von äolisch eingewehtem Material an salt ridges
Sf, r Abb. 10.10 Anhang A S. A-13	<ul style="list-style-type: none"> - Feinsandstein in deutlich klein-, seltener mitteldimensionaler Schräg-, Flaser- oder Rippelschichtung - sehr häufig auch laminare Schichtung - überwiegend mäßig bis gut sortiert, seltener sehr gut sortiert - sehr häufig single storey-Sandsteinkörper, seltener multi storey - subangulare bis angerundete Sandkörner - Schichtmächtigkeiten bis 2,5 m - häufig dünne Tonlage (< 10 cm) zwischengeschaltet - häufig Tonscherben - oft deutliche, seltener graduelle Übergänge zu den Lithotypen Sf, p und Sf, h - die durchschnittliche Mächtigkeit dieses Lithotyps liegt bei 1,1 m mit einem Schwankungsbereich von 5,6 m bis 0,2 m - sind insgesamt 5,5% der aufgenommenen Kernstrecke 	<ul style="list-style-type: none"> - Ablagerungen von periodischen, hochmobilen, kanalisierten und unkanalisierten Schichtflutereignissen (ephemer oder perennierend) bei mittleren und niedrigen Strömungsenergien - Zwischengelagerte Tonsiltsequenzen sind overbank-Sedimente (interchannel fines) oder waning flows
Sf, h	<ul style="list-style-type: none"> - homogener Feinsandstein - überwiegend gut sortiert, selten mäßig bis schlecht sortiert - subangulare bis angerundete Sandkörner - selten Tonscherben - nur geringe Mächtigkeiten (durchschnittlich 0,9 m) - häufig graduelle Übergänge zu den Lithotypen Sf, p und Sf, r - sind insgesamt 1,1% der aufgenommenen Kernstrecken 	<ul style="list-style-type: none"> - Ablagerung wie Sf, r; jedoch geringere Strömungsenergien
Sf, p Abb. 10.11 Anhang A	<ul style="list-style-type: none"> - Feinsandstein mit deutlich planarer und selten welliger Schichtung - Schichtung aufgrund von laminarer Anreicherung von Schwermineralen, seltener 	<ul style="list-style-type: none"> - Ablagerung wie Sf, r; jedoch geringere Strömungsenergien

S. A-14	<p>Tonlaminen</p> <ul style="list-style-type: none"> - überwiegend gut sortiert - subangulare Sandkörner dominieren - selten Tonscherben - sind insgesamt 2,4% der aufgenommenen Kernstrecke 	
<p>Sf(M), r</p> <p>Abb. 10.12</p> <p>Anhang A</p> <p>S. A-14</p>	<ul style="list-style-type: none"> - toniger Feinsandstein in deutlicher kleindimensionaler Schräg- und Flaserschichtung, selten wellige und planare Schichtung - schlecht sortiert - Rundungsgrade von angerundet bis subangular - <i>fining upward</i>-Sequenzen mit Grobsand an der Basis über tonigem Feinsandstein bis homogenen Tonstein am Top (< 1m) - häufig Tonscherben - überwiegend <i>single storey</i>-Sandsteinkörper - oft undeutliche Tonlagen (< 15 cm) zwischengeschaltet mit Trockenrissen und selten Entwässerungsgefügen (oder Konvolutionen) - häufig graduelle Übergänge zu den Lithotypen Sf, r; Sf(M), p; Sf, p und Sf, h; sowie mit Sf(M), l; Sf(M), h; M(Sf), h; M(Sf), l und M, h - sind insgesamt 4,8% der aufgenommenen Kernstrecke 	<ul style="list-style-type: none"> - nicht kanalisierte, selten kanalisierte, hochmobile Schichtfluten - Ablagerung der fluviatilen Sequenzen bei mittleren bis geringen Strömungsenergien - <i>fining upward</i>- Sequenzen repräsentieren einzelne Flutereignisse - zwischengelagerte Tonsilt-Sequenzen sind <i>overbank-Sedimente (interchannel fines)</i> oder <i>waning flows</i>
<p>Sf(M), p</p> <p>Abb. 10.13</p> <p>Anhang A</p> <p>S. A-15</p>	<ul style="list-style-type: none"> - deutliche, meist intensive bis laminare Wechselfolge von Feinsandsteinen und Tonsiltsteinen - Schichtmächtigkeiten einzelner Lagen bis maximal 15 cm und intern gradiert - Feinsandsteine mit kleindimensionaler Schrägschichtung, daneben horizontale, Flaser- und wellige Schichtung; häufig auch laminare Schichtung; seltener homogen - mäßig bis gut sortiert - Rundungsgrade von angerundet bis subangular - häufig normale Gradierungen innerhalb der Sandsteinlagen - sehr häufig Tonscherben innerhalb der Sandsteinlagen - Tonsiltsteine und Tonsteine homogen mit vereinzelt eingestreuten Sandkörner - häufig Trockenrisse - häufig Entwässerungsgefüge und Konvolutionen - vereinzelt Flammgefüge 	<ul style="list-style-type: none"> - Ablagerung durch periodische (ephemer oder perennierend), sandig-tonige, unkanalisierte Schichtfluten mit geringen Strömungsenergien - zwischengelagerte Tonsiltsequenzen sind <i>overbank-Sedimente (interchannel fines)</i> oder <i>waning flows</i>

	<ul style="list-style-type: none"> - häufig graduelle, seltener deutliche Übergänge zu den Lithotypen Sf(M), l; Sf(M), h; M(Sf), h; M(Sf), l und M, h, seltener mit Sf, r; Sf(M), r; M(Sf), r; Sf, p und Sf, h - sind insgesamt 6,7% der aufgenommenen Kernstrecke 	
--	--	--

Tab. 4.3: Merkmale und Genese der feinsandigen Lithotypen im NEDB.

4.1.4 Tonsiltige Lithotypen

Die Korngrößenklasse Silt tritt in den untersuchten Profilen fast immer zusammen mit Ton auf. Daher ist eine Unterteilung nicht sinnvoll. In der folgenden Tabelle 4.4 sind die wichtigsten tonsiltigen Lithotypen aufgeführt, die mit insgesamt 47% der aufgenommenen Kernstrecke die absolut dominierende Lithologie sind.

Lithotyp	Beschreibung	Genese
M(Sf), r und M, r Abb. 10.14 Anhang A S. A-15 und Abb. 10.15 S. A-16	<ul style="list-style-type: none"> - Tonsiltsteine und sandige Tonsiltsteine in deutlicher Flaser-, welliger und Rippelschichtung - schlechte bis mäßige Sortierungen - Sandkörner überwiegend angerundet - <i>fining upward</i>-Sequenzen (< 30 cm) mit Feinsand an der Basis und Tonstein am Top - häufig dünne Tonlagen graduell zwischengeschaltet (< 10 cm) - oft Tonscherben - regelmäßig Trockenrisse - sehr oft Konvolutionen - sehr häufig graduelle, selten deutliche Übergänge zu den Lithotypen Sf(M), l; Sf(M), h; M(Sf), h; M(Sf), l und M, h - sind insgesamt 2,8% (M(Sf), r) und 1,8% (M, r) der aufgenommenen Kernstrecke 	<ul style="list-style-type: none"> - Ablagerung durch ephemere, unkanalisierte tonig-sandige Schichtfluten (<i>waning flows</i>) oder <i>mud flows</i> - <i>fining upward</i>-Sequenzen repräsentieren einzelne <i>waning flow</i>- Ereignisse
Sf(M), l und M(Sf), l und M, l Abb. 10.16, 10.17, 10.18 Anhang A S. A-16 und A-17	<ul style="list-style-type: none"> - Tonsiltsteine (M, l), sandige Tonsiltsteine (M(Sf), l) und tonige Feinsandsteine (Sf(M), l) in diffuser Schichtung und irregulärer Linsenschichtung - mäßig bis schlechte Sortierung - sehr häufig intensive graduelle Übergänge zwischen Sf(M), l und M(Sf), l und weniger M, l - die mit Abstand häufigsten Lithotypen im Rotliegenden am Nordrand des NEGB - Feinsandkörner überwiegend subangular bis angerundet - charakteristisch sind Anhydrit-Konkretionen (Größe bis max. 5 x 3 cm) 	<ul style="list-style-type: none"> - Akkumulation an Salzkrusten (<i>salt ridges</i>, Effloreszenz, Präzipitation) - starke sekundäre Überprägung durch variierende Grundwasserstände, oszillierende Seenspiegelstände, Deflation oder Haloturba-tionen - aquatischer Eintrag von feinklastischem Material durch <i>mud flows</i>

	<ul style="list-style-type: none"> - wenig Calcit-Konkretionen - Feinsandlinsen (< 2 x 1 cm) intern gut sortiert und überwiegend homogen; Rundungsgrade liegen zwischen subangular und abgerundet; komplett zementiert mit Calcit und Anhydrit - vereinzelt dünne, homogene Feinsandlagen zwischengeschaltet (< 5 cm) - Tonsiltlagen mit bis zu 10 % Glimmer - sind insgesamt 9,1% (Sf(M), l), 12,9% (M(Sf), l) und 7,8% (M, l) der aufgenommenen Kernstrecke, wobei M(Sf), l mit ca. 420 m der insgesamt häufigste Lithotyp ist 	
Sf(M), h und M(Sf), h	<ul style="list-style-type: none"> - homogene tonige Feinsandsteine und sandige Tonsiltsteine; subjektive Untergliederung nach Einschätzung des deutlich vorhandenen Sandgehaltes - charakteristisch sind Anhydrit- und weniger Calcitkonkretionen (Größe < 1,5 x 1,5 cm) - überwiegend anhydritischer Zement, weniger carbonatisch - Glimmergehalte bis zu 6% - selten Entwässerungsgefüge (<i>dykes</i>) - selten Trockenrisse - häufig graduelle Übergänge zu M, h; Sf(M), l; M(Sf), l und M, l - sind insgesamt 0,8% (Sf(M), h) und 2,1% (M(Sf), h) der aufgenommenen Kernstrecke 	<ul style="list-style-type: none"> - Sedimentakkumulation an Salzkrusten (Effloreszenz oder Präzipitation) - Ablagerungen in einem stehenden Wasserkörper ebenfalls möglich - aquatischer Eintrag von feinklastischem Material durch <i>mud flows</i> - starke sekundäre Überprägung durch variierende Grundwasserstände, oszillierende Seenspiegelstände, Deflation oder Haloturba-tionen
M, h	<ul style="list-style-type: none"> - homogener Tonsiltstein - geringer bis sehr geringer Feinsandgehalt - charakteristisch sind Anhydrit- und Calcitkonkretionen (Größe < 0,5 x 0,5 cm) - sehr häufig graduelle Übergänge und Wechsellagerungen (von wenigen cm bis mehreren m) mit M(Sf), h und Sf(M), h - Glimmergehalte bis zu 5% - selten Tonscherben - selten Entwässerungsgefüge (<i>dykes</i>) - vereinzelt Trockenrisse - sind insgesamt 9,7% der aufgenommenen Kernstrecke 	<ul style="list-style-type: none"> - Ablagerungen in einem stehenden Wasserkörper oder durch <i>mud flows</i> - Sedimentakkumulation an Salzkrusten ebenfalls möglich - starke sekundäre Überprägung durch variierende Grundwasserstände, oszillierende Seenspiegelstände, Deflation oder Haloturba-tionen - Feinsand überwiegend eingeweht und adhäsiv gebunden

Tab. 4.4 Merkmale und Genese der tonsiltigen Lithotypen im NEDB.

4.1.5 Tonige Lithotypen

An dieser Stelle werden neben den reinen Tonsteinen auch intensive bis laminare Wechselfolgen von Tonsteinen mit Silt- und Feinsandlagen aufgeführt. In der nachfolgenden Tabelle 4.5 werden die wesentlichen Merkmale der Tonsteine aufgeführt.

Lithotyp	Beschreibung	Genese
M(Sf), p Abb. 10.19 Anhang A S. A-18	<ul style="list-style-type: none"> - engschichtige bis laminare Wechselfolge von Feinsand- und Siltsteinen mit Tonsteinen - Feinsandsteine sind homogen und gut bis sehr gut sortiert - Tonsteine schwach laminiert und überwiegend rot-braun - regelmäßig Entwässerungsgefüge, Flammgefüge und Konvolutionen (siehe Abb. 10.23 im Anhang A. S. A-19) - sind insgesamt 1% der aufgenommenen Kernstrecke 	<ul style="list-style-type: none"> - aquatischer Eintrag von feinklastischem Material nach heftigen saisonalen oder periodischen Regenfällen in einen stehenden Wasserkörper - jedes siltig-feinsandige Laminum stellt ein Ablagerungsereignis dar
M, p Abb. 10.20 und 10.21 Anhang A S. A-18	<ul style="list-style-type: none"> - laminierte bis ganz schwach laminierte oder homogene Tonsteine - Lamination aufgrund von schwankenden Ton- und Karbonat- oder Anhydritgehalten - Farben variieren von intensiv rotbraun bis grün- grau - häufig in enger Wechselfolge (< 30 cm) mit M, h; Sf(M), l; M(Sf), l und M, l - vereinzelt Fossilien der Gattung <i>Medusina limnica</i> und Ostracodenschalen (siehe Abb. 10.29 und 10.30 im Anhang A, S. A-22) - selten Anhydrit- und Calcitkonkretionen - selten Anhydrit- Lagen (< 3 cm) - sehr selten Pseudomorphosen von Hämatit nach Halit (Abb. 10.28 im Anhang A S. A-22) - sind insgesamt 3,3% der aufgenommenen Kernstrecke 	<ul style="list-style-type: none"> - Ablagerung aus der Suspension eines stehenden Wasserkörpers bei gleichbleibenden Sedimentationsbedingungen

Tab. 4.5: Lithotypen mit dominant tonigen Lithologien im NEDB.

4.2 Subenvironments

Die in Kapitel 4.1 beschriebenen 23 Lithotypen werden insgesamt 7 verschiedenen Subenvironments zugeordnet. Als Subenvironment wird der Teil eines Beckens beschrieben, der über eine eigene, kennzeichnende Geomorphologie verfügt, und in dem ein charakteristisches Zusammenspiel von physikalischen, biologischen und chemischen Prozessen die Fazies dominiert (HARDIE ET AL. 1978). Dabei ist zu bemerken, daß bis auf den Lithotyp

Gf, m kein anderer Lithotyp auf ein Subenvironment allein beschränkt ist. Das resultierende Subenvironment ist vielmehr aus der komplexen Anordnung von Lithotypenassoziationen im Profil abzuleiten.

In der folgenden Tabelle 4.6 sind die 7 Subenvironments mit den jeweils charakteristischsten Lithotypen aufgeführt. Die Subenvironments Terminal Fan und ephemere Überschwemmungsebene sind durch die gleiche Vergesellschaftung von Lithotypen gekennzeichnet. Deren Unterscheidung wird in Kap. 4.2.2 erläutert.

Subenvironment	Lithotypen
Alluvial Fan: <i>debris flow</i> dominiert	Gf, m
<i>braided plain</i>	Gf, c
Terminal Fan	Sc(Sf), r; Sc(M), l; Sc(M), p Sf, r; Sf, h; Sf, p; Sf(M), r M(Sf), r; Sf(M), p; M, r
ephemere Überschwemmungsebene	
Mud Flat	Sf(M), l; M(Sf), l; M, l; Sf, d; Sf(M), h; M(Sf), h; M, h
Sand Flat	Sc(Sf), l; Sf, l
Playa See (ephemer/ perennierend)	M, p; M(Sf), p; M, h

Tab. 4.6: Subenvironments des Rotliegenden im NEDB und die jeweiligen charakteristischen Lithotypen.

Die Abbildung 4.1 zeigt schematisch und idealisiert die räumliche Anordnung der Subenvironments für das Rotliegend im NEDB.

Im Wesentlichen ist die Genese der Rotliegendgesteine im untersuchten Gebiet auf fluviale Prozesse, Akkumulation an Salzkusten und Ablagerungen stehender Gewässer zurückzuführen. Sedimente äolischen Ursprungs sind nicht beobachtet worden. In den liefergebietsnahen Bereichen treten dominant Stromgeflechtsablagerungen (*braided plain*) und nur untergeordnet Alluvial Fan-Sedimente auf. Die Übergangsbereiche zum Becken werden von verzweigten, netzartigen fluvialen Systemen (Terminal Fan und ephemere Überschwemmungsebenen) dominiert. Daneben können auch Sedimente der Sandebenen (Sand Flat) oder Tonebenen (Mud Flat) und ganz vereinzelt lakustrine Sedimente auftreten. In den distalsten Bereichen des Rotliegendablagerungsraums im NEDB werden überwiegend Mud Flat-Sedimente und lakustrine Abfolgen des Playa Sees abgelagert.

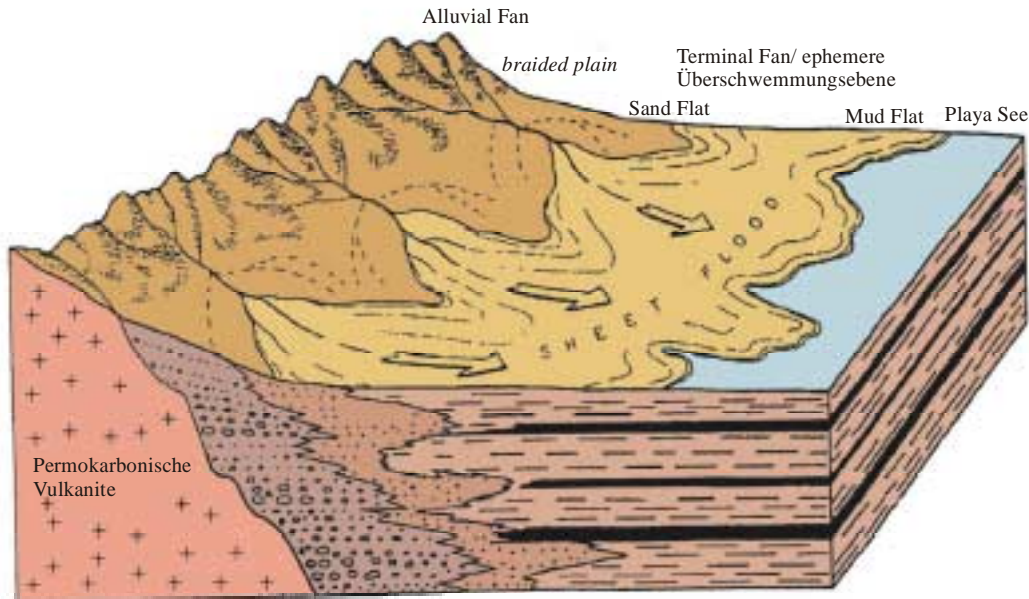


Abb.4.1: Schematische Darstellung der verschiedenen Subenvironments im Rotliegenden des NEDB.

4.2.1 Alluvial Fan und *braided plain*

Auf der Grundlage der in den Tabellen 4.1 bis 4.5 zusammengefaßten Beobachtungen können die untersuchten Grobklastika in den bearbeiteten Profilen zwei Subenvironments zugeordnet werden (Tab. 4.6). Der nur in einer Bohrung angetroffene Lithotyp Gf, m ist ein überwiegend feinkiesiges, sehr schlecht sortiertes, matrixgestütztes Konglomerat, das als Ablagerung des lokalen *debris flows*-dominierten Alluvial Fan-Subenvironments angesprochen wird (vgl. Kap. 3.3.1, siehe auch WEGNER 1972, RIEKE ET AL. 2001). Zwischen- gelagerte fluviatile Sedimente belegen die typische sekundäre Überprägung.

Der zweite und wesentlich häufigere Lithotyp Gf, c fällt vor allem durch seinen durchgängig dicht gepackten, fein bis mittelkiesigen, moderatenergetischen Charakter auf. Hochenergetische Schichtungsmerkmale, wie z.B. *open framework*-Gefüge, großskalige Schrägschichtungssets, grobkörnige planare Schichtung oder generell gröbere Korngrößen treten nur abschnittsweise in zwei Profilen auf (RIEKE ET AL. 2001). Daraus läßt sich indirekt eine großräumige Morphologie ableiten, die nicht intensiv genug war, um Alluvial Fans nach den Kriterien von STANISTREET & MCCARTHY (1993) zu bilden. Hinweise auf synsedimentär aktive Tektonik als Grundvoraussetzung für die Entstehung von Alluvial Fans, wie z.B. deutlich progressive oder regressive Zyklen, evtl. Lagen von Effusiva oder markante Änderungen in der Liefergebietszusammensetzung wurden nicht gefunden. Vielmehr spricht die weiträumige Verbreitung des Lithotyps Gf, c zusammen mit seinen moderatenergetischen Schichtungsmerkmalen für eine Interpretation als Sedimente verzweigter, hochmobiler, ephemerer bis perennierender Flußläufe (*braided plain*) auf einer

schwach reliefierten Überschwemmungsebene (Neigung $<0,5^\circ$). Die untergeordnet auftretenden matrix-gestützten Abfolgen innerhalb des Lithotyp Gf, c werden als die terminalen Loben einzelner Ströme interpretiert (überladene Schichtfluten).

In keinem der bearbeiteten grobklastischen Abschnitte wurden Hinweise auf Vegetation, Bodenbildung oder Deflation gefunden. Die Gründe dafür liegen in dem nur geringen Aufschlußgrad der Bohrungen und dem geringen Erhaltungspotential der Bodenhorizonte im Rotliegenden generell (siehe auch RÖBLER 1995). Daraus kann auch auf ein Fehlen von zusammenhängenden Pflanzendecken bei aridem Klima im untersuchten Gebiet geschlossen werden.

Unglücklicherweise existieren keine zusätzlichen Informationen aus den bearbeiteten Bohrungen wie etwa Dipmeterlogs oder andere *Imaging-Tools*. Mit deren Hilfe könnten Aussagen über Transportrichtungen getroffen werden, die eine Unterscheidung von Alluvial Fan (unidirektional) und *braided plain* (polidirektional) möglich machen würde. Ebenso sind die vorhandenen *wireline-logs* im Maßstab 1:500 oder 1:200 von der Auflösung her zu ungenau, um hilfreich zu sein (vgl. Kap. 2.1).

4.2.2 Terminal Fan und ephemere Überschwemmungsebene

Fast ausnahmslos sämtliche, fluviatil abgelagerten Feinklastika aus dem Arbeitsgebiet können den Subenvironments des Terminal Fans und der ephemeren Überschwemmungsebene zugeordnet werden. Charakteristisch für die weitere Untergliederung dieser Subenvironments ist nicht das Auftreten eines bestimmten Lithotyps, sondern vielmehr die komplexe Assoziation von mehreren Lithotypen im vertikalen Profil.

4.2.2.1 Terminal Fan

Proximale *distributary* Zone

Die Abbildung 4.2 zeigt eine Sequenz aus der Bohrung Penzlin 1/74, die durch eine Wechsellagerung von überwiegend feinkörnigen, mittel- bis großdimensional schrägschichteten, mehrstöckigen Sets des Lithotyps Sc(Sf), r (z.B. bei KM 5148,5-52) mit *interchannel*- oder *overbank*-Sedimenten des Lithotyps Sc(M), p (z.B. bei KM 5140-42,5 und KM 5155-58) dominiert wird. Beim ersten Typ handelt es sich um Sedimente von proximalen, hochenergetischen, kanalisierten Strömungsereignissen. Die *interchannel*- oder *overbank*-Sedimente des zweiten Typs entstehen, wenn benachbarte fluviatile Kanäle überlaufen und die Klastika unter sehr ruhigen Bedingungen auf den anliegenden Flächen ablagern. In seltenen Fällen entstehen ephemere Seen, in die dann die Klastika eintransportiert werden (Lithotyp Sc(M), p mit internen homogenen bis schwach laminierten Ton-

steinen). Gradierte Lagen oder Feinsandsteinkörper mit niedrigenergetischer Rippelschichtung zeigen *waning flow*-Ereignisse an. Der oberste, tonsiltige Teil wurde dabei häufig von nachfolgenden Fluten gekappt und ist nicht mehr erhalten.

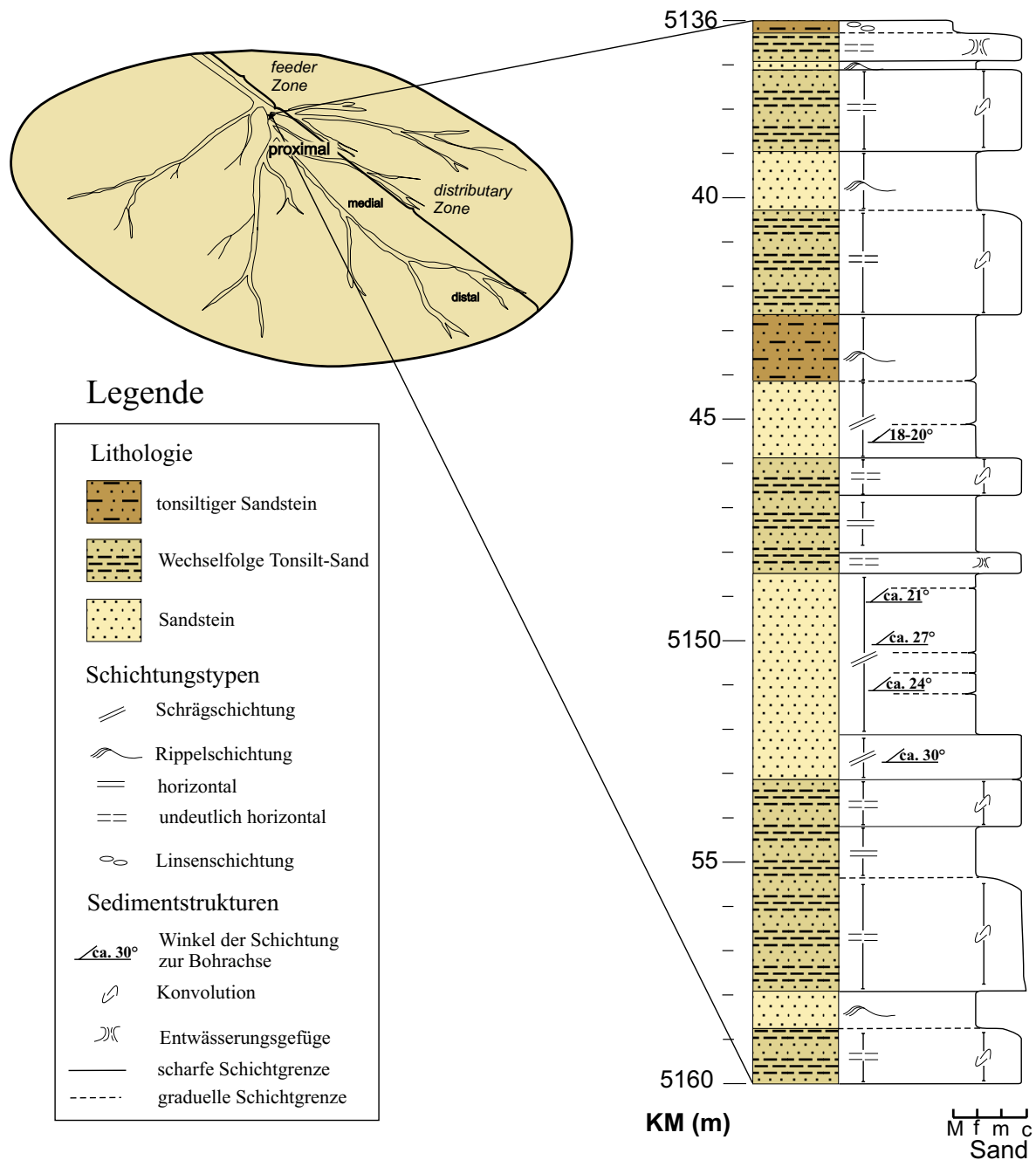


Abb. 4.2: Aufgenommenes Kernprofil aus der Bohrung Penzlin 1/75 aus der proximalen *distributary* Zone des Terminal Fan Subenvironments (Korngrößen: M= Tonsilt, f= Feinsand, m= Mittelsand, c= Grobsand).

Der hier ausgewählte Abschnitt ist exemplarisch für das dichte Netzwerk fluviatiler Kanäle in der proximalen *distributary* Zone der sanddominierten Terminal Fans im NEDB. In den bearbeiteten Profilen dieser Fazies können die Mächtigkeiten der überwiegend mehrstöckigen Sandsteinkörper lokal bis ca. 30 m betragen, wobei einzelne interne Sets selten

höher als 3 m sind. Als horizontale Ausmaße einzelner kanalisierter Ströme in Terminal Fans geben KELLY & OLSON (1993) nach Studien im Gelände 100 m als Minimum an. Dieser Wert kann auch auf die in dieser Studie untersuchten Kernabschnitte mit proximaler Terminal Fan-Fazies übertragen werden.

Die Unterscheidung der proximalen *distributary Zone* von der *feeder Zone* ist im Rahmen dieser Arbeit nicht mit Sicherheit durchführbar. Das liegt zum einen an der geringen Aufschlußdichte der Bohrungen. Ein wesentlicherer Punkt ist aber, daß nur anhand der vorliegenden Bohrkerninformationen zwischen *feeder Zone* und proximaler *distributary Zone* nicht eindeutig unterschieden werden kann. In den fast ausschließlich sanddominierten Fan-Systemen des bearbeiteten Gebietes zeigt die *feeder Zone* im Profil nahezu identische Charakteristika, wie der sich lateral anschließende proximale Bereich der *distributary Zone*.

Mediale *distributary Zone*

Der Übergang von der proximalen zur medialen Fazies ist in den bearbeiteten Profilen fließend und an keine markante Grenze gebunden. Die mediale Fazies hebt sich gegenüber der proximalen durch eine deutliche generelle Reduktion in der fluviatilen Transportenergie hervor. Die Dichte des Netzwerkes von fluviatilen Kanälen nimmt ebenfalls ab, und die Sedimente von kanalisierten Fluten treten signifikant zugunsten der Schichtflutablagerungen zurück. Die nachfolgend aufgeführte Abbildung (Abb. 4.3) zeigt stellvertretend einen Abschnitt aus der Bohrung Stavenhagen 1/76, der als mediale *distributary Zone* angesprochen wird.

Das dargestellte Profil veranschaulicht die typisch feinsandig-tonsiltig dominierte Lithologie dieser Fazies. Grobklastische Einschübe als Indikatoren von intensiven Starkregenereignissen sind nur noch vereinzelt vorhanden (in diesem Fall Lithotyp Sc(M), p bei KM 4738). Geprägt wird die Fazies durch eine komplexe Abfolge von einzelnen *channel*-Sequenzen (Lithotyp Sf, r bei KM 4722-4724 und 4735), Schichtflutsedimenten (Lithotyp Sf(M), p bei KM 4715-4720 und 4729-4733) und *waning flow*-Ablagerungen (Lithotypen M(Sf), h bei KM 4726-29 und 4737-36; Sf(M), r bei KM 4712-14 und 4726-27 und M, r bei KM 4720-21).

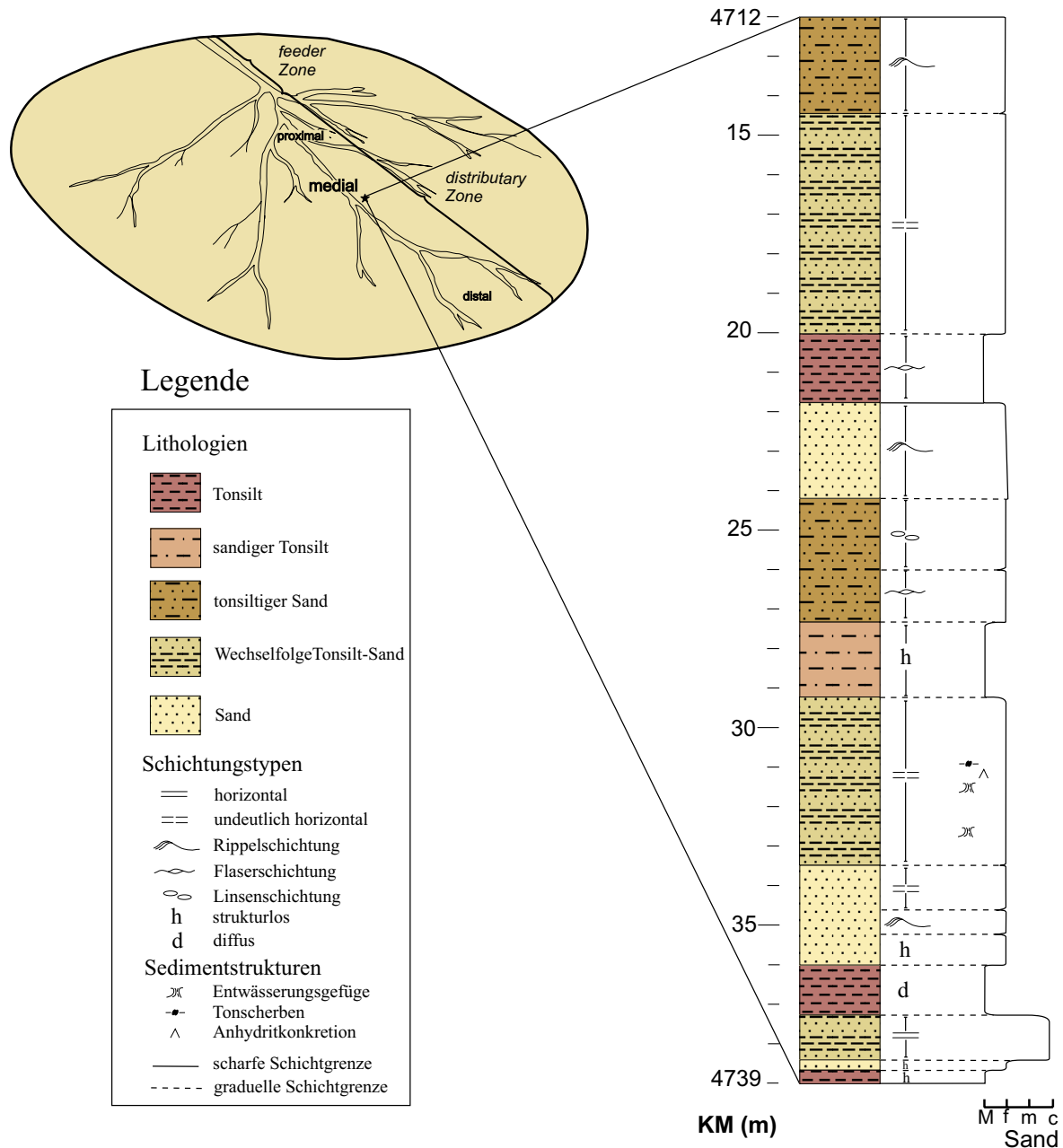


Abb. 4.3: Aufgenommenes Kernprofil aus der Bohrung Stavenhagen 1/76 aus der medialen *distributary* Zone des Terminal Fan Subenvironments (Korngrößen: M= Tonsilt, f= Feinsand, m= Mittelsand, c= Grobsand).

Die Mächtigkeiten einzelner *channel*-Sequenzen innerhalb dieser Fazies schwanken stark, erreichen aber nicht mehr als 3 m. Ablagerungen eines Schichtflutereignisses sind in den untersuchten Profilen in der Regel deutlich unter 2 m hoch und nur in Ausnahmefällen mächtiger. Als Anhaltspunkt für die lateralen Ausmaße eines Schichtflutereignisses können die Angaben von KELLY & OLSEN (1993) von weniger als 100 m Breite auch für die hier bearbeiteten Profilabschnitte als Maßstab angenommen werden.

Wichtigste Merkmale für die Ansprache der Sandsteinsequenzen als Schichtflutsedimente sind im vorliegenden Fall die Schichtungsmerkmale des niedrig- bis sehr niedrigenergie-

tischen Milieus (Flaser- oder Rippelschichtung, wellige und kleinskalige Schrägschichtungssets), sowie die Anordnung der Schichten (intensive bis laminare Wechselfolgen von Sand mit Ton-/Tonsiltsteinen). Weitere wichtige Merkmale sind in den bearbeiteten Profilabschnitten Trockenrisse in Tonsiltlagen und Tonscherben als Indikatoren von periodischem Austrocknen und teilweiser Wiederaufarbeitung.

Vereinzelt zwischengelagert sind bereits Sedimente der *basinal Zone*, die nicht primären fluviatilen Ursprungs sind (z.B. Lithotyp Sf(M), l bei KM 4725). Sie zeigen Phasen der relativen Ruhe im Sinne von nachlassender fluviatiler Aktivität an. Ihre Entstehung wird in Kap. 4.2.3 ausführlich beschrieben. Gelegentlich wurden in einigen Bohrungen auch Ablagerungen von ephemeren Seen innerhalb dieser Fazieszone angetroffen (Lithotyp M(Sf), p).

Distale *distributary Zone*

Der in Abbildung 4.4 dargestellte Abschnitt aus der Bohrung Schwaan 1/76 zeigt eine Wechselfolge von tonsiltigen Sedimenten und sandig-tonigen Schichtflutablagerungen. Letztere heben sich im Profil deutlich als meist rippel-, flaser- oder kleinskalig-schrägschichtete, einstöckige Sandsteinsequenzen (z.B. Lithotypen Sf, r bei KM 5216 –18, 5232-34 und 5235-37; Sf(M), r bei KM 5230 und 5232) oder als typische *fining upward*-Sequenzen (z.B. Lithotypen M(Sf), r bei KM 5218-20 und M, r bei 5234-35) hervor. Sie repräsentieren einzelne terminale Schichtfluten (*waning flows*). Wichtige Merkmale sind auch das Auftreten von Trockenrissen, Deformationsgefügen an Tonsilt-Sand Kontakten (Konvolutionen) und Tonscherben.

Zwischengeschaltet sind bis zu 10 m mächtige Ablagerungen der *basinal Zone*, die lange Perioden ohne fluviatile Aktivitäten anzeigen (z. B. Lithotyp M, l bei KM 5222-30). Auf deren Genese wird in Kap. 4.2.4 ausführlich eingegangen.

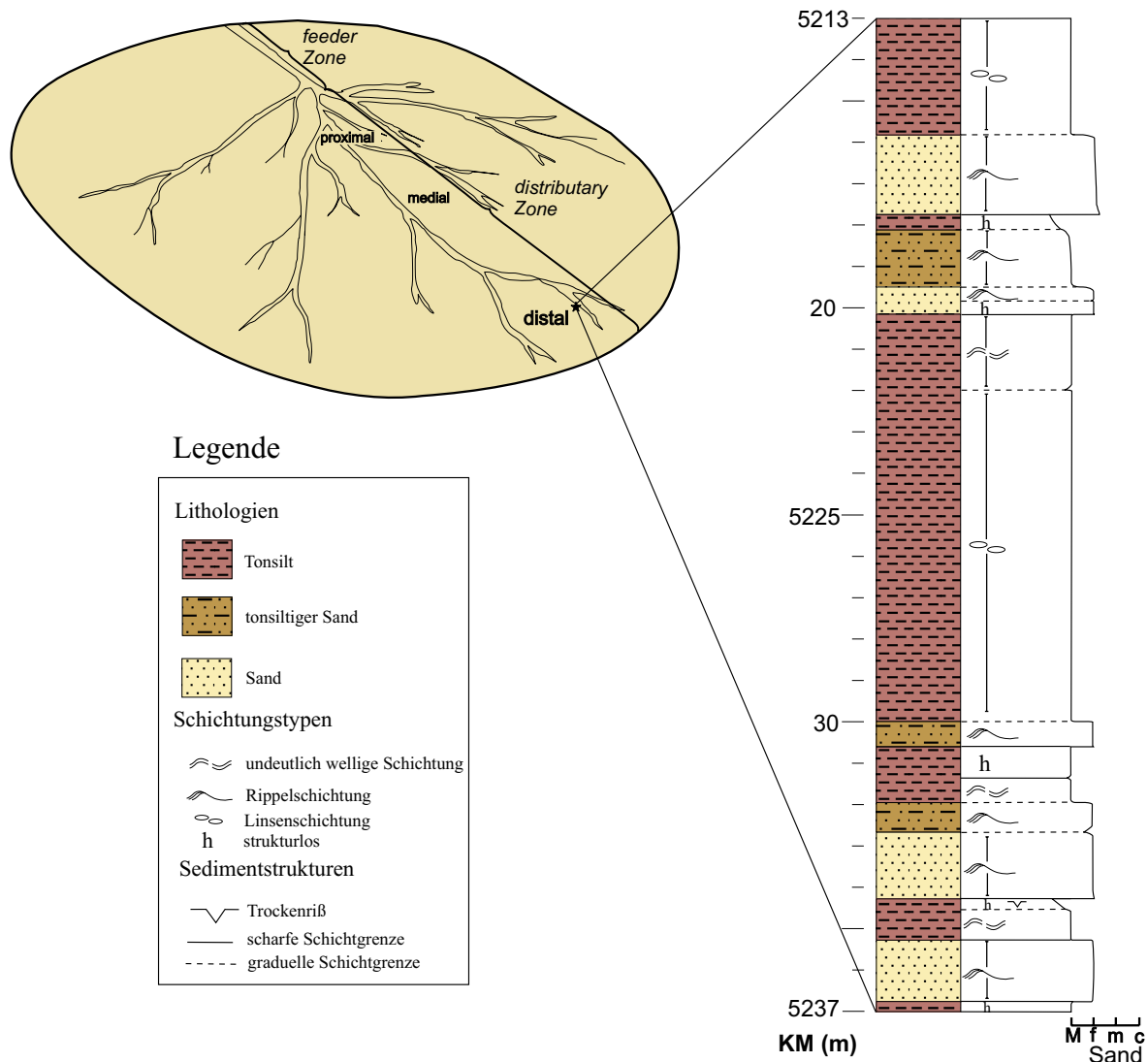


Abb. 4.4: Profilabschnitt aus der distalen *distributary* Zone des Terminal Fan Subenvironments von der Bohrung Schwaan 1/76 (Korngrößen: M= Tonsilt, f= Feinsand, m= Mittelsand, c= Grobsand).

Der beschriebene Profilabschnitt ist charakteristisch für die distale *distributary* Zone des Terminal Fan-Subenvironments im NEDB. Dieser Bereich ist die niedrigenergetischste Zone der Terminal Fan-Systeme in den bearbeiteten Profilen. Der Übergang vom medialen Bereich ist fließend und ohne klare Grenze. Das markanteste Merkmal der distalen Zone ist das weitgehende Fehlen von kanalisiert fluviatilen Sequenzen. Vielmehr ist diese Fazies durch nur noch vereinzelt Vordringen von Schichtfluten auf einer sehr flachen Ebene gekennzeichnet.

Basinal Zone

Als *basinal* Zone wird der Bereich definiert, in den der Terminal Fan temporär vordringt und durch diesen noch deutlich beeinflusst wird. Es kann sich dabei um verschiedene Sub-

environments handeln, wie etwa ein alluviales Überschwemmungsbecken, eine Tonebene (Mud Flat) oder ein Erg (KELLY & OLSEN 1993). Im Untersuchungsgebiet ist die *basinal* Zone identisch mit dem im Kap. 4.2.3 beschriebenen Mud Flat-Subenvironment. Eine Untergliederung ist im vorliegenden Fall nicht sinnvoll, da aufgrund der stark schwankenden, periodischen Einschübe der distalsten Terminal Fan-Sedimente eindeutige Kriterien nicht gefunden werden können.

4.2.2.2 Ephemere Überschwemmungsebene

Der Unterschied zwischen Terminal Fan und ephemerer Überschwemmungsebene liegt vor allem in der Definition, zeigen doch beide Subenvironments fast identische Lithotypenassoziationen. Die Definition der ephemeren Überschwemmungsebene nach HARDIE ET AL. (1978) ist allgemeiner und neutraler gefaßt und bezieht sich mehr auf den generellen Trend der Abnahme der fluviatilen Transportenergie mit zunehmender Entfernung vom Hinterland. Dieser zeigt sich in der lateralen, dreigeteilten Gliederung der Überschwemmungsebene in einen proximalen, medialen und distalen Bereich. Die jeweiligen charakteristischen Lithotypenassoziationen in den bearbeiteten Profilen entsprechen denen der vorher beschriebenen Terminal Fan-Fazies.

In der vorliegenden Studie lassen sich aufgrund der paläogeographischen Situation in der Elbe-Subgruppe einzelne Liefergebiete sowie ein durchgängiges Ablagerungssystem mit lateraler Gliederung häufig nicht mehr aushalten. Dementsprechend ist die allgemeinere Ansprache als ephemere Überschwemmungsebene vorteilhafter.

4.2.3 Mud Flat

Die häufigsten Vertreter des Mud Flat-Subenvironments in den untersuchten Profilen sind die bis zu mehrere Dekameter mächtigen Lithotypen Sf(M), l, M(Sf), l und M, l, die als gemeinsames Hauptmerkmal eine irreguläre bis diffuse, linsenschichtige Wechsellagerung von Sand und Tonsilt aufweisen. Die Genese dieser Gesteine ist durch das Zusammenspiel einer Reihe von verschiedenen Mechanismen gekennzeichnet.

In Anbetracht der Größe des NEDB, der geringen internen Morphologie, der ab der Mirow-Formation stattfindenden weiträumigen Subsidenz und des generell ariden Klimas ist die Sedimentation an Salzkrusten als der wichtigste akkumulierende Prozeß anzunehmen (Abb. 4.5).

Die Salzkrusten (überwiegend Halit) bilden sich im wesentlichen als Effloreszenz- oder Präzipitationskrusten (GOODALL ET AL. 2000). Letztere entstehen bei der progressiven Verdunstung von periodischen, stehenden Gewässern (*ponds*). Zunächst bilden sich die

Salzkristalle in den immer konzentrierteren Laugen an der Wasseroberfläche, bevor sie dann absinken und am Boden geschichtete Krusten bilden.

Die Effloreszenzkrusten entstehen direkt durch Ausfällung von Salzen auf den Sedimentkörnern als Folge der Verdunstung von kapillar aufgestiegenem salzigem Grundwasser, niedergeschlagenen Tauwässern, meteorischen Wässern oder Ozeangischt. Die Salzkristalle wachsen dabei entweder direkt an der Luft-Sediment Grenzfläche oder innerhalb der Porenräume und erzeugen eine Vielzahl von verschiedenartig strukturierten Oberflächen in Formen und Größen (SMOOT & CASTENS-SEIDELL 1994), deren genaue Genese letztendlich noch

nicht geklärt ist (GOODALL ET AL. 2000). Nach LOWENSTEIN & HARDIE (1985) können beide Krustentypen zeitgleich auftreten, wenn sich Präzipitationskrusten direkt an und in stehenden Wasserkörpern bilden und Effloreszenzkrusten in den umgebenden Ebenen am Kontakt Luft-Sedimentoberfläche entstehen.

Die Salzkristalle haben einen dünnen hygroskopischen Wasserfilm auf ihrer Oberfläche, an dem windtransportierter Staub haften bleiben kann (Adhäsion). An der reliefierten Sedimentoberfläche und durch Lösung des Halits im Sediment entstehen Hohlräume, die als Sedimentfallen (*lag deposits*) äolisch antransportiertes Material (Sand, Silt) einfangen können (Abb. 4.5). Die Salzkrusten selber bleiben in der Regel nicht erhalten. Das Resultat ist meist eine irreguläre oder diskontinuierliche linsenschichtige Wechsellagerung oder Lamination von schlecht sortierten, sandigen Tonsiltsteinen mit überwiegend feinsandigen bis selten siltigen, tonfreien Linsen der Lithotypen Sf(M), l, M(Sf), l und M, l. Häufig zeigen sich auch starke graduelle Übergänge zwischen diesen drei Lithotypen. Das liegt vor allem an den schwankenden Mengen angewehten Materials, unterschiedlichen Salzkrustentypen und variierendem Grundwasserspiegel. Vor allem die Morphologie der Salzkrusten kann dabei auch lateral starke Unterschiede aufweisen (GOODALL ET AL. 2000).

Die Sand- oder Siltlinsen in den untersuchten Profilen können unterschiedliche Formen und interne Strukturen aufzeigen. Schrägschichtungsmerkmale innerhalb der Sandlinsen

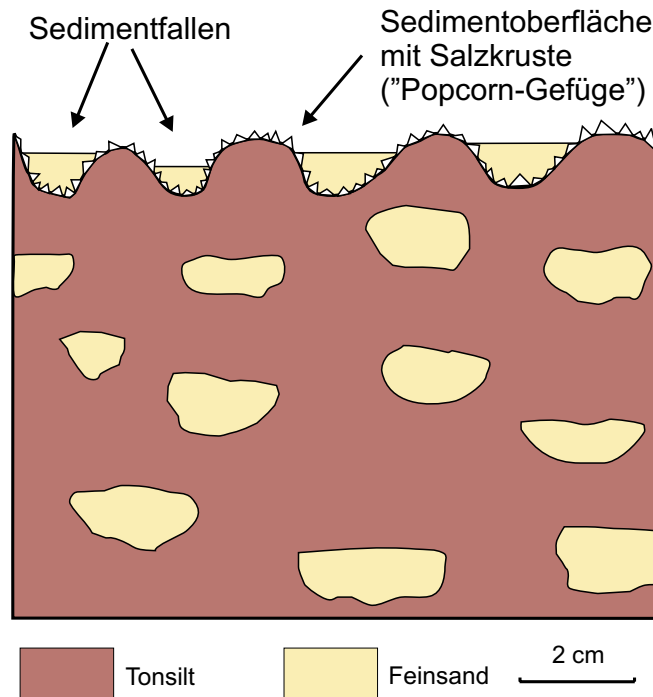


Abb. 4.5: Schematische Darstellung der Sedimentakkumulation an Salzkrusten (nach SMOOT & CASTENS-SEIDELL 1994).

wurden in der vorliegenden Studie nicht gefunden. Wahrscheinlich waren die Hohlräume innerhalb der Salzkrusten nicht groß genug, um eine interne Schichtung zu erzeugen (z.B. Füllung durch *grain-fall*). Zudem kann wiederholtes Schrumpfen und Quellen der Salzkristalle einen großen Teil der primären Sedimentstrukturen zerstören (Haloturbation).

Adhäsionsstrukturen, die nicht evaporativen Ursprungs sind, wie z.B. Adhäsionsrippel, Pseudocrosslamination, quasi-planare Adhäsionslamination und Adhäsionswarzen (REINECK 1955, NAGTEGAAL 1973, KOCUREK & FIELDER 1982, GOODALL ET AL. 2000) sind innerhalb der Sedimente des NEDB kaum zu beobachten, da sie durch den generell sehr hohen Gehalt an Tonsilt und der starken sekundären Überprägung verdeckt werden. Sie werden ausführlicher im Kap. 4.2.4 (zum Sand Flat-Subenvironment) beschrieben.

Gelegentlich zu beobachten sind einzelne oder mehrere Tonlaminae an der Basis oder innerhalb der Linsen, die entstehen, wenn Regen oder Überflutungen die Salzkrusten auflösen und das feine Material am Grund der Hohlräume sedimentiert.

Ein salinares Milieu wird durch das nur seltene Auftreten von Trockenrissen und durch Pseudomorphosen von vermutlich Hämatit nach Hallit bestätigt (Abb. 10.28 Anhang A, S. A-22). Die obersten Millimeter der Sedimentoberfläche sind regelrecht mit Salzen zementiert, so daß sich Trockenrisse erst gar nicht bilden können. Dabei bleiben einzelne kubische Halitkristalle erhalten und werden erst sekundär durch Grundwasser oder Fluide aufgelöst. In den verbleibenden kubischen Hohlräumen bildeten sich hämatitische bis limonitische Aggregate.

Charakteristisch für die Sedimente des Mud Flat-Subenvironments im Untersuchungsgebiet ist das lagen- bis abschnittsweise Auftreten von Konkretionen von Anhydrit und nur untergeordnet von Calcit. Vereinzelt kommen sogar bis zu 10 cm mächtige, reine Anhydritlagen vor. Es handelt sich hierbei wahrscheinlich um ehemalige Gipskristallaggregate, die im Zuge der Versenkungsgeschichte in Anhydrit umgewandelt wurden. Intern auftretende Tonlaminae weisen auf ein Zusammenwachsen unterschiedlicher Konkretionen hin (siehe auch Foto zur Sand Flat in Abb. 4.7, S. 63). Nach GEBHARDT (1994) bildeten sich die Anhydritkonkretionen aus ehemaligen „Wüstenrosen“, die hohe Grundwasserstände anzeigen. MACHEL (1993) sieht allerdings in der Anwesenheit von Konkretionen kein signifikantes Indiz für das Paläoenvironment. *Subsurface*-Studien an devonischen Sedimenten der Leduc Formation (Kanada) zeigten, daß sich Anhydritkonkretionen bis in Versenkungstiefen von 2500-3000 m bilden können.

Fluviatile Sedimentakkumulationen treten innerhalb dieses Subenvironments regelmäßig auf. Diese können zum einen als einzelne Einschübe von randlichen fluviatilen Systemen (distale Terminal Fans/ephemere Überschwemmungsebenen) genetisch angesprochen werden (vor allem während der Mirow- und unteren Dethlingen-Formationen). Daneben erzeugen aber auch Starkregenereignisse Schichtfluten und Tonströme (*mud flows*) inner-

halb des Mud Flat-Subenvironments (hauptsächlich in der oberen Dethlingen- und der Hannover-Formation).

Ebenfalls dem Mud Flat-Subenvironment zugerechnet werden die strukturlosen, homogenen Gesteine der Lithotypen Sf(M), h und M(Sf), h. Die Genese dieser homogenen Lithotypen basiert allerdings auf verschiedenen Prozessen. Wahrscheinlich ist hier ebenfalls eine Akkumulation an schwach reliefierten Effloreszenzkrusten bei nur sehr geringem Sandangebot. Darauf deuten die nur vereinzelt vorhandenen siltig-feinsandigen Linsen und z.T. stark auftretenden Anhydritkonkretionen hin. Diese Sedimente wären dann z.B. durch oberflächliche Überflutungen, oszillierende Seenspiegelschwankungen, variierende Grundwasserstände oder Haloturbationen sekundär überprägt und homogenisiert worden. Eine Sonderstellung nimmt der homogene Tonsiltstein (Lithotyp M, h) ein, dessen Genese nur indirekt sicher angesprochen werden kann. KIERSNOWSKI (1999, pers. frdl. Mitt.) interpretiert ähnliche Abfolgen im Rotliegenden des Polnischen Beckens als homogenisierte Schichtfluten. Beim Auftreten des Lithotyps M, h in den untersuchten Profilen innerhalb fluviatil dominierter Sequenzen trifft diese Genese auch auf weite Teile des NEDB zu.

GEBHARDT (1994) spricht zumindest die beckenzentralen, rein tonsiltigen homogenen Gesteine als Seeablagerungen an. Da in den eigenen Profilen in den liefergebietsfernen, beckenzentralen Profilen ebenfalls homogene Tonsiltsteine dominant auftreten und gelegentlich auch in Wechsellagerung mit den Sedimenten des *Playa* See-Subenvironments vorkommen, ist aber sowohl von Salzkrusten als auch vom ephemeren/perennierenden See als Akkumulationsprozeß auszugehen (vgl. Kap. 4.2.5).

In einigen Bohrungen treten innerhalb der Mud Flat-Profile bis zu 1,7 m mächtige, gut bis sehr gut sortierte Feinsandsteine auf, die als wesentliches Merkmal eine diffuse bis irreguläre Textur oder wellig bis flaserig angeordnete Tonlaminae aufweisen (Lithotyp Sf, d, Abb. 10.9 Anhang A, S. A-13). Diese Lagen werden als äolisch antransportierte Schichtsande (*sheet sands*) angesprochen, deren Akkumulation höchstwahrscheinlich auf die Bildung von *salt ridges* zurückzuführen ist. Das Prinzip der Entstehung von *salt ridges* in einem sanddominierten Environment ist nach FRYBERGER ET AL. (1983, 1984) dem von Effloreszenzkrusten sehr ähnlich und kann in der vorliegenden Arbeit auch für weite Teile der Mud Flat-Sedimente nicht gänzlich ausgeschlossen werden. Im folgenden Kapitel wird die Genese von *salt ridges* ausführlich besprochen.

4.2.4 Sand Flat

Die Sedimente des Sand Flat-Subenvironment sind durch die generell sand-dominierten Lithologien mit durchgehend irregulär laminierten, linsig-geschichteten oder diffusen Texturen der Lithotypen Sf, 1, Sf, d und auch Sf(M), 1 gekennzeichnet. Ähnlich dem Mud Flat-Subenvironment spielen hier verschiedene Mechanismen bei der Genese der Sedimente eine wichtige Rolle. Der wichtigste Prozeß ist die Sedimentakkumulation an den Salzkrusten der *salt ridges*.

Nach FRYBERGER ET AL. (1983, 1984) entstehen die *salt ridges* an der Sedimentoberfläche als Folge der Verdunstung von kapillar aufsteigendem salzhaltigem Grundwasser (Abb. 4.6). Die obersten Millimeter Sand werden dabei komplett mit Salz (in der Regel Halit) zementiert. Durch die Expansion beim Salzwachstum wölbt sich die oberste Schicht auf und zerbricht. In die Hohlräume der entstandenen *salt ridges* dringt äolisch antransportierter Sand ein und verfüllt diese. Steigt das Grundwasser weiter kapillar auf, bildet sich auf der neuen Sedimentoberfläche wieder eine salzzementierte Sandlage und der Prozeß wiederholt sich.

An den *salt ridges* kann durch die hygroscopische Wirkung der Salze äolischer Staub adhäsiv gebunden werden, der dann im Sediment als irreguläre oder undeutlich bis wellige Laminae zurückbleibt. Das Resultat ist eine irreguläre, diffuse, linsig-flaserige Schichtung oder Lamination in den Sandsteinen.

Eine Besonderheit innerhalb dieses Subenvironments stellt der Lithotyp Sc(Sf), 1 dar, der in fast allen Bohrungen angetroffen wurde und dessen charakteristische Merkmale sowohl in einzeln verstreuten Grob- bis Mittelsandkörnern, als auch in irregulär angeordneten Linsen mit Grob- bis Mittelsand bestehen (Abb. 10.7, Anhang A, S. A-12). Hierbei handelt es sich vermutlich um klastisches Material, das über die Ebene vom Wind rollend oder durch Saltation antransportiert wurde. Zudem treten stark verwaschene Schichten vom Lithotyp Sc(Sf), 1 gelegentlich auch in Wechsellagerung zum Lithotyp Sf, 1 auf. Daraus kann ebenfalls ein periodischer aquatischer Eintrag als unkanalisierte Schichtfluten auf der sehr flache Sandebene abgeleitet werden, die sekundär (äolisch) überprägt wurden.

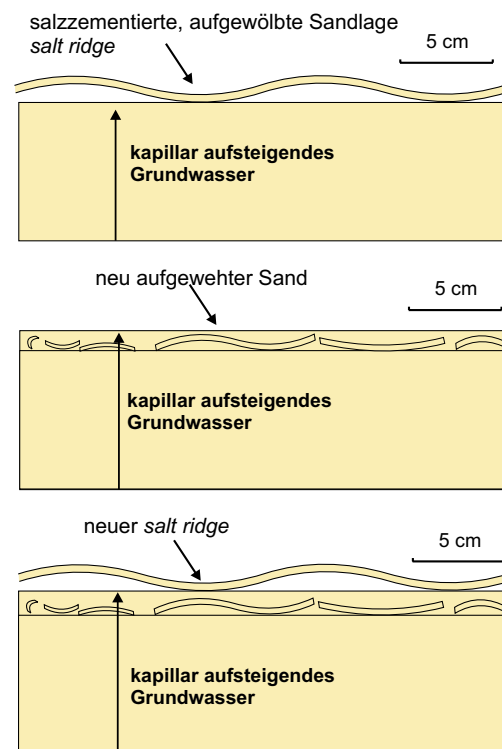


Abb. 4.6: Prinzip der Bildung von *salt ridges* nach FRYBERGER ET AL. (1983, 1984).

Konkretionen von Anhydrit kommen innerhalb der Schichten des Sand Flat-Subenviro- nments viel seltener vor als in denen der Mud Flat, können dann aber kernfüllend bis zu einem Meter Mächtigkeit auftreten (Abb. 10.25 Anhang A, S. A-20).

Neben den beschriebenen evaporativen Adhäsionsstrukturen in den Ablagerungen der Sand Flat sind auch untergeordnet Strukturen von nicht evaporativer Adhäsion im NEDB zu beobachten, die eine Sedimentakkumulation an temporär salzfreien, feuchten Ober- flächen belegen. Die folgende Abbildung (Abb. 4.7) veranschaulicht typische Merkmale für evaporative und nicht evaporative Adhäsion, die in einer engen Wechselfolge auftreten und in der Bohrung Penzlin 1/75 bei KM 5270,2 beobachtet wurden.

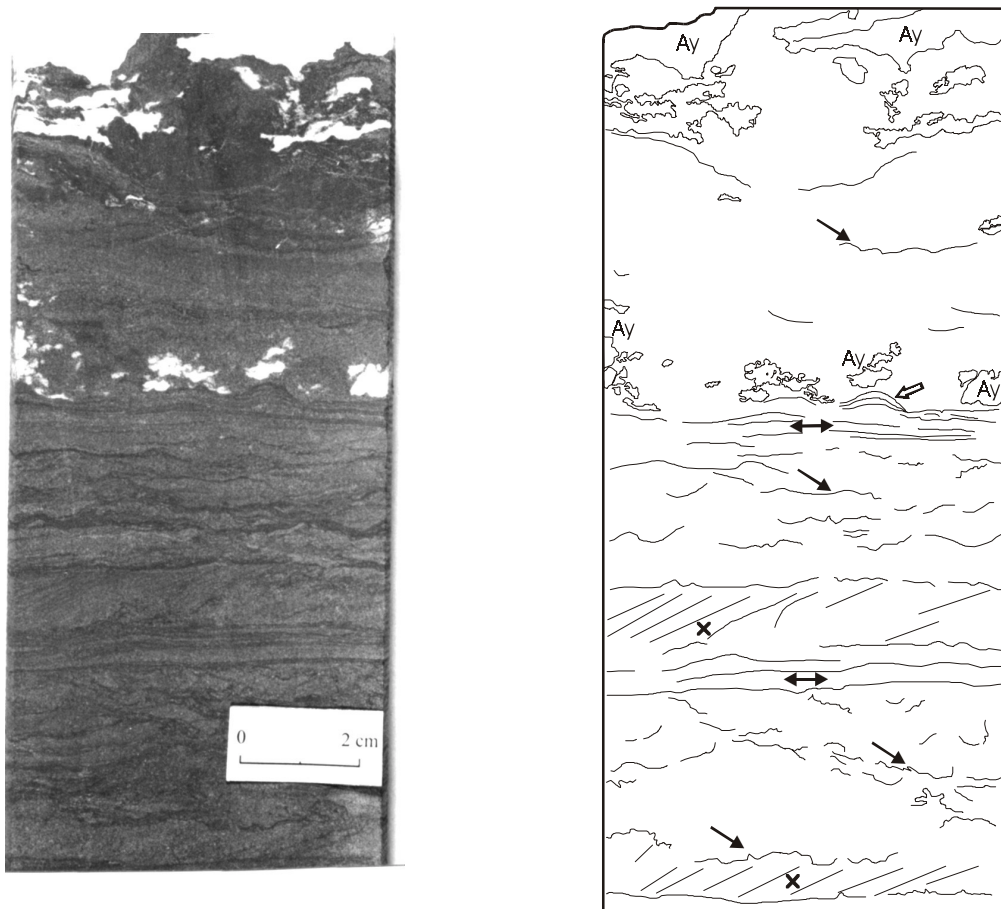


Abb. 4.7: Charakteristische evaporative und nicht evaporative Sedimentationsmerkmale am Lithotyp Sf, 1 des Salt Flat-Subenvironments (Bohrung Penzlin 1/75 bei KM 5270,2). Deutlich zu sehen sind die irregulär angeordneten Tonsiltlaminae der Salzkrusten (schwarze Pfeile). Außergewöhnlich sind die kleinskaligen Pseudoschrägschichtungssets (mit einem „x“ markiert), die an salzfreien Adhäsionsrippeln entstanden sind. Ferner zu sehen sind Anhydritkonkretionen (Ay), planare Adhäsionslamination (Doppelpfeile) und *vertically climbing adhesion ripples* (weißer Pfeil).

Charakteristisch für die Akkumulation an Salzkrusten sind in diesem Lithotyp die irregulär angeordneten, diffusen Laminae von Tonsilt (Ab. 4.7: schwarze Pfeile), die als adhäsiv

gebundener Staub den Verlauf der ehemaligen Salzkrusten nachzeichnen (*evaporitic adhesion structures*).

Angedeutet werden in dieser Probe kleinskalige Pseudoschräglaminationssets (in Abb. 4.7 mit einem „x“ markiert), die nicht fluviatilen Ursprungs sind und als nicht evaporative Adhäsionsstrukturen angesprochen werden. Sie entstehen an Adhäsionsrippeln, die sich auf einer salzfreien und konstant feucht gehaltenen, sehr glatten Sedimentoberfläche bilden. Diese Strukturen haben generell ein geringes Erhaltungspotential, da nachfolgende Salzkrustenbildungen bei schon geringem Nachlassen an kapillar aufsteigendem Grundwasser die labilen Strukturen zerstören bzw. überprägen können.

Deutlich zu sehen sind auch sehr feine und leicht gestörte, quasi-planare Adhäsionslaminationen (Abb. 4.7: horizontale Doppelpfeile). Diese entstehen, wenn die Menge an kapillar aufsteigendem Grundwasser für die Bildung von Adhäsionsrippeln auf der salzfreien, feuchten Sedimentoberfläche nicht ausreicht.

Leider nur angedeutet werden in dieser Probe die *vertically climbing adhesion ripples* oder auch Adhäsionswarzen (Abb. 4.7: weißer Pfeil). Nach REINECK (1955) und KOCUREK & FIELDER (1982) bilden sich diese Strukturen auf einer salzfreien feuchten Ebene, wo starke, sehr variable Winde zu einer vertikalen Akkretion von Sand, Silt und Ton führen. Nach GOODALL ET AL. (2000) sind es Strukturen von sehr steilen adhäsiven Pseudoschräglaminationen an Adhäsionsrippeln, die z.B. rezent in der Sabkhat Matti (Saudi Arabien) anzutreffen sind. Bei sehr schnellem und starkem Anstieg in der Menge von kapillar aufsteigendem Grundwasser werden die Pseudoschräglaminationen so steil, daß eine vertikale Akkumulation stattfindet. Die Schräglaminationen gehen verloren und werden durch annähernd horizontale, domförmige Laminae ersetzt. Diese Struktur aus der Abbildung 4.7 zeigt somit einen schnell steigenden, hohen Grundwasserspiegel an.

Ebenfalls zu sehen ist eine interne Tonlamina in der großen Anhydritkonkretion (Abb. 4.7 am obersten Bildrand), die auf das Zusammenwachsen von mehreren Konkretionen hinweist. Zumindest für den hier dargestellten Abschnitt kann ein oszillierender Grundwasserspiegel innerhalb der Sand Flat Sedimentation nachgewiesen werden. Generell treten jedoch die nicht evaporativen Adhäsionsstrukturen nur selten innerhalb des Lithotyps Sf, 1 auf. Das liegt zum einen an ihren geringen Erhaltungspotentialen (Deflation bei wieder fallendem Grundwasserspiegel, Überprägung durch nachfolgende Salzkrusten) und zum anderen am dominant wirkenden Akkumulationsprozeß an Salzkrusten (*salt ridges*) im Sand Flat-Subenvironment.

4.2.5 Playa See

Dem Playa See-Subenvironment werden die Sedimente zugeordnet, die in einem stehenden Gewässer abgelagert wurden. Dabei wird nicht unterschieden, ob es sich um einen geschlossenen, zentralen See oder um einzelne, in lokalen Senken entstandene Gewässer handelt. Ebenso kann der Charakter der Seen (perennierend oder ephemere) im Arbeitsgebiet nicht immer mit Sicherheit bestimmt werden. Dazu fehlt die laterale Kontrolle und Korrelierbarkeit mit beckenzentralen Sedimenten aufgrund der geringen Bohrungsdichte.

Die typischen Vertreter der lakustrinen Fazies in den untersuchten Profilen sind laminierte bis homogene, karbonatische Tonsteine, deren Farben von rotbraun über grün-grau bis schwarz stark variieren (Lithotyp M, p, Abb. 10.20 im Anhang A, S. A-18). In deutlich laminierten Abschnitten können sich zudem klastische, tonige Laminae mit karbonatischen abwechseln. Hierbei handelt es sich um Seeablagerungen bei konstant ruhigen Bedingungen unterhalb der Wellenbasis (± 10 m). Die Farben zeigen ein zumindest zeitweilig reduzierendes Milieu an. Das klastische Material wurde überwiegend als äolischer Staub in das stehende Gewässer und nur untergeordnet durch *mud flows* eingetragen. Die karbonatischen Laminae repräsentieren Perioden, in denen der Eintrag ausblieb. Häufig zu beobachten ist eine Wechsellagerung der lakustrinen Sedimente mit den Ablagerungen des Mud Flat-Subenvironments, die auf einen oszillierenden Seenspiegel hinweisen. Gesteuert werden diese Schwankungen hauptsächlich durch Klimaänderungen, die auf die Höhe des Grundwasserspiegels im NEDB einwirken (GEBHARDT 1994, GAST 1995, GAST ET AL. 1998). Nennenswerte großräumige Änderungen des Seenspiegelstandes durch oberflächliche, perennierende fluviatile Zuflüsse sind in dem bearbeiteten Gebiet wegen des generellen ariden Klimas und der Weitläufigkeit des NEDB auszuschließen. Allerdings treten untergeordnet die intensiven bis laminaren Wechsellagen von laminierten bis homogenen, rotbraunen Tonsteinen mit strukturlosen siltig-feinsandig bis grobsandigen klastischen Schichten der Lithotypen M(Sf), p und Sc(M), p auf. Sie repräsentieren aquatischen Eintrag durch Schichtfluten in ein stehendes Gewässer. Dabei handelt es sich aber eher um kleinräumige, ephemere Seen innerhalb des Terminal Fan-Subenvironments oder der ephemeren Überschwemmungsebenen. Das eingetragene feinklastische Material wurde dort unter Stillwasserbedingungen sedimentiert. Wellenrippel aus dem Flachwasserbereich, wie sie GAST ET AL. (1998) für den brandenburgischen Raum beschrieb, wurden im Arbeitsgebiet nicht gefunden. Der Grund liegt wahrscheinlich in dem geringen Erhaltungspotential. Bei fallendem Seenspiegel (=Grundwasserspiegel) wurden diese Sedimente im Arbeitsgebiet der Winderosion ausgesetzt.

Der homogene Lithotyp M, h nimmt aufgrund seiner nicht genau definierbaren Genese eine Zwischenstellung zwischen lakustriner und Mud Flat-Fazies ein. Evaporitschichten,

die Seenspiegeltiefstände während Phasen maximaler Trockenheit repräsentieren, wurden im Arbeitsgebiet nicht angetroffen.

4.3 Fossilien

Fossilienfunde waren in den bearbeiteten Profilen insgesamt sehr selten und beschränken sich ausschließlich auf aquatische Faunen innerhalb der Sedimente aus dem Playa See-Subenvironment. Am häufigsten anzutreffen waren Süßwasserquallen der Gattung *Medusina limnica*, die erstmals von MÜLLER (1978a, 1978b) im Rotliegenden beschrieben wurden (Abb. 10.29 im Anhang A S. A-22). Dabei handelt es sich um im Mittel 0,4 cm große, kreisrunde Strukturen, die ein zentrales radialstrahliges Kreuz erkennen lassen. Gelegentlich wurde ein massenhaftes Auftreten in einzelnen Lagen beobachtet. Nach SCHNEIDER ET AL. (1995) und KOZUR (1984) sind die Süßwasserquallen typisch für die schwach evaporitischen Playa-Sedimente des Rotliegenden im NEDB und Mitteleuropas. Allerdings ist kaum etwas über die Lebensweise bekannt, so daß die *Medusina limnica* („problematica“) nicht als faziesindizierendes Fossil verwendet werden kann (MÜLLER 1978a, 1978b). Sie deutet lediglich eine temporäre Aussüßung des Playa See-Subenvironments an.

Des Weiteren wurden noch sehr schlecht erhaltene Conchostracae und, in einem Dünnschliff vom Lithotyp M, p, eine Ostracodenlage entdeckt (Abb. 10.30 im Anhang A S. A-22). Conchostracen sind muschel-ähnliche, zweiklappige Gebilde, die ebenso wie die Ostracoden massenhaft in der Playa See-Fazies des Rotliegenden im NEDB auftreten können. Insgesamt spielen jedoch die Fossilassoziationen des Rotliegenden für die Thematik der vorliegenden Studie eine nur untergeordnete Rolle. Daher sei an dieser Stelle auf die Arbeiten von SCHNEIDER & GEBHARDT (1993) und SCHNEIDER ET AL. (1995) verwiesen.

5 Beschreibung und Interpretation der Bohrprofile

Die im Folgenden verwendeten Teufenangaben variieren zwischen den Angaben von HOTH ET AL. (1993) in m der Tiefe und der als KM bezeichneten Kernmarschteufe aus den bearbeiteten Profilabschnitten. In der nebenstehenden Abbildung (Abb.5.1) sind die Lokationen der in diesem Kapitel beschriebenen Bohrungen aufgeführt. Für die technischen Daten zu den Bohrungen siehe Kapitel 1.2 zur Datenbasis.

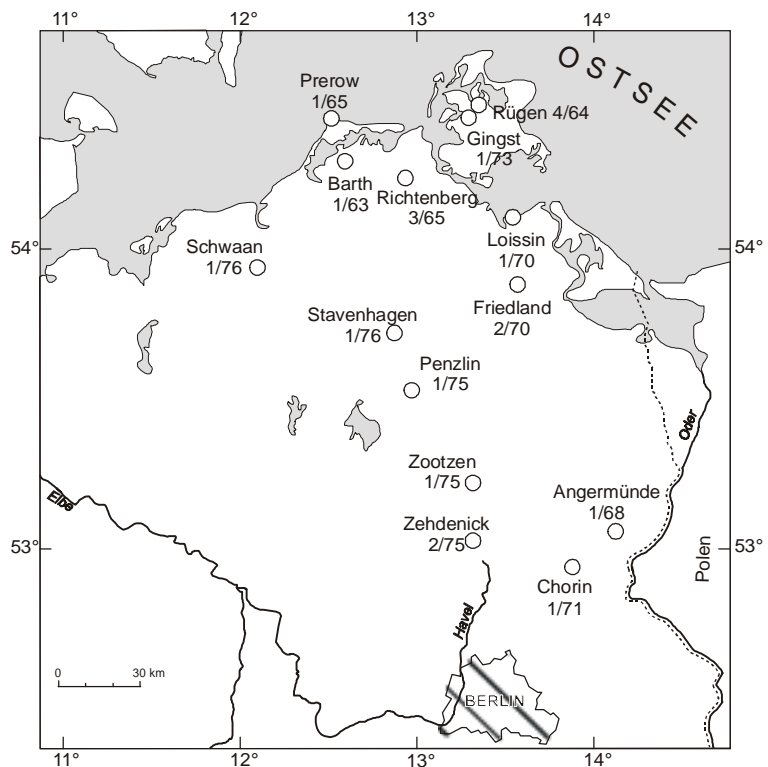


Abb.5.1: Lokationen der bearbeiteten Bohrprofile.

5.1 Mecklenburg-Vorpommern

5.1.1 Barth 1/63

Die Kernmarsch setzt bei KM 3105 mit linsig- geschichteten Tonsiltsteinen des Mud Flat-Subenvirontments ein. Generell wird das durch viele Kernlücken unterbrochene Profil von den tonsiltigen Lithologien der Mud Flat mit stark schwankenden Feinsandgehalten aufgebaut. Auffallend sind lediglich zwei mittel- bis grobsandige Einschübe bei KM 3082,5 - 3080,8 und KM 3015 - 3014,2. Vereinzelt treten daneben noch tonsiltige Feinsandsteine mit fluviatilen Schichtungsmerkmalen auf. Weder die Rotliegend Obergrenze noch die Untergrenze sind gekernt.

Interpretation: Das aufgenommene, sehr lückenhafte feinklastische Profil der Elbe-Subgruppe kann nicht sicher untergliedert werden. Eindeutige Tendenzen innerhalb der faziellen Entwicklung sind nicht erkennbar. Das generelle feinklastische und mit insgesamt 221,2 m stark reduzierte Profil legt die Interpretation als randliche Paläohochlage des NEDB nahe, die erst im Zuge fortschreitender Subsidenz während der Elbe-Subgruppe in die Sedimentation mit einbezogen wurde. Die festgelegte Grenze zur Untergliederung in Hannover- und Dethlingen-Formationen bei KM 3014,2 ist daher eher formaler Natur, da es in Verbindung mit der Subsidenzanalyse der benachbarten Richtenberger Bohrungen die plausibelste Erklärung ist.

5.1.2 Friedland 2/70

Parchim-Formation (3767 m bis KM 3731,5)

Über der ca. 1,7 km mächtigen ignimbritischen und rhyolithischen Serie von Vulkaniten des Permokarbons setzt die Sedimentation der Parchim-Formation bei Teufe 3767 m (HOTH ET AL. 1993) mit einer insgesamt 32 m hohen Abfolge von feinkiesigen, dichtgepackten Konglomeraten des Lithotyps Gf, c ein. Nur vereinzelt sind linsig-geschichtete Grobsandsteine eingeschaltet. Die maximal gemessene Korngröße liegt bei 6 cm. Generell zeigen sich innerhalb der dicht gepackten Konglomerate nur undeutliche Schichtungsgefüge. Die obersten 3 m der Parchim-Schichten bilden linsig-geschichtete Mittelsandsteine mit deutlich oranger Färbung.

Mirow-Formation (KM 3751,5 bis KM 3656, 9)

Die Untergrenze der insgesamt 94,6 m umfassenden Mirow-Formation bildet der Einschub von einem knapp 0,5 m hohen matrix-gestützten feinkiesigen Konglomerat. Im weiteren Verlauf des Profils ist eine deutliche Dominanz von linsig-geschichteten, tonigen Grob- bis Mittelsandsteinen erkennbar, in die vereinzelt planar und kleinskalig schräggeschichtete fluviatile Grobsandsteine eingeschaltet sind. Ganz vereinzelt treten Belastungsmarken an den Schichtuntergrenzen auf. Übergeordnet zeigt die Mirow-Formation einen klaren *fining upward*-Trend bis zu tonigen Feinsandsteinen mit linsig-geschichteten Texturen am Top.

Dethlingen-Formation (KM 3656,9 bis KM 3593,5)

Die Basis der Dethlingen-Formation bei KM 3656,9 markiert ein deutlicher Sprung in der Lithologie zu linsig-geschichteten tonigen Mittel- bis Grobsandsteinen der medialen bis distalen ephemeren Überschwemmungsebenen. Der nur lückenhaft erschlossene Dethlingen-Abschnitt zeigt eine monotone Abfolge von tonigen Mittelsandsteinen mit

linsigen Texturen. Nennenswerte Fazieswechsel sind ebenso wie kanalisierte Sandsteinsequenzen nicht zu beobachten.

Hannover-Formation (KM 3593,5 bis 3510,3 m)

Die Sedimentation der Hannover-Formation setzt bei KM 3593,5 an der Unterkante eines 2,5 m hohen kanalisierten und sehr gut sortierten Feinsandsteinkörpers der medialen ephemeren Überschwemmungsebene ein. Diese Fazies dominiert fast den gesamten Abschnitt und zeigt eine Wechselfolge von fluviatilen Abschnitten und *interchannel*-Sequenzen. Gelegentlich sind Tonscherben und Belastungsmarken zu beobachten.

Interpretation: Das sedimentäre Rotliegend liegt diskordant auf den sauren Vulkaniten des Permokarbons. Ablagerungen der Müritz-Subgruppe fehlen. Die basale Parchim-Formation ist durch die Schüttung moderat- bis niedrigerenergetischer Konglomerate des *braided plain*-Subenvironments gekennzeichnet. Den Top der Parchim-Formation bildet eine nur sehr geringmächtige Abfolge des Sand Flat-Subenvironments. Insgesamt ist die Parchim-Formation mit 35,5 m sehr reduziert und deutet eine randliche Stellung zum Liefergebiet an.

Die Mirow Gesteine zeichnen sich gegenüber denen der liegenden Parchim-Formation durch den Umbau zu fast ausschließlich niedrigerenergetischen, schlecht sortierten fluviatilen Grobsandsteinen aus. Kanalisierte Sandsteinkörper treten nur ganz vereinzelt auf. Daraus läßt sich ein übergeordnet proximales Environment mit nur gering intensiver fluviatiler Aktivität ableiten. Es herrscht überwiegend *interchannel*-Sedimentation bzw. unkanalisierte Schichtflutsedimentation im medialen bis distalen Terminal Fan-Subenvironment vor.

Die Dethlingen-Formation (63,4 m) der Bohrung Friedland 2/70 zeigt ein Phase der relativen Ruhe, gekennzeichnet durch ausschließlich niedrigerenergetische fluviatile und Mud Flat-Sedimentation an. Die Dominanz der mittelkörnigen Sandsteine deutet weiterhin eine relativ proximale Lage zum Liefergebiet an.

Die 83,2 m mächtige Hannover-Formation zeigt gegenüber der liegenden Dethlingen-Formation eine deutliche Zunahme der Häufigkeit und Energie der fluviatilen Ströme. Der generelle grobklastische Charakter der Sedimente belegt auch für die letzte Epoche der Rotliegend-Sedimentation eine proximale Lage zum Liefergebiet. Die Grenze zum Zechstein ist nicht gekernt. Es zeigt sich jedoch bis direkt unter den Übergang (nach Kernmarsch <30 cm) eine deutlich fluviatile Fazies.

Das gesamte Profil der Bohrung Friedland 2/70 ist insgesamt sehr ungewöhnlich und daher schwierig zu interpretieren. Es zeigt sich weder ein übergeordneter *fining upward*-Trend, noch ist ein Nachlassen der fluviatilen Aktivitäten in der Elbe-Subgruppe festzustellen. Zudem ist die räumliche Stellung der Bohrung vor allem während der Havel-Subgruppe

aufgrund der fehlenden lateralen Kontrolle problematisch. Daher ist die hier getroffene Untergliederung in die 4 Formationen des Rotliegenden mit einigen Unsicherheiten behaftet und durchaus diskussionswürdig. Festzuhalten bleibt aber, daß das in der Bohrung Friedland 2/70 durchteufte Profil das gesamte Oberrotliegend 2 repräsentiert.

5.1.3 Gingst 1/73

Das in der Bohrung Gingst 1/73 aufgeschlossene Rotliegend zeigt eine durchgehend schlecht sortierte, feinkiesige, dicht gepackte konglomeratische Abfolge des proximalen *braided plain*-Subenvironments, in die vereinzelt feinsandige Lagen zwischengeschaltet sind. Die maximal gemessene Korngröße am Kern beträgt mindestens 20 cm. In einzelnen Bereichen ist eine zwickelfüllende, poikilotopische Zementation mit Calcit beobachtet worden. Die Klasten zeigen generell angerundete bis ungerundete Kornformen.

Interpretation: Die Einordnung der Bohrung Gingst ist aufgrund des sehr geringmächtigen und rein konglomeratischen, moderat- bis hochenergetischen Profils sehr schwierig. Die randliche geographische Lage des Aufschlusses zur NW-SE streichenden Strelasund Depression könnte auf die Einstufung in die Müritz-Subgruppe bis Parchim-Formation hindeuten. Insgesamt jedoch wird diese Bohrung wegen des wenig aussagekräftigen Profils nur untergeordnet behandelt.

5.1.4 Loissin 1/70

Über lediglich 44 m mächtigen rhyolithischen Effusiva des Permokarbons setzt das Rotliegende bei KM 3241 ohne deutliche Diskordanz ein. Die Grenze zeigt sich im Kern als eine unruhige, wulstige Fläche, über der das Rotliegend mit matrix-gestützten, sehr schlecht sortierten Konglomeraten in *debris flow*-dominierter Alluvial Fan-Fazies beginnt. Die Klasten sind generell ungerundet und die Matrix besteht aus einem unsortierten grobkörnigen Sandstein. Die maximal gemessene Korngröße beträgt am Kern 0,5 m. Vereinzelt zwischenlagernde fluviatile Grobsandsteinschichten belegen eine oberflächliche sekundäre Remobilisierung der Sedimente.

Zwischen KM 2681 und KM 2544, nach WEGENER (1972) bei Teufe 2572 m, erfolgt ein Übergang zu komponenten-gestützten, schlecht sortierten überwiegend feinkiesigen Konglomeraten eines *braided plain*-Ablagerungsraums. Offene Poren, teilweise mit Calcit zementiert, bis 0,5 m hohe gradierte Lagen und deutlich horizontale Einregelungen der Klasten belegen ein sehr hochenergetisches Sedimentationsmilieu. Die maximal gemes-

sene Korngröße liegt bei 7 cm und die Kornformen schwanken zwischen angerundet und kantengerundet.

Interpretation: Die geographische Lage der Bohrung innerhalb der NW-SE streichenden Strelasund Störung sowie die fast 670 m mächtige Abfolge von Alluvial Fan-Sedimenten deuten auf eine sehr proximale Lage zum Liefergebiet ($\ll 20$ km) und auf eine tektonisch generierte Morphologie im Umland hin. Der hangende Übergang zu einer etwa 130 m hohen Serie von *braided plain*-Konglomeraten zeigt einen Anstieg der Menge zur Verfügung stehenden Wassers (feuchteres Klima) bei gleichbleibender, relativer tektonischer Ruhe an. Zeitlich sind die Gesteine der Bohrung Loissin 1/70 aufgrund ihrer geographischen Lage in der NW-SE streichenden Strelasund Depression den Altmark- und Müritz-Subgruppen zuzuordnen (RIEKE ET AL. 2001).

5.1.5 Penzlin 1/75

Parchim-Formation (KM 5472,5 bis KM 5279,4)

Die Parchim-Formation liegt diskordant auf den Effusiva des Permokarbons. Die basale Einheit bildet eine lediglich 1,5 m mächtige, matrix-gestützte feinkiesige Konglomeratlage, die als terminaler Lobus des *braided plain*-Subenvironments angesprochen wird. Überlagernd folgt eine 192,2 m mächtige, monotone Abfolge von linsig-texturierten Sandsteinen des Sand Flat-Subenvironments. Die untersten ca. 25 m sind noch deutlich grobsandig und gehen dann progressiv ab KM 5459 in feinsandige Lithologien über. Dicht unter dem Top der Parchim-Formation zeigen sich erste fluviatil geschichtete Feinsandsteine.

Mirow-Formation (KM 5279,4 bis KM 5042,6)

Die Untergrenze der Mirow-Formation bildet eine ca. 2 m mächtige, großskalig schräggeschichtete, erosive Grobsandsteinsequenz. Zunächst sind nur vereinzelt fluviatile grobsandige Einheiten in die Sand Flat Abfolgen eingeschaltet. Ab KM 5253 setzt diskordant die Schüttung der ausschließlich fluviatilen Mirow-Formation ein. Die untersuchte Kernstrecke kann intern in zwei *fining upward*-Zyklen gegliedert werden. Der untere Zyklus (KM 5253 bis KM 5169,4) geht von basalen Grobklastika der proximalen *distributary* Zone des Terminal Fans zum Hangenden progressiv in mediale *distributary* Fazies über. Bei KM 5169,4 setzt erneut die Schüttung grobklastischer, überwiegend kiesiger Sandsteine der proximalen Zone ein. Im Verlauf des zweiten Zyklusses läßt die fluviatile Energie deutlich nach und zum Top geht die Fazies sukzessiv in die distale *distributary* Zone des Terminal Fan-Subenvironments über.

Dethlingen-Formation (KM 5042,6 bis KM 4748,9)

Die Basis der Dethlingen-Formation bildet die Untergrenze eines nur knapp 2,5 m hohen Einschubes von wechsellagernden Grobsandsteinen und Tonsiltlagen der medialen ephemeren Überschwemmungsebene. Nachfolgend zeichnet sich der progressive Rückgang niedrig energetischer, distaler fluviatiler Abfolgen zugunsten der tonsiltigen Sedimente des Mud Flat-Subenvironments ab. Kanalisierte Sandsteinkörper können nicht beobachtet werden. Ab KM 4908 treten keine zusammenhängenden fluviatilen Sequenzen mehr auf, und in die Mud Flat-Sedimente sind erstmals geringmächtige Playa See-Ablagerungen zwischengeschaltet. Der Anteil der lakustrinen Fazies steigt zum Top der Dethlingen-Formation kontinuierlich an.

Hannover-Formation (KM 4748,9 bis KM 4568)

Die Lithologien der Hannover-Formation sind fast ausschließlich tonsiltig mit variierenden Gehalten an Feinsand. Faziell dominiert die Mud Flat-Fazies in die bis zu 6 m hohe lakustrine Lagen eingeschaltet sind. Diese zeigen neben den laminierten Tonsteinen auch vermehrt laminare Wechselfolgen von Ton und Feinsand/Silt, die auf aquatischen Eintrag klastischen Materials in stehende Wasserkörper hinweisen.

Interpretation: Das Auftreten der sehr geringmächtigen Konglomerate an der Basis des sedimentären Rotliegenden und die hangenden, ca. 200 m mächtigen monofaziellen Sand Flat-Sedimente zeigen einen konstant ruhigen Ablagerungsraum in beckenzentraler Lage während der Parchim-Formation an.

Der Beginn der 236 m mächtigen Mirow-Formation in der Bohrung Penzlin 1/75 wird mit dem ersten Einsetzen von fluviatilen Ablagerungen gleichgesetzt. Genetisch sind die Gesteine fast ausschließlich dem Terminal Fan-Subenvironment zuzuordnen. Schwankungen in der Menge zur Verfügung stehenden Wassers und/oder im Sedimentbudget spiegeln sich in dem Vor- und Zurückziehen des Ablagerungssystems wider (zwei Zyklen). Sedimente nicht fluviatilen Ursprungs sind nur untergeordnet anzutreffen und auf die obersten Bereiche der Mirow-Formation begrenzt.

Mit dem Verlauf der Dethlingen-Formation (ca. 300 m) in der Bohrung Penzlin 1/75 zeigt sich ein fazieller Umbau von noch deutlich fluviatil beeinflussten basalen Abschnitten zu dominierender Mud Flat-Sedimentation mit eingeschalteten lakustrinen Bereichen am Top. Die 180,9 m mächtige Hannover-Formation deutet eine beckenzentrale Sedimentation an, die von dem klimatisch gesteuerten, oszillierenden Grundwasserspiegel des perennierenden Salzsees kontrolliert wird. Das Fehlen von einheitlichen Salzlagen der Trocken-

phasen weist auf eine randliche, nur durch die Hochwasserstände des Sees beeinflusste Lage hin.

5.1.6 Prerow 1/65

Müritz-Subgruppe (2946 m bis 2911,5 m)

Kernmaterial von der basalen Einheit der Bohrung Prerow 1/65 stand nicht zur Verfügung. Nach WEGENER (1972) handelt es sich um eine knapp 35 m mächtige Abfolge von geröllführenden Fein- bis Grobsandsteinen. Die Packungsdichte ist generell sehr gering und die Rundungen der Klasten überwiegend schlecht.

Havel-Subgruppe (2911,5 m bis KM 2836)

Bei 2911,5 m setzt eine nahezu einheitliche, dicht gepackte Konglomeratfolge ein. Intern zeichnen sich sehr unscharf entwickelte, einzelne gradierte Lagen mit bis zu 1 m Mächtigkeit ab. Die Kornformen der Komponenten sind durchgehend angerundet bis gerundet. Vereinzelt zwischengeschaltet sind sehr schlecht sortierte Grobsandsteine mit weniger als 0,5 m Höhe. Die maximale Korngröße gemessen am Kern beträgt 10 cm. Zum Top hin bis KM 2836 nimmt der Anteil an den matrix-gestützten Konglomeraten der überladenen Schichtfluten stetig zu.

Elbe-Subgruppe (KM 2836 bis 2760 m)

Die Elbe-Subgruppe setzt konkordant ab KM 2836 ein. Die Sedimente bestehen im Wesentlichen aus sehr schlecht sortierten Grob- und Mittelsandsteinen mit den nur untergeordnet hochenergetischen Schichtungsmerkmalen einer proximalen fluviatilen Fazies. Regelmäßig zwischengelagert sind bis zu 1 m mächtige, meist unscharf abgegrenzte, dicht gepackte, feinkiesige Konglomeratlagen. Bei KM 2764 zeigt sich mit graduellen Übergang eine faziesunabhängige gräuliche Bleichung der Gesteine.

Interpretation: Die Lage der Bohrung Prerow 1/65 innerhalb der NW-SE streichenden Strelasund Depression macht eine Zuordnung der basalen, 76 m umfassenden Abfolge in die Müritz-Subgruppe wahrscheinlich. Faziell werden diese Abfolgen als *alluvial cones*, bzw. schwachenergetische Überschwemmungsebenen interpretiert (RIEKE ET AL. 2001).

Bei dem 75,5 m mächtigen Profilabschnitt der Havel-Subgruppe handelt es sich um ein moderat- bis niedrigergetisches, verzweigtes Stromsystem, das auf eine Prä-Havel angelegte Senke mit relativ flachem Relief vorrückte.

Die der Elbe-Subgruppe zugeordneten Abfolgen (76 m) der Bohrung Prerow 1/65 zeigen eine durchgehende proximale fluviatile, moderatenergetische Fazies der ephemeren Über-

schwemmungsebene an. Die obersten ca. 4 m des Profils werden als Grauliegendes angesprochen und deuten bei gleichbleibender Fazies eine sekundäre Bleichung durch reduzierende Fluide aus dem überlagernden Zechstein an.

5.1.7 Richtenberg 3/65

Dethlingen-Formation (ab 2859 m mit ca. 100 m)

Über den sauren Effusiva des Permokarbons setzt das sedimentäre Rotliegend mit basalen Konglomeraten ein, die dann progressiv in eine Sandstein-Siltstein Wechselfolge übergehen.

Hannover-Formation (ab ca. 2760 m bis 2655,1 m)

Das nur sehr lückenhaft aufgeschlossene Hannover-Profil vermittelt den Eindruck eines stark fluviatil geprägten Faziesraums. Die wenigen Kernmeter weisen eine deutliche Wechsellagerung von linsig-texturierten und fluviatil geschichteten tonigen Feinsandsteinen mit eingeschalteten, bis zu 1 m mächtigen, Grob- und Mittelsandsteinen mit stark variierenden Texturen auf. Damit ist eine distale und mediale Fazies der ephemeren Überschwemmungsebene in der Bohrung Richtenberg 3/65 bis kurz unter die Zechsteingrenze (ca. 6 m) nachgewiesen.

5.1.8 Schwaan 1/76

Müritz-Subgruppe (5786 m bis KM 5609,2)

Das Profil der Müritz-Subgruppe zeigt eine Wechselfolge von überwiegend tonsiltigen Mud Flat-Sedimenten mit fluviatilen Feinsandsteinen medialer und distaler ephemeren Überschwemmungsebenen. Dabei zeigen die Feinsandsteine überwiegend gute bis sehr gute Sortierungen und niedrigerenergetische Schichtungstypen. Bemerkenswert sind noch bis zu 1 m hohe Trockenrisse in den fast reinen Tonsteinen der Mud Flat-Sedimente.

Vereinzelt sind im Profil der Müritz-Subgruppe laminierte Tonsteine als Vertreter lakustriner Fazies anzutreffen.

Parchim-Formation (KM 5609,2 bis KM 5509,5)

Die Parchim-Formation der Bohrung Schwaan 1/76 setzt diskordant über lakustrinen Tonsteinen der obersten Müritz-Subgruppe mit einer Schüttung von ca. 80 m, überwiegend feinkiesigen, dicht gepackten, massigen Konglomeraten verzweigter Flußläufe ein. Die

Rundungsgrade liegen zwischen angerundet und gerundet, und interne Texturierungen sind auf sehr undeutlich entwickelte gradierte Lagen (<20 cm) begrenzt. Die letzten 2 m dieses Schichtpakets zeigen deutlich matrix-gestützte Texturen an. Bei KM 5530 folgt ein scharfer Übergang zu den sehr schlecht sortierten Grobsandsteinen der Sand Flat-Fazies. Innerhalb dieser 20,5 m hohen Abfolge zeichnet sich eine deutliche Reduktion der Korngrößen zu sandig-tonsiltingen Lithologien am Top ab.

Mirow-Formation (KM 5509,5 bis KM 5176,4)

Die initiale Phase der Mirow-Formation bei KM 5509,5 wird von der Ablagerung einer knapp 8 m hohen Abfolge des medialen *distributary* Systems des Terminal Fans gebildet. Darüber dominieren tonsiltige Lithologien mit schwankenden Feinsandgehalten der Mud Flat das Profil. Untergeordnet treten Einschübe distaler *distributary* Assoziationen im *log* auf. Ganz vereinzelt sind bis zu 2 m hohe homogene Tonsteine anzutreffen, die als Repräsentanten lakustriner Fazies Fossilien der Gattung *Medusina limnica* aufweisen.

Dethlingen-Formation (KM 5176,4 bis 4819,6 m)

Die Untergrenze der Dethlingen-Formation in der Bohrung Schwaan 1/76 ist an der Basis der ersten deutlich laminierten Playa See-Sedimente bei KM 5176,4 festgelegt. Überlagernd setzt sich die Abfolge fast ausschließlich aus Mud Flat-Sedimenten zusammen, in die abschnittsweise distale fluviatile Ausläufer der ephemeren Überschwemmungsebenen eingeschaltet sind. Die zur Verfügung stehende Kernmarsch endet bei KM 5080 in der Dethlingen-Formation. Im weiteren Verlauf des Profils setzt sich zunehmend lakustrine Fazies des perennierenden Salzsees durch.

Hannover-Formation (4819,6 m bis 4518,2 m)

Nach HOTH ET AL. (1993) ist mit Beginn der Hannover-Formation bei Teufe 4819,6 m die zyklische Wechsellagerung von Tonsteinen, Feinsandsteinen und untergeordnet Haliten des perennierenden Playa See-Subenvironments deutlich entwickelt.

Interpretation: Die fazielle Entwicklung der basalen Müritz-Subgruppe (ca. 177 m) in der Bohrung Schwaan 1/76 deutet auf einen sehr flachen und von Tonebenen mit seltenen lakustrinen Phasen dominierten Ablagerungsraum hin. Periodisch dringen mediale und distale fluviatile Ausläufer von Überschwemmungsebenen in den Bereich der Bohrung vor. Die überwiegend guten Sortierungen innerhalb der Sandsteine und der geringe Gehalt an lithischen Fragmenten belegen eine distale Lage der Bohrung sowie eine intensive sekundäre Um- und Aufarbeitung.

Der Beginn der 100 m mächtigen Parchim-Formation ist durch die ungewöhnlich intensive Schüttung von *braided plain*-Serien gekennzeichnet. Diese weisen allerdings intern keine signifikanten Wechsel in Texturen, Lithologien oder Fazies auf, so daß von einer gleichförmigen Schüttung auszugehen ist. Im weiteren Verlauf der Parchim-Formation läßt die fluviatile Energie schnell nach und es entwickelt sich die salzkrusten-gesteuerte Sand Flat-Fazies.

Die Mirow-Formation, die in der Bohrung Schwaan 1/76 mit 333 m vertreten ist, zeigt eine extrem geringe fluviatile Beeinflussung auf. Es herrscht vielmehr beckenzentrale Mud Flat-Sedimentation vor, die nur vereinzelt unterbrochen wurde von den distalsten Ausläufern der Terminal Fans oder von lakustrinen Phasen.

Die gesamte Elbe-Subgruppe (ca. 660 m) zeigt eine von dem Grundwasserspiegel des zentralen perennierenden Salzsees gesteuerte Sedimentation an. Ab der Hannover-Formation werden zunehmend auch Evaporite während der Seenspiegeltiefstände im Gebiet der Bohrung Schwaan 1/76 abgelagert.

Insgesamt zeigt die Bohrung mit einer Gesamtmächtigkeit des sedimentären Rotliegenden von 1267,8 m eine beckenzentrale Position an. Effusiva des Permokarbons wurden nicht erbohrt. Vielmehr steht die Bohrung in einer vermutlich schon permokarbonisch angelegten lokalen Senke („Schwaan Senke“), die im Zuge der Oberrotliegend-Entwicklung in die beckenweiten Prozesse eingebunden wurde.

5.1.9 Stavenhagen 1/76

Parchim-Formation (4972 m bis KM 4919,1)

Über den Effusiva des Permokarbons beginnt die Parchim-Formation mit dem Einsetzen der massigen, dicht gepackten Konglomerate des *braided plain*-Subenvirons bei Teufe 4972 m (HOTH ET AL. 1993). Den Top der 20,5 m mächtigen Konglomeratfolge bildet ein ca. 1 m hoher geröllführender Sandstein. Im Hangenden sind ausschließlich schlecht sortierte Grob- bis Feinsandsteine der Sand Flat-Fazies mit einer Gesamtmächtigkeit von 32,3 m erbohrt worden.

Mirow-Formation (KM 4919,1 bis KM 4630)

Bei KM 4919,1 setzt die Sedimentation der Mirow-Formation (289 m) mit schwach wellig texturierten, tonigen Feinsandsteinen der distalen *distributary Zone* der Terminal Fans ein. Diese Fazies dominiert den weiteren Profilverlauf mit charakteristischen Wechsellagen von Tonsiltsteinen und fluviatilen Feinsandsteinen („Mirow-Wechselfolge“). Zum Hangenden steigt der Anteil der Mud Flat Sedimente kontinuierlich an. Einschübe

medialer *distributary* Fazies sind zunehmend unscharf und nur noch vereinzelt entwickelt. Deutlich kanalisierte fluviatile Sequenzen treten generell nicht auf.

Dethlingen-Formation (KM 4630 bis KM 4429,7)

Ab KM 4630 wird das lückenhafte Profil der Dethlingen-Formation fast ausschließlich durch tonsiltige Lithologien mit stark schwankenden Feinsandgehalten des Mud Flat-Subenvironments aufgebaut. Fluviatile Sequenzen sind auf einzelne Schichtflutablagerungen innerhalb der Tonebenen begrenzt. Lakustrine Ablagerungen sind nicht beobachtet worden.

Hannover-Formation (KM 4429,7 bis KM 4299)

Die genaue Bestimmung der Untergrenze der Hannover-Formation ist wegen einer Kernlücke von ca. 35 m nicht möglich. Direkt nach Wiedereinsetzen der Kernmarsch bei KM 4429,7 sind in die tonsiltigen Mud Flat-Sedimente vielfarbige, laminierte Tonhorizonte zwischengelagert, die eine voll-lakustrine Fazies repräsentieren. Insgesamt wurden vier dieser Horizonte aufgenommen. Der Übergang zum basalen Zechstein ist nicht gekernt.

Interpretation: Die Sedimentation des Rotliegenden in der Bohrung Stavenhagen 1/76 setzt an der Basis der Parchim-Formation (52,9 m) mit dem Einschub eines gleichförmigen, moderatenergetischen Konglomeratpakets der *braided plain*-Fazies ein. Nach Aussetzen der Schüttungen etabliert sich in der oberen Parchim-Formation eine proximale Sand Flat-Fazies.

Die insgesamt 289 m umfassende Mirow-Formation ist in der Bohrung Stavenhagen 1/76 nur durch generell niedrigerenergetische fluviatile Fazies repräsentiert. Zum Top nimmt dieser Einfluß sukzessiv zugunsten des Mud Flat-Subenvironments ab.

Die 200 m mächtige Dethlingen-Formation der Bohrung Stavenhagen 1/76 zeigt eine Phase der relativen Ruhe an, in der monofaziell Sedimente des Mud Flat-Subenvironments zur Ablagerung kommen.

Die Sedimentation der Hannover-Formation (130 m) verdeutlicht neben einer überwiegenden Mud Flat-Fazies auch eine starke Beeinflussung durch den beckenzentralen perennierenden Salzsee, der bei Seenspiegelnhochständen das Gebiet bedeckte. Die bunten, laminierten Tonsteinlagen dieser Bohrung sind als Litholeithorizonte nach BEHRENDT (1990, 1993) im zentralen Teil des NEDB lateral beckenweit zu korrelieren.

5.2 Brandenburg

5.2.1 Angermünde 1/68

Dethlingen-Formation (3945 m bis KM 3880,2)

Über den andesitischen Effusiva des Permokarbons beginnt das Profil der Dethlingen-Formation mit einer ca. 1,3 m hohen, matrix-gestützten Konglomeratlage. Überlagernd ist eine knapp 5 m mächtige Grobsandsteinsequenz in proximaler fluviatiler Fazies einer ephemeren Überschwemmungsebene anzutreffen. Im weiteren Profil zeigt sich eine tonsiltig ausgebildete Mud Flat-Sedimentation mit zwischengelagerten medialen fluviatilen Abschnitten von 5 m bis knapp 10 m Mächtigkeit. Vereinzelt treten dünne Lagen (<30 cm) schwach laminiertes Tonsteine der Playa See-Fazies auf.

Hannover-Formation (KM 3880,2 bis 3801,5 m)

Die Untergrenze der Hannover-Formation bei KM 3880,2 liegt an der Basis einer ca. 3 m mächtigen Schicht von schwach laminierten Tonsteinen des Playa See-Subenvironments. Im Hangenden folgt eine intensive Wechsellagerung von überwiegend tonsiltigen Ton-ebenen Sedimenten mit lakustrinen Einheiten. Ungewöhnlich sind zwei Vorschübe medialer fluviatiler Fazies mit zum Teil kanalisiertem, fein- und mittelsandigen Sequenzen bei KM 3857 - 3853 und KM 3806 - 3802.

Interpretation: Das Einsetzen der Rotliegend-Sedimentation mit der 65 m mächtigen Dethlingen-Formation in der Bohrung Angermünde 1/68 ist nur sehr schwach fluviatil ausgeprägt. Den weiteren Verlauf kennzeichnet eine kontinuierliche Mud Flat Sedimentation, die nur von einzelnen fluviatilen Einschüben in medialer Fazies der Überschwemmungsebenen und gelegentlichen Playa See Perioden unterbrochen wird.

Die knapp 79 m umfassende Hannover-Formation vermittelt das Bild eines sehr ruhigen Ablagerungsmilieus von Mud Flats und Playa Seen, das nur vereinzelt durch fluviatile Einschübe unterbrochen wird.

Das mit lediglich 143 m insgesamt stark reduzierte Profil des Rotliegenden und das postulierte Fehlen der Havel-Subgruppe deuten auf eine Schwellenlage der Bohrung Angermünde 1/68 hin. Erst im Zuge der fortschreitenden Subsidenz des NEDB während der Elbe-Subgruppe wurde der Raum Angermünde in die Sedimentation einbezogen.

5.2.2 Chorin 1/71

Hannover-Formation (KM 3810,5 bis KM 3749,3)

Mit einer messerscharfen Kontaktgrenze bei KM 3810,5 beginnt die Abfolge der Hannover-Formation mit tonigen Playa See-Sedimenten über andesitischen Effusiva des Permokarbons (Abb. 10.27 Anhang A, S. A-21). Überlagernd ist das Profil von einer engschichtigen Wechsellagerung des Playa See- und des Mud Flat-Subenvironments dominiert. Bei KM 3796 - 3793 ist eine unscharfe Sequenz, schlecht sortierter Feinsandsteine des distalen Bereichs der ephemeren Überschwemmungsebene eingeschaltet. Bei KM 3750,5 beginnt 1,5 m unterhalb des Tops mit der faziesunabhängigen Bleichung des Profils das Grauliegend. Graue Kalksteine des Zechsteins bei KM 3749,2 bilden die Obergrenze des Rotliegend Profils der Bohrung Chorin 1/71.

Interpretation: Das durchgängig sehr feinklastische und geringmächtige Profil zeigt eine kontinuierlich ruhige Faziesentwicklung mit Mud Flat- und Playa See-Subenvironments an. Sogar direkt am Kontakt zu den liegenden Effusiva stehen Tonsiltsteine an.

Das Gebiet der Bohrung Chorin 1/71 war bis zur Hannover-Epoche Denudationsgebiet und wurde erst durch die thermische Subsidenz des NEDB in die feinklastische Sedimentation der obersten Hannover-Formation einbezogen.

5.2.3 Zehdenick 2/75

Mirow-Formation (KM 4492,2 bis KM 4378,4)

Über feinkörnigen, homogenen, dunkelrot gefärbten Sandsteinen des Karbons setzt die Mirow-Formation bei KM 4492,2 diskordant in grobklastischer, fluviatiler Fazies der proximalen *distributary Zone* des Terminal Fan-Subenvironments ein. Auf den basalen 10 m stehen wiederholt bis zu 1,5 m mächtige, dichtgepackte Konglomeratlagen innerhalb der überwiegend grobkörnigen Sandsteine an. Überlagernd sind bis KM 4416 sehr schlecht sortierte, grobkörnige, hochenergetische, kanalisierte Sandsteinkörper mit Mächtigkeiten von bis zu 7 m anzutreffen. Ab KM 4416 nimmt die Strömungsenergie sukzessiv ab und eine mediale *distributary* Fazies des Terminal Fans-Subenvironments dominiert bis KM 4391,2. Den obersten Abschnitt der Mirow-Formation (ca. 13 m) repräsentiert eine feinsandig tonsiltige Wechselfolge der Mud Flat-Fazies. Zwischengelagert sind drei homogene Tonsteinlagen, die als Vertreter des Playa See-Subenvironments Fossilien der Gattung *Medusina limnica* aufweisen.

Dethlingen-Formation (KM 4378,4 bis KM 4178,1)

Der Beginn der Dethlingen-Formation liegt bei KM 4378,1 an der Basis eines gut sortierten, ca. 4,5 m hohen, kanalisierten, mehrstöckigen Feinsandsteinkörpers mit deutlicher Schrägschichtung eines hochenergetischen Ablagerungsregimes. Diese Lage ist die Basis eines insgesamt 68 m langen Abschnittes, der durch sehr schlecht sortierte, grobkörnige Sandsteine des proximalen fluviatilen Systems der ephemeren Überschwemmungsebenen dominiert wird. Mittel- und großskalige Schrägschichtungssets mit Einfallwinkeln von bis zu 28° zur Bohrachse sind die vorherrschenden Texturen. Bei KM 4309,6 geht die Strömungsenergie der fluviatilen Serien deutlich zurück und ein genereller Trend zu immer feineren Lithologien setzt sich durch. Die Fazies geht fließend zum Hangenden in mediale (bis KM 4281,5) und in distale ephemere Überschwemmungsebenen über. Ab KM 4273,6 etabliert sich eine Mud Flat-Sedimentation mit hauptsächlich feinsandigen Lithologien. Vereinzelt zwischengeschaltet sind homogene Tonsteine der Playa See-Fazies.

Von KM 4227,2 bis zum Top der Dethlingen-Formation zeigt sich eine rhythmische, Wechselfolge von bis zu 10 m mächtigen Gesteinseinheiten distaler fluviatiler Überschwemmungsebenen und tonsiltig-feinsandigen Mud Flat-Sedimenten.

Hannover-Formation (KM 4178 bis KM 4001,5)

Die Basis der Hannover-Formation bildet die Untergrenze der erstmals im Profil auftretenden, vielfarbigen, deutlich laminierten Tonsteine einer voll-lakustrinen Playa See-Fazies bei KM 4178. Überlagernd entwickelt sich eine ruhige Mud Flat Sedimentation mit stark schwankenden feinsandigen bis tonsiltigen Lithologien. Regelmäßig zwischengelagert sind bis 3 m mächtige Playa See-Sedimente, die überwiegend als engschichtige Ton-Silt-Feinsand-Lagen ausgebildet sind (Lithotyp M(Sf), p).

Interpretation: In der Bohrung Zehdenick 2/75 fehlt die Parchim-Formation. Die 144 m umfassende Mirow-Formation setzt erosiv und diskordant über Sandsteinen des Karbons mit der sehr intensiven Schüttung eines ca. 100 m mächtigen Grobsandsteinkörpers in hochenergetischer, proximaler fluviatiler Fazies eines Terminal Fans ein. Nach einer Phase der relativen Ruhe im oberen Abschnitt folgt die Dethlingen-Formation mit erneutem Progradieren von ca. 90 m mächtiger, hochenergetischer, schlechtersortierter Fazies der ephemeren Überschwemmungsebene (Hauptsandstein). Im weiteren Verlauf geht der Einfluß deutlich zurück und mit der Hannover-Formation etabliert sich eine etwa 177 m hohe Abfolge von Mud Flat- und Playa See-Fazies.

5.2.4 Zootzen 1/75

Altmark/Müritz-Subgruppe (5132,5 m bis KM 5076)

Das Unterlager des sedimentären Rotliegenden der Bohrung Zootzen 1/75 sind Effusiva überwiegend andesitischer Zusammensetzung aus dem Oberkarbon (HOTH ET AL. 1993). Die bei KM 5125,9 einsetzende Kernmarsch zeigte eine grobklastische Serie, die von basalen, dicht gepackten feinkiesigen Konglomeraten bis zu KM 5122 in moderat sortierte Mittelsandsteine übergeht. Mit scharfem Wechsel folgt eine voll-lakustrine Fazies mit zunächst 0,4 m grauem, mikritischen Kalkstein gefolgt von ca. 1,5 m dunkelgrauen mergeligen Kalken und etwa 1,8 m deutlich karbonatischen laminierten Tonsteinen. Bei KM 5118 folgt wiederum eine nur für 1,5 m dokumentierte Grobsandsteinlage. Nach einer Lücke in der Kernmarsch von 30 m ist ab KM 5086,9 bis zum Top eine rein lakustrine Fazies ausgebildet mit eingeschalteten Abschnitten von aquatisch eingetragenen Feinklastika.

Parchim-Formation (KM 5076 bis 4947,6)

Die Untergrenze der Parchim-Formation bildet ein sehr schlecht sortiertes Grobsandsteinpaket von ca. 10 m Höhe mit einzelnen dicht gepackten konglomeratischen Lagen. Das Profil zeigt eine deutliche Korngrößenzunahme zum Hangenden und geht ab KM 5066 in ein mittel bis grobkiesiges, dicht gepacktes Konglomerat über. Die sehr hohe Strömungsenergie der proximalen fluviatilen Fazies in diesem Abschnitt ist durch die maximal gemessene Korngröße von 0,5 m, die weitestgehend ungerundeten Klasten und die überwiegend offenen Porenräume (*open framework*) dokumentiert.

Ab KM 5065,5 zeigen die durchgehend schlecht sortierten, dicht gepackten fein- bis mittelkiesigen Konglomerate der *braided plain*-Fazies lediglich untergeordnet Abschnitte mit offenen Poren. Die maximal gemessene Korngröße erreicht nur noch in Ausnahmefällen mehr als 10 cm. Grobsandsteinlagen mit stark variierenden Mächtigkeiten treten regelmäßig auf.

Bei KM 5008 beginnt ein Trend zu immer feineren Korngrößen und es folgen ca. 14 m matrix-gestützte, moderat sortierte, feinkiesige Konglomerate des *braided plain*-Subenvironments. Ab KM 4989,7 vollzieht sich ein scharfer Wechsel zu grobsandigen Lithologien des Sand Flat-Subenvironments, das intern eine deutliche Abnahme zu feinsandigen Korngrößen am Top hin aufzeigt.

Mirow-Formation (KM 4947,6 bis KM 4771)

Mit der ersten Schüttung schlecht sortierter, grobkörniger, großdimensional schrägschichteter Sandsteine der proximalen *distributary* Zone beginnt ab KM 4974,6 die Terminal Fan-Fazies der Mirow-Formation. Nach einer etwas ruhigeren Phase ab KM 4930,4 mit medialer Fazies setzt bei KM 4920,4 eine erneute Sedimentation von 10 m

mächtigen, hoch energetischen, kanalisierten Grobsandsteinen ein, die interne Schichtungswinkel bis 25° zur Bohrachse aufweisen.

Überlagernd etablieren sich ab KM 4910,2 die sehr differenzierten Abfolgen der medialen *distributary Zone* des Terminal Fans. Im weiteren Verlauf des Profils der Mirow-Formation zeigt sich ein deutlicher Trend zu immer geringeren Strömungsenergien. Die Fazies wechselt zwischen den medialen und distalen Bereichen der *distributary Zone* des Terminal Fan-Subenvironments. Regelmäßig zwischengelagert sind bis zu 7 m hohe Abfolgen mit Mud Flat-Fazies und bis 1,5 m mächtige Tonsteine des Playa Sees mit Fossilien von *Medusina limnica*.

Von KM 4825,4 bis zum Top der Mirow-Formation progradiert wieder mediale fluviatile Fazies, mit zum Teil gut sortierten, bis 4 m hohen, einstöckigen kanalisierten Feinsandsteinlagen in steiler interner Lagerung zur Bohrachse (<25°).

Dethlingen-Formation (KM 4771 bis KM 4577,8)

Die exakte Lokation der Untergrenze der Dethlingen-Formation ist wegen einer knapp 10,5 m hohen Kernlücke nicht genau bestimmbar. Mit dem Wiedereinsetzen der Kernmarsch bei KM 4771 zeigt sich eine kontinuierliche, sehr niedrig energetische, von Schichtfluten dominierte Fazies der distalen Bereiche ephemerer Überschwemmungsebenen. Tonsiltige Feinsandsteine des Mud Flat-Subenvironments und vereinzelt auch lakustrine Playa See-Sedimente mit Hydromedusen sind innerhalb dieses Profilabschnittes anzutreffen. Ab KM 4628 erfolgt ein relativ deutlicher Übergang zur Mud Flat-Fazies mit vereinzelt eingeschalteten, geringmächtigen homogenen Tonsteinen des Playa See-Subenvironments.

Hannover-Formation (KM 4577,8 bis KM 4331)

Die Untergrenze der Hannover-Formation in der Bohrung Zootzen 1/75 liegt an der Basis einer 0,5 m hohen schwach laminierten Tonsteinlage des Playa See-Subenvironments. Überlagernd wird das Profil vom faziellen Wechsel der lakustrinen Einheiten und der Mud Flat Sedimente aufgebaut. Fluviatile Abfolgen sind auf eine ca. 4 m mächtige, tonsiltige Feinsandlage mit kleindimensionalen Schrägschichtungssets einer distalen Überschwemmungsebene begrenzt.

Interpretation: Die basale, 56,5 m hohe Einheit der Bohrung Zootzen 1/75 wurde von GAITZSCH (1995) anhand der angetroffenen Fossilienassoziationen in die Altmark-Subgruppe gestellt. Dabei zeigen die stabilen karbonatischen lakustrischen Abschnitte ein überregional angeschlossenes Drainagesystem an. Inwieweit die Sedimente auch der Müritz-Subgruppe zugerechnet werden sollten ist fraglich. Es ist unwahrscheinlich, daß ein

Ablagerungsraum der Altmark-Epoche während der Müritz-Phase Denudationsgebiet war, und anschließend fluviatile Basissedimente der Parchim-Formation über lakustrine Fazies progradieren. Das würde einer Schichtlücke von ca. 20 Ma entsprechen. Daher ist eine Einordnung des angesprochenen Profilabschnittes in das Unterrotliegend aus sedimentologischer Sicht unwahrscheinlich. Zudem bildet die Bohrung Zootzen 1/75 eine Ausnahmestellung, zeigen doch die benachbarten Bohrungen im Raum Zehdenick, Feldberg oder Wesenberg keine vergleichbaren Fazies- oder Fossilassoziationen.

Die mit einem *coarsening upward* einsetzende Schüttung der insgesamt ca. 130 m mächtigen Parchim-Formation ist mit seinen im unteren Abschnitt deutlich entwickelten hohen bis sehr hohen Strömungsenergien ein Grenzfall. Die Frage, ob es sich bei diesen Abfolgen nicht auch um eine *sheet flood*-dominierte Alluvial Fan-Fazies handeln kann, ist diskussionswürdig. Allerdings sprechen sowohl die Mächtigkeit dieser Sequenz mit lediglich ca. 30 m als auch die überlagernden deutlich ausgebildeten *braided plain*-Sedimente eher für den proximalsten Bereich einer verzweigten fluviatilen grobklastischen Ebene. Mit dem progressiven Aussetzen der fluviatilen Aktivitäten wird der obere Abschnitt der Parchim-Formation von an Salzkrusten akkumulierten Sandsteinen der Sand Flat-Fazies vertreten.

Die 176 m umfassende Mirow-Formation weist eine ca. 45 m mächtige, sehr hochenergetisch geschüttete fluviatile Basis auf. Diese, das gesamte Profil dominierende fluviatile Fazies mit eingeschalteten Playa Seen deutet auf ein hohes Wasserangebot während der Mirow-Formation hin.

Der Übergang zur Dethlingen-Formation (193 m) ist im Profil fließend. Der wichtigste Punkt zur Abgrenzung ist ein deutliches Nachlassen der generellen Strömungsenergien, verbunden mit dem Zurückweichen des fluviatilen Subenvironments. Im Laufe der Dethlingen-Formation erfolgt dann auch der fazielle Umbau zu einer durch Mud Flats gesteuerten Sedimentation am Top.

Die Hannover-Formation mit 247 m zeigt eine kontinuierliche Mud Flat- und Playa See-Sedimentation an. Eindeutig den bunten Litholeithorizonten zuzuordnende lakustrine Tonsteine sind nicht angetroffen worden. Insofern ist der Raum Zootzen von den Seenspiegelhochständen des zentralen, gigantischen Salzsees nicht direkt beeinflusst worden.

6 Petrographie und Schwermineralogie

6.1 Modalbestand

Das Spektrum der Gerüstkomponenten in den untersuchten Proben ist relativ schmal und umfaßt monokristallinen und polykristallinen Quarz, Feldspäte (Kalifeldspäte und Plagioklase), lithische Gesteinsfragmente, Hellglimmer, Chert, Chalcedon und Schwerminerale (Tabellen 10.1 bis 10.5 im Anhang A auf S. A-2 ff.).

Bezogen auf die Gesamtgesteinszusammensetzung im Untersuchungsgebiet schwanken die Gehalte an monokristallinem Quarz in den Proben zwischen den Extremwerten von 6,7% und 76,3% mit einem Mittelwert von 46,3%. Die Körner zeigen überwiegend angerundete bis subangulare Kornformen, undulöses Auslöschen ist vereinzelt beobachtbar. Polykristalliner Quarz tritt im Bereich bis 17% mit einem durchschnittlichen Gehalt von 4,3% auf. In der Regel setzen sich die polykristallinen Quarzkörner aus mehr als 5 Kristallen zusammen, wobei die Kontakte fast immer scharfkantig suturiert sind und nur ganz selten gerade Linien bilden.

Die Feldspatgehalte erreichen innerhalb der Sandsteine einen Maximalwert von 6,7% bei einem Mittelwert von 1,4%. Die Verteilung von Kalifeldspäten und Plagioklasen variiert und zeigt keine gerichteten Trends. Die Kornformen schwanken zwischen kantengerundet und gut gerundet. Während die Plagioklase ihre charakteristischen Zwillingslamellen (Albit-Gesetz) aufweisen, ist ein Großteil der Kalifeldspäte nicht verzwillingt oder zeigt nur selten einfache Verzwilligungen nach dem Karlsbader Gesetz. Die Feldspatklasten zeigen alle Stadien der Serizitisierung und untergeordnet auch Umwandlungen in Tonminerale oder Verdrängung durch Calcit.

Die lithischen Fragmente innerhalb der Gesteine erreichen einen Maximalwert von 64% bei einem durchschnittlichen Vorkommen von 8,7%. In Kapitel 6.2 werden die Textur und die Herkunft (sedimentär oder vulkanitisch) der Fragmente besprochen.

Hellglimmer treten regelmäßig auf, wobei deren Gehalte jedoch aufgrund der sehr kleinen Korngrößen bei dem hier angewendeten *point counter*-Verfahren unterbewertet sind. Es handelt sich dabei um plattige Kristalle mit einer sehr guten Spaltbarkeit und ausgefranst Enden. Die Körner sind parallel zur Schichtung eingeregelt und zeigen bei direktem Kornkontakt unebene Kompaktionsdeformationen. Dünne tonsiltige Lagen können hellglimmerführend auftreten.

Die angerundeten bis sehr gut gerundeten Chert-Klasten treten nur sehr selten auf. Diagenetischer Chalcedon ist nur vereinzelt beobachtbar (z.B. in der Bohrung Prerow 1/65).

Das Bindemittel (Matrix) der Gesteine ist fast ausschließlich tonig-ferritisch und enthält neben Hellglimmern auch Bruchstücke und Splitter von Quarz. Als Zemente treten Calcit,

Anhydrit und Quarz sowie untergeordnet Feldspat-Blastese auf. Die häufigste Zementart ist der Calcit, wobei dieser fein verteilt in den Zwickeln oder als spharische Kristalle großflächig poikilotopisch auftreten kann (Abb. 10.43 Anhang A, S. A-31). Die Anteile an calcitischem Zement erreichen maximal 27,7% bei einem Durchschnittswert von 8,8%.

Anhydritischer Zement tritt häufig fein verteilt oder in Zwickeln als langprismatische Kristalle auf (Abb. 10.41 Anhang A S. A-30). In bindemittelarmen und -freien Sandsteinen kommt er ebenso als großflächige Kristalle poikilotopisch vor (Abb. 10.36 Anhang A, S. A-26). Der Gehalt liegt in den Sandsteinen bei einem Maximalwert von 32,7% und schwankt um den Mittelwert von 6,8%.

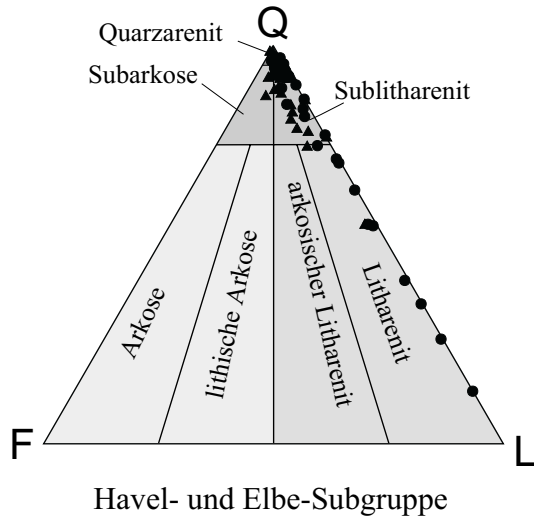
Quarz-Blastese ist in den untersuchten Schlifften deutlich an Staubrändern zu erkennen, die die Kornformen nachzeichnen. In einigen Proben ist Quarz mit bis zu 27% die absolut dominierende Zementart (Abb. 10.45 Anhang A, S. A-32). Insgesamt ist dieser mit durchschnittlichen Gehalten von 3,8% jedoch weniger häufig als Calcit und Anhydrit. Dabei zeigen sich in einigen Proben unterschiedliche Abfolgen der Zementation. Quarz ist in der Regel der primäre Zement und tritt an den Kornrändern auf. Nachfolgend setzt Calcit- und/oder Anhydrit-Zementation in den offen gebliebenen Porenräumen ein, wobei diese nicht immer eindeutig zeitlich zu trennen sind (Abb. 10.42 Anhang A, S. A-30)

Selten zu beobachten ist Feldspat-Blastese von Plagioklasen und Kalifeldspäten, wobei dann die Sproßung meist im kristallographischen Kontinuum erfolgte. Diese Neubildungen sind aber auf einzelne Körner beschränkt (Abb. 10.44 Anhang A, S. A-31).

Nennenswerte Porositäten sind nur in sehr grobkörnigen Sandsteinen der Bohrung Zehdenick 2/75 mit bis zu 6,3% beobachtet worden. In einer Probe zeigte sich eine deutliche sekundäre Reduzierung der Porosität durch authigen gebildete, nadelige Überzüge (*coatings*) von vermutlich Chlorit oder Illit (Abb. 10.46 Anhang A, S. A-33).

Bei den untersuchten Sandsteinen (N=62) mit einem Matrixgehalt von <15% handelt es sich im Arbeitsgebiet ausnahmslos um Litharenite, Sublitharenite und Quarzarenite (nach FOLK 1974 und PETTJOHN ET AL. 1987) mit einem durchschnittlichen Modalbestand von $Q_{83}F_{2}L_{15}$ (Abb. 6.1). Subarkosen treten nur ganz vereinzelt auf.

Die Entwicklung des Modalbestandes der Sandsteine wird durch die Aufgliederung in die vier Formationen des sedimentären Oberrotliegenden 2 deutlich. Daten aus der Altmark- und Müritz-Subgruppe sind zu spärlich für eine ausführliche Diskussion. Die Modalbestände zeigen aber kaum Unterschiede zu den überlagernden Havel- und Elbe-Subgruppen. Die Litharenite und Sublitharenite der Parchim-Formation haben eine durchschnittliche Zusammensetzung von $Q_{60}F_{2}L_{38}$ und zeigen einen sehr hohen Anteil an lithischen Fragmenten an. In den folgenden Mirow- $Q_{82}F_{2}L_{16}$ und Dethlingen-Formationen $Q_{91}F_{2}L_{7}$ entwickelt sich ein deutlicher Trend der Reduktion der lithischen Fragmente bei gleichbleibenden Feldspatgehalten (Abb. 6.1).



Probenlokation

- ▲ Brandenburg
- Mecklenburg-Vorpommern

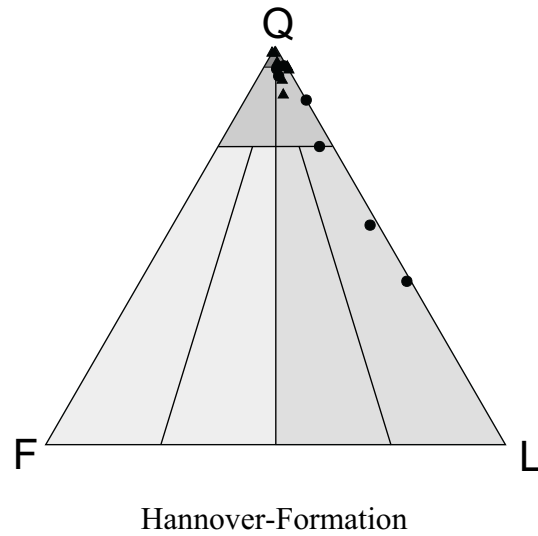
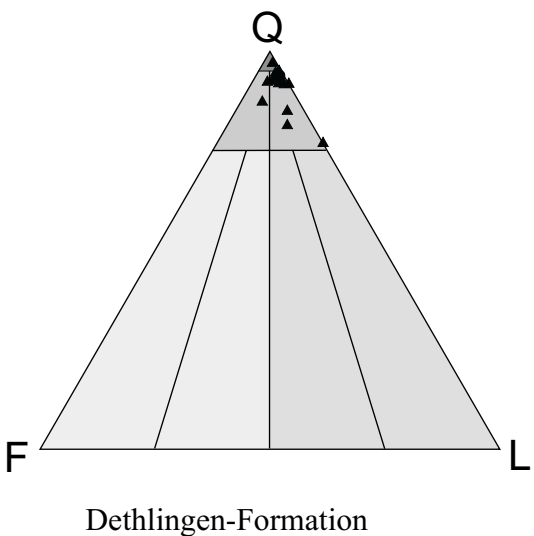
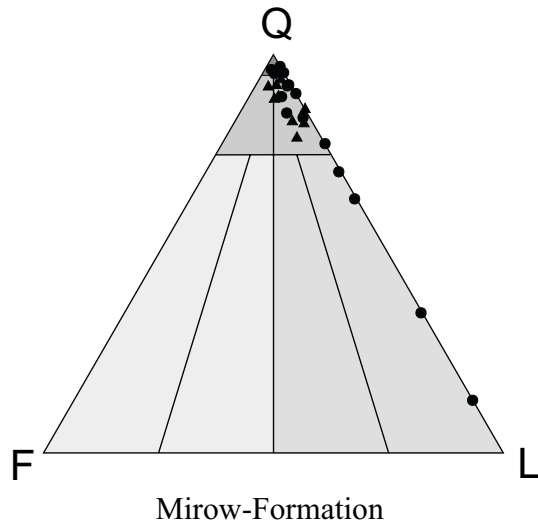
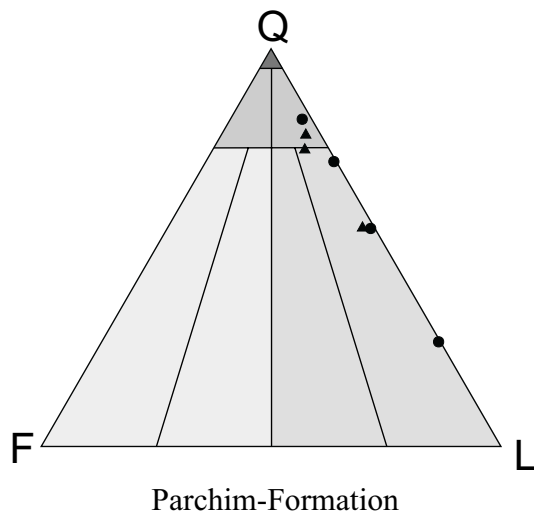


Abb. 6.1: Modalbestand und Nomenklatur der Sandsteine am Nord- und Südrand des NEDB im ternären Quarz-Feldspat-Lithische Fragmente-System (Q-F-L) nach FOLK (1974) und PETTIJOHN ET AL. (1987).

Während die Sandsteine der Dethlingen-Formation ausschließlich als Sublitharenite und Quarzarenite anzusprechen sind, so treten innerhalb der überlagernden obersten Hannover-Formation mit einem durchschnittlichen Modalbestand von $Q_{85}F_2L_{13}$ wieder vermehrt Litharenite mit höheren Gehalten an lithischen Fragmenten auf (Abb. 6.1).

Der Vergleich der durchschnittlichen Modalbestände von Sandsteinen des Süd- und Ostrand des NEDB (Raum Brandenburg) mit $Q_{89}F_3L_9$ und Proben vom Nordrand (Mecklenburg-Vorpommern) mit $Q_{75}F_1L_{24}$ verdeutlicht einen viel höheren Gehalt an lithischen Fragmenten am Nordrand. Demgegenüber steht ein mit 3% leicht erhöhter Feldspatgehalt mit vorwiegend Plagioklasen im Brandenburger Raum im Gegensatz zu 1% und mehrheitlich Kalifeldspäten am Nordrand.

Gesteine mit mehr als 15% Matrixanteil werden als Grauwacken angesprochen. Bei den untersuchten Grauwacken im Arbeitsgebiet handelt es sich um Quarzwacken, lithische Grauwacken und nur ganz vereinzelt um arkosische Grauwacken mit einem durchschnittlichen Gesamtmodalbestand von $Q_{88}F_2L_{10}$. In der Abbildung 10.1 im Anhang A auf S. A-8 sind die Daten im Q-F-L-System dargestellt. Die Aufgliederung der Modalbestände der Grauwacken in die Formationen der Havel- und Elbe-Subgruppen zeigt eine generell gleichgestellte Entwicklung mit den vorher beschriebenen Sandsteinen an.

Die hier dargestellten Modalbestände der Rotliegendformationen vom Nordrand und Südoststrand des NEDB zeigen eine ausgesprochen reife Zusammensetzung der Sandsteine und Grauwacken bei nur geringfügigen Veränderungen an. Die generell nur sehr geringen Gehalte an verwitterungsempfindlichen Mineralen, wie z.B. die Feldspäte mit <3%, deuten auf intensive Wiederaufarbeitung und Umlagerung der Sedimente hin. Die Anteile an lithischen Fragmenten spiegeln die beckenweite Entwicklung wieder. Die initiale, überwiegend grobklastische Phase der Parchim-Formation zeigt einen generell sehr hohen Eintrag von Gesteinsdetritus an. Im Verlauf der nachfolgenden Mirow- und Dethlingen-Formationen geht dieser Eintrag, gekoppelt mit dem übergeordneten Trend zu feineren Korngrößen, sukzessive zurück. Der deutliche Anstieg in den Werten der lithischen Fragmente innerhalb der Hannover-Formation ist in erster Linie auf den Nordrand beschränkt. Dort zeigt sich vor allem in den Profilen der beckenrandlich gelegenen Bohrungen Prerow 1/65, Richtenberg 3/65 und Friedland 2/70 ein vermehrter Eintrag klastischen Detritus bis zur Transgression des Zechsteins (vgl. Kap. 7.3).

Die generell geringeren Werte an Gesteinsbruchstücken in den Formationen am Südoststrand könnten dort auf einen längeren Transportweg hinweisen. Die leicht erhöhten Feldspatgehalte mit vorwiegend Plagioklasen lassen sich mit einer von Südosten kommenden Sedimentation erklären, wo neben sauren Effusiva vor allem plagioklasreiche Andesite in den Liefergebieten erodiert wurden (vgl. folgendes Kapitel).

6.2 Liefergebietsanalyse

Für die Untersuchung der Lithologien der Liefergebiete wurden wegen der hohen Gehalte an lithischen Fragmenten die schlecht sortierten, mittel- bis grobkörnigen Sandsteine der Lithotypen Sc(Sf), r, Sc(M), p und Sc(Sf), l ausgewählt. In der folgenden Abbildung (Abb. 6.2) sind die Parameter Quarz (monokristallin), Feldspäte (Kalifeldspäte + Plagioklase) und lithische Fragmente in einem ternären Diagramm (Qm-F-L) aufgetragen. Ebenfalls eingetragen sind die Felder der tektonischen Systeme nach INGERSOLL & SUCZEK (1979).

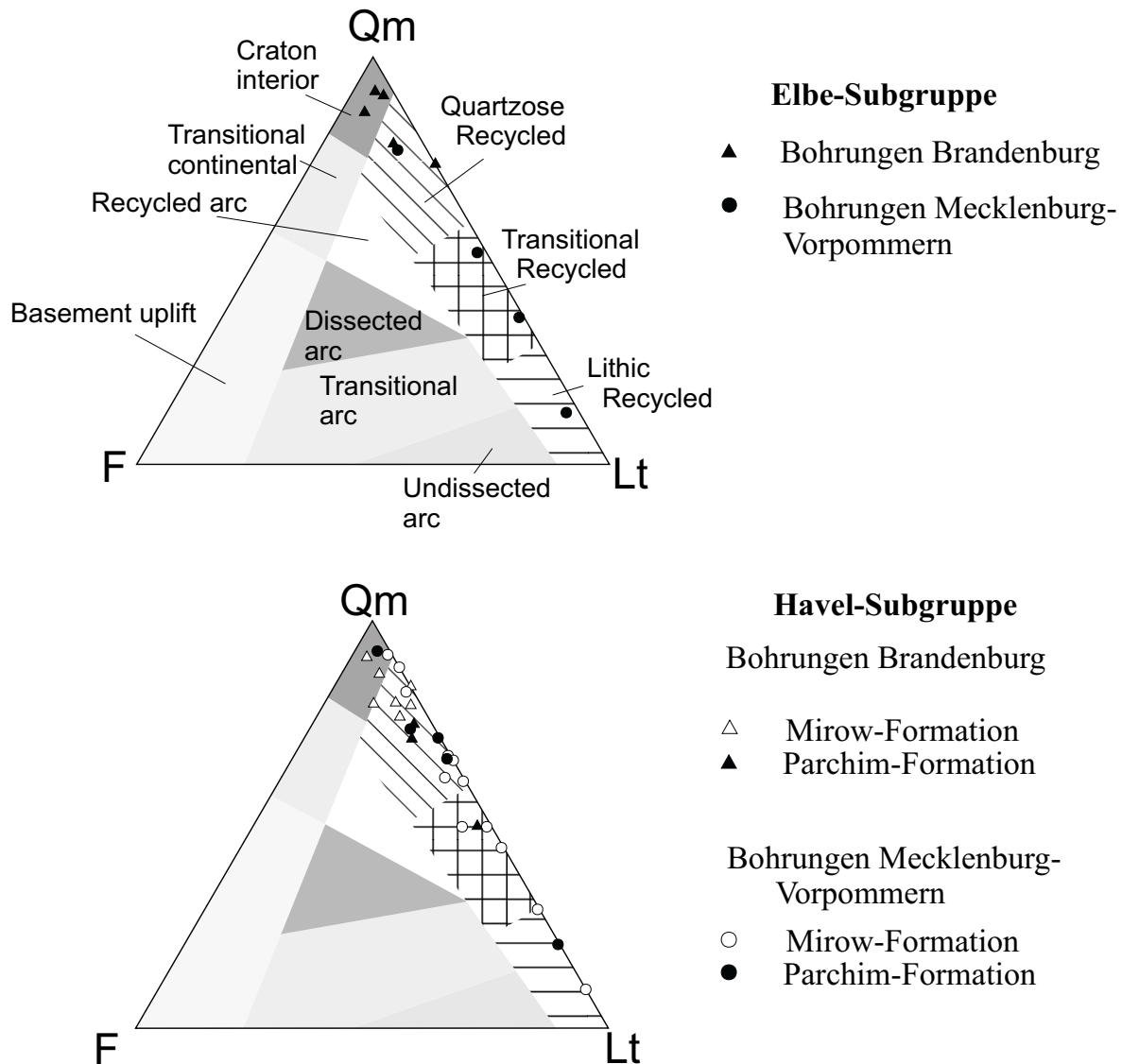


Abb. 6.2: Modalbestand der mittel- bis grobkörnigen Sandsteine eingetragen in einem monokristallinen Quarz-Feldspat-lithische Fragmente-Diagramm (Qm-F-L). Tektonische Felder nach INGERSOLL & SUCZEK (1979).

Die eingetragenen Daten zeigen ein für das gesamte Oberrotliegend konstantes, quarzreiches, kratonales und aufgearbeitetes Liefergebiet an. Sowohl die Rotliegendformationen selber als auch der Vergleich von Brandenburg und Mecklenburg-Vorpommern zeigen

keine großräumigen und zeitlichen Unterschiede an (Abb. 6.2). Betrachtet man die lithischen Fragmente genauer, so können im Wesentlichen drei Lithologien in den Liefergebieten unterschieden werden: Vulkanite, siliziklastische und karbonatische Sedimente. Die Vulkanite werden weiter in überwiegend saure und intermediäre (andesitische) Effusiva gegliedert.

Lithische Fragmente vulkanitischen Ursprungs sind die mit großem Abstand häufigsten, meistens sogar einzigen Gesteinsbruchstücke innerhalb der Rotliegendesteine im Arbeitsgebiet. Genetisch entsprechen diese den permokarbonischen Effusiva, die das Unterlager des sedimentären Rotliegenden im gesamten Becken bilden. Da über die Texturen und die Geochemie der Vulkanite in anderen Arbeiten bereits intensiv berichtet wurde (z.B. MARX ET AL. 1995, BENEK ET AL. 1996, BREITKREUZ & KENNEDY 1999 u.a.), soll hier nur ein kurzer Überblick gegeben werden.

In den Bohrprofilen Mecklenburg-Vorpommerns bilden Gesteinsbruchstücke von sauren Vulkaniten mit wenigen Ausnahmen die einzige Fraktion. Zu diesen Effusiva werden Gesteine rhyolithischer bis dazitischer Zusammensetzung zugeordnet, wobei häufig Mischformen dieser beiden Typen auftreten. Die verbreitetsten Fragmente sind megaskopisch vorwiegend dichte Gesteine mit gar keinen oder wenigen Einsprenglingen von Quarz oder seltener von Feldspat. Die Quarzklasten können auch mitunter *embayment*-Strukturen aufweisen (Abb. 10.38 Anhang A, S. A-27). Die Kalifeldspatklasten sind ideomorph und zeigen häufig Karlsbader-Verzwilligungen. Die Plagioklase haben einen hypideomorph- tafeligen Habitus und sind generell stärker umgewandelt (vor allem serizitisiert).

Daneben sind regelmäßig Rhyolithgerölle mit einer mikropoikilitischen Textur anzutreffen. Hierbei handelt es sich um ein nadeliges Geflecht aus Quarzkristallen in deren Zwickeln Feldspäte xenomorph körnig sitzen (Abb. 10.35 Anhang A, S. A-25). Vielfach sind auch fluidal texturierte Rhyolithe zu beobachten, die eine lagige bis schlierige Anordnung von Grundmassekristallen und Erzpartikeln aufweisen (Abb. 10.39 Anhang A, S. A-28). Einsprenglinge von Quarz sind selten und zeigen dann ebenfalls eine lagenparallele Ausrichtung. Gelegentlich treten Rhyolithe mit Mandelsteintexturen auf. Diese besitzen eine massige Grundmasse, in die rundliche bis ovale Mandeln von Quarz eingeschaltet sind. Ganz selten sind perlitische Texturen (Abb. 10.36 Anhang A, S. A-26) sowie radial- und axialstrahlig sphärolithisch entglaste Fragmente saurer Effusiva zu beobachten (Abb. 10.40 Anhang A, S. A-29).

Gesteinsfragmente basaltischer, andesitischer oder metamorpher Herkunft, wie sie ganz vereinzelt von WEGNER (1972) im Mecklenburg-Vorpommerschen Raum angetroffen wurden, konnten im Rahmen dieser Studie nicht nachgewiesen werden.

Die Bohrprofile auf dem Gebiet Brandenburgs zeigen eine überwiegende Anzahl von Gesteinsfragmenten von basaltischen Mg-reichen Andesiten. Dabei handelt es sich in erster Linie um angerundete bis subangulare Klasten, die eine opake Grundmasse besitzen, in der

meist ein intersertales, wirr-strahliges Netzwerk von Plagioklaskristallen und untergeordnet Quarzkristallen lagert (Abb. 10.37 Anhang A, S. A-26). Die Plagioklase in den Andesiten zeigen im Vergleich mit den Feldspäten der sauren Vulkanite wesentlich weniger sekundäre Umwandlungen. Sedimentäre Fragmente des Karbons wurden in den bearbeiteten Bohrungen von Brandenburg nicht angetroffen.

Gesteinsfragmente sedimentärer Herkunft sind mit Ausnahme der Bohrung Prerow 1/65 in allen anderen Profilen auf einzelne, meist gut gerundete Körner beschränkt, die als homogene Silt- bis Feinsandsteine angesprochen werden. In dem überwiegend grobklastischen Profil der Bohrung Prerow 1/65 haben sedimentäre Gesteinsfragmente einen Anteil von bis zu 15%, wobei dieser von der Basis bis zum Top des Rotliegendabschnittes kontinuierlich zunimmt (WEGNER 1972). Das breitgefächerte Spektrum der lithischen Klasten umfaßt siliziklastische und biogen-karbonatische Sedimente.

Strukturlose, bindemittelreiche (Chlorit) und schlecht sortierte sandige Grauwacken bis Sandsteine sind die häufigsten siliziklastischen Gesteinsbruchstücke (Abb. 10.31 und 10.32 Anhang A, S. A-23). Die internen Komponenten zeigen durchgängig schlechte Rundungsgrade. Daneben treten noch gut sortierte Feinsand- und Siltsteine in Erscheinung, die gelegentlich eine interne Schichtung aufweisen (Flaserschichtung). Ebenfalls regelmäßig zu beobachten sind homogene Tonsiltsteine die ovale Roteisengeoden führen (Abb. 10.34 Anhang A, S. A-24).

Die weniger häufig zu beobachtenden biogenen Sedimentfragmente in der Bohrung Prerow sind hauptsächlich grau-braun gefärbte Kalksteine mit Fossilien von Crinoiden und Brachiopoden. Daneben treten noch oolithische Karbonatgesteine auf (Abb. 10.33 Anhang A, S. A-24). WEGNER (1972) stellt diese Kalksteine ins Devon, während die siliziklastischen Fragmente vermutlich ordovizisches und karbonisches Alter haben.

Auf der Grundlage der beobachteten Bestände der lithischen Fragmente sind die permokarbonischen Vulkanite als die mit großem Abstand bedeutendsten Liefergesteine für die Rotliegendklastika im Arbeitsgebiet anzunehmen. Dabei spiegelt sich die von BENEK ET AL. (1996) publizierte Verteilung der Vulkanitassoziationen auch in den Geröllen wieder (siehe Abb. 3.5 in Kap. 3.2.1, S. 22). Während der Raum Mecklenburg-Vorpommern fast ausschließlich von den sauren Vulkaniten rhyolithischer bis dazitischer Zusammensetzung gespeist wurde, zeigt sich in Brandenburg eine überwiegend andesitische Zusammensetzung der Liefergebiete. Interessanterweise haben die karbonischen Abfolgen als Liefergesteine keine Bedeutung, obwohl sie nachweislich in einigen Bohrungen des Brandenburger Raums (z.B. Zehdenick 2/75) diskordant unter dem Rotliegenden anstehen.

6.3 Schwermineralspektren

Die untersuchten Schwermineralspektren von 29 Proben werden insgesamt von den opaken Körnern mit Gehalten zwischen 83% und 97% dominiert. Die untersuchten Erzphasen (vor allem Ilmenit und Titanomagnetit) stammen fast ausschließlich von sauren bis dazitischen Vulkaniten (Ilmenit >> Titanomagnetit, NEGENDANK 2001 frdl. mdl. Mitt.) und zeigen das gesamte Spektrum der nach NEGENDANK & NUN (1986) beschriebenen Oxidationsphasen (C₁ bis Hämatit-Pseudobrookit-Verwachsungen). Lediglich in den Proben der Bohrungen Angermünde 1/68 und Friedland 2/70 sind vereinzelte ilmenohämatitische Körner beobachtbar, die auf eine plutonitische Herkunft hinweisen.

Sekundär haben die Erzphasen eine starke hydrothermale Oxidation erfahren. In allen Proben sind weit fortgeschrittene Umwandlungen zu Goethit/Lepidokrokit sowie Limonitisierungen, Hämatitisierungen und vereinzelt Granulitisierungen zu beobachten. Der fast immer angetroffene Leukoxen bestätigt die Annahme einer starken sekundären Oxidation. Ebenfalls in allen Proben zu beobachten sind umgewandelte Framboide von Pyrit, die in den Sedimenten im Grenzbereich zwischen reduzierendem und oxidierendem Milieu entstehen. In der Probe von der Bohrung Prerow 1/65 bilden diese Framboide zusammen mit „Aggregaten“ von vermutlich Limonit das gesamte Spektrum der opaken Körner. Erzphasen sind dort nicht vertreten.

Das Spektrum an transparenten Schwermineralen ist in allen Proben sehr schmal. Als diagnostische Phasen treten Zirkon, Apatit, Turmalin, Rutil, Monazit, Anatas, Baryt, Anhydrit, Fluorit und in ein Einzelfällen auch Titanit und Granat auf. In sechs Proben war der Gehalt an transparenten Mineralen zu niedrig, um statistisch ausgewertet zu werden (Tabelle 10.7 in Anhang A, S. A-9).

Im Folgenden werden die Mineralphasen kurz besprochen.

Zirkon: Die Gesamtgehalte an Zirkon schwanken in den Proben zwischen 30% und 90% mit einem Mittelwert von 56%. Sie sind fast ausschließlich farblos und nur ganz vereinzelt leicht rötlich gefärbt. Es kommen ideomorphe, langprismatische, scharfkantige Kristalle vor, die in der Regel eine deutliche Zonierung und opake Einschlüsse aufweisen. Daneben treten auch gut bis sehr gut gerundete Körner auf, die auf ihren Oberflächen tiefe Narben haben. Innerhalb der Zirkonfraktion wurden diese beiden Korntypen getrennt ausgezählt. Die scharfkantigen, frischen Körner treten im Bereich von 2% bis 67% mit einem Mittelwert von 33,7% auf. Die gerundeten, umgelagerten Körnern sind mit Werten von 1% bis 63% und einem Mittelwert von 22,4% erfaßt worden.

Auffällig ist, daß der Gehalt an den gerundeten Zirkonkörnern in den Proben des Brandenburger Raums (Bohrungen Angermünde 1/68 und Zootzen 1/75) im Gegensatz zu Mecklenburg-Vorpommern generell etwas höher liegt.

Apatit: Apatit ist mit Gehalten zwischen 5% bis 50% und mit einem Mittelwert von 20% die zweithäufigste Fraktion in den untersuchten Proben. Er tritt vor allem als gut bis sehr gut gerundete oder als kurze, stumpfe, farblose Körner auf, die auf der Oberfläche deutliche Narben aufweisen. Hexagonale, scharfkantige Plättchen sind nur zweimal beobachtet worden. Spaltbarkeit ist bei muscheligen Bruch nicht zu erkennen.

Rutil: Der Anteil an Rutil schwankt in allen Proben um den Mittelwert von 14,8% mit einem Maximalwert von 27% und einem Minimalwert von 2,5%. Die Körner zeigen die charakteristischen sehr intensiven braunen, gelben und goldenen Farben. Die Kornformen sind angerundet bis gerundet und das Relief ist sehr hoch. Typisch sind auch multi-lamellare Verzwilligungen und vereinzelt treten auch „knieförmige“ Zwillinge auf.

Turmalin: Die Turmalingehalte liegen durchschnittlich um 6-8% mit Extremwerten bei 2% und 46%. Die Turmaline sind fast ausschließlich kantengerundet bis gut gerundet. Häufig sind auch nur Bruchstücke angetroffen worden. Langprismatische und stengelige Aggregate sind sehr selten. Die Farben schwanken zwischen hellbraun, schwarz, bläulich und grünlich und zeigen immer einen deutlichen Intensitätspleochroismus.

Anatas: Das Vorkommen von Anatas ist auf fünf Proben beschränkt und er tritt nur in einer Probe mit 11,5% vermehrt auf (Bohrung Angermünde 1/68, Probe Am 8). Es handelt sich um scharfkantig-ideomorph ausgebildete tetragonale Täfelchen und Bipyramiden. Die Farbe schwankt zwischen blau und grau mit einem deutlichen, metallischen Glanz. Die in den Proben angetroffenen Körner zeigen keine Doppelbrechung und stellen authigene Neubildungen dar.

Monazit: Monazit tritt nur vereinzelt auf (<1%). Die stengeligen Körner sind angerundet und zeigen eine schwache gelbliche Färbung.

Titanit: Dieses Mineral kommt nur sehr selten vor. Es handelt sich dabei um gerundete, narbige Körner mit schwach gelblich-brauner Färbung bei harzartigem Glanz. Charakteristisch ist das sehr hohe Relief und die Doppelbrechung.

Granat: Ein einziges, farbloses Korn wurde als Granat angesprochen. Es zeigt eine angerundete Kornform bei isotropem Charakter und hohem Relief.

Desweiteren gehören der Schwermineralfraktion noch *Anhydrit*, *Fluorit*, *Chlorit*, *Baryt* und *Hellglimmer* an. Diese sind aber in erster Linie als Bindemittel innerhalb der Sedimente vorhanden und wurden daher nicht in die Analysen einbezogen.

Insgesamt zeigen die Ergebnisse der Schwermineraluntersuchung in der Fläche als auch in dem exemplarisch untersuchten Profil der Bohrung Stavenhagen 1/76 ein sehr schmales Spektrum an. Es dominieren vor allem Zirkone, Apatite, Rutil und Turmaline, die eine sehr stabile Vergesellschaftung anzeigen. Instabile detritische Minerale wurden nicht gefunden. Die Gründe hierfür sind zum einen sicherlich die hohen Reifegrade der Rotliegendgesteine generell. Die häufige Wiederaufarbeitung und Umlagerung der Sedimente zerstörte die instabilen Schwerminerale. Ein weiterer Grund liegt auch in den oxidierenden Paläogrundwässern im Rotliegenden, die ebenfalls zersetzend auf viele Schwerminerale eingewirkt haben. Die Herkunft der resultierenden Mineralassoziationen kann mit den, das Liefergebiet dominierenden, Lithologien der sauren bis andesitischen Effusiva des Permokarbons erklärt werden.

Die hier dargestellten Schwermineralspektren in der Fläche und im Profil zeigen keine Gesetzmäßigkeiten an, die eine Gliederung der Sedimente nach der Schwermineralführung zulassen würden. Lediglich das vermehrte Auftreten von sedimentären, gut gerundeten Zirkonen in den Bohrungen des Brandenburger Raums deutet hier auf einen längeren und intensiveren Sedimentationsprozeß hin (HETZER, W., JUDERSLEBEN, G & GOTTESMANN, W.: Schwermineralanalysen, Ergebnisbericht Bohrung Oranienburg 1/68, S. 64 ff.). In den Bohrungen von Mecklenburg-Vorpommern dominieren scharfkantige, „frische“ Zirkone. Daraus kann ein kürzerer Transportweg, verbunden mit einer nicht so intensiven Umlagerung der Sedimente, am Nordrand des NEDB abgeleitet werden.

Die Analyse der Erzphasen bestätigt die Annahme der permokarbonischen Vulkanite als wichtigste Liefergesteine für die Rotliegendesedimentation. Nur untergeordnet sind für die Bohrungen Friedland 2/70 und Angermünde 1/68 plutonische Ausgangsgesteine (Ilmenohämatite) nachweisbar.

7 Zeitlich-räumliche Entwicklung des Rotliegenden

Für die Darstellung der sehr mobilen und komplexen Faziesvergesellschaftungen des Rotliegenden innerhalb des NEDB zeigen die im Folgenden ausgewiesenen Faziesgürtel jeweils nur den Bereich an, in dem sie dominant auftreten. Gerade in ariden kontinentalen Ablagerungsräumen wie dem Rotliegenden sind klassische Verschiebungen der Faziesgürtel nicht gegeben. Vielmehr ist ein plötzliches Aussetzen verbunden mit einem Faziesprung zu beobachten.

Die faziellen Interpretationen der in dieser Studie nicht bearbeiteten Rotliegend-Formationen in der Altmark-Region am Südrand des NEDB basieren im Wesentlichen auf vorangegangenen Arbeiten von LINDERT ET AL. (1990), STUMM ET AL. (1990a), STUMM ET AL. (1990b), HELMUTH & SÜSSMUTH (1993), KLEDITZSCH & KURZE (1993), SCHNEIDER & GEBHARDT (1993), PLEIN (1995), GAST ET AL. (1998) sowie den lithofaziellen Bohrungsberichten.

7.1 Altmark- und Müritz-Subgruppen

Informationen zur sedimentologischen und faziellen Entwicklung der Altmark- und Müritz-Subgruppen sind auf dem Gebiet des NEDB nur aus einzelnen Bohrungen (z.B. Schwaan 1/76 oder Zootzen 1/75) bekannt. Zudem sind diese Formationen größtenteils auf der Grundlage lithofazieller Untersuchungen den Subgruppen zugeordnet worden (PLEIN 1995). Festzuhalten bleibt, daß die untersuchten Abfolgen der Altmark- und Müritz-Subgruppen in den bearbeiteten Profilen kaum Unterschiede in der Fazies und der Zusammensetzung zur Hangenden Havel-Subgruppe aufweisen. Lediglich die grauen, mikritischen Kalkgesteine mit schwankenden Silikatgehalten aus der Bohrung Zootzen 1/75 nehmen eine Sonderstellung ein. Ein weiterer wichtiger Aspekt ist, daß in einigen Profilen vollmarine Faunen (Fischreste) entdeckt wurden, die ein regional verknüpftes Drainagesystem mit Zugang zum Meer voraussetzen (SCHNEIDER & GEBHARDT 1993). Von paläogeographischen Interpretationen ist insgesamt jedoch abzusehen, da die sehr lückenhafte Datenbasis zu viele Spekulationen erfordern würde. Eine Ausnahme bildet die am äußersten Beckennordrand NW-SE verlaufende Strelasund-Senke, deren Entwicklung durch die Verknüpfung von sedimentologischen und seismischen Studien bewertet werden kann (RIEKE ET AL. 2001) und die hier im Folgenden kurz zusammengefaßt wird.

Die Strelasund-Senke besteht aus einer NW-SE gerichteten Aneinanderreihung von Subbecken, die jeweils von NE-SW streichenden Hochlagen (Ausläufer des Richtenberg-

Hochs, Lütow-Hoch) begrenzt werden (Abb. 7.1). Die nachweislich schon im Karbon bestehende Senke (LINDERT 1994) verdankt ihre Morphologie bruchtektonischen, extensionalen Deformationen aufgrund von duktilen, krustalen Bewegungen entlang des Stralsunder Störungssystems mit dextraler Scherung im Permokarbon.

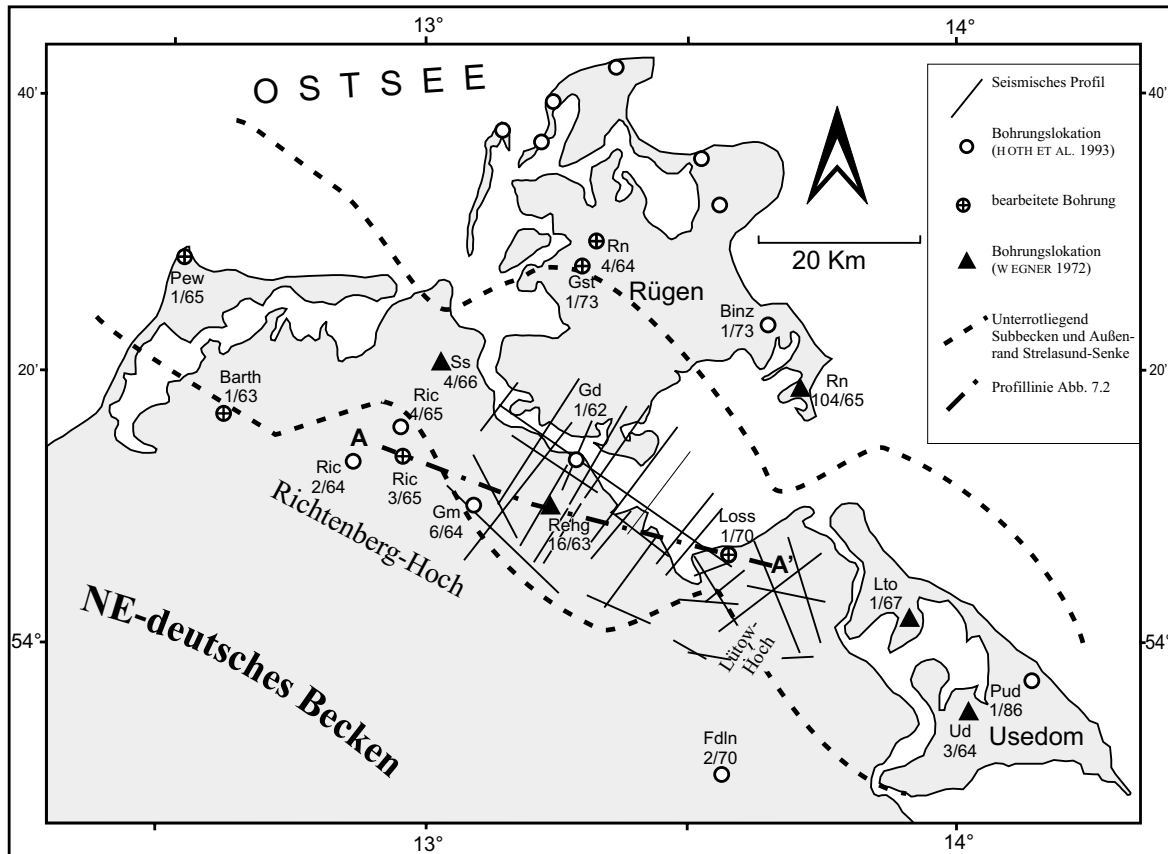


Abb. 7.1: Räumliche Lage und morphologische Gliederung der Strelasund-Senke am NE-Rand des NEDB.

Die Verbindung der strukturellen Untersuchungen mit den sedimentologischen Auswertungen der Bohrungen in einem Subbecken lassen stellvertretend Rückschlüsse auf die Rotliegend-Entwicklung innerhalb der Senke zu. In der Abbildung 7.2 ist die in drei Phasen untergliederte Entwicklung schematisch dargestellt.

I Syn-extensionale und post-extensionale Phase

Die Auswertung der seismischen Profile ergab einen als Top der permokarbonischen Vulkanite interpretierten Reflektor, der post-magmatische, nicht genauer datierbare tektonische Ereignisse belegt. Innerhalb des zentral gelegenen Subbeckens befindet sich eine Reihe steil NW streichender Störungen. Diese *en-echelon* angelegten Versätze werden als *dip-slip*-Störungen interpretiert. Die vertikalen Abschiebungen erreichen lokal bis ca. 1 km Versatz.

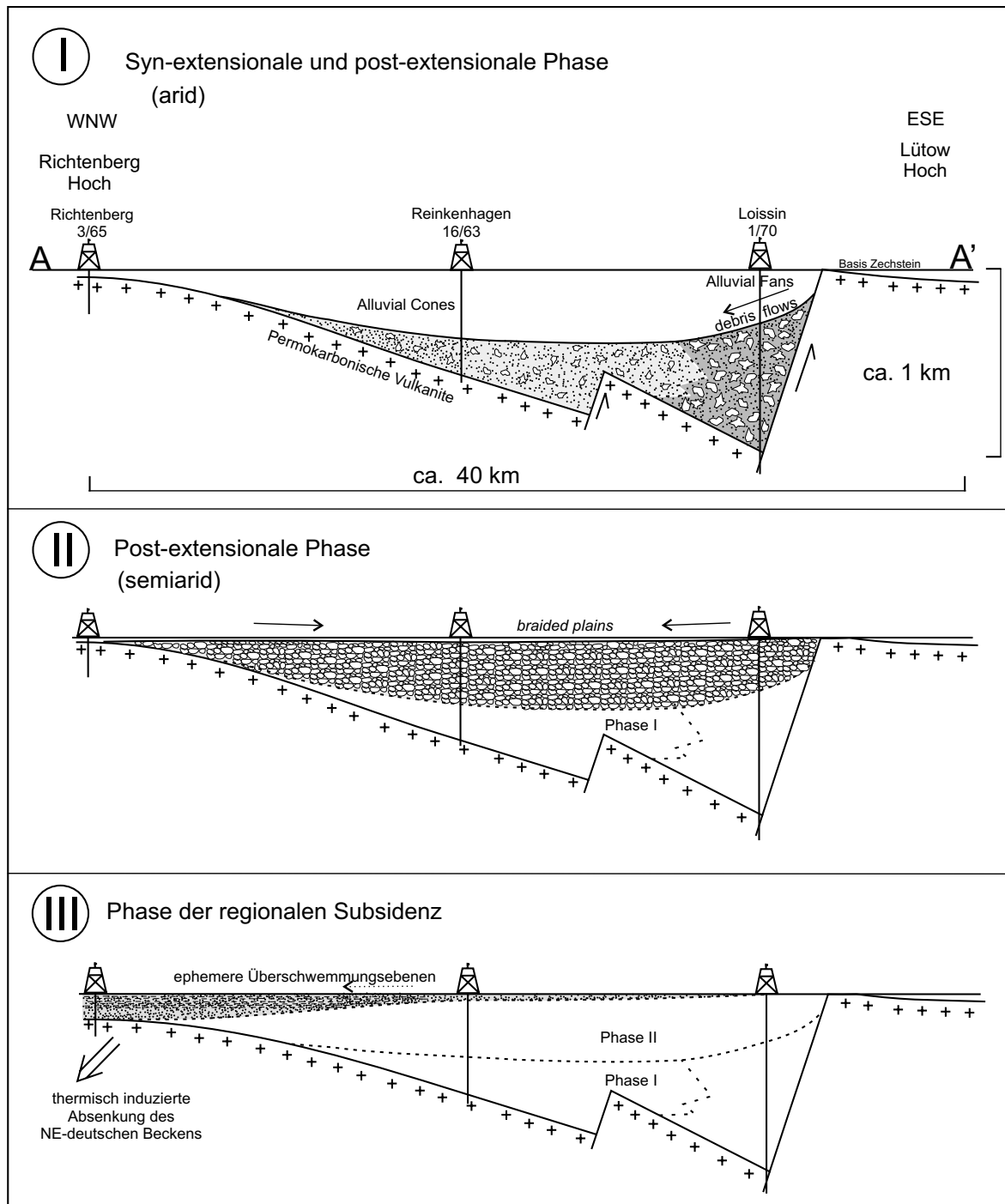


Abb. 7.2: Tektono-sedimentäre Entwicklung der Altmark-, Mürzt- und Elbe-Subgruppen innerhalb der Strelasund-Senke. Die Lage des Profils (A-A') ist in Abbildung 7.1 dargestellt.

Die Ausgangsgeometrie des Beckens zeigt eine stark asymmetrische Form mit einem tektonisch kontrollierten steilen SE-Rand und einem sanft ansteigenden NW-Rand (Abb. 7.2). Die Sedimente der Phase I sind stark von der tektonisch generierten Morphologie beeinflusst. In Bohrungen, die in unmittelbarer räumlicher Nähe zu den Störungen stehen, sind bis zu ca. 700 m mächtige, sehr grobklastische Abfolgen von *debris flow* dominierten-

Alluvial Fans dokumentiert (Bohrung Loissin 1/70). Auf den flachen Hängen im NW-Teil des Subbeckens werden fast ausschließlich geröllführende Sandsteine abgelagert (WEGNER 1972), die als *Alluvial Cones* interpretiert werden. Aus den Faziesassoziationen leitet sich ein übergeordnetes arides Klima für die Phase I ab.

II Post-extensionale Phase

Die post-extensionale Phase ist ein Zeitraum der tektonischen Ruhe verbunden mit einem klimatischen Übergang zu regelmäßigeren Niederschlägen. Das führt zu einer raschen beckenweiten Verfüllung des Akkomodationsraums durch die komponenten-gestützten Konglomerate des *braided plain*-Subenviroinments. Diese Abfolgen erreichen Mächtigkeiten von bis zu 312 m und können lokal in sehr hochenergetischem Milieu abgelagert worden sein (z.B. Bohrung Loissin 1/70).

III Phase der regionalen Subsidenz

Die Phase der regionalen Subsidenz ist die abschließende Periode der Rotliegend-Entwicklung innerhalb der Strelasund-Senke. Die Sedimentation wird durch zunehmende thermische Subsidenz des im SW anstehenden NEDB gesteuert. Durch die Absenkung wird das Richtenberg-Hoch im SW des Subbeckens in die Sedimentation der ephemeren Überschwemmungsebenen einbezogen. Dadurch wird die vormals isolierte Strelasund-Senke mit dem NEDB verbunden.

Die Abfolgen dieser Phase erreichen Mächtigkeiten von wenigen Metern im NE bis über 300 m im SW (Abb. 7.2). Da die Hauptphase der Absenkung des NEDB im obersten Rotliegenden (Elbe-Subgruppe) beginnt, sind die Sedimente dieser Periode mit in die Dethlingen- und Hannover-Formationen einzustufen.

7.2 Havel-Subgruppe

7.2.1 Parchim-Formation

Die Parchim-Formation markiert die initiale Phase der beckenweiten Entwicklung des Rotliegenden im Untersuchungsgebiet. Ausgehend von einer erneuten, extensiven Reaktivierung des tektonischen Regimes vorzugsweise an NW-SE streichenden Störungselementen kommt es im Gebiet des NEDB zur Erweiterung der permokarbonischen transtensiven *pull apart*-Becken (BACHMANN & GROSSE 1989, HOFFMANN 1990, ZIEGLER 1990). Ein System von konjugierten dextralen und sinistralen bruchtektonischen Transformstörungen (*strike slip-faults*) kontrolliert die Beckenränder (siehe hervorgehobene

Störungsbahnen in Abb.7.3). Es sind dies die NW-SE streichende Rostock-Gramzow-Störung im N und die etwa parallel verlaufende Elbe-Linie im S. Die südöstliche Begrenzung bildet das NE-SW streichende Ahrendsee-Tiefenbruch-System (für Lokation siehe Abb. 3.2, S. 15).

Die Sedimentation der Parchim-Formation deutet auf ein in zwei Teilbecken untergliedertes Ablagerungszentrum hin (Abb. 7.3). Dies sind die Westmecklenburg-Senke (WMS) im NW und die beckenzentral gelegene Havel-Müritz-Senke (HMS) mit jeweils über 600 m mächtigen Abfolgen. Getrennt werden sie von dem Zentral-Mecklenburg-Hoch (ZMH). Den Nordrand der parchimzeitlichen Ablagerungszentren bildet das Richtenberg-Hoch (RH). Im E und SE trennen die westlichsten Ausläufer des Wollstein-Hochs (WH) das Becken ab. Der Beckenrand im S besteht aus den nördlichsten Ausläufern des Flechtingen-Hochs und im SW aus dem Altmark-Hoch (AH).

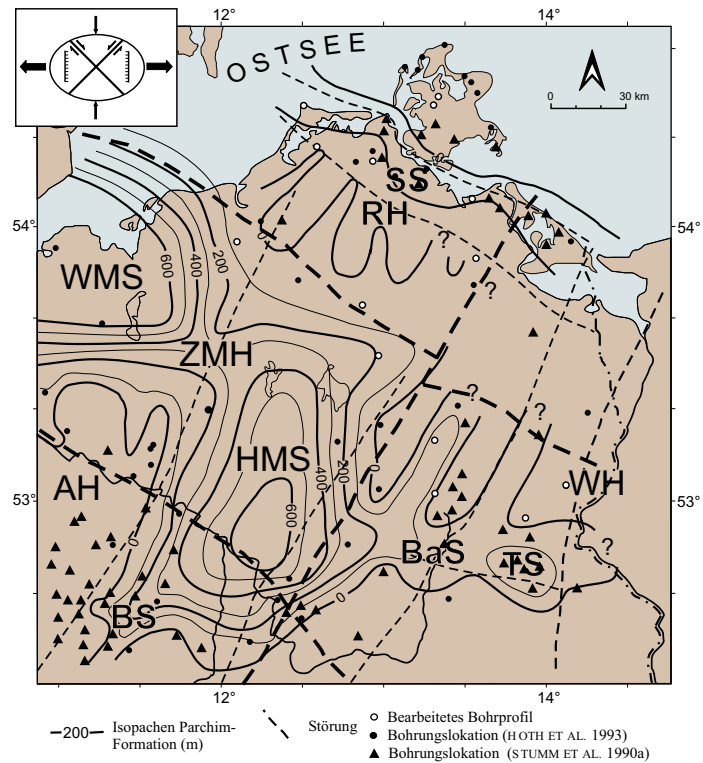


Abb. 7.3: Isopachenkarte der Parchim-Formation im NEDB (nach LINDERT ET AL. 1990, STUMM ET AL. 1990a, BALTRUSCH & KLARNER 1993, HOTH ET AL. 1993 und diese Arbeit). Erläuterung siehe Text.

Die Morphologien der nördlichen und südöstlichen Beckenränder des NEDB zeigen stark reliefierte und komplexe Strukturen an. Die Evaluierung von seismischen Profilen auf dem Gebiet von NE-Brandenburg ergab neben einer ererbten herzynisch streichenden Wellung des variskischen Vorlandes (GAST ET AL. 1998) auch eine strukturelle Gliederung in NE-streichende Gräben und Horste (KLARNER 1993, BALTRUSCH & KLARNER 1993). Die in Abbildung 7.3 gewählte Darstellung zeigt vereinfacht die Grabenstrukturen. Die herzynisch streichenden Barnim-Senke (BaS) und Tuchen-Senke (TS) werden als *pull apart*-Depressionen interpretiert.

Die erneute Auswertung von seismischen Profilen entlang des Richtenberg-Hochs (RH) am Beckennordrand ergab ebenfalls mehrere kartierbare NE-gerichtete Strukturen (mdl. Mitt. KOSSOW 2000), die als Grabenstrukturen interpretiert werden. Ähnliche Beobachtungen postulierten auch HELMUTH & SÜSSMUTH (1993). Jedoch zeigen in dem vorliegen-

den Fall die Grabenstrukturen eine zunehmende Verjüngung in Richtung NE und laufen zum Richtenberg-Hoch hin aus (Abb. 7.3).

Die Genese der Grabenstrukturen wird mit beckenweiter Wrenchtektonik an NW-SE gerichteten Störungselementen ab dem Oberkarbon im NEDB in Verbindung gebracht. In der Komplementärriechung (NNE-SSW) wurden parallel Schwächezonen angelegt, die in den späteren Bewegungsphasen (Unterperm) zur Entwicklung von Graben- und Halbgraben-systemen führten. Der genaue Zeitpunkt der tektonischen Ereignisse ist nicht datierbar. Jedoch weisen tholeiitische bis alkalische Basalte in der Altmark auf tektonische Aktivitäten direkt an der Basis der Parchim-Formation hin (MARX ET AL. 1995). Es ist zudem davon auszugehen, daß diese Aktivitäten am Südrand und im Brandenburger Raum wesentlich intensiver waren, als am Nordrand wo nachweislich keine Effusiva mehr gefördert wurden.

Die dominierende Struktur des Südrandes des NEDB ist die N-streichende Altmark-Schwelle (AH). Die östliche Begrenzung bildet die subparallel verlaufenden Beber-Senke (BS), deren Genese vermutlich mit den Grabensystemen in Zusammenhang steht.

Die sedimentologisch-fazielle Entwicklung der Parchim-Formation im NEDB ist stark von der tektonisch generierten Morphologie beeinflusst und zeigt im Arbeitsgebiet eine deutliche Zweiteilung. Diese beruht auf dem Wandel von einer kurzen und intensiven Phase von feuchtem Klima (hier im Sinne einer hohen Periodizität von Niederschlägen) zu Beginn der Parchim-Formation zu erhöhter Aridität. In der folgenden Abbildung (Abb. 7.4) sind die jeweiligen Faziesassoziationen für trockenes und feuchtes Klima dargestellt.

Die beckenweite Sedimentation der Parchim-Schichten wird durch eine kurze Phase regelmäßiger Niederschläge eingeleitet (Abb. 7.4 A). Entlang des Nordrandes (ausgehend vom Richtenberg-Hoch, vgl. Karte in Abb. 7.3) fungieren die in Längsrichtung zum Beckenzentrum laufenden Gräben als Transportkanäle, die die *braided plains* mit klastischem Material beliefern. Das Netzwerk fluviatiler Ströme progradiert beckenwärts und wird teilweise über den Effusiva des Permorkarbons oder lakustrinen Ablagerungen von vermutlich der Müritz-Subgruppe (Bohrung Schwaan 1/76 im Anhang B S. 78) abgelagert. In den beckenzentralen Bereichen etablierte sich über basalen, meist nur sehr geringmächtigen (<5 m) konglomeratischen Sandsteinen ein Sand Flat-dominiertes Ablagerungsraum. In der NW-Mecklenburg-Senke sind Tonsteine mit Playa See-Fazies zwischengeschaltet.

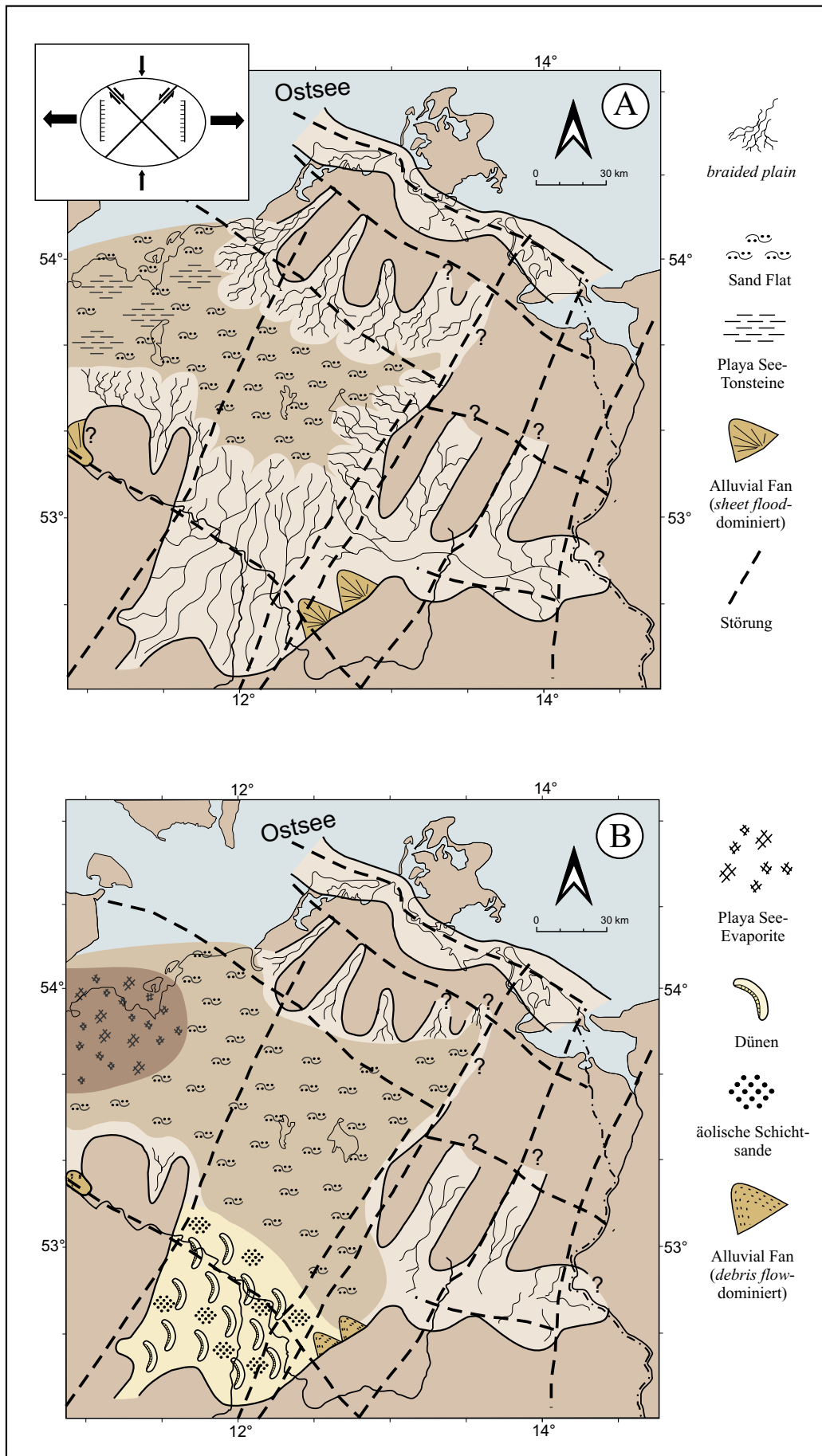


Abb. 7.4: Paläogeographisch-fazielle Entwicklung der Parchim-Formation im NEGB. Dargestellt sind die Faziesverteilungen für die feuchtklimatische (A) und die trockentklimatische (B) Periode.

Den exakten Beginn der Parchim-Formation auf dem Gebiet Brandenburgs festzulegen, ist aufgrund der intensiven tektonischen Gliederung aus prä-parchim-Zeiten oftmals nicht möglich und beruht daher überwiegend auf lithofaziellen Kriterien. Auffallend ist, daß in den untersuchten Profilen keine eindeutigen Hinweise auf Alluvial Fan-Fazies gegeben sind. Zudem liegen die Grabenstrukturen quer zum Beckenzentrum. Es ist daher großräumig von eher lokalen Schüttungsereignissen in moderat- bis hochenergetischen Milieus in den Gräben auszugehen. WEGNER (1978) vermutet aufgrund des vermehrten Auftretens von sauren Effusivgeröllen in den basalen Konglomeraten der Bohrung Zootzen 1/75 den Raum um die nördlich gelegenen Friedland-Bohrungen als ein mögliches Liefergebiet. Daraus könnte zusätzlich ein untergeordneter Sedimenttransport in Grabenlängsrichtung von N nach S abgeleitet werden.

Den Südrand dominiert ein gigantisches verflochtenes fluviatiles Netzwerk das im Wesentlichen aus der Beber-Senke (Transportkanal) und von den angrenzenden Hochlagen gespeist wird. Im Gegensatz zum Nordrand zeigen diese hochmobilen *braided plains* eine laterale Zonierung mit zunehmender durchschnittlicher Korngrößenverringernung. Große Teile der Havel-Müritz-Senke werden von diesem Netzwerk beliefert, und die distalsten Ausläufer erreichen das Zentral-Mecklenburg-Hoch.

Die Bohrungen im Raum Kotzen am Südrand erbohrten Abfolgen mit stark variierenden Gefügen und Texturen innerhalb der Konglomerate, sowie variierendes Schichteinfallen bis 20°. Diese Informationen in Verbindung mit den stark schwankenden Mächtigkeiten der Parchimschichten könnten Hinweis auf Alluvial Fan-Fazies sein (Abb. 7.4 A).

Im weiteren Verlauf der Parchim-Formation nimmt die Häufigkeit der Niederschläge deutlich ab (Abb. 7.4 B). Dies führt zu einer weitreichenden Reduktion der fluviatilen Aktivitäten. Am Nordrand spiegelt sich das in einem fließenden Übergang von den *braided plain*-Konglomeraten in die überlagernde, reine Sand Flat-Fazies wider. In der NW-Mecklenburg-Senke werden 77 m mächtige Evaporite (Halit) der Playa See-Fazies abgelagert, die aus einer rein halitischen unteren Abfolge (45 m) und einer oberen halitischen Siltstein-Serie (32 m) bestehen (Ergebnisbericht Schwerin 1/87, Bearbeiter D. WARNCKE).

In weiten Teilen des Beckens dominiert ungestörte Sand Flat-Fazies den Ablagerungsraum. Am Beckensüdrand, wo morphologische Hochlagen (z.B. das Altmark-Hoch) als Sedimentfänger agieren, etabliert sich eine großräumige äolische Erg-Fazies (Abb. 7.4). Diese wird hauptsächlich von Dünen und Schichtsand dominiert (Büste-Sandstein der oberen Parchim-Formation mit bis zu mehreren hundert Meter Mächtigkeit, PLEIN & GEBHARDT 1995). Im Meterbereich zwischengeschaltet sind Abfolgen von Interdünen und seltenen sandigen Schichtflutablagerungen (KLEDITZSCH & KURZE 1993, HELMUTH & SÜSSMUTH 1993). Die Akkumulation der äolischen Fazies am Beckensüdrand erfolgte

durch die beckenweit konstant vorherrschende Paläowindrichtung von NE (GLENNIE 1982, GEORGE & BERRY 1994). Nur während Phasen hoher Aridität ist ein genügend großes Sedimentbudget vorhanden, um Dünenfelder überhaupt erst möglich zu machen. Sowohl der tiefe Grundwasserspiegel als auch die nur vereinzelt auftretenden fluviatilen Ereignisse sorgen für generell geringe Erhaltungspotentiale der Sedimente. In weiten Teilen des Arbeitsgebietes am Nordrand und Südostrand des NEDB herrscht deshalb Deflation vor.

Die lokal auftretenden Alluvial Fans am Beckensüdrand sollten in der ariden Phase überwiegend *debris flow*-Sedimentation aufweisen. Jedoch sind die Erhaltungspotentiale dieser Fazies extrem gering, so daß sie in den Profilen kaum beobachtbar sind.

Die parchimzeitliche Sedimentation innerhalb der Strelasund Depression am Nordrand des NEDB ist von nur noch sehr lokal auftretenden Schichtflutablagerungen geprägt (RIEKE ET AL. 2001). Eine sichere räumlich-fazielle Zuordnung ist aufgrund der spärlichen Informationen nicht möglich.

7.2.2 Mirow-Formation

Die Sedimentation der Mirow-Formation im Gebiet des NEDB folgt weitestgehend noch den parchimzeitlich angelegten Strukturen. Jedoch zeigt sich ein wesentlich einheitlicherer Ablagerungsraum mit der Westmecklenburg-Senke (WMS) als Depozentrum (Abb. 7.5). Dort sind über 600 m Sedimente der Mirow-Formation erbohrt (HOTH ET AL. 1993). Die Havel-Müritz-Senke tritt nicht mehr in Erscheinung. Im Verlauf der Mirow-Formation setzt auch die initiale Phase der beckenweiten thermischen Subsidenz ein. In deren Folge greifen die Sedimente an den Beckenrändern progressiv und diskordant über ältere Formation über. Die beckeninterne morphologische Gliederung wird zunehmend eingeebnet.

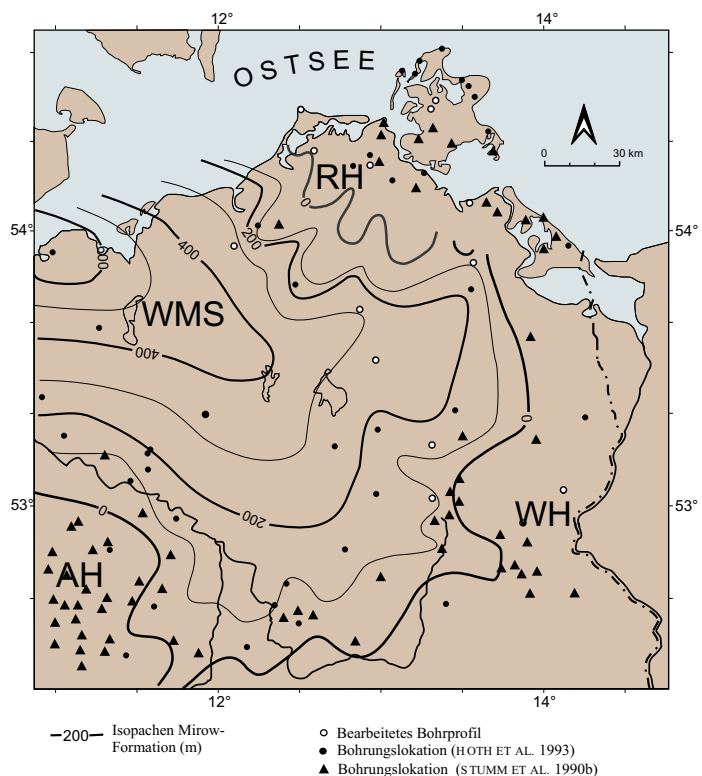


Abb. 7.5: Isopachenkarte der Mirow-Formation im NEDB (nach LINDERT ET AL. 1990, STUMM ET AL. 1990b, HOTH ET AL. 1993 und diese Arbeit).

Der sedimentologische und fazielle Wechsel an der Basis der Mirow-Formation ist in allen Bohrungen - soweit vorhanden - sehr scharf und deutlich zu erkennen. Über den Salt Flat-Sedimenten der obersten Parchim-Formation im Arbeitsgebiet setzt erosiv die Schüttung fluviatiler schlecht sortierter Sandsteine in Terminal Fan-Fazies ein (Abb. 7.6 A).

Am Nordrand sind lediglich mediale und distale *distributary*-Assoziationen angetroffen worden. Die parchimzeitlichen NE-SW gerichteten Grabenstrukturen entlang des Richtenberg-Hochs werden erneut als Transportkanäle aktiviert. Jedoch ist die Morphologie schon so weit eingeebnet, daß eine hoch energetische proximale und auch mediale *distributary* Fazies der Terminal Fans nicht gegeben ist.

Anders ist die Situation an den südöstlichen und südlichen Beckenrändern. Dort progredieren die Terminal Fans über die parchimzeitlichen Strukturen wesentlich hoch energetischer, weiträumiger und häufig mit konglomeratischen bis geröllführenden Sandsteinen an der Basis.

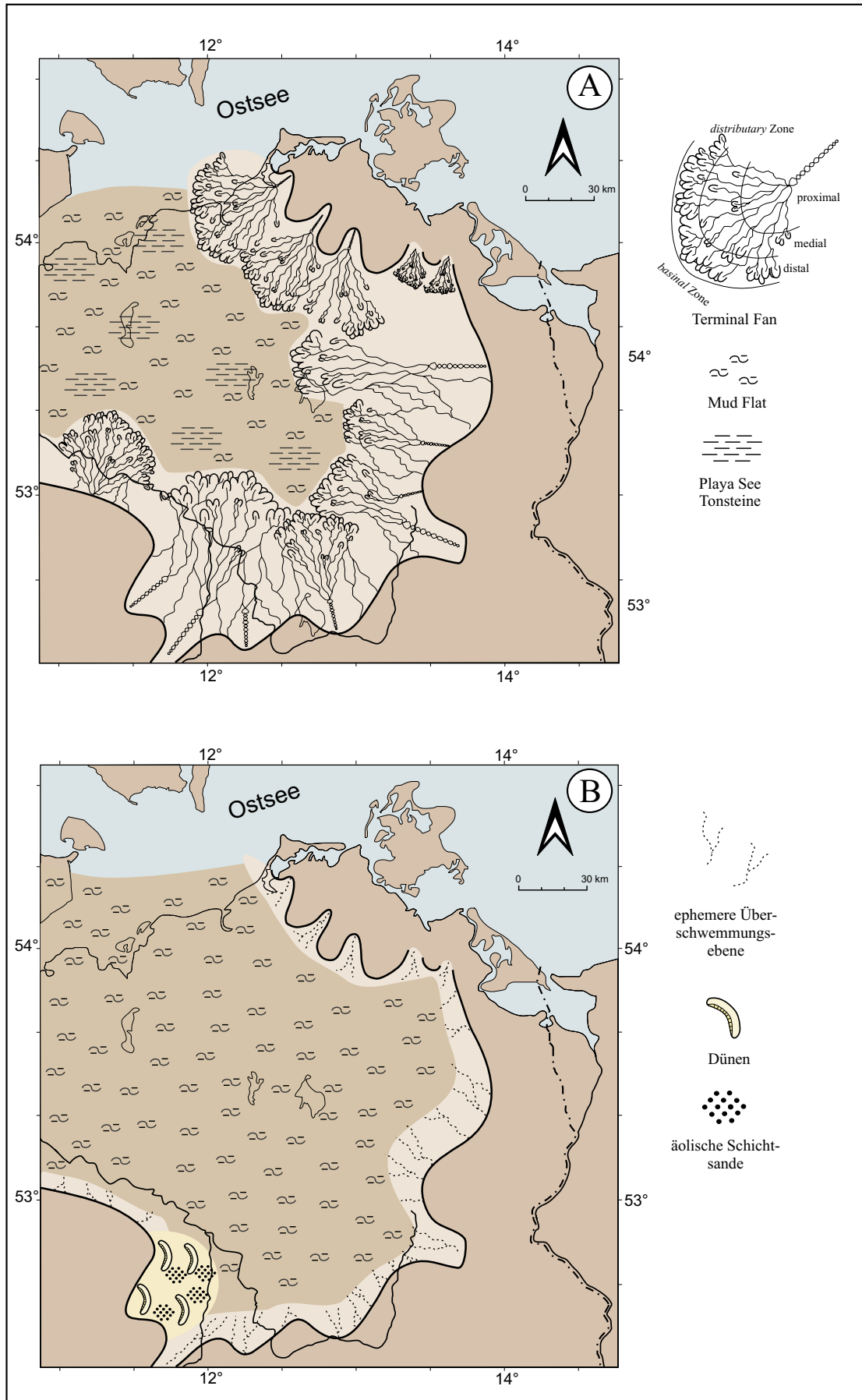


Abb. 7.6: Paläogeographische Situation im NEDB während der Mirow-Formation. Dargestellt sind die Faziesverteilungen für die feuchtklimatischen (A) und die trockenklimatischen (B) Perioden.

Der Sedimenteintrag ins NEDB während der Mirow-Epoche erfolgt also hauptsächlich ausgehend vom Südrand, während der klastische Eintrag am Nordrand eine nur untergeordnete Rolle spielt. Die Abbildung 7.6 A zeigt die maximale Ausdehnung der zusammenhängenden Terminal Fan-Systeme. In zentralen Bereichen des mirow-zeitlichen Ablagerungsraums herrscht eine Wechselfolge von feinsandig bis tonsiltigen Sedimenten in Mud Flat-Fazies und homogenen Tonsteinen des Playa See-Subenvironments vor. Innerhalb dieser sind sehr häufig Fossilien der Hydromeduse *Medusina limnica* anzutreffen. Vereinzelt treten im Beckenzentrum noch dünnbankige fluviatile Feinsandsteine als isolierte Schichtflutablagerungen auf.

Während Phasen höherer Aridität sind die fluviatilen Ablagerungssysteme auf schmale Gürtel entlang der Beckenränder begrenzt (Abb. 7.6 B). Diese werden wegen der nicht zusammenhängenden Abläufe allgemeiner als ephemere Überschwemmungsebenen angesprochen. Der bei weitem größte Teil des Beckens wird vom Mud Flat-Subenvironment dominiert. Auch hier sind wieder weite Teile des Arbeitsgebietes der Winderosion ausgesetzt. Äolische Sedimentation ist auf kleine Areale an der Ostflanke des Altmark-Hochs im S des NEDB begrenzt. Für dieses nur begrenzte Auftreten von Erg-Fazies während der Mirow-Epoche gibt es mehrere Gründe. Zum einen ist die Morphologie innerhalb des Beckens nicht mehr intensiv genug, um als Sedimentfänger aktiv sein zu können (PLEIN & GEBHARDT 1995). Demzufolge verlagert sich die äolische Akkumulation nach W in die dort weiterhin vorhandenen N-S gerichteten Grabenstrukturen (DRONG ET AL. 1982, GAST 1988). Zum anderen besitzen äolische Sedimente generell nur geringe Erhaltungspotentiale, da sie oberhalb des Grundwasserspiegels abgelagert werden. Dementsprechend intensiv ist die Umlagerung durch nachfolgende fluviatile Ereignisse. Der wichtigste Grund ist jedoch, daß Ablagerungen, die längere Phasen hoher Aridität dokumentieren (wie z.B. Evaporite), beckenweit nicht existieren (Abb. 7.6).

Für diese Interpretation sprechen noch weitere Fakten. Das Vordringen fluviatiler Systeme (z.B. das der Mirow-Formation) innerhalb arider Becken ist in erster Linie von der Menge zur Verfügung stehenden Wassers für den Transport abhängig. Ebenso zeigen die regelmäßig beobachteten Hydromedusen in der Mirow-Formation eine Aufsüßung der Playa Seen im Beckenzentrum an. In der Altmark-Region zeigen die mirow-zeitlichen fluviatilen Sandsteine innerhalb der Schwermineralspektren Maximalgehalte von Anatas an (KLEDITZSCH & KURZE 1993). Die Bildung dieses authigenen Schwerminerals erklären die Autoren mit der Anwesenheit von viel Wasser in den Sedimenten.

Schlußfolgernd deuten diese Beobachtungen für die Mirow-Epoche eine Periode mit relativ konstantem semiaridem Klima an.

7.3 Elbe-Subgruppe

7.3.1 Dethlingen-Formation

Mit der Dethlingen-Formation beginnt im Gebiet des NEDB das Hauptstadium der thermisch-induzierten Beckensubsidenz mit Zentrum in NW-Mecklenburg (Abb. 7.7).

Dort erreichen die Sedimente der Dethlingen-Formation eine Mächtigkeit von bis zu 600 m (HOTH ET AL. 1993). Im Zuge der Absenkung dehnt sich der Ablagerungsraum gegenüber der liegenden Mirow-Formation beträchtlich aus. Am Beckennordrand wird das ehemalige Richtenberg-Hoch in die Sedimentation einbezogen. Die Beckengrenze verläuft etwa parallel zur Küstenlinie (Abb. 7.7).

Das den Süd- und Südoststrand des NEDB bildende Wollstein-Hoch (WH) wird ebenfalls zunehmend mit

Sedimenten überlagert. Im Verlauf der Dethlingen-Formation verliert das WH seine Rolle als trennende Schwelle und das NEDB wird mit dem Polnischen Becken im E verbunden. Der Südrand des Beckens verlagert sich weit nach S auf den thüringischen und sachsenanhaltinischen Raum. Das vormals trennende Altmark-Hoch im SW besteht ebenfalls nicht mehr. Somit ist auch eine strukturelle Verknüpfung zum NW-deutschen Becken geschaffen.

Die sedimentologische und fazielle Entwicklung der Dethlingen-Formation darzustellen ist aufgrund der sich stark ausdehnenden, variierenden und deutlich zyklischen Veränderungen schwierig. Da zudem auch eine exakte Korrelation in den beckenrandlichen Gebieten wegen der überwiegend fluviatilen Fazies nicht möglich ist, zeigt die Karte A in der Abbildung 7.8 schematisiert die Faziesassoziationen während klimatisch feuchter Perioden.

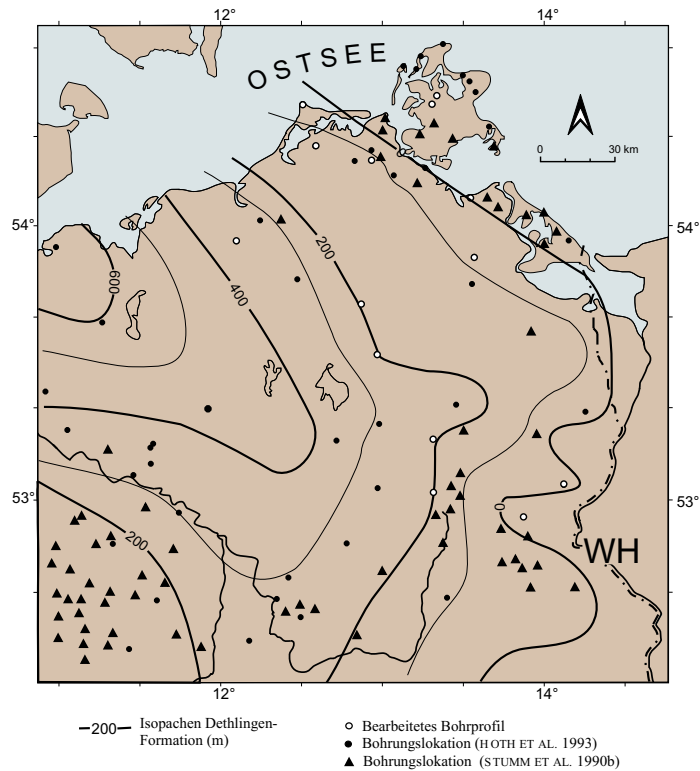


Abb. 7.7: Isopachenkarte der Dethlingen-Formation im NEDB (nach HOTH ET AL. 1993 und diese Arbeit). Erläuterung siehe Text.

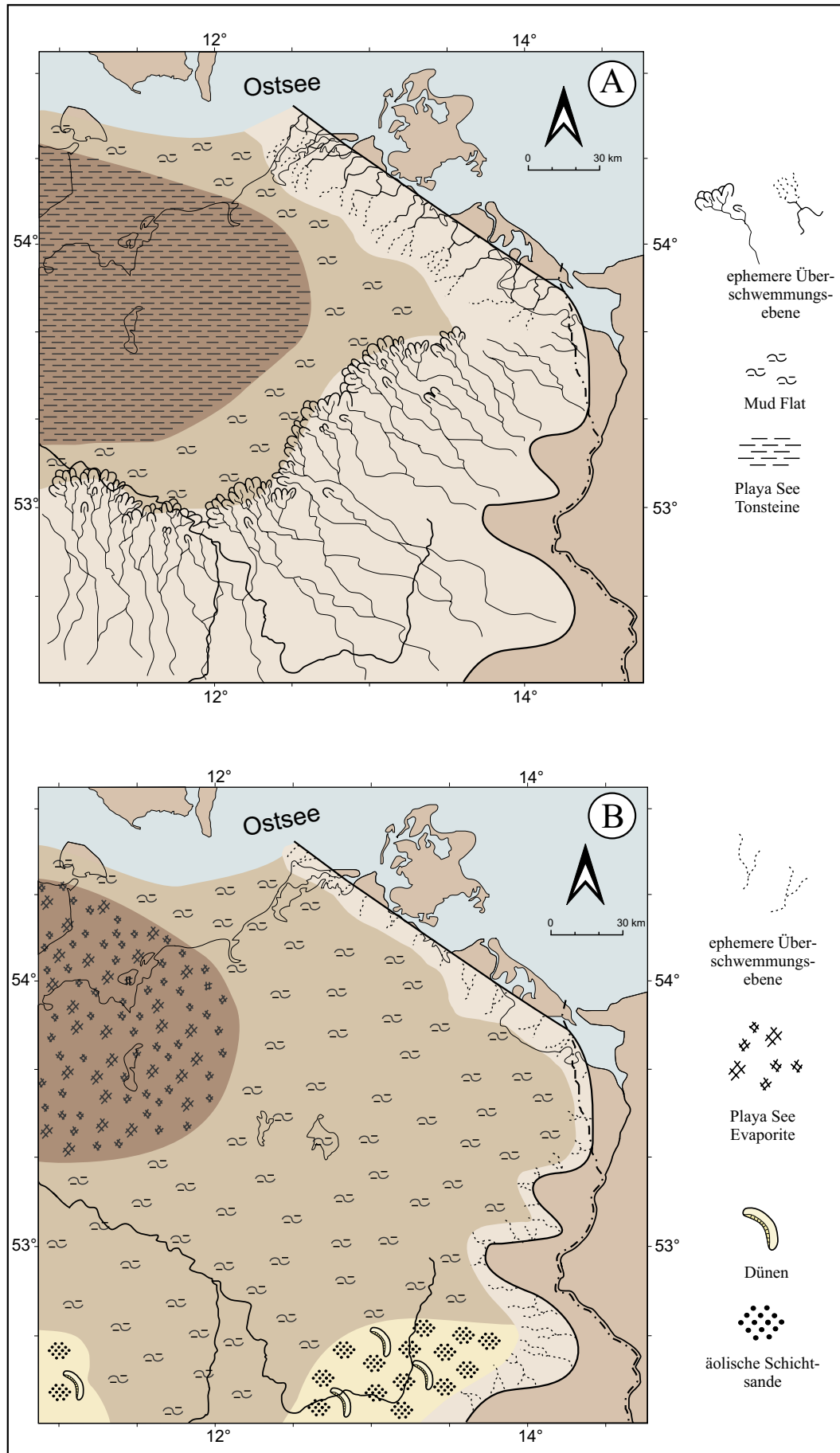


Abb. 7.8: Paläogeographische Situation im NEDB während der Dethlingen-Formation. Dargestellt sind die Faziesverteilungen für die feuchtklimatischen (A) und die trockentklimatischen (B) Perioden.

Als Beginn der Elbe-Subgruppe wird allgemein die Schüttung des, den gesamten Beckensüdrand umspannenden, Hauptsandsteins an der Basis der Dethlingen-Formation angesehen (PLEIN 1995). In der Abbildung 7.8 A ist die maximale Ausbreitung des Hauptsandsteins dargestellt, der als ein hochenergetisches, mobiles fluviatiles Netzwerk der ephemeren Überschwemmungsebenen interpretiert wird. Intern weist der Faziesgürtel des Hauptsandsteins eine relativ deutliche Gliederung aufgrund der abnehmenden Strömungsenergien in Richtung Beckenzentrum auf. So zeigt die Bohrung Zehdenick 2/75 eine insgesamt ca. 70 m mächtige hochenergetische proximale Fazies an. Die Basis der Dethlingen-Formation in der Bohrung Zootzen 1/75 ist dagegen überwiegend von medialer und distaler Fazies der ephemeren Überschwemmungsebene geprägt. Die distalsten Ausläufer des Hauptsandsteins erreichen die Bohrung Penzlin 1/75, in der nur noch wenige Meter kiesiger fluviatiler Sandsteine an der Basis der Dethlingen-Formation beobachtbar sind.

Die genaue Ursache für die vom Südrand ausgehende immense Schüttung ist diskussionswürdig. Die postulierten Hebungen im südlichen Hinterland („Altmark-III-Bewegungen“) sind aus den schon in Kapitel 3.3.2 dargelegten Gründen abzulehnen. Viel wahrscheinlicher ist, daß das Gleichgewichtsprofil der ephemeren Ströme durch die relative Absenkung des Beckens im Vergleich zu den im südlichen Hinterland anstehenden Varisziden verändert wurde. Demnach wäre die Subsidenz der entscheidende Auslöser für die Bereitstellung von großen Mengen klastischen Materials im Einzugsgebiet der fluviatilen Systeme.

Am Beckennordrand etabliert sich ein schmales Band von nur schwach ausgebildeten ephemeren Überschwemmungsebenen (Abb. 7.8 A).

Die Basis der Elbe-Subgruppe im Übergangsbereich vom Beckenrand zum -zentrum festzulegen, ist schwierig, da der fluviatile Sedimenteintrag relativ gering ist und kein scharfer Fazieswechsel stattfindet. Es ist davon auszugehen, daß bei dem geringen zur Verfügung stehenden Sedimentbudget und dem starken Anstieg in der Generierung des Akkommodationsraums durch die Absenkung des NEDB ein Rückzug des Subenvirons der ephemeren Überschwemmungsebenen am Beckenrand ausgelöst wird. Deshalb wird die Basis der Dethlingen-Formationen in den Bohrungen Schwaan 1/76 und Stavenhagen 1/76 jeweils an den Punkt im Profil gelegt, ab dem ein deutliches Nachlassen der fluviatilen Aktivitäten zu beobachten ist.

Lateral an die ephemeren Überschwemmungsebenen schließt sich im NEDB ein vom Mud Flat-Subenvironment dominierter Ablagerungsraum an (Abb. 7.8 A). Im Beckenzentrum entsteht, ausgelöst durch die hohen Subsidenzraten, ein gigantischer, zusammenhängender und perennierender Playa See (GAST & GEBHARDT 1995), der in den Perioden mit häufigen Niederschlägen weite Teile des Beckenzentrums bedeckt. Die lateral weit aushaltenden bunt-laminierten Tonsteine (BEHRENDT 1990, 1993 und Lithotyp M, p) werden als Ablagerungen dieser Seenspiegelhochstände interpretiert.

Der bei weitem größte Teil des NEDB wird während der Trockenperioden der Dethlingen-Formation vom Mud Flat-Subenvironment dominiert (Abb. 7.8 B). An den Beckenrändern sind die fluviatilen Aktivitäten während der Trockenphasen auf sehr schmale Gürtel mit weitestgehend unzusammenhängenden ephemeren Überschwemmungsebenen beschränkt. In seichten Senken am Südrand sind überwiegend dünnbankige äolische Schichtsandsteine und nur selten Dünenformationen anzutreffen (KLEDITZSCH & KURZE 1993). Zudem sind vereinzelt in den fluviatilen Hauptsandsteinabfolgen äolische Formationen zwischengeschaltet. Zusätzlich zeigen rundkörnige, sehr gut sortierte fluviatile Sandsteine die Aufarbeitung ehemaliger Äolianite an. Die im Beckenzentrum gut dokumentierten klimatischen Zyklizitäten sind auf die fluviatilen Randbereiche nicht übertragbar. Hier verschwinden durch die intensive sekundäre Umlagerung und durch die hohe Mobilität der Stromsysteme die klima-indizierenden Merkmale.

7.3.2 Hannover-Formation

Die in Abbildung 7.9 dargestellten Isopachen der Hannover-Formation im NEDB zeigen ein sehr einheitliches Gebiet an. Der Beckennordrand ist in seiner Lage gegenüber der vorherigen Dethlingen-Formation weitestgehend unverändert. Von dem Wollstein-Hoch im E und SE sind im Arbeitsgebiet nur noch einzelne Hochlagen übrig. Im W ist das NEDB direkt mit dem NW-deutschen Becken verbunden.

Das Ablagerungszentrum der Hannover-Abfolgen liegt auch hier weiterhin im NW Mecklenburg-Vopommerns.

Dort sind Mächtigkeiten von über 500 m erbohrt worden (HOTH ET AL. 1993).

Die Entwicklung der Hannover-Formation im NEDB wird überwiegend von der fortschreitenden Absenkung des gesamten Beckens gesteuert. Die paläogeographische Situa-

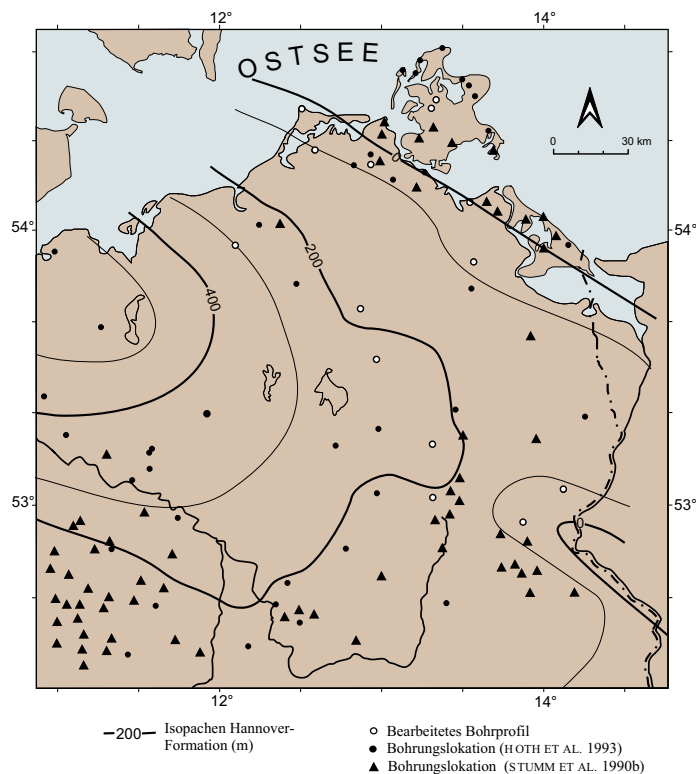


Abb. 7.9: Isopachenkarte der Hannover-Formation im NEDB (nach HOTH ET AL. 1993 und diese Arbeit). Erläuterung siehe Text.

tion der Hannover-Formation veranschaulicht gegenüber der Dethlingen-Formation wesentlich weiter expandierte Subenvironments (Abb. 7.10).

Die Faziesarchitektur während der Perioden häufiger Niederschläge zeigt einen über weite Teile des Beckenzentrums ausgedehnten Playa See an (Abb. 7.10 A). Dabei ist hier die maximale Ausdehnung am Top der Hannover-Formation dargestellt, da sich mit jedem der sieben internen Zyklen der Playa See weiter ausdehnte. In den Übergangsbereichen zu den Beckenrändern dominiert eine Wechselfolge von Mud Flat- und isolierten Playa See-Ablagerungen. Entlang der Beckenränder im N und SE (Wollstein-Hoch) dominiert ein schmales Band mit ephemerer Überschwemmungsebenen-Fazies, wobei die fluviatilen Ablagerungen fast ausschließlich auf niedrigerenergetische Schichtfluten begrenzt sind.

Im Übergangsbereich zum Beckenrand wird die Untergrenze der Hannover-Formation an das erste Auftreten von laminierten Tonsteinen des Playa See-Subenvironments im Profil gelegt (Bohrungen Stavenhagen 1/76, Zootzen 1/75 und Zehdenick 2/75), die die Expansion des Sees wiedergeben.

Die Festlegung der Untergrenze in den randlichen Bohrungen ist sehr schwierig, da dort gegenüber der Dethlingen-Formation keine markanten Fazieswechsel auftreten. Vielmehr vollzieht sich in fast allen Bohrungen ein deutlicher Trend zu immer feineren Korngrößen und zur Abnahme der fluviatilen Einschübe. Die Basis der Hannover-Formation wird deshalb an den fließenden Übergang innerhalb der Profile gelegt, der eine deutliche Reduktion in der Periodizität der Schichtfluten (z.B. Bohrung Prerow 1/65) oder eine Mud Flat- und Playa See-dominierte Abfolge anzeigt (z.B. Bohrungen Barth 1/63 und Angermünde 1/68). In der Bohrung Chorin 1/71 liegt die tonsiltige Hannover-Formation mit messerscharfem Kontakt auf den Vulkaniten des Permokarbons (Abb. 10.27 im Anhang A, S. A-21).

Die in Karte B (Abb. 7.10) dargestellte Faziesverteilung für die Phasen hoher Aridität innerhalb der Hannover-Formation zeigt, daß keine nennenswerten fluviatilen Aktivitäten an den Beckenrändern mehr stattfinden. Fast das gesamte Arbeitsgebiet wird von einheitlicher Mud Flat-Fazies dominiert und, bedingt durch das generell nur noch sehr schwach ausgebildete Relief, sind weite Teile der Winderosion ausgesetzt.

Im Beckenzentrum expandiert die Fläche, auf der die Evaporite ausgefällt werden, mit jedem weiteren Zyklus. Dabei nehmen jedoch die durchschnittlichen Mächtigkeiten der jeweiligen Salzlagen ab, so daß pro Zyklus etwa dieselbe Menge Salz abgelagert wird (GEBHARDT 1994). Hier ist die maximale Ausdehnung der letzten Trockenphase der Hannover-Formation dargestellt (Abb. 7.10 B).

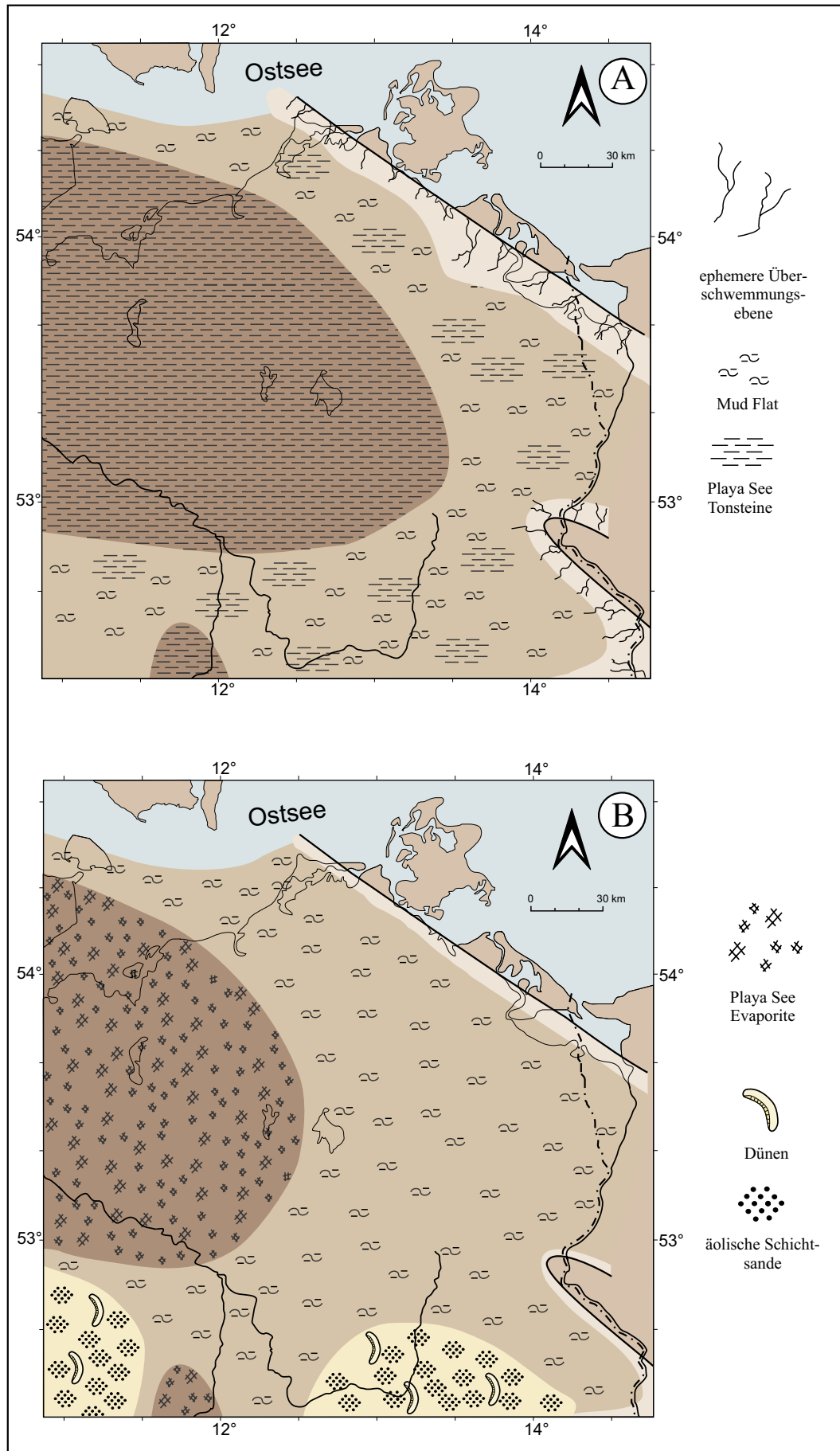


Abb. 7.10: Paläogeographische Situation im NEDB während der Hannover-Formation. Dargestellt sind die Faziesverteilungen für die feuchtklimatischen (A) und die trockentklimatischen (B) Perioden.

Entlang des Beckensüdrands werden schichtsand-dominierte äolische Abfolgen vom weiterhin aus NE kommenden Paläowind angeweht. Generell war das Sedimentbudget aufgrund der nur noch geringen Morphologien zu minimal, als daß sich Dünenformationen größeren Ausmaßes hätten bilden können.

Schlußfolgernd ist zu sagen, daß das gesamte sedimentäre System während der Hannover-Formation stark unterfüttert war. Die Generierung von Akkomodationsraum durch die thermische Absenkung überstieg bei weitem den Eintrag an klastischem Material ins NEDB. Diese negative Bilanz ist ein wesentlicher Grund für die nachfolgende beckenweite Ausfällung der bis zu 2 km mächtigen Zechstein-Evaporite.

7.3 Vergleich vom NEDB mit anderen Rotliegend-Becken

Innerhalb des übergeordneten Beckensystems des Südlichen Permbeckens (SPB) nimmt das NEDB mit der in diesem Kapitel beschriebenen zeitlich-räumlichen Entwicklung eine Zwischenstellung zwischen dem Polnischen Becken im E und dem NW-deutschen Becken im W ein.

Die strukturelle Gliederung und Genese des Rotliegenden im Polnischen Becken wurde unter anderem von KARNKOWSKI (1994, 1997, 1999), KIERSNOWSKI ET AL. (1995), WEIHE & KULKE (1996), KIERSNOWSKI (1997) und HOFFMANN ET AL. (1997) publiziert. Die anhand von einigen hundert bearbeiteten Bohrprofilen untersuchten Rotliegend-Abfolgen zeigen eine mit dem NEDB sehr gut korrelierbare und gleichlaufende Entwicklung an. Über permokarbonisch angelegten, extensionalen Grabenstrukturen und assoziierten andesitischen bis rhyolithischen Vulkaniten (Odra-Subgruppe) setzt das sedimentäre Rotliegende mit den nur lokal ausgebildeten Müritz-Äquivalenten der Kornik-Formation ein. Darüber liegen mit einer tektonisch bedingten Diskordanz die Abfolgen der Drawa-Subgruppe (Havel-Subgruppe) und der Notec-Subgruppe (Elbe-Subgruppe).

Die Hauptunterschiede liegen in den faziellen Ausbildungen. Im Polnischen Becken zeigt sich eine generell stärkere fluviatile Beeinflussung der randlichen Bereiche und im Beckenzentrum sind die Sedimente in rhythmischer *mud flow*- und salzkrusten-dominiertes Mud Flat-Fazies entwickelt (frdl. mdl. Mitt. KIERSNOWSKI 1999). Zudem sind dort keine Evaporite im Beckenzentrum erbohrt worden. Daraus kann im Vergleich zum NEDB ein generell feuchteres Paläoklima für das Polnische Becken hergeleitet werden.

Die Entwicklung des Rotliegenden im NW-deutschen Becken (NWDB) wurde hauptsächlich von DRONG ET AL. (1982), HEDEMANN ET AL. (1984), GRALLA (1988), GAST (1988, 1991), BURRI ET AL. (1993) und FORSTER (1996) dargestellt. Im Gegensatz zum NEDB sind die Rotliegend-Abfolgen hier wesentlich jünger. Die Sedimentation beginnt im

NWDB erst mit der nur in den Gräben am südlichen Beckenrand ausgebildeten äolisch-dominierten Schneverdingen-Folge, die in die Havel-Subgruppe gestellt wird (GAST 1991). Beckenweit setzt das Rotliegende im NWDB erst mit der zyklischen Sedimentation des Playa See-Subenvironment und assoziierten Faziesgesellschaften mit der Dethlingen-Formation (Hauptsubsidenzstadium) ein. Generell fehlen hier jedoch fluviatile Sandsteine, wie sie im NEDB mit dem Hauptsandstein als Basis der Dethlingen-Formation bekannt sind (vgl. Kapitel 7.3.1). Dieses deutet auf eine zunehmende Aridisierung in westlicher Richtung innerhalb des SPB hin.

Im Gegensatz zum NEDB sind im NWDB zudem synsedimentäre tektonische Bewegungen mit *strike slip*-Charakter bis in die Hannover-Formation nachgewiesen (frdl. mdl. Mitt. GAST 2000).

Die Gliederung und Genese des Rotliegenden im holländischen Sektor des SPB wurden vor allem von VAN WIJHE ET AL. (1980), JOHNSON ET AL. (1994), GEORGE & BERRY (1994), YANG & NIO (1994) und GLENNIE (1998) publiziert. Vulkanitische Ablagerungen sind auf dem holländischen Gebiet kaum vertreten. Im benachbarten Zentral Graben des dänischen Sektors sind Basalte und Tuffe mit einem Alter von 265-267 Ma bekannt, die als initiales Ereignis der Rotliegend-Entwicklung im gesamten südlichen Nordseebecken interpretiert werden. Großräumig wird eine Verbindung zu den an der Basis der Parchim-Formation nachgewiesenen Basalten in der Altmark-Region des NEDB hergestellt. Die Rotliegendesedimentation beginnt im holländischen Sektor diskordant über dem Karbon und zeitlich versetzt mit der Schüttung des Slochteren Sandsteins als Äquivalent zum Hauptsandstein (Basis Elbe-Subgruppe). Insgesamt sind Mächtigkeiten der Rotliegend-profile bis zu 700 m erbohrt worden. Faziell erfolgt der Umbau vom beckenzentralen Mud Flat- und Playa See-dominierten Ablagerungsraum im E (*Silverpit Basin*) zu den äolisch-fluviatil-dominierten randlichen Bereichen im W (*Inde Shelf*).

Die Faziesarchitektur im holländischen Sektor ist weitestgehend mit der in dieser Studie für das NEDB erarbeiteten vergleichbar. Lediglich die fluviatilen Feinklastika treten nur untergeordnet im holländischen Becken auf. Die zeitliche Entwicklung des Rotliegenden zeigt dagegen ein unterschiedliches Bild. Auf dem holländischen Gebiet sind durch den vorherrschenden NE-Passat mehrfach großräumige Dünenformationen (Ergs) angeweht worden. Zudem sind wiederholt synsedimentäre Störungszonen im Becken aktiv und nehmen so nachweislich Einfluß auf die Sedimentation. Dies wird unter anderem in den Profilen durch mehrfach ausgebildete *coarsening upward*- und *fining upward*-Zyklen sichtbar. Wegen dieser direkten Verbindung zur Tektonik werden im Gegensatz zum NEDB die hier zwischengeschalteten Konglomeratlagen in den erbohrten Abschnitten als Alluvial Fans angesprochen (GEORGE & BERRY 1994). Insgesamt besteht das Rotliegende im holländischen Sektor bei vollständiger Ausbildung aus 5 *drying upward*-Zyklen, die

durch zeitgleiche Diskordanzen als faziesschneidende Sequenzgrenzen gegliedert sind (vgl. Kapitel 3.3.5, GEORGE & BERRY 1994).

Das westlichste Teilbecken des SPB ist das *Sole Pit*-Becken im englischen Sektor des südlichen Nordseebeckens. Der Aufbau und die Entwicklung des dort nur maximal 300 m mächtigen Rotliegenden wurden in letzter Zeit von CAMERON (1993), GEORGE & BERRY (1993, 1997), HOWELL & MOUNTNEY (1997) und SWEET (1999) veröffentlicht. Im Gegensatz zu den vorher beschriebenen Teilbecken des SPB ist der Akkomodationsraum des englischen Sektors das Produkt von Extension und dextralen Bewegungen an NW-streichenden Störungssystemen (*Dowsing-Fault Zone*). Die Faziesarchitektur und Faziesentwicklung sind dabei mit denen des holländischen Sektors sehr gut korrelierbar und zeigen ein komplexes Zusammenspiel von klimatischen und tektonischen Einflüssen. Auch im englischen Sektor sind 5 *drying upward*-Zyklen beobachtbar, die eine zeitgleiche Korrelation von beckenzentralen und –randlichen Gebieten ermöglichen.

Zusammenfassend bleibt für das gesamte SPB festzuhalten, daß sich anhand der untersuchten Rotliegend-Formationen der einzelnen Teilbecken zwei Trends herauskristallisieren. Vom Polnischen Becken ausgehend nach W ist übergeordnet eine deutliche Aridisierung festzustellen. Diese wird an der Abnahme der fluviatilen Fazies ebenso deutlich wie an dem vermehrten Auftreten von Salzlagen im NW-deutschen und holländischen und englischen Teilbecken. Als Ursache kommt wahrscheinlich der im Perm vorherrschende NE-Passat in Frage, der nach den langen Distanzen im englischen und holländischen Teilbecken kaum noch Feuchtigkeit mitführt. Ebenso kann die räumliche Nähe zum Prototethys-Ozean im S und SW des Polnischen Beckens und des NEDB für die geringere Aridität verantwortlich sein.

Der zweite wichtige Trend zeigt eine markante Zunahme der tektonischen Aktivitäten in Richtung W an. Ab dem NW-deutschen Becken sind synsedimentäre tektonische Ereignisse bis zur Grenze Zechstein nachweisbar. Die Gründe hierfür sind in dem initialen Auseinanderbrechen von Pangäa und damit der Öffnung des Zentral Grabens in der Nordsee zu vermuten.

Die Informationen zum Rotliegenden im Nördlichen Permbecken (NPB) sind aufgrund nur geringer Explorationstätigkeiten sehr spärlich. STEMMERIK ET AL. (2000) beschreiben eine zweigeteilte Abfolge im dänischen Teil des Beckens mit einer liegenden vulkanitischen und vulkanoklastischen Formation (Karl-Formation) sowie einer fluvio-äolischen Formation im Hangenden (Auk-Formation). Datierungen der Vulkanite ergeben Alter von 276-81 Ma und 261-269 Ma und weisen damit auf zeitlich gleichgestellte tektono-magmatische Aktivitäten im NPB und SPB hin. Das überlagernde Rotliegende im NPB wird demzufolge mit dem Oberrotliegenden 2 des SPB korreliert. Faziell werden die Klastika der

unteren Karl-Formation als überwiegend proximal-fluviatil abgelagerte Sedimente in einer durch rotierte Halbgräben dominierte Beckenmorphologie charakterisiert. Überlagernd nimmt der Anteil an äolischen Sandsteinen in der Auk-Formation progressiv zu.

Innerhalb des variszischen Falten- und Überschiebungsgürtels im S des SPB sind auf dem Gebiet Deutschlands eine Reihe von Becken dokumentiert, die wegen ihrer spät- bis post-variszischen Genese im Permokarbon und Unterperm Ablagerungsraum für kontinentale Rotliegendformationen waren (Abb. 7.11).

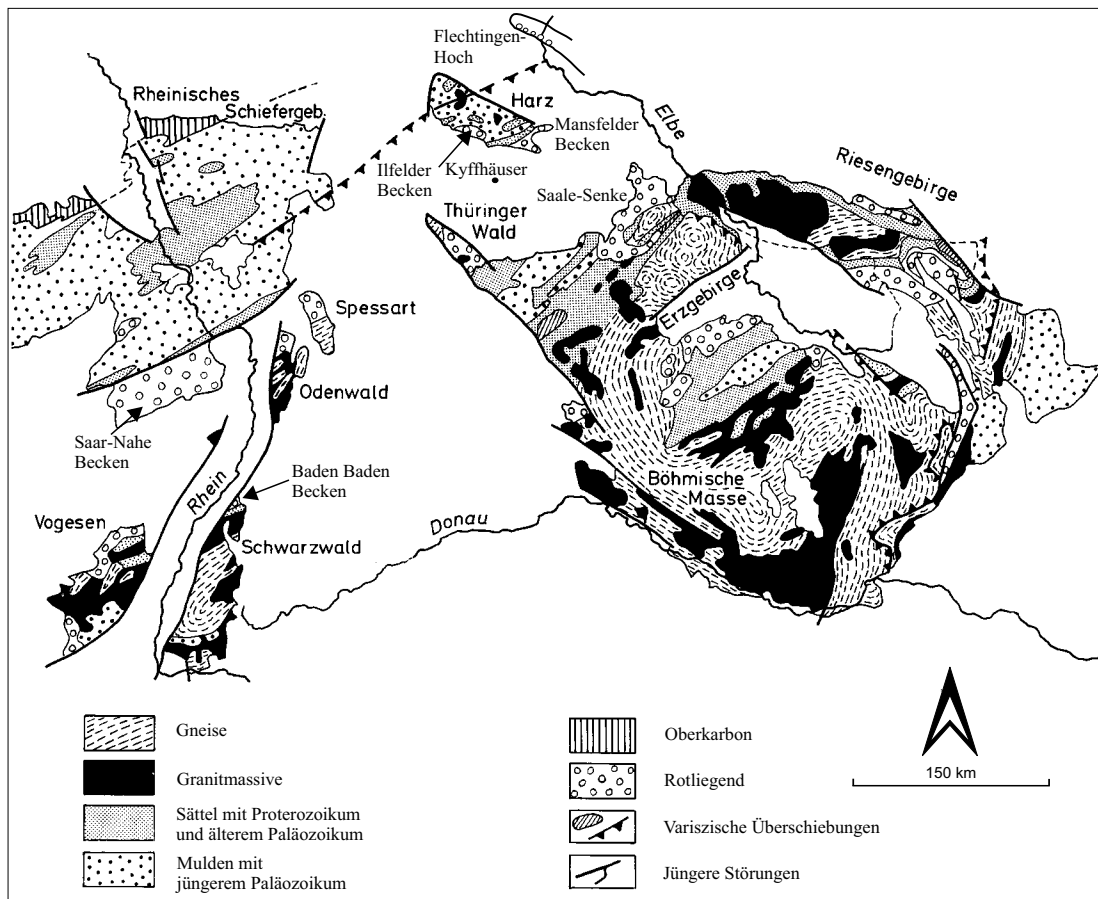


Abb. 7.11: Vereinfachte Darstellung der Lage der Rotliegend-Becken innerhalb des variszischen Falten- und Überschiebungsgürtels (nach FRANKE 1989).

Es sind u.a. von W nach E das Baden-Baden Becken (z.B. LÖFFLER 1992, LÖFFLER ET AL. 1998), das Saar-Nahe Becken (z.B. BOY & FICHTER 1982, SCHÄFER & SNEH 1983, STAPF 1983, 1990, STOLLHOFEN & STANISTREET 1994 und STOLLHOFEN 1998), das Illfelder Becken und Kyffhäuser (z.B. BÜTHE & WACHENDORF 1997), die Saale-Senke (z.B. FALK ET AL. 1979a, 1979b, LÜTZNER 1988, SCHNEIDER & GEBHARDT 1993) sowie die Region um die Flechtinger Scholle (z.B. ELLENBERG ET AL. 1976).

Generell lassen sich die dort beschriebenen Lithologien und Faziesassoziationen sehr gut mit dem Untersuchungsgebiet im NEDB vergleichen. Es zeigen sich jedoch aufgrund der viel kleinräumigeren Ablagerungsräume sowie der synsedimentären tektonischen Ereignisse starke Unterschiede in der sedimentären Entwicklung des Rotliegenden. So ist z.B. der von SCHNEIDER & GEBHARDT (1993) beschriebene Verzahnungsbereich von grobklastischen Schwemmfächern und Mud Flat-Ablagerungen in der Eisenach-Formation (Saale-Senke) im NEDB nicht gegeben. Aufgrund der Größe und Weitläufigkeit des Sedimentationsraums, sowie der damit verbundenen stärkeren sekundären Umlagerungen der Sedimente, sind im NEDB die labilen Verzahnungsbereiche nicht konserviert. Weltberühmt sind die Playa See- und Mud Flat-Ablagerungen des Rotliegenden der Saale Senke allerdings für die Trittsiegel von Tetrapoden und Fossilien von den ersten landlebenden Sauriern.

Ein sehr umfangreich dokumentiertes Beispiel für ein tektonisch generiertes Becken ist das Saar-Nahe Becken, in dem bis zu 7 km mächtige Abfolgen vom Westfal bis zur Trias bekannt sind (HENK 1993a). Das Saar-Nahe Becken (SNB) entsteht überregional als Halbgrabenstruktur ab dem Stefan durch E-W gerichtete Extension entlang der NE-SW streichenden listrischen nach S einfallenden Hunsrück-Südrand-Störung. Das Rotliegende repräsentiert die vulkanitische syn-rift Phase (290-286 Ma) und die post-rift Phase (thermische Subsidenz) des SNB und erreichte Mächtigkeiten bis 3,5 km (HENK 1993b).

Während der permokarbonischen syn-rift Phase führt die E-W gerichtete Extension und assoziierte beckenparallele synsedimentäre Tektonik zur Förderung von basaltischen und andesitischen Laven und Sills sowie zu rhyolithischen bis andesitischen Pyroklastika und Domen (STOLLHOFEN 1998). Die gleichzeitige Sedimentation von zwischengelagerten fluviatilen Sandsteinen und Konglomeraten ist stark von diesen episodischen magmatischen Aktivitäten und von synsedimentärer Tektonik geprägt. So sind z.B. das Abschneiden fluviatiler Ströme und die Bildung von lakustrinen Kalksteinen und Kohlelagen direkt mit andesitischen Lava-Strömen verknüpft (STOLLHOFEN & STANISTREET 1994). Ebenso erzeugen Intrusiva und synsedimentäre Störungen morphologische Hochlagen, die Alluvial Fans entstehen lassen. Das Resultat ist eine bis ca. 1000 m mächtige sehr komplexe Wechselfolge von Laven, Pyroklastika, Tuffen, grobklastischen fluviatilen Siliziklastika und lakustrinen Sedimenten (Donnersberg-Formation, STOLLHOFEN ET AL. 1999).

Überlagernd beginnt mit dem Aussetzen der tektonischen und magmatischen Aktivitäten die post-rift Phase, in der das SNB durch thermische Abkühlung und sedimentäre Auflast weiter abgesenkt wird. Der nun über die Beckengrenzen hinaus expandierende und einheitliche Ablagerungsraum führt zur Entwicklung einer dem NEDB sehr ähnlichen Faziesarchitektur mit fluviatilen grobklastischen Schüttungen an den Beckenrändern und Mud

Flat-/Playa-See dominierten Ablagerungen („Bröckelschiefer“) im Beckenzentrum (STAPF 1982). Die Ablagerungen dieser Phase erreichen eine Originalmächtigkeit von bis zu 3,8 km (HENK 1993a). Das Rotliegende des SNB wird diskordant mit Schichtlücke vom Buntsandstein überlagert, wobei lokal bis zu 2,5 km der Rotliegend-Formationen wieder erodiert wurden (HENK 1992). An diesem spektakulären Beispiel des SNB wird der Unterschied zwischen einer tektonisch-klimatisch gesteuerten Sedimentation und der durch die thermische Subsidenz gesteuerten exemplarisch deutlich.

Übergeordnet zeigen die Entwicklungen des SNB und des NEDB viele Parallelitäten. Beiden gemeinsam sind hohe Rotliegendmächtigkeiten von postulierten 3,8 km im SNB und bis zu 2,2 km im NEDB. Ebenso zeigen beide Becken eine von starker Tektonik geprägter Phase im Permokarbon und überlagernd folgt dann der Wechsel zu einer Phase der thermischen Subsidenz mit großer Ausdehnung des Ablagerungsraums. Auch die Faziesassoziationen sind weitestgehend miteinander vergleichbar. Ein generell evaporitisches Milieu ist auch im SNB in den beckenzentralen Tonebenen nachgewiesen, die reinen und mehrere Meter mächtigen Evaporitlagen eines perennierenden Salzsees jedoch sind nicht zu beobachten (z.B. STAPF 1982).

8 Diskussion

Zur lithologischen Bearbeitung und faziellen Gliederung

Die in dieser Arbeit vorgenommene Gliederung der Rotliegend-Profile in insgesamt 23 verschiedene Lithotypen hinsichtlich ihrer makroskopischen Charakteristika und ihrer Entstehung hat sich als sehr nützlich erwiesen (vgl. hierzu Kap. 4). Vor allem innerhalb der fluviatilen Fazies mit den stark variierenden Lithologien vereinfacht die zusammenfassende Ansprache die Bearbeitung der Bohrungen. Zudem ist mit dem erstellten Schema eine sehr zügige und exakte Aufnahme vieler Profilmeter möglich.

Auf detailliertere Analysen der Korngrößenspektren und Sortierungen wurde innerhalb dieser Arbeit verzichtet. Diese Daten sind im Rotliegenden in erster Linie für die Unterscheidung von fluviatilen und äolischen Sandsteinen von Bedeutung. Ungewöhnlich sind aber vereinzelt auftretende, gut bis sehr gut sortierte Sandsteine des Lithotyps Sf, r (z.B. Bohrung Friedland 2/70), deren kleinskalige Schrägschichtungssets eindeutig eine fluviatile Genese belegen. Da jedoch so gute Sortierungen für fluviatile Ströme eher ungewöhnlich sind (mdl. Mitt. GAST 2000), wäre eine mögliche Erklärung die sekundäre Umlagerung äolischer Sandsteine.

Die Ansprache und Auswertung der Fazies in kontinentalen Ablagerungsräumen ist auf der Grundlage von Bohrungsbearbeitungen schwierig. Ein Problem liegt in der nicht vorhandenen Verschiebung der Faziesgürtel. Stattdessen zeigen sich scharfe Sprünge der Subenvironments untereinander, mit nicht immer erkennbaren Lücken von unbekannter Dauer. Ein weiteres Problem liegt in der Übertragung von den punktuellen Informationen der Bohrprofile in die Fläche. Dieses betrifft weniger die feinklastischen Subenvironments wie Playa See, Sand Flat oder Mud Flat. Die Schwierigkeiten liegen vor allem in den fluviatilen Ablagerungsräumen, die zum einen über ihren lateralen Habitus (Kap. 3.4.1) bzw. über den Charakter der Strömungsereignisse selber (Kap. 3.4.2) definiert werden.

Die in dieser Studie getroffene Ansprache des Lithotyps Gf, c als *braided plain*-Fazies liegt daher eher der indirekten Annahme zugrunde, daß die kompakten und feinkiesigen Konglomerate das Ergebnis eines relativ kurzzeitigen, klimatisch bedingten fluviatilen Ereignisses ohne die Alluvial Fan-typischen Merkmale sind (Kap. 4.2.1). GEORGE & BERRY (1993, 1994) sprechen dagegen sehr ähnliche Gesteine in den holländischen und englischen Sektoren als schichtflut-dominierte Alluvial Fans an, da sie dort die direkte Verbindung zu synsedimentärer Tektonik sehen.

Eine ebenso kritische Betrachtung ist für die Unterscheidung von kanalisierten (*stream flow*) und unkanalisierten (*sheet flow*) Ablagerungen in den untersuchten Profilabschnitten mit Terminal Fan- und ephemerer Überschwemmungsebenen-Fazies notwendig (Kap.

4.2.2). Ohne die laterale Kontrolle, ob ein Flutereignis kanalisiert ist oder nicht, kann die Interpretation nur indirekt erfolgen. Die wichtigsten Merkmale für die Ansprache der Sandsteinsequenzen als Schichtflutsedimente sind im vorliegenden Fall deshalb Schichtungsmerkmale des niedrig- bis sehr niedrigenergetischen Milieus (Flaser- oder Rippelschichtung, wellige und kleinskalige Schrägschichtungssets; vgl. auch MARTIN 2000) sowie die Anordnung der Sandsteinlagen (maximale Mächtigkeiten <2 m; intensive bis laminaire Wechselfolgen von Sandsteinen mit Tonsiltsteinen). Zudem weisen KIRKBY & MORGAN (1980) darauf hin, daß die erosiven Fähigkeiten der Schichtfluten im Allgemeinen nur sehr gering sind und so die engen Wechsellagerungen entstehen können. Weitere wichtige Merkmale sind in den bearbeiteten Profilen Trockenrisse in den Tonsiltlagen (Abb. 10.22 im Anhang A, S. A-19) und Tonscherben als Indikatoren von periodischem Austrocknen und teilweiser Wiederaufarbeitung.

Zum Modalbestand und Schwermineralspektrum

Sowohl die Zusammensetzung der Sandsteine als auch die Schwermineralassoziationen zeigen im Untersuchungsgebiet hohe Reifegrade und schmale Spektren an (vgl. Kap. 6). Auffallend ist lediglich ein genereller Trend in der Abnahme der lithischen Fragmente in den Profilverläufen von der Parchim- bis zur Hannover-Formation. Der Vergleich mit den von KLEDITZSCH & KURZE (1993) aus der Altmark-Region publizierten Daten zeigt bemerkenswerte Unterschiede. So weisen dort z.B. die fluviatilen Sandsteine der Parchim-Formation Feldspatgehalte von bis zu 21% auf. Überlagernd geht dieser Wert ab der Mirow-Formation auf durchschnittlich 9-9,5% zurück, ist damit aber immer noch höher als der Maximalwert von 6,7% und der Mittelwert von 1,4% im Untersuchungsgebiet. Ferner treten in den Sandsteinen der Altmark-Region neben den rhyolithischen auch vermehrt basische Gesteinsfragmente auf.

Die Schwermineralspektren zeigen dagegen nur leichte Unterschiede. In der Altmark-Region treten zusätzlich noch in geringfügiger Menge Minerale der Epidotgruppe und Brookit auf (KLEDITZSCH & KURZE 1993). Vor allem dem Anatas kommt eine besondere Bedeutung zu, zeigt er doch im Profil ein Häufigkeitsmaximum in den Sandsteinen der Mirow-Formation. Diese Beobachtung ist parallel zum Altmark-Hoch nach N bis in die NW-Mecklenburg-Senke gut korrelierbar und wird mit authigener Neubildung während einer Phase höherer Feuchtigkeit in den Sedimenten erklärt (KLEDITZSCH & KURZE 1993). Die Analyse der Schwermineralspektren im Untersuchungsgebiet erbrachte keine vergleichbaren Ergebnisse für den Nordrand (Kap. 6.3). Auffällig ist lediglich ein vermehrtes Auftreten von Anatas in den Bohrungen im Brandenburger Raum, während er am Nordrand nur ein einziges Mal beobachtet wurde (Bohrung Friedland 2/70, Tab. 10.7 Anhang A, S. A-9).

Diese Gegenüberstellung der Altmark-Region im S mit dem Arbeitsgebiet im NE des NEDB veranschaulicht, daß der Südrand über ein Hinterland verfügt, das durch den unmittelbaren Einfluß der Varisziden wesentlich stärker differenziert ist. Zudem sind die geringeren Reifegrade der dortigen Sandsteine trotz der zwischengeschalteten äolischen Fazies ein Hinweis auf eine generell geringere sekundäre Umarbeitung der Sedimente.

Zur beckenweiten Entwicklung

Die Informationen zu den basalen Abfolgen des Rotliegenden, der Altmark- und Müritz-Subgruppe, sind im Arbeitsgebiet zu spärlich, um Aussagen über zeitlich-räumliche Entwicklungen zu treffen. Festzuhalten bleibt, daß die Sedimentation dieser Epochen auf tektonisch generierte lokale Senken begrenzt ist. In der den nördlichsten Beckenrand bildenden Strelasund-Senke ermöglichte exemplarisch die Verknüpfung seismischer und sedimentologischer Daten eine schlüssige Interpretation dieses komplexen Ablagerungsraums (vgl. Kap. 7.1).

Die Rekonstruktion der beckenweiten Entwicklung des Rotliegenden im NEDB ab der Parchim-Formation zeigt einen korrelierbaren Ablauf in vier verschiedenen Stufen (=Formationen) an. Dabei kristallisiert sich ein komplexes Zusammenspiel von Tektonik, Klima und thermischer Absenkung als die entscheidenden Faktoren für die Sedimentation heraus.

Die initiale Phase der Parchim-Formation ist stark von der extensionalen E-W gerichteten Bruchtektonik gesteuert. Die morphologische Rayonierung des NEDB in *strike slip*-Becken im Zentrum und NE-streichende Grabenstrukturen entlang der Beckenränder im SE und N spiegelt sich auch in den Sedimenten wider. Am Nordrand, wo die Gräben in Längsrichtung zum Depotzentrum verlaufen, agieren sie als Transportkanäle für die dort bis zu 60 m mächtigen *braided plain*-Konglomerate. In der Abbildung 8.1 ist die Entwicklung des Rotliegenden am Nordrand in einem SW-NE laufenden Profilschnitt schematisch dargestellt.

Im Raum Brandenburg verlaufen die Grabenstrukturen parallel zum Ablagerungszentrum und dementsprechend ist nur untergeordnet von einem Sedimenttransport ins Becken auszugehen. Erstaunlicherweise zeigen sich innerhalb der Konglomerate der Basis der Parchim-Formation so gut wie keine bedeutenden Unterschiede zum Nordrand hinsichtlich der Parameter Texturen, Ablagerungsenergie oder in den lithologischen Trends (*fining upward* oder *coarsening upward*). Die schematische Darstellung in Abbildung 8.2 zeigt im Profilschnitt die Entwicklung des Rotliegenden im Arbeitsgebiet am südöstlichen Beckenrand.

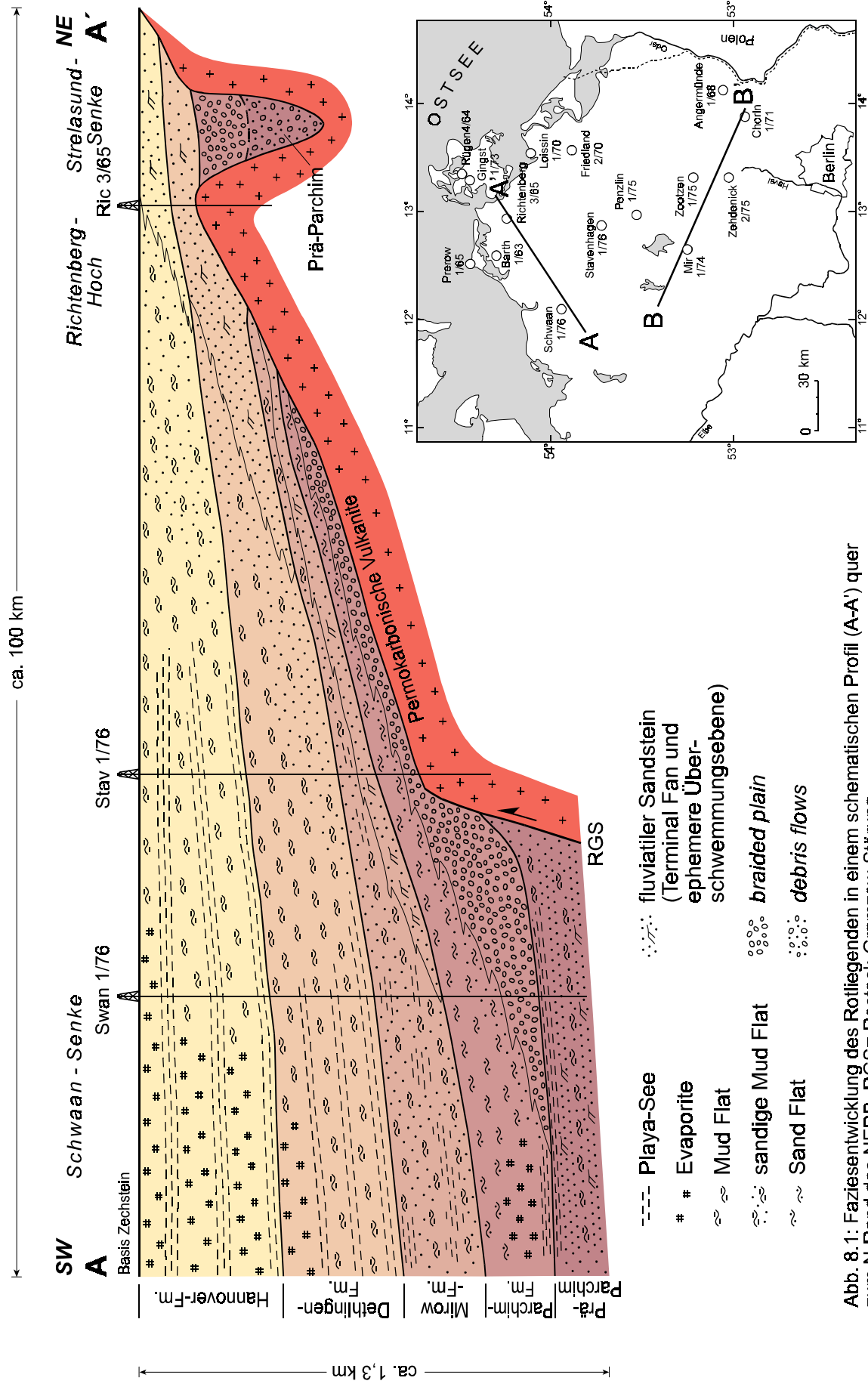


Abb. 8.1: Faziesentwicklung des Rotliegenden in einem schematischen Profil (A-A') quer zum N-Rand des NEDB. RGS= Rostock-Gramzow-Störung.

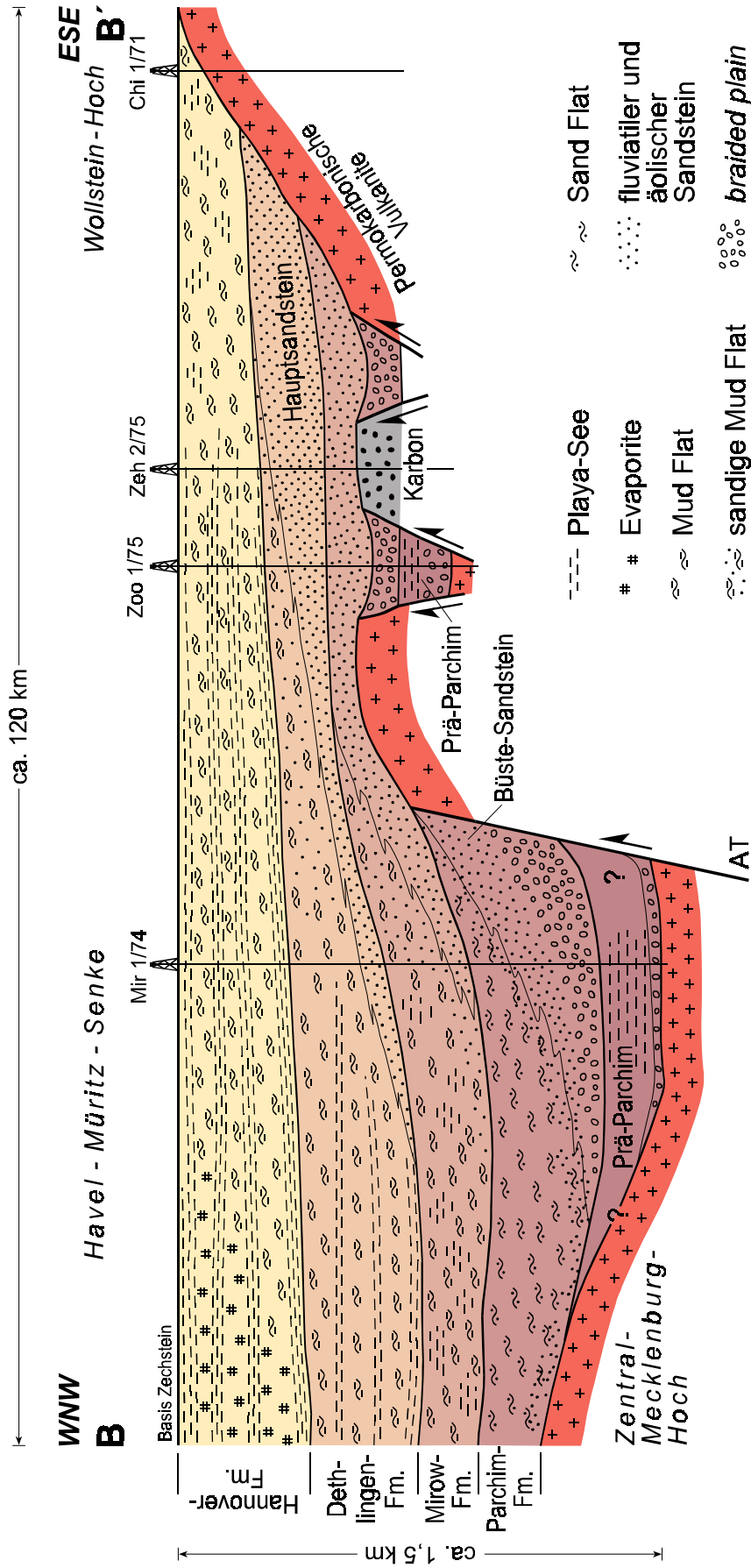


Abb. 8.2: Faziesentwicklung des Rotliegenden in einem schematischen Profil (B-B') quer zum SE-Rand des NEDB. Für Lokation siehe Abb. 8.1. AT = Ahrendsee-Tiefenbruch; Mir = Bohrung Mirrow (HOTH ET AL. 1993).

Der Hauptsedimenteintrag ins NEDB erfolgt von den Beckenrändern im S (nördliche Ausläufer der Flechtinger Scholle) und durch die als Transportkanal fungierende Beber-Senke am Altmark-Hoch (vgl. Kap. 7.2.1). Im Zusammenhang mit Basalten der Altmark-Region leitet sich ein tektonisch viel aktiverer südlicher Beckenrand ab.

Die große laterale Ausdehnung des Büste-Sandsteins bis ins Beckenzentrum nach N mit überwiegend mittel- bis grobkörnigen Lithologien unterstützt die Ansprache als sandige *braided plain*-Fazies. Alluvial Fans werden nur dort vermutet, wo die in unmittelbarer Nachbarschaft aktiven tektonischen Bewegungen intensiv genug waren, steile Morphologien zu erzeugen (z.B. Raum Kotzen, Kap. 7.2.1).

Der weitere Verlauf der Parchim-Formation deutet einen Wechsel zu ariderem Klima an. Während es am Nordrand zu einem abrupten Übergang zu weitläufiger Sand Flat-Fazies kommt, werden am Südrand Teile des vormals fluviatil abgelagerten Büste-Sandsteins durch den vorherrschenden NE-Passat großräumig zu Dünenfeldern (Ergs) aufgeweht. Im Beckenzentrum repräsentieren die Halit-Lagen diese Trockenperiode (Kap. 7.2.1).

Der im gesamten Arbeitsgebiet zu beobachtende scharfe Wechsel zur Terminal Fan-dominierten Mirow-Formation wird in der vorliegenden Studie vor allem als Übergang zu einer Phase höherer Humidität interpretiert (Kap. 7.2.2). Dafür sprechen eine Reihe von Fakten wie z.B. das Progradieren fluviatiler Systeme, deutliche Aufsüßung der beckenzentralen Playa Seen (Auftreten von Süßwasserquallen) und das Anatas-Neubildungsmaximum in der Altmark-Region (KLEDITZSCH & KURZE 1993). Für direkt auf die Sedimentation einwirkende tektonische Ereignisse gibt es weder im Arbeitsgebiet noch in den angrenzenden Gebieten eindeutige Hinweise.

Der Übergang zur hangenden Dethlingen-Formation als Basis der Elbe-Subgruppe wird durch die beckenweit verstärkt einsetzende Hauptabsenkungsphase des NEDB bestimmt. Am relativ flach ansteigenden Nordrand äußert sich dies in einer nach N fortschreitenden Erweiterung des Sedimentationsraumes (Kap. 7.3.1). Das geringe Sedimentbudget verbunden mit der generell flachen Morphologie führt entlang des Nordrandes zu einer relativ ruhigen Sedimentation.

Am stärker reliefierten Südrand mit den Varisziden im Hinterland wird dagegen durch die Subsidenz das Gleichgewichtsprofil der ephemeren Ströme nachhaltig gestört. Als Folge davon wird der neu geschaffene Akkomodationsraum mit der beckenweiten Schüttung des Hauptsandsteins teilweise verfüllt (Kap. 7.3.1).

Im Beckenzentrum etabliert sich ein gigantischer perennierender Playa See, der mit seiner rhythmischen Sedimentation von Tonsteinen und Salzlagen hochauflösend Klimavariabilitäten nachzeichnet (GAST 1991).

Die Abtrennung von der nachfolgenden Hannover-Formation ist nur in den Playa See-Abfolgen des Beckenzentrums scharf ausgebildet. Die insgesamt 14 Zyklen umfassende Elbe-Subgruppe wird dort an der Basis des 8. Zyklusses durch eine markante marine Ingression (Ameland-Ingression, GAST 1991) in die liegenden 7 Zyklen der Dethlingen- und in die hangenden 7 Zyklen der Hannover-Formation getrennt.

In allen anderen Bereichen des Beckens vollzieht sich der Übergang fließend und ist durch die starke Ausweitung des Sedimentationsraums und die beckenweite Reliefnivellierung geprägt. Vor allem diese beiden Faktoren (Generierung von Akkomodationsraum und Reduzierung des Sedimentbudgets) sorgen in Verbindung mit dem übergeordneten ariden bis semiariden Klima dafür, daß das gesamte sedimentäre System des Rotliegenden stark unterfüttert ist und somit die nachfolgende Salzausscheidung des Zechsteins ermöglicht.

Zusammenfassend bleibt festzuhalten, daß die Sedimentation des Rotliegenden im NEDB stark asymmetrisch verlaufen ist. Der variszisch geprägte Südrand liefert mit seiner intensiv reliefierten Strukturierung in Hochlagen (Altmark-Hoch, Wollstein-Hoch) den Großteil der abgelagerten Sedimente. Der Nordrand weist zwar eine starke tektonische Gliederung vom Permokarbon bis zur Parchim-Formation auf, als Liefergebiet tritt er jedoch wegen der generell geringen Morphologie ab der Mirow-Formation nur noch untergeordnet auf.

Großräumig ist der Einfluß des dominanten Südrandes im Arbeitsgebiet bis auf eine gedachte Linie bei der Bohrung Penzlin 1/75 als nördlichster Ausläufer nachweisbar. Dort treten noch untergeordnet lithische Fragmente andesitischer Effusiva auf, die eine Herkunft vom Wollstein-Hoch im NE-brandenburgischen Raum anzeigen.

Zur stratigraphischen Gliederung

Über die Bewertung der verschiedenen klassischen stratigraphischen Methoden wurde bereits im Kapitel 3.3 ausführlich berichtet. Aus den dargestellten Verfahren für das Rotliegende leitet sich das generelle Problem der absoluten Altersabschätzung ab. Als gesicherte Werte existieren lediglich die Datierungen der Permokarbonischen Vulkanite mit 302 und 297 Ma \pm 3 Ma (BREITKREUTZ & KENNEDY 1999), das Illawarra-Reversal mit ca. 265 Ma im unteren Bereich der Parchim-Formation und die Transgression des Zechsteins bei 258 Ma (MENNING 1995).

Das bedeutet, daß der Zeitraum, den die Havel- und Elbe-Subgruppen repräsentieren, etwa 8-10 Ma umfaßt und sie durch die Saalische Diskordanz mit nicht festzulegender Zeitspanne von der liegenden Müritz-Subgruppe getrennt werden. Es erscheint aber durchaus plausibel, daß z.B. in der vermutlich permokarbonisch angelegten Westmecklenburg-Senke (Bohrung Schwaan 1/76) eine bis auf sedimentär-bedingte

Schichtlücken (Deflation) konkordante Abfolge von Müritz- bis Elbe-Sedimenten ansteht. Jedoch kann mit den im Rahmen dieser Studie durchgeführten Untersuchungen das Problem der Zeitabschätzungen und der Hiaten in den Rotliegendensedimenten nicht weiter eingengt werden.

Ein ganz besonderes Augenmerk richtete sich während der Arbeiten auf die in anderen Becken erstellten sequenzstratigraphischen/zyklostratigraphischen Konzepte für das Rotliegende (vgl. Kap. 3.3.3 und 3.3.5) und die Fragestellung, ob diese Modelle auch auf das Gebiet des NEDB übertragbar sind. Die in dem Arbeitsgebiet angetroffene Faziesarchitektur sowie die Rekonstruktion der Faziesentwicklung zeigen jedoch, daß die Modelle für hochauflösendere Stratigraphien nach GEORGE & BERRY (1993) und HOWELL & MOUNTNEY (1997) nur sehr bedingt anwendbar sind. Dafür gibt es mehrere Gründe. Eine grundsätzliche Schwierigkeit liegt darin, daß kontinentale Sequenzgrenzen (z.B. Paläogrundwasserstände, Deflationshorizonte, Überflutungsebenen) innerhalb der untersuchten Profile entweder nur sehr geringe Erhaltungspotentiale besitzen oder lateral nur eine geringe Verfolgbarkeit aufweisen (max. einige km). Der Abstand zwischen den Bohrungen ist im NEDB viel zu weit, um eine solche Korrelation durchzuführen.

Ein weiteres Problem liegt darin, daß die Fazies in den beckenrandlichen Bereichen im NEDB stark von hoch-mobilen ephemeren Flußsystemen geprägt ist, wodurch klimatische Signale verwischt werden. Es ist daher häufig nicht mehr möglich zu unterscheiden, ob es sich um ein klimatisch hochauflösendes Signal oder um ein einzelnes willkürliches Starkregenereignis handelt.

Die grundlegendste Schwierigkeit liegt aber im Fehlen markant auftretender synsedimentärer Tektonik im NEDB innerhalb der Havel- und Elbe-Subgruppen. Ohne wiederholte Reliefbelebungen kann sich keine Faziesarchitektur entwickeln, die differenziert genug ist, daß sich zeitgleiche Sequenzgrenzen erkennen und korrelieren lassen.

Trotz der hier diskutierten Einschränkungen vermag das in dieser Arbeit präsentierte ganzheitliche dynamische sedimentologische Modell durchaus - auf der Grundlage der sorgfältigen Analyse und Bewertung der die Sedimentation steuernden Faktoren - die Entwicklung des Rotliegenden im NEDB beckenweit zu erklären.

Aufbauend auf den in dieser Arbeit gewonnenen Erkenntnissen über die komplexe sedimentäre Entwicklung des Rotliegenden im NEDB wäre es für zukünftige Studien sehr interessant zu überprüfen, ob es in anderen Beckenregionen möglich ist, sequenzstratigraphische Korrelationen zu erstellen. Vor allem die Altmark-Region erfüllt einige der grundlegenden Voraussetzungen hierfür, wie sie in dieser Arbeit ausführlich besprochen wurden. Wegen der Gasfunde im Rotliegenden ist die Bohrungsdichte in der Altmark-Region sehr hoch. Die Datenbasis sollte dann möglichst vollständig gekernt

Profile beinhalten, da die vorhandenen geophysikalischen Bohrlochdaten für eine fazielle Ansprache nicht ausreichen.

Entlang der Altmark-Region am Südrand des NEDB war während der Parchim- bis Dethlingen-Formationen ein sehr intensiv gegliedertes Relief entwickelt, das eine hochauflösende Faziesdifferenzierung möglich machte. Ein weiterer wichtiger Aspekt für die hochauflösende Stratigraphie ist, daß dort während der klimatischen Trockenphasen Dünenformationen angeweht wurden. Somit wären im Idealfall sowohl die Feuchtphasen als auch die Trockenperioden repräsentiert. Kritisch müßte jedoch auch hier begutachtet werden inwieweit die intensive fluviatile Fazies klima-indizierende Merkmale verwischt.

9 Literaturverzeichnis

- Arthaud, F. & Matte, P. (1977): Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: Result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **88**, 1305-1320.
- Bachmann, G. H. & Grosse, S. (1989): Struktur und Entstehung des Norddeutschen Beckens - geologische und geophysikalische - Interpretation einer verbesserten Bouguer-Schwerekarte. *Nds. Akad. Geowiss. Veröföftl.*, **2**, 23-47.
- Bachmann, G. H. & Hoffmann, N. (1995): Paläotektonik - Bildung und Entwicklung des Norddeutschen Rotliegend-Beckens. In E. Plein (Hrsg.): *Stratigraphie von Deutschland I Norddeutsches Rotliegend-becken Rotliegend Monographien Teil II*. Senckenbergische Naturforschende Gesellschaft, Frankfurt a. M., 156-169.
- Bally, A. W. (1985): Phanerozoic basins of North America. In A. W. Bally & A. R. Palmer (Hrsg.): *The Geology of North America: An Overview*. *Geol. Soc. Amer. A.*, Boulder, Colorado, 397-446.
- Baltrusch, S. & Klarner, S. (1993): Rotliegend-Gräben in NE-Brandenburg. *Z. dt. geol. Ges.*, **144**, 173-186.
- Barron, E. J. & Moore, G. T. (1994): Climate model application in paleoenvironmental analysis. *SEPM - Society for Sedimentary Geology, USA*, 339 S.
- Bayer, U., Scheck, M., Rabbel, W., Krawczyk, C., Götze, H.-J., Stiller, M., Beilecke, T., Marotta, A.-M., Barrio-Alvers, L. & Kuder, J. (1999): An integrated study of the NE German Basin. *Tectonophysics*, **314**, 285-307.
- Behrendt, L. (1990): Die sedimentologischen Leithorizonte im Saxon im Nordteil der DDR. *Z. angew. Geol.*, **36**, 333-335.
- Behrendt, L. (1993): Die sedimentologischen Leithorizonte im Saxon NE-Deutschlands. *Z. angew. Geol.*, **39**, (2), 70-78.
- Benek, R., Kramer, W., McCann, T., Scheck, M., Negendank, J., Korich, D., Huebscher, H.-D. & Bayer, U. (1996): Permo-Carboniferous magmatism of the Northeast German Basin. *Tectonophysics*, **266**, 379-404.
- Berger, A., Loutre, M. F. & Dehant, V. (1989): Astronomical frequencies for pre-Quaternary palaeoclimate studies. *Terra Nova*, **1**, 474-479.
- Berthelsen, A. (1992): From Precambrian to Variscan Europe. In D. Blundell, Freeman, R., Mueller St. (Hrsg.): *A Continent Revealed - The European Geotraverse*. Cambridge University Press, Cambridge, 153-164.
- Blair, T. C. (1987): Tectonic and hydrologic controls on cyclic alluvial fan, fluvial, and lacustrine rift-basin sedimentation, Jurassic-Lowermost Cretaceous Todos Santos Formation, Chiapas, Mexico. *J. Sedim. Petrol.*, **57**, (5), 845-862.
- Blair, T. C. & McPherson, J. G. (1994a): Alluvial fans processes and forms. In A. D. Abrahams & A. J. Parsons (Hrsg.): *Geomorphology of Desert Environments*. Chapman & Hall, London, 354-402.
- Blair, T. C. & McPherson, J. G. (1994b): Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages. *J. Sedim. Res.*, **A 64**, 450-489.
- Blair, T. C. (1999): Cause of dominance by sheetflood vs. debris-flow processes on two adjoining alluvial fans, Death Valley, California. *Sedimentology*, **46**, 1015-1028.
- Blakey, R. C., Havholm, K. G. & Jones, L. S. (1996): Stratigraphic analysis of eolian interactions with marine and fluvial deposits, Middle Jurassic Page Sandstone and Carmel Formation, Colorado Plateau, USA. *J. Sed. Res.*, **66**, 2, 324-342.

- Blum, M., Kocurek, G., Deynoux, M., Swezey, C., Lancaster, N., Price, D. M. & Pion, J.-C. (1998): Quaternary wadi, lacustrine, aeolian depositional cycles and sequences, Chott Rharsa basin, southern Tunisia. In A. S. Alsharhan, K. W. Glennie, G. L. Whittle & C. G. S. C. Kendall (Hrsg.): Quaternary Deserts and Climatic Change. A. A. Balkema, Rotterdam, 539-552.
- Boy, J. A. & Fichter, J. (1982): Zur Stratigraphie des saarpfälzischen Rotliegenden (Ober-Karbon - Unter-Perm; SW-Deutschland). Z. dt. geol. Ges., **133**, 607-642.
- Brecht, G. (1999): Authigene Phyllosilikate in permokarbonen SiO₂-reichen Vulkaniten Ostdeutschlands. Berliner geowiss. Abh., **A 201**, 181 S.
- Breitkreuz, C. & Kennedy, A. (1999): Magmatic flare-up at the Carboniferous/Permian Boundary in the NE German Basin revealed by SHRIMP zircon ages. Tectonophysics, **301**, 307-326.
- Büthe, F. & Wachendorf, H. (1997): Die Rotliegend-Entwicklung des Ifelder Beckens und des Kyffhäusers: Pull-Apart-Becken und Rhomb-Horst. Z. geol. Wiss., **25**, (3/4), 291-306.
- Bull, W. B. (1972): Recognition of alluvial fan deposits in the stratigraphic record. In J. K. Rigby & W. K. Hamblin (Hrsg.): Recognition of ancient sedimentary environments. SEPM, Tulsa, 63-83.
- Burri, P., Faupel, J. & Koopmann, B. (1993): The Rotliegend in northwest Germany, from frontier to fairway. In J. R. Parker (Hrsg.): Petroleum Geology of Northwest Europe: Proceedings of the 4th Conference. Geol. Soc. London, 741-748.
- Cameron, T. D. J. (1993): 4- Triassic, Permian and pre-Permian of the Central and Northern North Sea. In R. W. O. B. Knox & W. G. Cordey (Hrsg.): Lithostratigraphic nomenclature of the UK North Sea. British Geological Survey, Nottingham, 107-123.
- Clemmensen, L. B., Oxnevad, I. E. I. & De Boer, P. L. (1994): Climatic controls on ancient desert sedimentation: some late Palaeozoic and Mesozoic examples from NW Europe and the Western Interior of the USA. In P. L. de Boer & D. G. Smith (Hrsg.): Orbital forcing and cyclic sequences. Blackwell, Oxford, International, 439-457.
- Collinson, J. D. (1996): Alluvial Sediments. In H. G. Reading (Hrsg.): Processes, Facies and Stratigraphy. Blackwell Science, 37-82.
- Costa, J. E. (1988): Rheologic, geomorphic, and sedimentologic differentiation of water floods, hyperconcentrated flows, and debris flows. In V. R. Baker, R. C. Kochel & P. C. Patton (Hrsg.): Flood geomorphology. Wiley, New York, 113-122.
- Coward, M. P. (1995): Structural and Tectonic setting of the PermoTriassic basins of N-W Europe. In E. Boldy (Hrsg.): Permian and Triassic rifting in Northwestern Europe. Geol. Soc. London, Spec. Publ., **91**, 7-39.
- Dadlez, R., Narkiewicz, M., Stephenson, R. A., Visser, M. T. M. & van Wees, J.-D. (1995): Tectonic evolution of the Mid-Polish Trough: modelling implications and significance for central European geology. Tectonophysics, **252**, 179-196.
- De Boer, P. L. & Smith, D. G. (1994): Orbital forcing and cyclic sequences. Spec. Pubs. Int. Ass. Sediment., **19**, 1-14.
- DEKORP-BASIN Research Group (1999): Deep crustal structure of the Northeast German basin: New DEKORP-Basin '96 deep profiling results. Geology, **27**, (1), 55-58.
- Dorn, R. I. (1994): The role of climatic change in alluvial fan development. In A. D. Abrahams & A. J. Parsons (Hrsg.): Geomorphology of Desert Environments. Chapman & Hall, London, 593-615.
- Drong, H.-J., Plein, E., Sannemann, D., Schuepbach, A. & Zimdars, J. (1982): Der Schneverdingen-Sandstein des Rotliegenden -- eine äolische Sedimentfüllung alter Grabenstrukturen. Z. dt. geol. Ges., **133**, 699-725.
- Drozdowski, G. & Wrede, V. (1997): Die Variscische Faltungsfront in Nordostdeutschland - Hypothese und Fakten. Z. angew. Geol., **43**, 104-111.

- Eilts, F., Krawczyk, C. M., Lassen, A. & Thybo, H. (subm.): Seismic evidence of Caledonian deformed crust and uppermost mantle structures in the northern part of the Trans-European Suture Zone (TESZ), SW Baltica Sea. Tectonophysics.
- Ellenberg, J., Falk, F., Grumbt, E., Lützner, H. & Ludwig, A. O. (1976): Sedimentation des höheren Unterperms der Flechtinger Scholle. *Z. geol. Wiss.*, **5**, 705-737.
- Ellenberg, J., Falk, F. & Grumbt, E. (1981): Möglichkeiten und Grenzen lithostratigraphischer Korrelation. *Z. geol. Wiss.*, **9**, (8), 805-816.
- Falk, F., Ellenberg, J., Grumb, E. & Lützner, H. (1979a): Zur Sedimentation des Rotliegenden im Nordteil der Saale-Senke - Hallesche bis Hornburger Schichten. *Hall. Jb. f. Geowiss.*, **4**, 3-22.
- Falk, F., Ellenberg, J., Grumb, E. & Lützner, H. (1979b): Zur Sedimentation des Rotliegenden im Nordteil der Saale-Senke - Brachwitzer und Eislebener Schichten. *Hall. Jb. f. Geowiss.*, **5**, 77-88.
- Falke, H. (1950): Stratigraphische Probleme des pfälzischen Rotliegenden. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, Jg. 1950, 134-144.
- Falke, H. (1954): Die Sedimentationsvorgänge im saarpfälzischen Rotliegenden. *Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., N.F.*, **36**, 32-53.
- Falke, H. (1959): Neue Erkenntnisse über die Grenzlagerung des Saar-Nahe-Rotliegenden. *Geol. Rdsch.*, **48**, 66-76.
- Falke, H. (1974): Die Unterschiede in den Sedimentationsvorgängen zwischen dem Autunien und Saxonien von Mittel- und Westeuropa. *Geol. Rdsch.*, **63**, 819-849.
- Folk, R. L. (1974): *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphills, Austin, Texas.
- Forster, C. (1996): Faziesentwicklung und Zyklustratigraphie in der oberen Hannover-Formation (Oberrotliegend) im Raum Bremen bis Wustrow. *Diss. Johannes Gutenberg-Universität, Mainz*, unveröff., 107 S.
- Franke, W. (1989): Tectonostratigraphic units in the Variscan belt of central Europe. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, **230**, 67-90.
- Franke, D. (1990): Der präpermische Untergrund der Mitteleuropäischen Senke. *Fakten und Hypothesen. Nds. Akad. Geowiss. Veröff.*, **4**, 19-75.
- Franke, D., Hoffmann, N. & Kamps, J. (1989): Alter und struktureller Bau des Grundgebirges im Nordteil der DDR. *Z. angew. Geol.*, **35**, (10/11), 289-296.
- Franke, D., Gründel, J., Lindert, W., Meissner, B., Schulz, E., Zagora, I. & Zagora, K. (1994): Die Ostseebohrung G 14 - eine Profilübersicht. *Z. geol. Wiss.*, **22**, 235-240.
- Franke, D., N, H. & Lindert, W. (1996): The Variscan Deformation Front in East Germany Part 2: Tectonic Interpretation. *Z. angew. Geol.*, **42**, 44-56.
- Frederiksen, K. S., Clemmensen, L. B. & Lawaetz, H. S. (1998): Sequential architecture and cyclicity in Permian desert deposits, Brodick Beds, Arran, Scotland. *J. Geol. Soc. London*, **155**, 677-683.
- Frostick, L. E. & Reid, I. (1987): Tectonic control of desert sediments in rift basins ancient and modern. In L. E. Frostick & I. Reid (Hrsg.): *Desert Sediments: Ancient and Modern*. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, **35**, 53-68.
- Frostick, L. E. & Reid, I. (1989): Climatic versus tectonic controls of fan sequences: lessons from the Dead Sea, Israel. *Journal of the Geological Society*, **146**, 527-538.
- Fryberger, S. G., Al-Sari, A. & Clisham, T. (1983): Eolian Dune, Interdune, Sand Sheet, and Siliciclastic Sabkha Sediments of an Offshore Prograding Sand Sea, Dhabran, Saudi Arabia. *AAPG Bulletin*, **67**, 280-312.

- Fryberger, S. G., Al-Sari, A. M., Clisham, T., Rizvi, S. A. R. & Al-Hinai, K. G. (1984): Wind sedimentation in the Jafurah sand sea, Saudi Arabia. *Sedimentology*, **31**, 413-431.
- Fryberger, S. G., Schenk, C. J. & Krystinik, L. F. (1988): Stokes surfaces and the effects of near-surface groundwater-table on aeolian deposition. *Sedimentology*, **35**, (1), 21-41.
- Gaitzsch, B. (1995): Grüneberg-Formation. In E. Plein (Hrsg.): *Stratigraphie von Deutschland I Norddeutsches Rotliegendbecken Rotliegend Monographien Teil II*. Senckenbergische Naturforschende Gesellschaft, Frankfurt a. M., 102-106.
- Gallwitz, H. (1956): Das Rotliegende der Mansfelder Mulde und die Saalische Diskordanz. *Hall. Jb. mitteldt. Erdgesch.*, **2**, 131-141.
- Gast, R. (1988): Rifting im Rotliegenden Niedersachsens. *Die Geowissenschaften*, **4**, 115-122.
- Gast, R. (1991): The Perennial Rotliegend Saline Lake in NW Germany. *Geol. Jb.*, **A 119**, 25-59.
- Gast, R. (1993): Sequenzanalyse von äolischen Abfolgen im Rotliegenden und deren Verzahnung mit Küstensedimenten. In E. P. Müller & H. Porth (Hrsg.): *Perm im Ostteil der Norddeutschen Senke*. *Geol. Jb.*, **A 131**, 117-139.
- Gast, R. (1995): Sequenzstratigraphie. In E. Plein (Hrsg.): *Stratigraphie von Deutschland I Norddeutsches Rotliegendbecken Rotliegend Monographien Teil II*. Senckenbergische Naturforschende Gesellschaft, Frankfurt a. M., 47-54.
- Gast, R. & Gebhardt, U. (1995): Elbe-Subgruppe. In E. Plein (Hrsg.): *Stratigraphie von Deutschland I Norddeutsches Rotliegendbecken Rotliegend Monographien Teil II*. Senckenbergische Naturforschende Gesellschaft, Frankfurt a. M., 121-135.
- Gast, R., Pasternak, M., Piske, J. & Rasch, H.-J. (1998): Das Rotliegend im nordostdeutschen Raum: Regionale Übersicht, Stratigraphie, Fazies und Diagenese. In W.-D. Karnin, D. Merkel, J. Piske & S. Schretzenmayer (Hrsg.): *Geowissenschaftliche Ergebnisse der Kohlenwasserstoff-Exploration im Land Brandenburg und im Thüringer Becken in den Jahren 1991-1996 (Zechstein und Rotliegend)*. *Geol. Jb.*, **A 149**, 59-79.
- Gaupp, R., Matter, A., Platt, J., Ramseyer, K. & Walzebeck, J. (1993): Diagenesis and fluid evolution of deeply buried Permian (Rotliegende) Gas Reservoirs, Northwest Germany. *AAPG Bull.*, **77**, 7, 1111-1128.
- Gaupp, R., Gast, R. & Forster, C. (2000): Late Permian playa lake deposits of the Southern Permian Basin (Central Europe). In E. H. Gierlowski-Kordesch & K. R. Kelts (Hrsg.): *Lake basins through space and time*. *AAPG Studies in Geology*, **46**, 75-86.
- Gebhardt, U., Schneider, J. & Hoffmann, N. (1991): Modelle zur Stratigraphie und Beckenentwicklung im Rotliegenden der Norddeutschen Senke. *Geol. Jb.*, **A 127**, 405-427.
- Gebhardt, U. (1994): Zur Genese der Rotliegend-Salinare in der Norddeutschen Senke (Oberrotliegend II, Perm). *Freiberger Forschungshefte*, **C 452**, 3-22.
- George, G. T. & Berry, J. K. (1993): A new lithostratigraphy and depositional model for the Upper Rotliegend of the UK sector of the southern North Sea. In C. P. North & D. J. Prosser (Hrsg.): *Characterization of fluvial and aeolian reservoirs*. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, **73**, 291-319.
- George, G. T. & Berry, J. K. (1994): A new palaeogeographic and depositional model for the Upper Rotliegend, offshore The Netherlands. *First Break*, **12**, (3), 147-158.
- George, G. T. & Berry, J. K. (1997): Permian (Upper Rotliegend) synsedimentary tectonics, basin development and palaeogeography of the Southern North Sea. In K. Ziegler, P. Turner & S. R. Daines (Hrsg.): *Petroleum geology of the southern North Sea; future potential*. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, **123**, 31-61.
- Glennie, K. W. (1970): *Desert Sedimentary Environments*. Elsevier Publishing Company, Amsterdam, 222 S.

- Glennie, K. W. (1972): Permian Rotliegendes of northwest Europe interpreted in light of modern desert sedimentation studies. *AAPG Bulletin*, **6**, 1048-1071.
- Glennie, K. W. (1982): Early Permian (Rotliegendes) palaeowinds of the North Sea. *Sediment. Geol.*, **34**, 245-265.
- Glennie, K. W. & Buller, A. T. (1983): The Permian Weissliegend of NW Europe: the partial deformation of aeolian dune sands caused by the Zechstein transgression. *Sediment. Geol.*, **35**, 43-81.
- Glennie, K. W. (1998): Lower Permian - Rotliegend. In K. W. Glennie (Hrsg.): *Petroleum Geology of the North Sea - Basic concepts and recent advances*. Blackwell Science, London, 137-173.
- Gole, C. V. & Chitale, S. V. (1966): Inland Delta building activity of Kosi River. *Proc. Am. Soc. Civil Eng. J. Hydraul. Div.*, **92**, 111-126.
- Goodall, T. M. & Al-Belushi, J. D. (1998): A glossary of Arabic desert terminology used in southeastern Arabia. In A. S. Alsharhan, K. W. Glennie, Whittle & Kendall (Hrsg.): *Quaternary deserts and climatic change*. Balkema, Rotterdam, 611-619.
- Goodall, T., North, C. P. & Glennie, K. W. (2000): Surface and subsurface sedimentary structures produced by salt crusts. *Sedimentology*, **47**, 99-118.
- Goudie, A. S. & Wells, G. L. (1995): The nature, distribution and formation of pans in arid zones. *Earth Science Reviews*, **38**, 1-69.
- Graf, W. L. (1988): *Fluvial processes in dryland rivers*. Springer Verlag, London, 346 S.
- Gralla, P. (1988): Das Oberrotliegende in NW-Deutschland - Lithostratigraphie und Faziesanalyse -. *Geol. Jb.*, **A 106**, 59 S.
- Grumbt, E. (1971): Beziehungen zwischen Sedimentationsprozeß und Gefüge in klastischen Sedimenten. *Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss.*, **16**, (3-5), 297-314.
- Hardie, A. L., Smoot, J. P. & Eugster, H. P. (1978): Saline lakes and their deposits: a sedimentological approach. In A. Matter & M. E. Tucker (Hrsg.): *Modern and Ancient Lake Sediments*. Spec. Publ. int. Ass. Sediment., London, 7-41.
- Harrel, J. (1984): A visual comparator for degree of sorting in thin and plane sections. *J. of Sed. Petrol.*, **54**, 646-650.
- Haubold, H. & Katzung, G. (1978): Zur Anwendung stratigraphischer Richtlinien im Rotliegenden. *Z. angew. Geol.*, **24**, (10), 439-441.
- Hedemann, H. A., Maschek, W., Paulus, B. & Plein, E. (1984): Mitteilung zur lithostratigraphischen Gliederung des Oberrotliegenden im Nordwestdeutschen Becken. *Nachr. dt. geol. Ges.*, **30**, 100-107.
- Helmuth, H. J. (1968): Zur Fazies des Oberrotliegenden NE-Mecklenburg. *Geologie*, **17**, 52-59.
- Helmuth, H. J. & Süssmuth, S. (1993): Die lithostratigraphische Gliederung des jüngeren Oberrotliegenden (Oberrotliegendes II) in Nordostdeutschland. In E. P. Müller & H. Porth (Hrsg.): *Perm im Ostteil der Norddeutschen Senke*. *Geol. Jb.*, **A 131**, 31-55.
- Helmuth, H. J. & Schretzenmayr, S. (1995): Zur raum-zeitlichen Genese der Gräben. In E. Plein (Hrsg.): *Stratigraphie von Deutschland I Norddeutsches Rotliegendbecken Rotliegend Monographien Teil II*. Senckenbergische Naturforschende Gesellschaft, Frankfurt a. M., 169-174.
- Henk, A. (1992): Mächtigkeit und Alter der erodierten Sedimente im Saar-Nahe-Becken (SW-Deutschland). *Geol. Rundsch.*, **81**, (2), 323-331.
- Henk, A. (1993a): Das Saar-Nahe-Becken Eine geodynamische Analyse. *Die Geowissenschaften*, **11**, (8), 268-273.

- Henk, A. (1993b): Subsidenz und Tektonik des Saar-Nahe-Beckens (SW-Deutschland). *Geol Rundsch*, **82**, 3-19.
- Hoffmann, N., Kamps, H.-J. & Schneider, J. (1989): Neuerkenntnisse zur Biostratigraphie und Paläodynamik des Perms in der Nordostdeutschen Senke -- ein Diskussionsbeitrag. *Z. angew. Geol.*, **35**, 198-207.
- Hoffmann, N. (1990): Zur paläodynamischen Entwicklung des Präzechsteins in der Nordostdeutschen Senke. In N. A. d. Geowissenschaften (Hrsg.): *Geologie und Kohlenwasserstoff-Erkundung im Präzechstein der DDR - Nordostdeutsche Senke*. Nieders. Akad. Geowiss. Veroeff., Hannover, 5-18.
- Hoffmann, N., Pokorski, J., Lindert, W. & Bachmann, G. (1997): Rotliegend stratigraphy, palaeogeography and facies in the eastern part of the Central European Basin. In M. Podemski, J. S. Dybova, K. Jaworowski, J. Jureczka & R. Wagner (Hrsg.): *Proceedings of the XIII international congress on The Carboniferous and Permian*. Wydawnictwa Geologiczne, Warsaw, Poland, 75-86.
- Hooke, R. (1967): Processes on arid-region alluvial fans. *Journal of Geology*, **75**, 438-460.
- Hoth, K., Rusbueltdt, J., Zagora, K., Beer, H. & Hartmann, O. (1993): Die tiefen Bohrungen im Zentralabschnitt der Mitteleuropäischen Senke - Dokumentation für den Zeitabschnitt 1962-1990. Gesellschaft für Geowissenschaften e.V., Berlin, 145 S.
- Hoth, P. (1997): Fazies und Diagenese von Präperm-Sedimenten der Geotraverse Harz - Rügen. Gesellschaft für Geowissenschaften e.V., Berlin, 139 S.
- Howell, J. & Mountney, N. (1997): Climatic cyclicity and accommodation space in arid to semi-arid depositional systems: an example from the Rotliegend Group of the UK southern North Sea. In K. Turner & S. R. Daines (Hrsg.): *Petroleum Geology of the Southern North Sea: Future Potential*. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **123**, 63-86.
- Hubert, J. F. & Hyde, M. G. (1982): Sheet-flow deposits of graded beds and mudstones on an alluvial sand-flat-playa system: Upper Triassic Blomidon redbeds, St Mary's Bay, Nova Scotia. *Sedimentology*, **29**, 457-474.
- Hubert, J. F. & Filipov, A. J. (1989): Debris-flow deposits in alluvial fans on the west flank of the White Mountains, Owens Valley, California. *Sedim. Geol.*, **61**, 177-205.
- Ingersoll, R. V. & Suczek, C. A. (1979): Petrology and provenance of Neogene sand from Nicobar and Bengal fans, DSDP sites 211 and 218. *J. Sedim. Petrol.*, **49**, (4), 1217-1228.
- Ingersoll, R. V., Bullard, T. F., Ford, R. L., Grimm, J. P., Pickle, J. D. & Sares, S. W. (1984): The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. *J. Sedim. Petrol.*, **54**, (1), 103-116.
- Irmen, A. (1999): Faziesarchitektur fossiler arid-klastischer Ablagerungsräume als Rotliegend-Reservoir-analog. DGMK, Hamburg, 146 S.
- Jankowski, B. (1991): Sedimentologie des Oberkarbons in Nordwest-Deutschland. DGMK, Hamburg, 317 S.
- Johnson, H., Warrington, G. & Stokers, S. J. (1994): Permian and Triassic of the Southern North Sea. In R. W. O. B. Knox & W. G. Cordey (Hrsg.): *Lithostratigraphic nomenclature of the UK North Sea*. British Geological Survey, Nottingham, 113-125.
- Karnin, W.-D., Merkel, D., Piske, J. & Schretzenmayer, S. (1998): Historie und gemeinsames Explorationskonzept EEG-BEB nach 1990. In W.-D. Karnin, D. Merkel, J. Piske & S. Schretzenmayer (Hrsg.): *Geowissenschaftliche Ergebnisse der Kohlenwasserstoff-Exploration im Land Brandenburg und im Thüringer Becken in den Jahren 1991-1996 (Zechstein und Rotliegend)*, *Geol. Jb.*, **A 149**, 7-23.
- Karnkowski, P. H. (1994): Rotliegend lithostratigraphy in the central part of the Polish Permian Basin. *Geol. Quart.*, **38**, 27-42.

- Karnkowski, P. H. (1997): Paleogeography and paleotectonics of the Rotliegend in the Polish Permian Basin. In M. Podemski, J. S. Dybova, K. Jaworowski, J. Jureczka & R. Wagner (Hrsg.): Proceedings of the XIII international congress on The Carboniferous and Permian. Wydawnictwa Geologiczne, Warsaw, Poland, 97-106.
- Karnkowski, P. H. (1999): Origin and evolution of the Polish Rotliegend Basin. Polish Geological Institute Special Papers, **3**, 1-93.
- Katzung, G. (1977): Die Saxongliederung im Zentralabschnitt der Mitteleuropäischen Senke. Z. angew. Geol., **23**, (11), 559-561.
- Katzung, G. & Krull, P. (1984): Zur tektonischen Entwicklung Mittel- und Nordwesteuropas während des Jungpaläozoikums. Z. angew. Geol., **30**, (4), 163-173.
- Katzung, G. (1988): Tectonics and Sedimentation of Variscan Molasses in Central Europe. Z. geol. Wiss., **16**, (9), 823-843.
- Kelly, S. B. & Olsen, H. (1993): Terminal fans - a review with reference to Devonian examples. Sedim. Geol., **85**, 339-374.
- Kiersnowski, H., Paul, J., Peryt, T. M. & Smith, D. B. (1995): Facies, paleogeography, and sedimentary history of the southern Permian basin in Europe. In P. A. Scholle, T. M. Peryt & S. D. S. Ulmer (Hrsg.): The Permian of northern Pangea; Volume 2, Sedimentary basins and economic resources. Springer-Verlag, Berlin, 119-136.
- Kiersnowski, H. (1997): Depositional development of the Polish Upper Rotliegend Basin and evolution of its sediment source areas. Geol. Quart., **41**, 4, 433-456.
- Kirkby, M. J. & Morgan, R. P. C. (1980): Soil erosion. Wiley, London, 312 S.
- Klarner, S. (1993): Analyse des strukturellen Aufbaus (Grabenproblematik) des Rotliegenden im Raum Zehdenick-Gransee. In E. P. Müller & H. Porth (Hrsg.): Perm im Ostteil der Norddeutschen Senke. Geol. Jb., **A 131**, 239-251.
- Kleditzsch, O. & Kurze, M. (1993): Ergebnisse petrographischer Untersuchungen an Sandsteinen des tieferen Oberrotliegenden im Raum Altmark/Westmecklenburg. In E. P. Müller & H. Porth (Hrsg.): Perm im Ostteil der Norddeutschen Senke. Geol. Jb., **A 131**, 141-178.
- Kocurek, G. & Fielder, G. (1982): Adhesion Structures. J. Sedim. Petrol., **52**, (4), 1229-1241.
- Kocurek, G. (1988): First-order and super bounding surfaces in eolian sequences -- Bounding surfaces revisited. Sedim. Geol., **56**, 193-206.
- Kocurek, G. & Havholm, K. G. (1994): Eolian Sequence Stratigraphy-- A Conceptual Framework. In P. Weimer & H. W. Posamentier (Hrsg.): Siliciclastic Sequence Stratigraphy: recent developments and applications. AAPG Memoirs, **58**, 393-409.
- Kossow, D., Krawczyk, C., McCann, T., Strecker, M. & Negendank, J. F. W. (2000): Style and evolution of salt pillows and related structures in the northern part of the Northeast German Basin. International Journal of Earth Sciences, **89**, 652-664.
- Kossow, D. (2001): Die kinematische Entwicklung des invertierten, intrakontinentalen Nordostdeutschen Beckens – Ergebnisse seismisch-stratigraphischer Untersuchungen und einer Profilbilanzierung. Diss., Universität Potsdam, unveröff., 101 S.
- Kozur, H. (1977): Beiträge zur Stratigraphie des Perms: Teil I: Probleme der Abgrenzung und Gliederung des Perms. Freiburger Forschungshefte, **C 319**, 79-121.
- Kozur, H. (1978): Beiträge zur Stratigraphie des Perms Teil III (1): Zur Korrelation der überwiegend kontinentalen Ablagerungen des obersten Karbons und Perms von Mittel- und Westeuropa. Freiburger Forschungshefte, **C 342**, 117-342.

- Kozur, H. (1980): Beiträge zur Stratigraphie des Perms Teil III (2): Zur Korrelation der überwiegend kontinentalen Ablagerungen des obersten Karbons und Perms von Mittel- und Westeuropa. Freiburger Forschungshefte, **C 348**, 69-172.
- Kozur, H. (1984): Die Verbreitung der limnischen Meduse *Medusina limnica* Müller 1978 im Rotliegenden Mitteleuropas. *Paläont. Z.*, **58**, (1/2), 41-50.
- Krawczyk, C. M., Stiller, M. & Group, D.-B. R. (1999): Reflection seismic constraints on Paleozoic crustal structure and Moho beneath the NE German Basin. *Tectonophysics*, **314**, 241-253.
- Langford, R. & Chan, M.-A. (1988): Flood surfaces and deflation surfaces within the Cutler Formation and Cedar Mesa Sandstone (Permian), southeastern Utah. *GSA Bulletin*, **100**, 1541-1549.
- Langford, R. P. & Chan, M. A. (1989): Fluvial-aeolian interactions: Part II, Ancient systems. *Sedimentology*, **36**, 1037-1051.
- Lassen, A., Bayer, U. & Scheck, L. (2001): The Potential Field Pattern in the Eastern North German Basin - A Result of Caledonian to Variscan Orogenic Activity or Later Volcanic/Magmatic Events? EUG XI, J. Conf. Abs., 6, (2001).
- Leeder, M. (1999): *Sedimentology and Sedimentary Basins From Turbulence to Tectonics*. Blackwell Science, Oxford, 592 S.
- Lindert, W., Warncke, D. & Stumm, M. (1990): Probleme der lithostratigraphischen Korrelation des Oberrotliegenden (Saxon) im Norden der DDR. *Z. angew. Geol.*, **36**, (10), 368-375.
- Lindert, W. (1994): Zur Entwicklung des Oberkarbon im Untergrund von Rügen. *Z. geol. Wiss.*, **1/2**, 241-248.
- Löffler, M. (1992): *Das Permokarbon des Nordschwarzwaldes - Eine Fallstudie am Beispiel des Beckens von Baden-Baden*, Technische Universität, Karlsruhe, 284 S.
- Löffler, M., Sittig, E. & Smykatz-Kloss, W. (1998): An ancient sabkha-like environment in the Permian intermontane basin of Baden-Baden, Germany. In A. S. Alsharhan, K. W. Glennie, Whittle & Kendall (Hrsg.): *Quaternary deserts and climatic change*. Balkema, Rotterdam, 583-589.
- Lowenstein, T. K. & Hardie, L. A. (1985): Criteria for the recognition of salt-pan evaporites. *Sedimentology*, **32**, 627-644.
- Lützner, H. (1961): Saalische Bewegungen im Rotliegenden des mittleren Thüringer Waldes. *Geol. Rdsch.*, **51**, 560-566.
- Lützner, H. (1988): Sedimentology and basin development of intramontane Rotliegend basins in Central Europe. *Z. geol. Wiss.*, **16**, 9, 845-863.
- Machel, H. G. (1993): Anhydrite nodules formed during deep burial. *J. Sedim. Petrol.*, **63**, (4), 659-662.
- Mack, G. H. & Leeder, M. R. (1999): Climatic and tectonic controls on alluvial-fan and axial-fluvial sedimentation in the Plio-Pleistocene Palomas half graben, Southern Rio Grande Rift. *J. Sedim. Res.*, **69**, (3), 635-652.
- Mange, M. A. & Maurer, F. W. (1991): *Schwerminerale in Farbe*. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, 148 S.
- Martin, A. J. (2000): Flaser and wavy bedding in ephemeral streams: a modern and an ancient example. *Sedim. Geol.*, **136**, (1/2), 1-5.
- Marx, J., Huebscher, H.-D., Hoth, K., Korich, D. & Kramer, W. (1995): Vulkanostratigraphie und Geochemie der Eruptivkomplexe. In E. Plein (Hrsg.): *Norddeutsches Rotliegendbecken - Rotliegend-Monographie Teil II*. Courier Forsch. Inst. Senckenberg, Frankfurt, 54-83.
- McCann, T. (1996a): Pre-Permian of the north-east German Basin. *Geol. J.*, **31**, 159-177.

- McCann, T. (1996b): Silurian facies from the G-14 well, offshore Northern Germany. *Z. dt. geol. Ges.*, **147/2**, 209-219.
- McCann (1998a): Sandstone composition and provenance of the Rotliegend of the NE German Basin. *Sedim. Geol.*, **116**, 177-198.
- McCann, T. (1998b): Lower Palaeozoic evolution of the northeast German Basin/Baltica borderland. *Geol. Mag.*, **135**, 129-142.
- McCann, T. (1999): The tectonosedimentary evolution of the northern margin of the Carboniferous foreland basin of NE Germany. *Tectonophysics*, **313**, 119-144.
- McCann, T., Krawczyk, C. & Rieke, H. (2000): Integrated Basin Analysis - an Example from the Upper Rotliegend of the NE German Basin. *Erdöl Erdgas Kohle*, **116**, (5), 261-266.
- McKie, T. & Garden, I. R. (1996): Hierarchical stratigraphic cycles in the non-marine Clair Group (Devonian) UKCS. In J. A. Howell & J. F. Aitken (Hrsg.): High resolution sequence stratigraphy: innovations and applications. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, **104**, 139-157.
- Meadows, N. S. & Beach, A. (1993): Structural and climatic controls on facies distribution in a mixed fluvial and aeolian reservoir: the Triassic Sherwood Sandstone in the Irish Sea. In C. P. North & D. J. Prosser (Hrsg.): Characterization of fluvial and aeolian reservoirs, *Geol. Soc. London*, **73**, 247-264.
- Menning, M., Katzung, G. & Lützner, H. (1988): Magnetostratigraphic Investigations in the Rotliegendes (300-252 ma) of Central Europe. *Z. geol. Wiss.*, **11/12**, 1045-1063.
- Menning, M. (1995): Magnetostratigraphie. In E. Plein (Hrsg.): Norddeutsches Rotliegendbecken - Rotliegend-Monographie Teil II. Senckenbergische Naturforschende Gesellschaft, Frankfurt a. M., 40-45.
- Miall, A. D. (1996): The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology. Springer Verlag, Berlin, 582 S.
- Milankovitch, M. (1941): Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitproblem. *Belgrade Serbian Academy of Science*, **133**, 633.
- Mountney, N., Howell, J., Flint, S. & Jerram, D. (1999): Climate, sediment supply and tectonics as controls on the deposition and preservation of the aeolian-fluvial Etjo Sandstone Formation, Namibia. *J. Geol. Soc.*, **156**, 771-777.
- Müller, A. H. (1978a): Über Hydromedusen (Coelenterata) und medusoide Problematica aus dem Rotliegenden von Mitteleuropa. *Freiberger Forschungsheft*, **C 342**, 29-44.
- Müller, A. H. (1978b): Weitere Hydromedusen (Coelenterata) und medusoide Problematika aus dem mitteleuropäischen Rotliegenden. *Freiberger Forschungsheft*, **C 366**, 29-43.
- Müller, E. P., Dubslaff, H., Eiserbeck, W. & Sallum, R. (1993): Zur Entwicklung der Erdöl- und Erdgasexploration zwischen Ostsee und Thüringer Wald. In E. P. Müller & H. Porth (Hrsg.): Perm im Ostteil der Norddeutschen Senke. *Geol. Jb.*, **A 131**, 5-30.
- Nagtegaal, P. J. C. (1973): Adhesion ripple and barchan-dune sands of the recent Namib (SW Africa) and Permian Rotliegend (NW Europe) deserts. *Madoqua*, **2**, 5-19.
- Negendank, J.F.W. & Nun, N. (1986): Zwei Strandseifen in Mexiko, ihre Zusammensetzung und Herkunft. *Geol. Rdsch.*, **75**, 3, 791-804.
- Nemec, W. & Steel, R. (1988b): What is a fan delta and how do we recognize it? In W. Nemec & R. Steel (Hrsg.): Fan Deltas: Sedimentology and Tectonic Settings. Blackie, London, 3-13.
- Nemec, W. & Postma, G. (1993): Quaternary alluvial fans in southwestern Crete: sedimentation processes and geomorphic evolution. *Spec. Publs. Int. Ass. Sediment.*, **17**, 235-276.
- Nichols, G. (1999): Sedimentology and Stratigraphy. Blackwell Science, London, 355 S.

- Nöldeke, W. & Schwab, G. (1977): Zur tektonischen Entwicklung des Tafeldeckgebirges der Norddeutsch-Polnischen Senke unter besonderer Berücksichtigung des Nordteils der DDR. *Z. angew. Geol.*, **23**, (8), 369-379.
- Pettijohn, F. J., Potter, P. E. & Siever, R. (1987): *Sand and Sandstone*. Springer Verlag, New York, 553 S.
- Picard, M. D. & High, L. R. (1973): *Sedimentary structures of ephemeral streams*. Elsevier, Amsterdam, 223 S.
- Plein, E. (1993): Bemerkungen zum Ablauf der paläogeographischen Entwicklung im Stefan und Rotliegend des Norddeutschen Beckens. *Geol. Jb.*, **A 131**, 99-116.
- Plein, E. (1995): Norddeutsches Rotliegendbecken Rotliegend-Monographie Teil II. Senckenbergische Naturforschende Gesellschaft, Frankfurt a.M., 193 S.
- Plein, E. & Gebhardt, U. (1995): Paläogeographie der Havel-Subgruppe. In E. Plein (Hrsg.): Norddeutsches Rotliegendbecken - Rotliegend-Monographie Teil II. Senckenbergische Naturforschende Gesellschaft, Frankfurt a.M., 117-121.
- Reineck, H. E. (1955): Haftrippeln und Haftwarzen, Ablagerungsformen von Flugsand. *Senck. leth.*, **36**, (5/6), 347-357.
- Rieke, H., Kossow, D., McCann, T. & Krawczyk, C. (2001): Tectono-sedimentary evolution of the northernmost margin of the NE German Basin between uppermost Carboniferous and Late Permian (Rotliegend). *Geol. J.*, **36**, (1), 19-38.
- Rößler, R. (1995): Litho- und Biofaziesmuster des kontinentalen Oberkarbon und Rotliegend in Norddeutschland - Grundlagen für die stratigraphische Interpretation von Tiefbohrungen. Diss. Technische Universität Bergakademie, Freiberg, unveröff., 122 S.
- Rosen, M. R. (1994): The importance of groundwater in playas: a review of playa classifications and the sedimentology and hydrology of playas. In M. R. Rosen (Hrsg.): *Paleoclimate and basin evolution of playa systems*. *Geol. Soc. Amer.*, Special Paper, 1-18.
- Schäfer, A. & Sneh, A. (1983): Lower Rotliegend fluvio-lacustrine Sequences in the Saar-Nahe Basin. *Geol. Rdsch.*, **72**, 3, 1135-1145.
- Scheck, M. (1997): Dreidimensionale Strukturmodellierung des Nordostdeutschen Beckens unter Einbeziehung von Krustenmodellen. Diss. Freie Universität, Berlin, unveröff., 126 S.
- Scheck, M. & Bayer, U. (1999): Evolution of the Northeast German Basin - inferences from a 3D structural model and subsidence analysis. *Tectonophysics*, **313**, (1-2), 145-169.
- Schneider, J. & Gebhardt, U. (1993): Litho- und Biofaziesmuster in intra- und extramontanen Senken des Rotliegend (Perm, Nord- und Ostdeutschland). In E. P. Müller & H. Porth (Hrsg.): *Perm im Ostteil der Norddeutschen Senke*. *Geol. Jb.*, **A 131**, 57-98.
- Schneider, J., Gebhardt, U., Gaitzsch, B. & Döring, H. (1995): Fossilführung und Biostratigraphie. In E. Plein (Hrsg.): *Stratigraphie von Deutschland I Norddeutsches Rotliegendbecken Rotliegend Monographien Teil II*. Senckenbergische Naturforschende Gesellschaft, Frankfurt a. M., 25-35.
- Schröder, L., Plein, E., Bachman, G., Gast, R., Gebhardt, U., Graf, R.; Helmuth, H.-J., Pasternak, M., Porth, H. & Süßmuth, S. (1995): Stratigraphische Neugliederung des Rotliegenden im Norddeutschen Becken. *Geol. Jb.*, **A 148**, 3-21.
- Schwab, G., Benek, R., Jubitz, K.-B. & Teschke, H.-J. (1982): Intraplattentektonik und Bildungsprozeß der Mitteleuropäischen Senke. *Z. geol. Wiss.*, **10**, (3), 397-413.
- Shanley, K. W. & McCabe, P. J. (1994): Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata. *AAPG Bulletin*, **78**, (4), 544-568.
- Shaw, P. A. & Thomas, D. S. G. (1997): Pans, playas and salt lakes. In D. S. G. Thomas (Hrsg.): *Arid Zone Geomorphology: Process, Form and Change in Drylands*, John Wiley & Sons Ltd., 293-317.

- Sloss, L. L. (1962): Sequences in the cratonic interior of North America. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **74**, 93-114.
- Smoot, J. P. & Castens, S. B. (1994): Sedimentary features produced by efflorescent salt crusts, Saline Valley and Death Valley, California. In R. W. Renaut & W. M. Last (Hrsg.): *Sedimentology and geochemistry of modern and ancient saline lakes*. SEPM, Spec. Publ., **50**, 73-90.
- Stanistreet, I. G. & McCarthy, T. S. (1993): The Okavango Fan and the classification of subaerial fan systems. In C. R. Fielding (Hrsg.): *Current Research in Fluvial Sedimentology*. *Sedim. Geol.*, **85**, 115-133.
- Stapf, K. R. G. (1982): Schwemmfächer- und Playa-Sedimente im Ober-Rotliegenden des Saar-Nahe-Beckens (Permokarbon, SW-Deutschland). Ein Überblick über Faziesanalyse und Faziesmodell. *Mitt. POLLICHIA*, **70**, 7-64.
- Stapf, K. R. G. (1990): Fazies und Verbreitung lakustriner Systeme im Rotliegend des Saar-Nahe-Beckens (SW-Deutschland). *Mainzer geowiss. Mitt.*, **19**, 213-234.
- Stemmerik, L., Ineson, J. R. & Mitchell, G. (2000): Stratigraphy of the Rotliegend Group in the Danish part of the Northern Permian Basin, North Sea. *Journ. Geol. Soc., London*, **157**, 1127-1136.
- Stille, H. (1920): Über Alter und Art der Phasen der variszischen Gerbirgsbildung. *Nachr. Ges. Wiss. Göttingen* 1920, 218-224.
- Stollhofen, H. & Stanistreet, I. G. (1994): Interaction between bimodal volcanism, fluvial sedimentation and basin development in the Permo-Carboniferous Saar-Nahe Basin (south-west Germany). *Basin Research*, **6**, 245-267.
- Stollhofen, H. (1998): Facies architecture variations and seismogenic structures in the Carboniferous-Permian Saar-Nahe Basin (SW Germany): evidence for extension-related transfer fault activity. *Sedim. Geol.*, **119**, 47-83.
- Stollhofen, H., Frommherz, B. & Stanistreet, I. G. (1999): Volcanic rocks as discriminants in evaluating tectonic versus climatic control on depositional sequences, Permo-Carboniferous continental Saar-Nahe Basin. *Journ. Geol. Soc.*, **156**, 801-808.
- Stollhofen, H. (2000): Sequences stratigraphy in continental settings - examples from the Permo-Carboniferous Saar-Nahe Basin, SW-Germany. *Zbl. Geol. Paläont.*, **Teil 1**, (3-4), 233-260.
- Strohmeier, C., Voigt, E. & Zimdars, J. (1996): Sequence stratigraphy and cyclic development of basal Zechstein carbonate-evaporite deposits with emphasis on Zechstein 2 off-platform carbonates (Upper Permian, Northeast Germany). *Sedim. Geol.*, **102**, (1-2), 33-54.
- Stumm, M., Lindert, W. & Lange, G. (1990a) *Forschung Erdgas Beckenzentrum Rotliegendes IV - Lithofazieskarte Parchim-Schichten (1:500.000)*. Zentrales Geologisches Institut - Kombinat Erdöl-Erdgas, Berlin, unveröff.
- Stumm, M., Lindert, W. & Schellenberg, H. G. (1990b) *Forschung Erdgas Beckenzentrum Rotliegendes IV - Lithofazieskarte Mirow-Schichten (1:500.000)*. Zentrales Geologisches Institut - Kombinat Erdöl-Erdgas, Berlin, unveröff.
- Swanson, R. G. (1981): *Sample Examination Manual*. The American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma.
- Sweet, M. L. (1999): Interaction between aeolian, fluvial and playa environments in the Permian Upper Rotliegend Group, UK southern North Sea. *Sedimentology*, **46**, 171-187.
- Talbot, M. R. (1985): Major bounding surfaces in aeolian sandstones - a climatic model. *Sedimentology*, **32**, 257-265.
- Tanner, B. & Meissner, R. (1996): Caledonian deformation upon southwest Baltica and its tectonic implications: Alternatives and consequences. *Tectonics*, **15**, 803-812.

- Thybo, H. (1997): Geophysical Characteristics of the Tornquist Fan area, northwest Trans-European Suture Zone: indication of late Carboniferous to early Permian dextral transtension. *Geol. Mag.*, **134**, (5), 597-606.
- Torsvik, T. H., Trench, A., Svensson, I. & Walderhaug, H. J. (1993): Paleogeographic significance of mid Silurian paleomagnetic results from southern Britain - major revision of the apparent polar wander path for eastern Avalonia. *Geophys. J. Int.*, **113**, 651-668.
- Turner, P. (1980): Continental Red Beds. Elsevier, *Developments in Sedimentology*, **29**, 562 S.
- Vail, P. R., Mitchum, R. M. & Thompson, S. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level Part 1: Glossary of terms used in seismic stratigraphy. In C. E. Payton (Hrsg.): *Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration*. AAPG Memoirs, **26**, 83-97.
- Van Wagoner, J. C., Posamentier, H. W. & Mitchum, R. M. (1988): An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. Kendall, H. W. Posamentier, C. A. Ross & J. C. Van Wagoner (Hrsg.): *Sea-Level Changes-- An Integrated Approach*. SEPM, Spec. Publ., **42**, 38-45.
- Van Wees, J.-D., Stephenson, R. A., Ziegler, P. A., Bayer, U., McCann, T., Dadlez, R., Gaupp, R., Narkiewicz, M., Bitzer, F. & Scheck, M. (2000): On the origin of the Southern Permian Basin, Central Europe. *Marine and Petroleum Geology*, **17**, 43-59.
- Van Wijhe, D. H., Lutz, M. & Kaasschieter, J. P. H. (1980): The Rotliegend in the Netherlands and its gas accumulations. *Geologie en Mijnbouw*, **59**, (1), 3-24.
- Walker, T. R. (1967): Formation of Red Beds in Modern and Ancient Deserts. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **78**, (1), 353-368.
- Walker, T. R. (1976): Diagenetic origin of continental red beds. In H. Falke (Hrsg.): *The Continental Permian in Central, West, and South Europe*. D. Reidel Publishing Company, Dordrech-Holland, 240-282.
- Wegner, H. U. (1972): Grobklastische Sedimente des Unterperms im Gebiet von Nordostmecklenburg. Diss. Ernst-Moritz-Arndt Universität, Greifswald, unveröff., 224 S.
- Wegner, H. U. (1978): Ergebnisbericht über den Geröllbestand der grobklastischen Sedimente des Saxon und Autun im Bereich des Nordteils der DDR. ZGI, unveröff., 30 S.
- Weihe, T. & Kulke, H. (1996): Die westpolnischen Rotliegend-Gaslagerstätten im Spiegel der Entwicklung des Südlichen Permbeckens. *Z. dt. geol. Ges.*, **147**, 4, 439-454.
- Yang, C. S. & Nio, S. D. (1994): Application of High-Resolution Sequence Stratigraphy to the Upper Rotliegend in the Netherland Offshore. In P. Weimer & H. W. Posamentier (Hrsg.): *Siliciclastic Sequence Stratigraphy: recent developments and applications*. AAPG Memoirs, **58**, 285-316.
- Yang, C. S. & Baumfalk, Y. A. (1994): Milankovitch cyclicity in the Upper Rotliegend Group of the Netherlands offshore. In S. P. I. A. Sediment. (Hrsg.): *Orbital forcing and cyclic sequences*. Blackwell Scientific, IAS Spec. Publ., 47-61.
- Yang, C. S. & Kouwe, W. F. P. (1995): Wireline log-cyclicity analysis as a tool for dating and correlating barren strata; an example from the upper Rotliegend of the Netherlands. In R. E. Dunay & E. A. Hailwood (Hrsg.): *Non-biostratigraphical methods of dating and correlation*. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, **89**, 237-259.
- Yang, C. S. & Baumfalk, Y. A. (1997): Application of high-frequency cycle analysis in high-resolution sequence stratigraphy. In K. Ziegler, P. Turner & S. R. Daines (Hrsg.): *Petroleum geology of the southern North Sea; future potential*. *Geol Soc. London, Spec. Publ.*, **123**, 181-203.
- Ziegler, P. (1990): Geological atlas of western and central Europe. Shell International Petroleum Maatschappij B.V., Amsterdam, 239 S.

10 Anhang A

Inhalt

Tabellen

Lithotypen	<u>2</u>
Modalanalysen	<u>3-7</u>
Schwerminerale	<u>9</u>

Abbildungen

Grauwacken	<u>8</u>
Lithotypen	<u>10-22</u>
Dünnschliffe	<u>22-33</u>

Bohrung Lithotyp	Barth 1-63		FdlIn 2-70		Pnl 1-75		Pew 1-65		Ric 3-65		Swan 1-76		Stav 1-76		Am 1-68		Chi 1-71		Zeh 2-75		Zoo 1-75		Anteil Gesamt		Mächtigkeiten (m)	
	(m)	(m)	(m)	(m)	(m)	(m)	(m)	(m)	(m)	(m)	(m)	(m)	(m)	(m)	(m)	(m)	(m)	(m)	(m)	(m)	(m)	(m)	(m)	(%)	Mittel	Max.
Gf, c	-	13,0	1,1	37,5	-	79,3	10,5	1,2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	7,7	4,4	77,1	0,2
Sc(Sf), r	-	-	16,6	23,4	3,0	3,4	-	3,7	1,6	113,3	40,8	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	6,4	1,9	17,8	0,2
Sc(M), p	-	14,3	28,7	5,1	1,6	-	5,9	2,1	-	3,7	2,2	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,1	2,0	1,0	3,4	0,2
Sc(M), l	-	69,6	0,9	10,1	1,4	-	-	3,6	0,8	-	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	2,7	2,0	10,6	0,2
Sc(Sf), l	-	-	14,6	-	-	11,9	31,6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2,0	6,5	29,7	0,6
Sf, l	-	-	189,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	7,1	12,7	58,5	0,6
Sf, d	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,4	0,5	1,7	0,2
Sf, r	1,0	3,6	55,3	-	-	20,0	-	4,6	1,1	5,4	1,3	4,6	4,6	4,6	4,6	4,6	4,6	4,6	4,6	4,6	4,6	4,6	5,5	1,1	5,6	0,2
Sf, h	0,5	1,0	9,6	-	0,4	14,7	0,3	-	0,3	6,7	2,9	6,8	6,8	6,8	6,8	6,8	6,8	6,8	6,8	6,8	6,8	6,8	1,1	0,9	3,7	0,2
Sf, p	1,9	-	3,8	-	1,2	32,5	0,3	0,4	-	31,7	6,1	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	2,4	1,2	7,7	0,2
Sf(M), r	3,1	0,7	27,6	-	0,3	23,9	43,5	1,6	0,4	21,6	31,6	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6	4,8	1,1	5,8	0,2
Sf(M), p	5,8	2,5	57,9	-	2,7	32,9	40,9	6,5	0,6	9,4	57,6	6,5	6,5	6,5	6,5	6,5	6,5	6,5	6,5	6,5	6,5	6,5	6,7	1,2	8,4	0,2
M(Sf), r	2,3	3,6	42,7	-	-	9,3	14,5	3,0	0,8	2,0	12,0	3,0	3,0	3,0	3,0	3,0	3,0	3,0	3,0	3,0	3,0	3,0	2,8	1,2	5,9	0,2
M, r	1,5	-	3,8	-	-	31,7	15,3	3,5	0,2	-	2,1	3,5	3,5	3,5	3,5	3,5	3,5	3,5	3,5	3,5	3,5	3,5	1,8	1,2	5,1	0,2
Sf(M), l	-	15,2	10,5	-	14,7	32,0	15,3	21,5	0,2	-	86,5	21,5	21,5	21,5	21,5	21,5	21,5	21,5	21,5	21,5	21,5	21,5	9,1	1,6	11,9	0,2
M(Sf), l	38,2	18,8	111,4	-	0,4	17,7	54,0	52,1	15,0	24,1	87,5	52,1	52,1	52,1	52,1	52,1	52,1	52,1	52,1	52,1	52,1	12,9	22,6	12,8	0,2	
M, l	9,9	-	15,2	-	-	204,3	-	16,0	3,9	-	2,7	16,0	16,0	16,0	16,0	16,0	16,0	16,0	16,0	16,0	16,0	7,8	3,5	25,4	0,2	
Sf(M), h	-	0,6	0,6	-	-	0,8	12,8	1,0	-	-	5,8	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	0,8	1,1	6,0	0,2	
M(Sf), h	1,2	1,2	4,6	-	0,9	35,5	35,5	-	-	15,0	8,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2,1	2,1	10,6	0,2	
M, h	7,6	1,4	28,0	-	-	176,7	40,7	2,4	10,2	18,5	30,4	2,4	2,4	2,4	2,4	2,4	2,4	2,4	2,4	2,4	2,4	9,7	1,6	16,9	0,2	
M(Sf), p	-	-	7,3	-	-	-	0,6	1,8	3,2	8,2	11,9	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,8	1,0	0,8	3,2	0,2	
M, p	-	-	27,9	-	-	8,0	4,9	11,9	9,4	13,0	31,3	11,9	11,9	11,9	11,9	11,9	11,9	11,9	11,9	11,9	11,9	3,3	0,8	4,2	0,2	

Tab. 10.1: Anteile der jeweiligen Lithotypen in den bearbeiteten Bohrungen (in Meter) sowie die prozentualen Werte bezogen auf die gesamte aufgenommene Kernstrecke (ca. 3,25 Km).

Modalanalysen: Hannover-Formation

Probe	Lithotyp	Tiefe (KM)	Q	F	Lf	Qzm	Qzp	Feldspäte		Lfv	Lfs	Lfc	Glimmer	Chert	Chalcedon	Schwerminerale		Matrix	Zemente			Porosität
								A'Fsp	Plag							opak	transparent		Calcit	Anhydrit	Quarz	
Barth 1	Sf(M), p	2903,4	43,3	0,0	6,7	41,7	1,7	0,0	0,0	6,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,3	0,0	14,0	13,0	21,7	0,0	0,0
Fdln 5	Sf, r	3593,3	62,3	1,7	2,0	61,0	1,3	0,7	1,0	2,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,0	0,0	0,7	13,3	15,7	2,3	0,0
Fdln 5	Sf, r	3593,3	61,0	0,3	2,7	60,3	0,7	0,0	0,3	2,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,0	0,7	1,0	11,3	19,3	2,7	0,0
Pnl 1	Sf(M), 1	4570,3	42,0	0,3	1,3	40,7	1,3	0,3	0,0	1,3	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,7	0,0	31,0	15,3	7,7	1,3	0,0
Pnl 5	Sf(M), p	4683,5	34,3	2,3	1,3	32,3	2,0	2,3	0,0	1,3	0,0	0,0	0,7	0,0	0,0	2,3	0,0	31,7	17,0	4,7	4,0	1,7
Pnl 8	Sf(M), 1	4841,2	27,3	0,7	0,0	27,3	0,0	0,7	0,0	0,0	0,0	0,0	1,0	0,0	0,0	2,7	0,0	43,3	25,0	0,0	0,0	0,0
Ric 5	Sf(M), 1	2745,6	51,0	2,0	15,0	50,0	1,0	0,7	1,3	14,7	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	2,0	0,0	7,0	13,7	8,3	1,0	0,0
Ric 4	Sf, p	2746,6	50,3	1,7	2,3	49,3	1,0	1,3	0,3	2,3	0,0	0,0	1,3	0,0	0,0	2,7	0,3	12,0	19,7	9,3	0,3	0,0
Ric 2	Sc(M), p	2749,6	8,7	1,7	53,0	8,0	0,7	1,0	0,7	52,7	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	1,3	0,0	21,0	10,3	4,0	0,0	0,0
Stav 15	Sf(M), 1	4301,5	42,7	2,0	3,0	37,0	5,7	1,0	1,0	3,0	0,0	0,0	1,0	0,0	0,0	2,0	0,3	32,7	10,3	5,7	0,3	0,0
Am8	Sf, d	3812,5	59,7	0,0	3,7	52,7	6,7	0,0	0,0	3,0	0,7	0,0	0,0	0,3	0,0	0,3	0,0	3,7	13,7	17,7	1,3	0,0
AmBB143	Sf(M), 1	3859,1	50,0	0,0	2,7	47,7	2,3	0,0	0,0	2,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	12,3	8,0	19,3	7,7	0,0
Chi2	Sf(M), 1	3755,2	38,7	0,0	2,0	35,7	3,0	0,0	0,0	2,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	25,7	2,0	31,7	0,0	0,0
Chi5	M(Sf), p	3788,2	21,3	0,0	0,0	20,7	0,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,0	0,0	0,0	0,3	0,0	64,7	12,3	0,3	0,0	0,0
Chi6	Sf, d	3795,2	71,7	1,3	2,0	68,0	3,3	0,3	1,0	2,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	1,0	13,0	9,0	2,0	0,0
Chi7	Sf, d	3807,85	42,7	1,0	5,3	40,3	2,3	1,0	0,0	5,0	0,3	0,0	0,0	0,7	0,0	1,0	0,0	31,3	16,7	1,0	0,3	0,0
ChiBB281	Sf(M), 1	3803,1	46,0	1,3	2,0	43,7	2,3	0,7	0,7	1,0	1,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,7	0,0	19,7	6,3	22,3	1,3	0,0
Zeh 1	Sf, d	4003,5	65,7	0,7	0,3	59,3	5,7	0,3	0,3	0,3	0,0	0,0	0,0	0,7	0,0	0,0	0,0	0,0	19,3	8,7	5,3	0,0
Zeh 2	Sf(M), 1	4015,8	29,7	1,3	0,3	26,7	3,0	0,7	0,7	0,3	0,0	0,0	1,0	0,3	0,0	1,0	0,3	57,7	6,0	2,0	0,3	0,0
ZehBB158	M(Sf), p	4017	48,0	2,0	2,3	37,3	10,7	0,7	1,3	2,3	0,0	0,0	0,0	0,7	0,0	0,0	0,0	31,3	10,7	4,7	0,3	0,0
Zeh 3	Sf, h	4031,8	63,7	1,0	0,0	56,3	7,0	0,3	0,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,3	3,0	31,0	1,0	0,0
ZehBB160	Sf(M), 1	4142,7	28,3	0,7	1,7	26,0	2,3	0,3	0,3	1,3	0,3	0,0	0,7	0,7	0,0	0,7	0,3	59,7	3,0	4,0	0,3	0,0
Zeh 6	Sf, d	4145,4	56,0	1,0	1,3	48,0	7,7	0,0	1,0	1,3	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,3	0,0	4,0	4,7	32,7	0,0	0,0
ZehBB168	Sf(M), r	4236,3	61,0	3,0	5,3	55,3	5,3	2,7	0,3	5,0	0,3	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,3	3,0	0,0	27,0	0,3
Zoo 1	M(Sf), 1	4354,3	21,3	0,3	0,3	21,3	0,0	0,0	0,3	0,3	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,7	0,0	62,3	7,3	7,3	0,0	0,0
ZooBB287	Sf(M), 1	4369,3	46,3	3,3	2,0	43,7	2,7	2,7	0,7	2,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	17,0	2,3	22,3	6,7	0,0
Zoo 2	Sf, h	4555,6	54,7	1,7	3,3	52,0	2,7	0,7	1,0	3,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	8,0	14,3	10,7	7,0	0,0

Legende: Q= Summe von Qzm und Qzp; F= Summe der Feldspäte; Lf= Summe der lithischen Fragmente; Qzm= monokristalliner Quarz; Qzp= polykristalliner Quarz; A'Fsp= Alkalifeldspat; Plag= Plagioklas; Lfv= vulkanitische Gesteinsfragmente; Lfs= sedimentäre Gesteinsfragmente; Lfc= karbonatische Gesteinsfragmente.

Tab. 10.2: Modalwerte in Prozent der Hannover-Formation in den Bohrungen aus Mecklenburg-Vorpommern und Brandenburg.

Modalanalysen: Dethlingen-Formation

Probe	Lithotyp	Tiefe (KM)	Q	F	Lf	Qzm	Feldspäte		Lfv	Lfs	Lfc	Glimmer	Chert	Chalcedon	Schwerminerale		Matrix	Zemente			Porosität
							A'Fsp	Plag							opak	transparent		Calcit	Anhydrit	Quarz	
Barth 3	M, l	3078,6	40,7	2,0	3,0	39,3	1,3	1,3	0,7	3,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,3	0,3	36,7	4,0	6,7	0,0	0,0
Fdl n 4	Sf, r	3592,6	71,0	1,3	3,7	70,7	0,3	0,0	1,3	3,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,3	8,0	14,3	1,0	0,0	0,0
Fdl n 4	Sf, r	3592,6	67,0	0,7	3,7	66,0	1,0	0,0	0,7	3,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,7	0,0	2,7	5,7	18,7	1,0	0,0
Pew 7*	Sc(Sf), r	2791,7	40,3	1,3	31,3	35,3	5,0	0,7	0,7	25,7	5,3	0,3	0,0	0,0	1,3	0,0	3,7	14,7	7,3	0,0	0,0
Pew 10*	Sc(Sf), r	2799,9	31,3	0,7	44,3	25,3	6,0	0,3	0,3	40,0	4,3	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	3,7	13,3	2,7	0,0	0,0
Pnl 10	Sc(M), p	5018,2	48,3	3,3	9,0	41,7	6,7	3,3	0,0	9,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,7	0,0	26,0	10,3	1,3	0,0	0,0
Swan 18	Sf, r	5130,7	59,3	1,3	1,3	55,7	3,7	0,3	1,0	1,0	0,0	0,3	1,0	0,0	2,3	0,7	16,3	10,3	4,7	2,7	0,0
Am2	Sc(Sf), r	3939,7	48,7	0,0	14,7	41,0	7,0	0,0	0,0	14,7	0,0	0,0	0,7	0,0	0,0	0,0	4,0	3,7	28,7	0,3	0,0
ZehBB165	Sf(M), r	4236,9	53,0	2,3	7,0	47,7	5,3	1,0	1,3	7,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	6,3	8,3	21,0	2,0	0,0
ZehBB167	Sf(M), r	4273,9	56,0	2,7	2,0	52,3	3,7	1,7	1,0	1,7	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	7,3	4,7	20,7	6,7	0,0
Zeh 13	Sc(Sf), r	4323,1	68,7	4,7	11,0	57,7	10,3	1,3	3,3	11,0	0,0	0,0	0,7	0,3	1,7	0,3	1,7	1,3	0,3	5,3	0,0
Zeh 14	Sc(Sf), r	4326,8	68,7	6,3	3,7	63,7	5,0	1,0	5,3	3,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,0	4,0	0,7	10,3	0,0
Zeh 15	Sc(Sf), r	4329,3	74,3	2,7	3,3	64,3	9,7	1,3	1,3	3,3	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	9,3	1,3	0,0	2,3	0,3
Zeh 16	Sc(Sf), r	4340,6	72,3	1,7	4,7	60,3	12,0	0,0	1,7	4,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	6,3	4,0	0,0	6,7	0,0
ZehBB162	Sf, r	4378	66,0	3,3	5,7	49,0	17,0	2,3	1,0	5,3	0,3	0,0	2,0	0,0	0,3	0,3	17,0	0,3	0,3	0,3	0,0
Zoo 4	Sf(M), r	4637,1	50,3	1,3	0,3	49,0	1,3	0,3	1,0	0,3	0,0	0,0	0,3	0,0	1,3	0,0	35,3	9,7	0,3	0,7	0,0
Zoo 5	Sf(M), l	4650,2	36,3	0,7	0,3	28,0	8,3	0,3	0,3	0,0	0,3	0,0	0,3	0,0	0,3	0,0	51,3	6,3	4,0	0,0	0,0
ZooBB294	Sf(M), r	4653,5	64,3	0,7	1,3	60,7	3,7	0,3	0,3	1,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	8,3	11,7	7,3	6,3	0,0
ZooBB296	Sf, r	4688,6	59,7	1,0	3,3	51,7	8,0	0,3	0,7	3,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	7,7	3,7	15,7	9,0	0,0
ZooBB297	Sf(M), p	4709,3	57,7	0,7	2,7	52,3	5,0	0,3	0,3	2,7	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	2,0	17,3	15,7	4,0	0,0
Zoo 9	Sf(M), p	4719,3	69,7	0,3	3,3	61,7	7,7	0,0	0,3	3,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,3	8,0	4,0	13,3	0,0
ZooBB298	Sf(M), p	4724,3	59,0	0,7	4,7	50,0	9,0	0,3	0,3	4,3	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	11,0	16,0	5,3	2,7	0,7
Zoo 13	Sf, r	4730,3	64,7	1,0	2,7	56,3	7,3	0,3	0,7	2,7	0,0	0,0	1,0	0,0	0,0	0,0	1,3	13,0	7,7	9,7	0,0
ZooBB300	Sf, r	4766,1	60,0	0,0	5,3	48,7	10,0	0,0	0,0	5,3	0,0	0,0	1,3	0,0	0,0	0,0	7,0	4,3	17,0	6,3	0,0

Legende: Q= Summe von Qzm und Qzp; F= Summe der Feldspäte; Lf= Summe der lithischen Fragmente; Qzm= monokristalliner Quarz; Qzp= polikristalliner Quarz; A'Fsp= Alkalifeldspat; Plag= Plagiokas; Lfv= vulkanitische Gesteinsfragmente; Lfs= sedimentäre Gesteinsfragmente; Lfc= karbonatische Gesteinsfragmente; *= Probe nicht eindeutig zuordenbar (Hannover- oder Dethlingen-Formation).

Tab. 10.3: Modalwerte in Prozent der Dethlingen-Formation in den Bohrungen aus Mecklenburg-Vorpommern und Brandenburg.

Modalanalysen: Mirow-Formation

Probe	Lithotyp	Tiefe (KM)	Q	F	Lf	Qzm	Qzp	Feldspäte A/Fsp	Plag	Lfv	Lfs	Lfc	Glimmer	Chert	Chalcedon	Schwerminerale opak	transparent	Matrix	Zemente			Porosität
																			Calcit	Anhydrit	Quarz	
Pew 2*	Sc(Sf),r	2846,3	38,3	0,7	31,0	7,3	31,0	0,7	0,0	22,0	8,7	0,3	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	8,7	17,3	0,0	0,0	0,0
Pnl 11	M(Sf),l	5047,6	33,7	1,7	1,3	32,7	1,0	1,7	0,0	1,3	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	1,7	0,0	52,7	5,7	2,7	0,0	0,0
Pnl 12	Sc(Sf),r	5061,6	50,3	0,3	20,7	42,3	8,0	0,3	0,0	20,0	0,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,0	10,7	6,0	11,0	0,0
Pnl 13	M(Sf),l	5097,2	41,7	0,3	1,0	40,0	1,7	0,3	0,0	1,0	0,0	0,0	0,7	0,0	0,0	1,0	0,3	49,0	5,7	0,3	0,0	0,0
Pnl 14	Sc(Sf),r	5126,4	66,3	0,7	5,0	62,0	4,3	0,7	0,0	5,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	1,0	8,0	0,3	17,0	1,0
Pnl 15	Sf,r	5135,6	51,0	0,0	14,7	43,0	8,0	0,0	0,0	14,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	6,3	9,7	0,0	18,0	0,0
Pnl 16	Sf,r	5144,6	69,3	1,7	1,0	69,0	0,3	1,7	0,0	1,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	7,0	13,3	0,0	6,0	0,7
Pnl 17	Sc(M),p	5146,2	61,3	0,0	6,7	51,7	9,7	0,0	0,0	6,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,0	0,0	9,0	7,3	0,0	14,7	0,0
Pnl 18	Sc(Sf),r	5153	50,0	0,3	28,0	43,7	6,3	0,3	0,0	28,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,3	0,0	4,3	9,3	0,0	6,7	0,0
Pnl 19	Sf,r	5208,8	64,7	0,3	5,0	59,7	5,0	0,3	0,0	5,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	1,0	11,0	1,0	16,7	0,0
Pnl 21	Sc(Sf),r	5249	30,7	0,3	56,3	23,3	7,3	0,3	0,0	55,0	1,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	2,7	7,3	0,3	2,0	0,0
Pnl 24	Sc(Sf),r	5277	56,7	1,0	9,7	50,3	6,3	1,0	0,0	9,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	1,3	23,7	6,7	0,7
Stav 29	Sf(M),p	4633,4	27,0	2,3	27,0	26,0	1,0	2,3	0,0	27,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	17,3	3,3	22,3	0,0	0,0
Stav 32	Sf,r	4643,4	50,7	2,0	4,0	49,0	1,7	1,7	0,3	4,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	6,7	6,0	19,7	8,7	0,0
Stav 11	Sc(M),p	4681,2	9,7	0,0	63,3	6,7	3,0	0,0	0,0	63,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	4,0	0,0	22,7	0,0	0,0
Stav 10	Sc(M),p	4692,9	35,7	2,0	18,0	32,0	3,7	1,3	0,0	17,3	0,0	0,7	0,0	0,0	0,0	1,3	0,0	30,3	4,3	7,7	0,7	0,0
Stav 33	Sc(M),p	4710,4	30,0	0,3	34,0	27,3	2,7	0,0	0,3	33,7	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	1,0	0,3	26,0	5,3	3,0	0,0	0,0
Stav 34	Sf(M),p	4729,6	39,0	2,0	4,3	38,0	1,0	1,3	0,7	3,3	0,0	1,0	0,0	0,0	0,0	2,7	1,0	37,7	10,7	2,0	0,7	0,0
Stav 35	Sf(M),p	4732,4	42,7	1,1	0,7	41,7	1,0	0,7	0,3	0,3	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	2,0	0,0	32,3	13,3	8,0	0,0	0,0
Stav 9	Sc(M),p	4737,5	27,0	3,3	23,3	26,0	1,0	2,7	0,7	23,3	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	1,0	0,0	41,0	3,0	1,0	0,0	0,0
Stav 9	Sc(M),p	4737,5	38,7	0,0	19,7	37,7	1,0	0,0	0,0	19,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	41,0	0,0	0,3	0,0	0,0
Stav 8	Sf(M),r	4788,5	77,3	0,0	3,7	76,3	1,0	0,0	0,0	3,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,7	0,0	13,3	3,0	0,0	0,0	0,0
Stav 8	Sf(M),r	4788,5	47,3	0,7	2,0	47,0	0,3	0,0	0,7	2,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	3,7	0,0	46,3	0,0	0,0	0,0	0,0
Stav 4	Sf(M),r	4805,6	50,3	0,0	11,3	46,0	4,3	0,0	0,0	11,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	16,3	2,0	19,0	0,7	0,0
Stav 22	Sf(M),r	4829	45,7	1,0	1,0	44,7	1,0	1,0	0,0	1,0	0,0	0,0	1,3	0,0	0,0	6,7	0,0	32,7	7,7	4,0	0,0	0,0
Swan 26	M,l	5199,3	51,0	0,3	3,3	48,0	3,0	0,3	0,0	2,7	0,0	0,7	0,0	0,0	0,0	1,7	0,0	30,0	11,7	1,0	1,0	0,0
Swan 25	Sf(M),r	5201,6	58,3	0,3	0,3	57,0	1,3	0,0	0,3	0,3	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,7	0,3	25,0	5,7	7,7	1,3	0,0
Swan 24	Sf,r	5205,6	52,7	0,3	2,0	51,7	1,0	0,0	0,3	0,3	1,0	0,7	1,7	0,0	0,0	1,3	0,0	25,0	9,7	3,3	1,0	0,0
Swan 23	Sf(M),p	5207,7	60,3	1,0	4,7	60,0	0,3	1,0	0,0	4,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,0	0,3	18,7	10,7	3,0	0,3	0,0
Swan 22	M,r	5208,1	44,3	0,7	2,3	44,3	0,0	0,3	0,3	0,7	1,7	0,0	0,7	0,0	0,0	3,0	0,3	32,0	9,7	7,0	0,0	0,0
Swan 19	M,l	5212,8	24,0	1,7	2,0	23,7	0,3	1,7	0,0	0,3	0,0	1,7	0,0	0,0	0,0	0,7	0,0	69,7	0,3	0,0	0,0	0,0
Swan 15	Sf,r	5216,3	65,0	0,0	2,0	64,3	0,7	0,0	0,0	2,0	0,0	0,0	0,7	0,0	0,0	1,0	0,7	12,0	11,7	6,7	0,3	0,0
Swan 14	Sf,h	5220,1	60,0	1,3	1,7	58,3	1,7	0,7	0,7	1,7	0,0	0,0	1,0	0,0	0,0	2,3	3,0	10,7	9,7	9,7	0,7	0,0
Swan 13	Sf,r	5234	53,7	1,0	2,7	52,7	1,0	0,3	0,7	2,7	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	2,0	0,7	26,7	11,7	1,0	0,3	0,0
Swan 12	M,r	5280,5	29,3	0,0	0,3	28,3	1,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	1,3	0,0	58,0	2,7	8,3	0,0	0,0
Swan 10	M,r	5361,7	30,3	0,7	0,0	27,7	2,7	0,3	0,3	0,0	0,0	0,0	1,3	0,0	0,0	2,0	0,0	50,3	11,0	4,3	0,0	0,0
Swan 6	Sf(M),p	5503	64,3	3,3	7,7	63,3	1,0	2,0	1,3	7,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,7	0,0	3,3	8,3	7,3	3,0	0,0

Legende: Q= Summe von Qzm und Qzp; F= Summe der Feldspäte; Lf= Summe der lithischen Fragmente; Qzm= monokristalliner Quarz; Qzp= polykristalliner Quarz; A'Fsp= Alkalifeldspat; Plag= Plagiokas; Lfv= vulkanische Gesteinsfragmente; Lfs= sedimentäre Gesteinsfragmente; Lfc= karbonatische Gesteinsfragmente; *= Probe nicht eindeutig zuordenbar (Hannover- oder Dethlingen-Formation).

Tab. 10.4: Modalwerte in Prozent der Mirow-Formation in den Bohrungen aus Mecklenburg-Vorpommern.

Modalanalysen: Mirow-Formation

Probe	Lithotyp	Tiefe (KM)	Q	F	Lf	Qzm	Qzp	Feldspäte		Lfv	Lfs	Lfc	Glimmer	Chert	Chalcedon	Schwerminerale		Matrix	Zemente		Porosität	
								AFsp	Plag							opak	transparent		Calcit	Anhydrit		Quarz
ZehBB169	Sc(Sf), r	4308,4	57,7	3,0	8,7	46,3	11,0	1,3	1,7	8,7	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,7	0,3	2,3	10,0	0,7	16,7	0,0
ZehBB170	Sf, r	4316,7	77,3	4,7	5,0	68,3	8,3	1,0	3,7	5,0	0,0	0,0	0,0	0,7	0,0	0,0	0,0	3,0	1,3	0,0	6,7	2,0
Zeh 19	Sf, p	4419,5	68,0	2,3	3,3	62,0	5,3	0,0	2,3	3,3	0,0	0,0	0,0	0,7	0,0	1,0	0,3	11,0	3,3	0,7	10,0	0,0
Zeh 20	Sc(Sf), r	4455	63,3	6,7	7,0	53,3	10,0	3,7	3,0	7,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,3	0,0	15,7	4,7	0,0	1,0	0,0
Zeh 21	Sf, l	4475,8	49,3	0,3	2,7	47,0	2,3	0,0	0,3	2,7	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	2,7	0,0	34,3	7,7	0,0	2,7	0,0
ZehBB178	Sc(Sf), r	4476,7	65,3	3,0	4,7	51,0	14,0	0,0	3,0	4,7	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	1,3	2,3	1,7	20,0	0,0
Zeh 22	Sc(Sf), r	4485,3	59,3	4,0	11,7	50,7	8,3	0,3	3,7	11,7	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	2,0	13,3	1,0	7,7	0,7
Zeh 23	Sc(Sf), r	4490	72,0	4,0	2,3	64,3	7,0	0,0	4,0	2,3	0,0	0,0	0,0	0,7	0,3	0,7	0,0	5,3	9,3	1,3	4,7	0,0
ZooBB301	Sf(M), r	4792,9	64,7	1,0	3,3	59,0	4,0	0,7	0,3	3,3	0,0	0,0	0,0	1,7	0,0	2,0	1,0	8,7	9,7	2,3	7,3	0,0
ZooBB307	Sf(M), r	4905,3	62,3	0,3	2,7	58,7	3,3	0,3	0,0	2,7	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	1,7	0,0	1,0	22,3	1,0	8,7	0,0
Zoo 18	Sc(Sf), r	4937,1	69,7	1,7	13,0	55,7	14,0	0,7	1,0	13,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	4,3	5,0	0,3	5,7	0,0
Zoo 19	Sc(Sf), r	4940,3	60,7	0,0	9,7	50,3	10,3	0,0	0,0	9,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,3	8,7	0,0	18,7	0,0

Legende: Q= Summe von Qzm und Qzp; F= Summe der Feldspäte; Lf= Summe der lithischen Fragmente; Qzm= monokristalliner Quarz; Qzp= polikristalliner Quarz; AFsp= Alkalifeldspat; Plag= Plagiokas; Lfv= vulkanitische Gesteinsfragmente; Lf= Summe der lithischen Fragmente; Qzm= monokristalliner Quarz; Qzp= polikristalliner Quarz; Lfc= karbonatische Gesteinsfragmente.

Tab. 10.5: Modalwerte in Prozent der Mirow-Formation in den Bohrungen aus Brandenburg.

Modalanalysen: Parchim-Formation

Probe	Lithotyp	Tiefe (KM)	Q	F	Lf	Qzm	Qzp	Feldspäte		Lfv	Lfs	Lfc	Glimmer	Chert	Chalcedon	Schwerminerale		Matrix		Zemente		Porosität	
								A'Fsp	Plag							opak	transparent	Calcit	Anhydrit	Quarz	F'sp	Quarz	F'sp
Fdlin 8	Sc(M), p	3717,1	23,0	0,3	64,0	16,7	6,3	0,3	0,0	64,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,7	0,0	0,3	6,3	2,7	2,7	0,0	0,0
Fdlin 9	Sc(M), l	3728,6	38,3	0,7	18,0	36,3	2,0	0,3	0,3	18,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,7	0,0	34,3	5,0	2,7	0,0	0,0	0,0
Phl 25	Sf, l	5296,4	46,7	1,0	0,3	46,0	0,7	1,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,3	0,0	2,0	2,0	0,0	34,3	4,7	7,7	3,0	0,0	0,0
Phl 25	Sf, l	5296,4	58,7	0,3	0,0	58,7	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	2,0	0,0	3,3	3,3	0,0	24,7	4,7	5,7	0,7	0,0	0,0
Phl 27	Sf, l	5416	49,7	0,3	19,3	48,7	1,0	0,3	0,0	19,3	0,0	0,0	0,0	0,0	1,0	1,0	0,7	13,0	8,3	3,7	4,0	0,0	0,0
Phl 28	Sc(Sf), l	5428,8	48,7	1,3	2,3	46,0	2,7	1,3	0,0	2,3	0,0	0,0	0,3	0,0	2,0	2,0	0,0	22,3	21,3	0,0	1,7	0,0	0,0
Phl 29	Sf, l	5443,6	54,3	1,3	10,3	50,0	4,3	1,3	0,0	10,3	0,0	0,0	0,3	0,0	3,0	3,0	0,3	12,0	12,3	0,3	5,3	0,3	0,0
Stav 17	Sc(Sf), l	4943,4	41,7	3,0	12,0	41,3	0,3	2,3	0,7	12,0	0,0	0,0	0,3	0,0	2,7	2,7	0,0	26,7	10,0	3,7	0,0	0,0	0,0
ZooBB310	Sf, l	4963,5	56,3	0,3	2,7	53,7	2,7	0,3	0,0	2,3	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	23,3	14,3	0,3	2,7	0,0	0,0
ZooBB311	Sf, l	4981,9	54,3	0,3	1,7	50,3	4,0	0,0	0,3	1,7	0,0	0,0	0,3	0,7	3,3	3,3	1,3	21,3	11,3	0,7	4,7	0,0	0,0
Zoo 23	Sc(Sf), r	5066,4	62,3	2,7	14,7	51,0	11,3	1,0	1,7	14,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	2,3	3,7	0,7	13,0	0,3	0,0
Zoo 24	Sc(Sf), r	5074,6	41,0	2,0	31,7	33,0	8,0	1,0	1,0	31,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,3	5,3	8,7	10,7	0,0	0,0	0,0
Zoo 25**	Sc(Sf), r	5117,4	46,0	3,3	12,3	38,3	7,0	1,3	2,0	12,3	0,0	0,0	0,0	0,7	0,0	0,0	0,0	1,0	27,7	7,0	2,7	0,0	0,0

Legende: Q= Summe von Qzm und Qzp; F= Summe der Feldspäte; Lf= Summe der lithischen Fragmente; Qzm= monokristalliner Quarz; Qzp= polikristalliner Quarz; A'Fsp= Alkalifeldspat; Plag= Plagiokas; Lfv= vulkanitische Gesteinsfragmente; Lfs= sedimentäre Gesteinsfragmente; Lfc= karbonatische Gesteinsfragmente; **= Probe aus lithostratigraphisch liegenden Abfolgen (Altmark-/ Müritz-Subgruppe?).

Tab. 10.6: Modalwerte in Prozent der Parchim-Formation in den Bohrungen aus Mecklenburg-Vorpommern und Brandenburg.

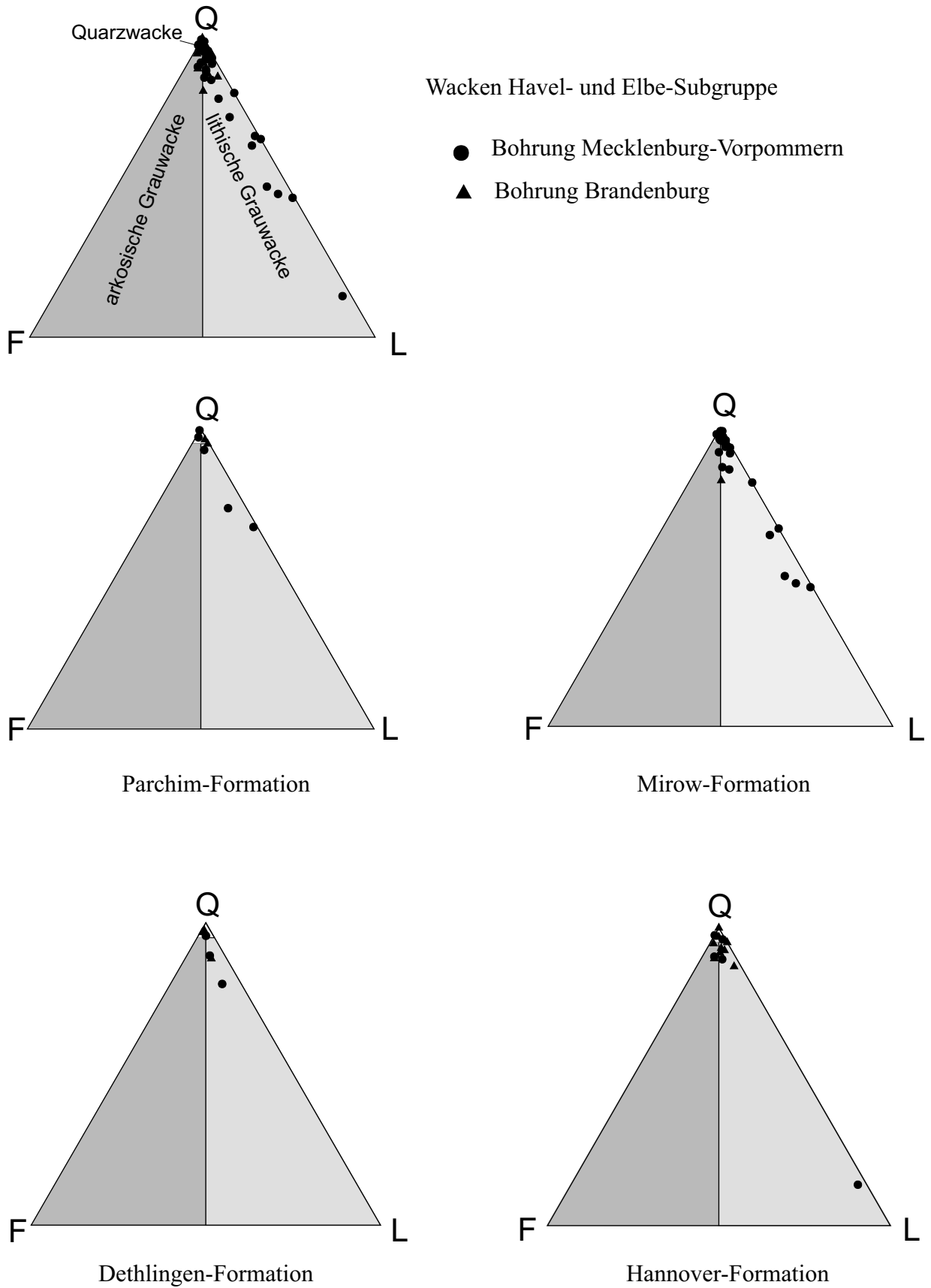


Abb. 10.1: Modalbestände der Grauwancken (>15% Matrixgehalt) des Rotliegenden im Arbeitsgebiet im Q-F-L-Diagramm nach FOLK (1974) und PETTIJOHN ET AL. (1987).

Schwermineralanalysen der transparenten Fraktionen

Probe	Zirkon		Apatit	Rutil	Turmalin	Monazit	Titanit	Anatas	Chlorit
	sed.	mag. Summe							
Am4	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Am8	31	2,5	6,5	2,5	46	0	0	11,5	0
Barth4	38	9	35	13,5	3,5	0,5	0	0	0,5
Fdln4	27	26	22,5	13	10,5	0,5	0	0,5	0
Pew10	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Pnl15	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Pnl2	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Pnl25	18,5	49,5	12	16,5	3	0,5	0	0	0
Pnl5	5,5	26	37	10,5	20	0	0	0	1
Ric6	16,5	19	34,5	20,5	9,5	0	0	0	0
Stav1	10	47	17	16	5	3,5	1	0	0
Stav12	17	41,5	19	14,5	8	0	0	0	0
Stav15	23,5	47,5	15	8,5	4	0,5	1	0	0
Stav17	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Stav2	21,5	31	16,5	27	4	0	0	0	0
Stav24	1,5	50	29,5	13,5	3,5	1,5	0	0	0,5
Stav25	11	35,5	25	21,5	5,5	0,5	0	0	1
Stav28	15,5	41,5	14,5	25	2,5	1	0	0	0
Stav30	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Stav33	8,5	24,5	50	13	2,5	0,5	0,5	0	0,5
Stav6	25	47,5	11,5	12,5	2,5	0,5	0,5	0	0
Stav8	12,5	43,5	11	17,5	15,5	0	0	0	0
Swan19	15,5	45,5	22	14	2	0,5	0,5	0	0
Swan30	6,5	67,5	7,5	15,5	3	0	0	0	0
Swan4	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Zoo12	51	13,5	13	10,5	8,5	0	0	3,5	0
Zoo2	62	28,5	5	10,5	4	0	0	0	0
Zoo9	53	10,5	13	15	6	0	0	2,5	0

Tab. 10.7: Ergebnisse der Auszählung (200 Körner) der transparenten Schwermineralspektren aus Bohrungen von Brandenburg und Mecklenburg-Vorpommern (angegebenen Werte sind Korn%).



Abb. 10.2: Lithotyp Gf, c aus der Bohrung Friedland 2/70 (KM 3738,7). Das Foto zeigt ein typisches Beispiel für ein kompaktes, schlecht sortiertes, komponenten-gestütztes, feinkiesiges Konglomerat. Schichtungsmerkmale sind nur sehr undeutlich entwickelt. Die Kornformen schwanken zwischen kantengerundet und gerundet.



Abb. 10.3: Lithotyp Gf, m aus der Bohrung Loissin 1/70 (KM 3187). Das Foto zeigt ein matrix-gestütztes Konglomerat mit einem großen ungerundeten Rhyolith-Geröll im unteren Bildbereich. Die Matrix besteht aus einem sehr schlecht sortierten geröllführenden Grobsandstein. Die eingestreuten fein- bis mittelkiesigen Klasten sind ebenfalls sehr schlecht gerundet.

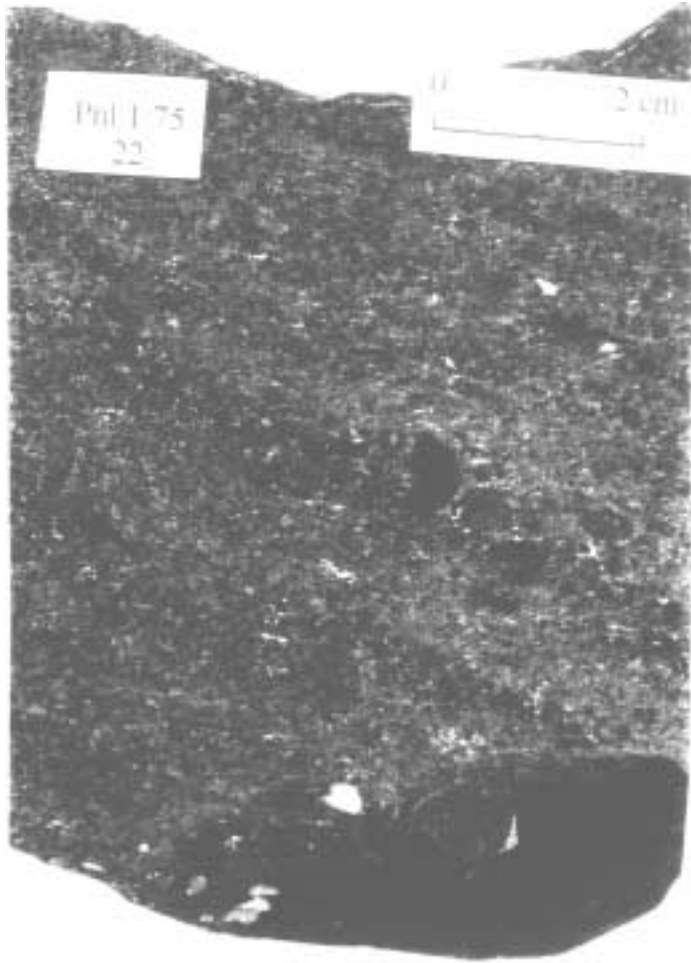


Abb. 10.4: Lithotyp Sc(Sf), r aus der Mirow-Formation der Bohrung Penzlin 1/75 (KM 5256,8). Die Sortierung ist schlecht und die Klasten zeigen kantengerundete bis gerundete Kornformen. Die einzelnen internen Lagen sind nur undeutlich entwickelt und zeigen ein Einfallen von ca. 20-22° zur Bohrachse. An der Basis ist eine teilweise aufgearbeitete Tonlage zu sehen, die vorhergehende *waning-flows* oder *overbank-fines* repräsentiert.

Durch die frühdiagenetische Kompaktion sind einzelne Klasten in den plastischen Ton gedrückt worden.



Abb. 10.5: Lithotyp Sc(M), p aus der Bohrung Stavenhagen 1/76 (KM 4710,7). Über den kleinskalig schräg-geschichteten kanalisierten Feinsandsteinen an der Basis (Lithotyp Sf, r) setzt erosiv die Wechselfolge von grobkörnigen und feinsandig-siltigen Sandsteinen sowie Tonsiltsteinen ein. Das Schichtungsgefüge ist durch kompaktive Entwässerung stark gestört (Konvolutionen und einzelne Dykes).



Abb. 10.6 links: Lithotyp Sc(M), 1 aus der Bohrung Friedland 2/70 (KM 3636). Das Foto zeigt deutlich die irreguläre bis linsige Schichtung mit schlecht sortierten fein- bis grobkörnigen Sandsteinen. In der linken unteren Ecke der Probe ist eine Tonscherbe zu sehen, die sekundäre fluviale Aufarbeitung anzeigt.

Abb. 10.7 unten links: Lithotyp Sc(Sf), 1 von der Bohrung Stavenhagen 1/76 (KM 4943,5). Die Abbildung veranschaulicht die generell schlechte Sortierung dieses Lithotyps sowie die verstreuten grobsandigen Klasten. Charakteristisch für diesen Lithotyp ist die irreguläre bis diffus-linsige Textur.

Abb. 10.8 unten rechts: Lithotyp Sf, 1 aus der Parchim-Formation (Bohrung Penzlin 1/75, KM 5296,4). Schön zu sehen ist an diesem Beispiel die irreguläre laminare Textur, die aufgrund des hohen Gehaltes an Tonsilt die ehemaligen Salzkrusten nachzeichnet. Die weißen Flecke sind einzelne Calcit- und Anhydrit-Konkretionen.





Abb. 10.9: Lithotyp Sf, d aus der Bohrung Zehdenick 2/75 (KM 4145,4). Das Foto zeigt einen äolisch antransportierten und an Salzkrusten gebundenen Feinsandstein. Markant sind die wellig bis diffus angeordneten Tonsiltlaminen.



Abb. 10.10: Lithotyp Sf, r aus der Bohrung Stavenhagen 1/76 bei KM 4650,3 (Mirow-Formation). Über feinsandigen Tonsiltsteinen mit Trockenrissen an der Basis setzt der hier gut sortierte Feinsandstein mit kleinskaliger Flaser- und Rippelschichtung und Anhydrit-Konkretionen ein. Am Top sind deutlich kleinskalige Schrägschichtungssets zu erkennen.

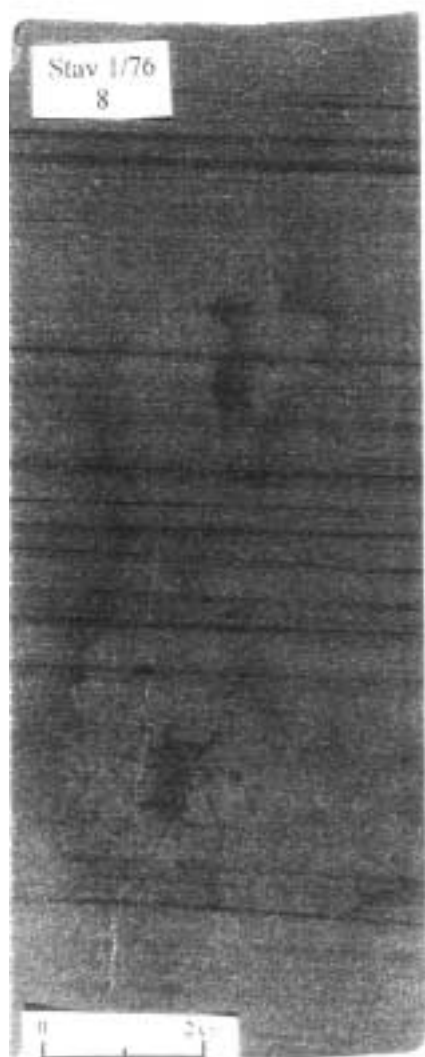


Abb. 10.11: Lithotyp Sf, p von der Bohrung Stavenhagen 1/76 (M 4788,4). Die dunklen Laminen bestehen in diesem Fall fast ausschließlich aus angereicherten opaken Schwermineralen.



Abb. 10.12: Lithotyp Sf(M), r aus der Bohrung Stavenhagen 1/76 bei KM 4829,5. Undeutlich kleinskalig schräggeschichteter tonsiltiger Feinsandstein.



Abb. 10.13: Lithotyp Sf(M), p (Bohrung Stavenhagen 1/76, KM 4732,4). Das Beispiel zeigt eine kleinskalige gradierte Lage mit tonsiltigem Feinsand an der Basis der zum Hangenden in Tonsilt- und schließlich in Tonstein übergeht. Es ist ein typisches Beispiel für ein sehr niedrigergetisches, einzelnes *waning flow*-Ereignis.

Abb. 10.14: Das Foto zeigt einen feinsandigen Tonsiltstein (Lithotyp M(Sf), r) mit kleinskaliger Rippel- und Flaserschichtung. Bohrung Friedland 2/70 bei KM 3665,8.

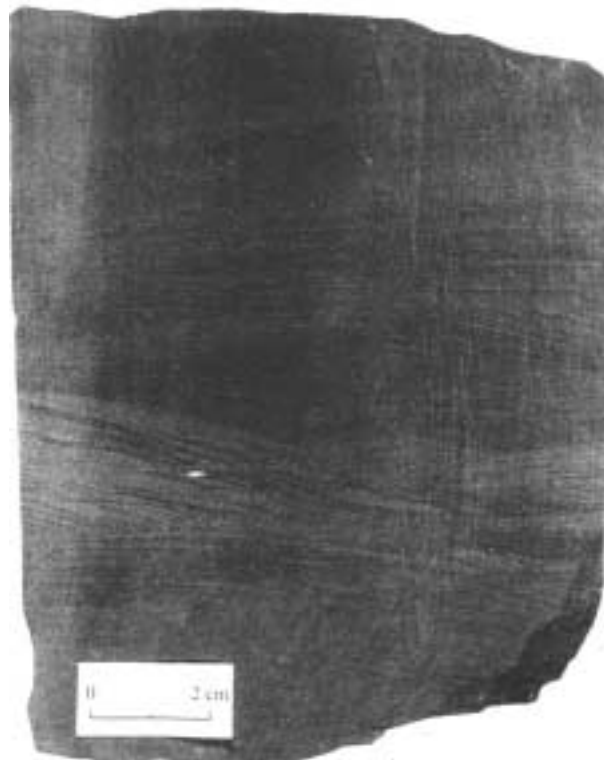




Abb. 10.15: Flaser- und rippelgeschichteter Tonsiltstein des Lithotyps M, r (Bohrung Schwaan 1/76 bei KM 5220,8).



Abb. 10.16: Lithotyp M, l aus der Bohrung Schwaan 1/76 (KM 5212,8). Deutlich zu erkennen ist die irreguläre bis linsige Textur des Tonsiltsteins. Die helle Linsen sind hier mit Calcit zementiert. Die vertikalen Spuren im oberen Drittel des Kernstückes sind Kratzer.



Abb. 10.17: Lithotyp Sf(M), I aus der Bohrung Friedland 2/70 (bei KM 3675,8). Schön zu sehen sind an diesem Beispiel die weißen Anhydrit-Konkretionen.

Abb. 10.18: Linsig bis diffus geschichteter tonsiltiger Feinsandstein (Lithotyp Sf(M), I) aus der Bohrung Stavenhagen 1/76 (bei KM 4301,6). Auffällig ist hier das Fehlen der Konkretionen.





Abb. 10.19 links: Laminare Wechselagerung von Tonlagen und siltigen Feinsandlagen des Lithotyps M(Sf), p (Penzlin 1/75 bei KM 4683,5).

Abb. 10.20 unten links: Laminiertes stark karbonatischer Tonstein des Lithotyps M, p mit Farbübergang von rot-braun an der Basis zu grün-grau am Top (Bohrung Chorin 1/71 bei KM 3757,2).

Abb. 10.21 unten rechts: Engschichtige Wechselfolge von linsig-geschichteten feinsandigen Tonsiltsteinen (M(Sf), l) und laminierten grün-grau gefärbten karbonatischen Tonsteinen (M, p). Bohrung Penzlin 1/75 bei KM 4610,3.



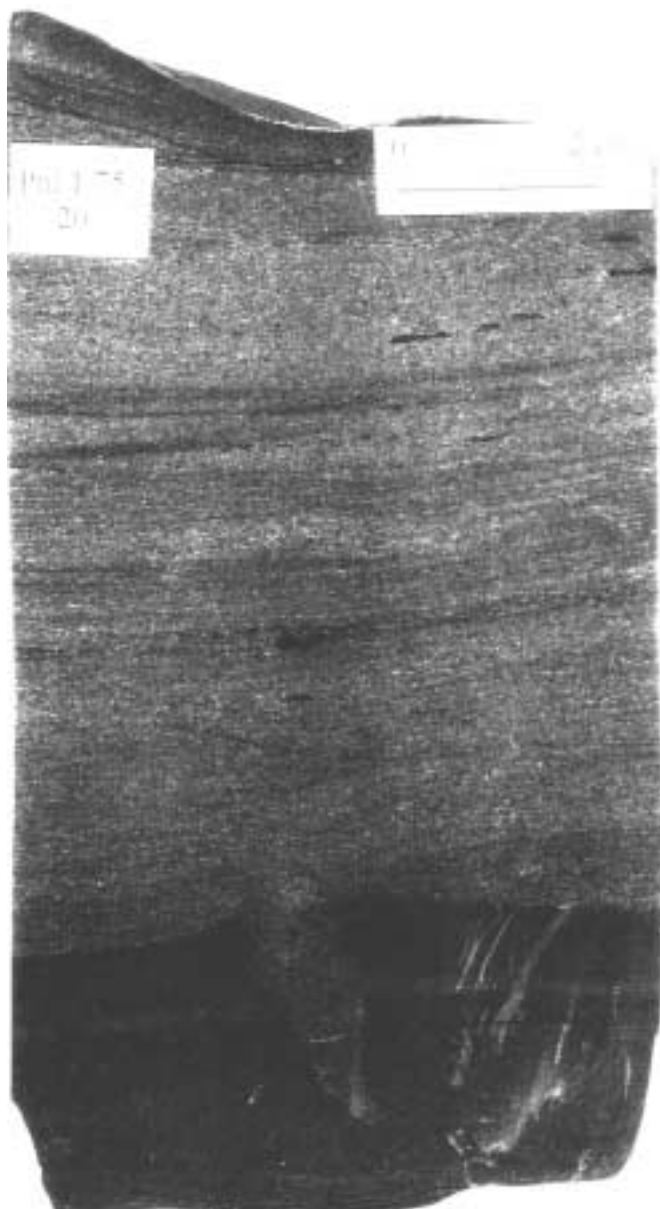


Abb. 10.22: Feinsandiger Abschnitt eines Lithotyps Sc(Sf), r aus der Bohrung Penzlin 1/75 (KM 5238,2). Schön zu sehen ist der Trockenriß in der Tonsiltlage an der Basis.

Abb. 10.23: Lithotyp M(Sf), p aus der Bohrung Zootzen 1/75 (KM 4712,7). Große *dyke*-förmige Entwässerungsstruktur.





Abb. 10.24: Lithotyp Sc(M), I aus der Bohrung Friedland 2/70 (KM 3523,3). *Soft-sediment* Deformation einer dünnen schlecht sortierten Feinsandsteinlage.

Abb. 10.25: Kernfüllende Platznahme von Anhydrit-Konkretionen. Lithotyp Sf, I aus der Bohrung Penzlin 1/75 bei KM 5300.





Abb. 10.26: Lithotyp Sf(M), 1 aus der Bohrung Chorin 1/71 (KM 3750,45). Faziesunabhängiger Übergang vom Rotliegenden ins überlagernde Grauliegende.

Abb. 10.27: Untergrenze des Rotliegenden in der Bohrung Chorin 1/71 bei KM 3810,6. Messerscharfer Kontakt von homogenen Tonsiltsteinen (M, h) der Hannover-Formation über andesitischen Vulkaniten mit Verwitterungshorizont.





Abb. 10.28: Pseudomorphose von vermutlich Hämatit nach Halit. Höhe des Rechtecks ca. 1 mm (Bohrung Zehdenick 2/75 bei KM 4340,6).



Abb. 10.29: *Medusina limnica* mit vierstrahligem Kreuz. Der Durchmesser beträgt etwa 2 mm (Bohrung Zehdenick 2/75 bei KM 4340,6).

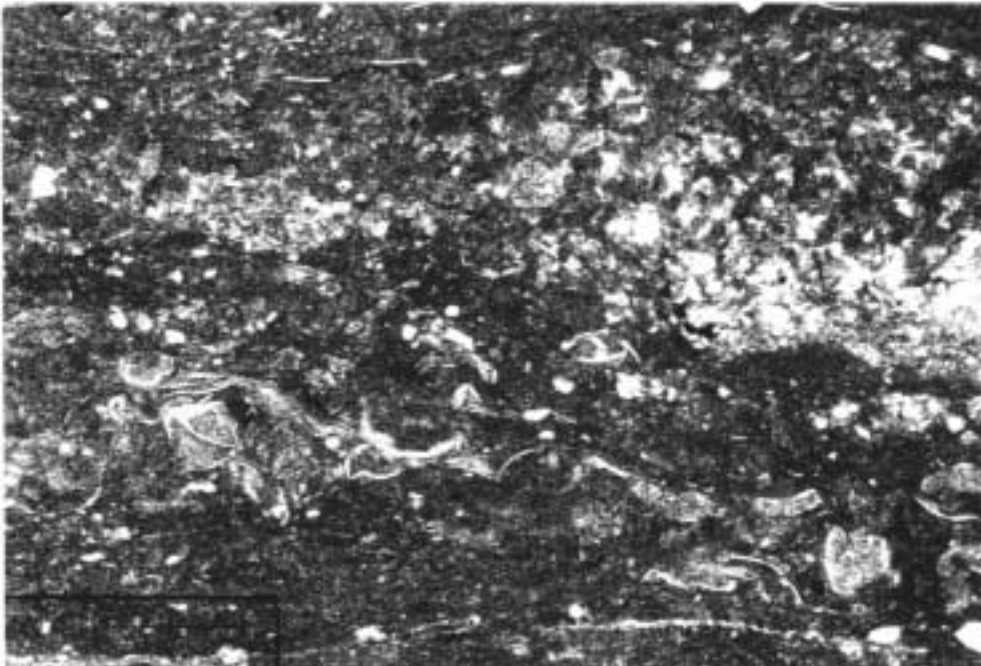


Abb. 10.30: Ostracoden in den bunt-laminierten karbonatischen Tonsteinen des Lithotyps M, p (Bohrung Stavenhagen 1/76 bei KM 4410,9, gekreuzte Nicols). Die Skala beträgt 200 μm .

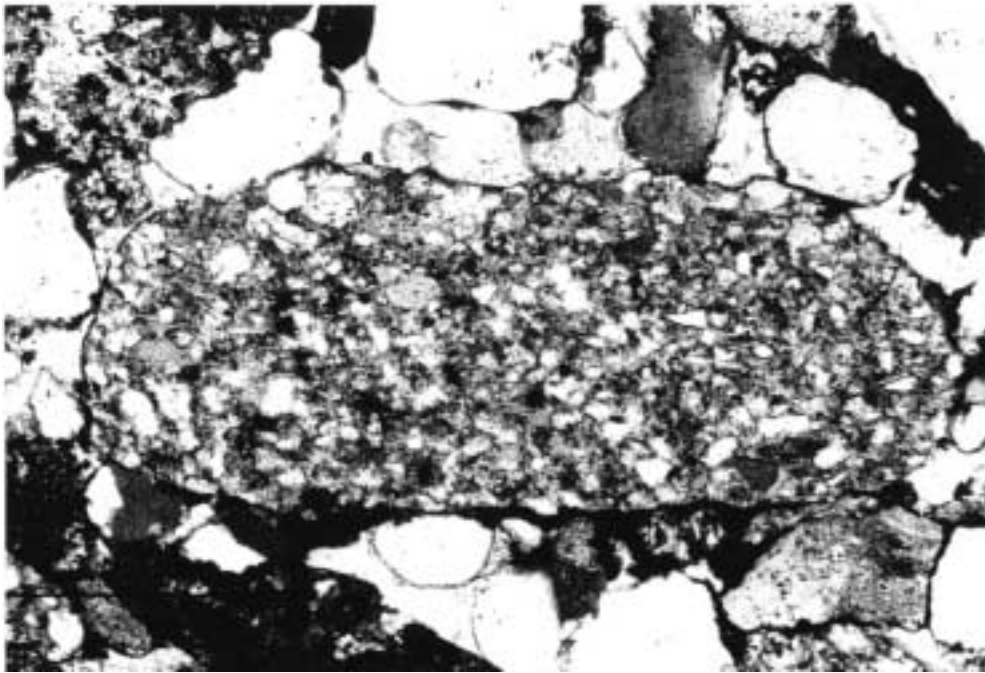


Abb. 10.31: Sedimentäres Gesteinsfragment: bindemittelreicher Sandstein (Grauwacke?) mit schlecht gerundeten Komponenten (Bohrung Prerow 1/65 bei KM 2791,7, gekreuzte Nicols). Skala beträgt 100 μm .

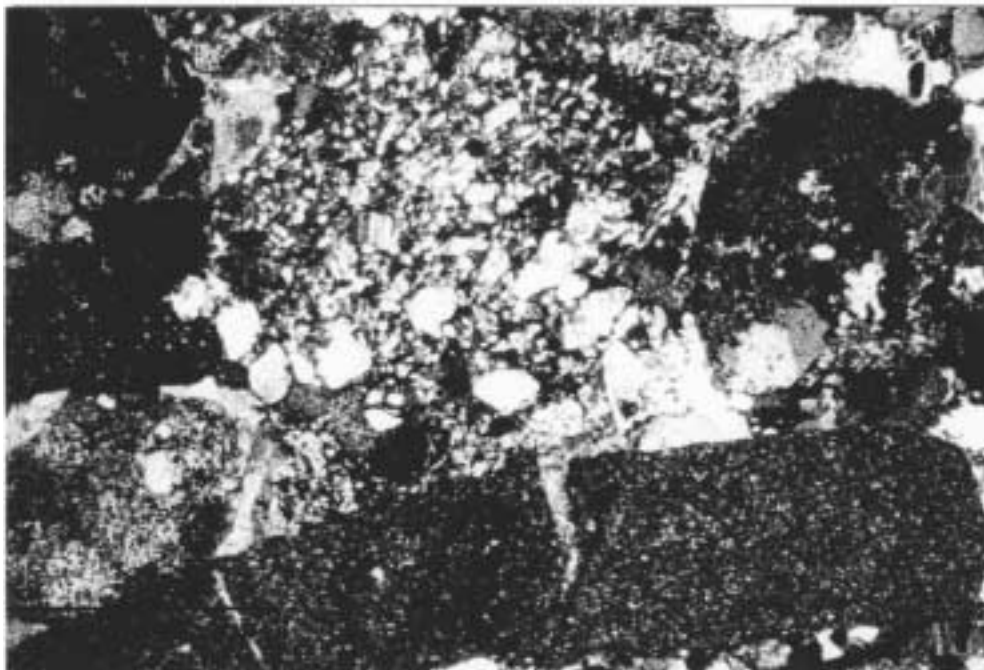


Abb. 10.32: Sedimentäre Gesteinsfragmente: Grauwacke und zerbrochener Siltstein (Bohrung Prerow 1/65 bei KM 2891,5, gekreuzte Nicols). Skala beträgt 400 μm .

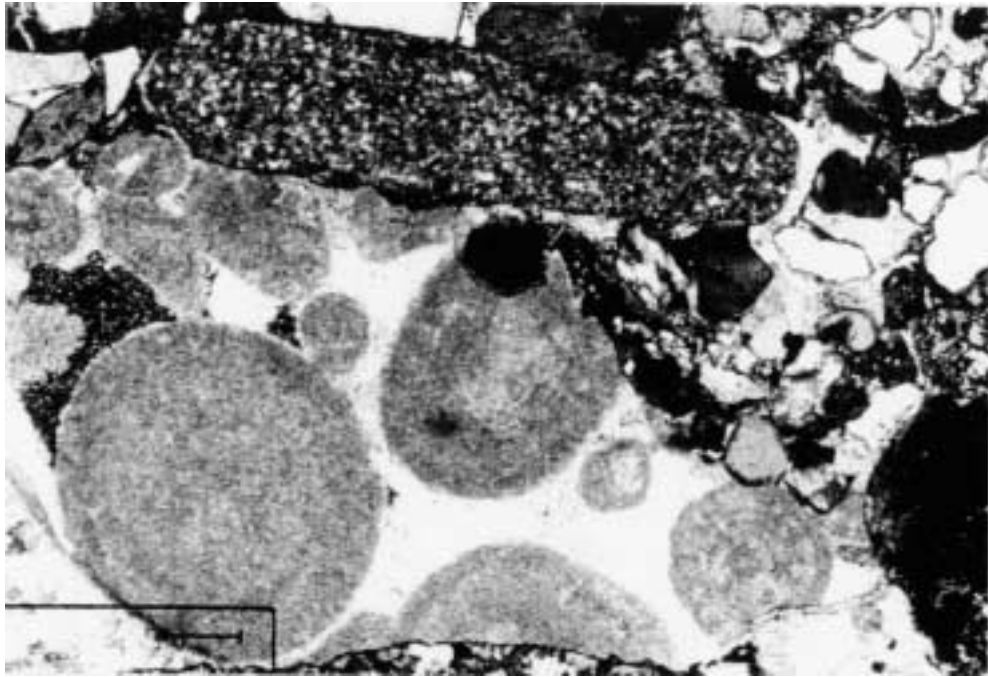


Abb. 10.33: Karbonatisches Gesteinsfragment: oolithischer Kalkstein (Bohrung Prerow 1/65 bei KM 2891,5, gekreuzte Nicols). Skala beträgt 200 μm .

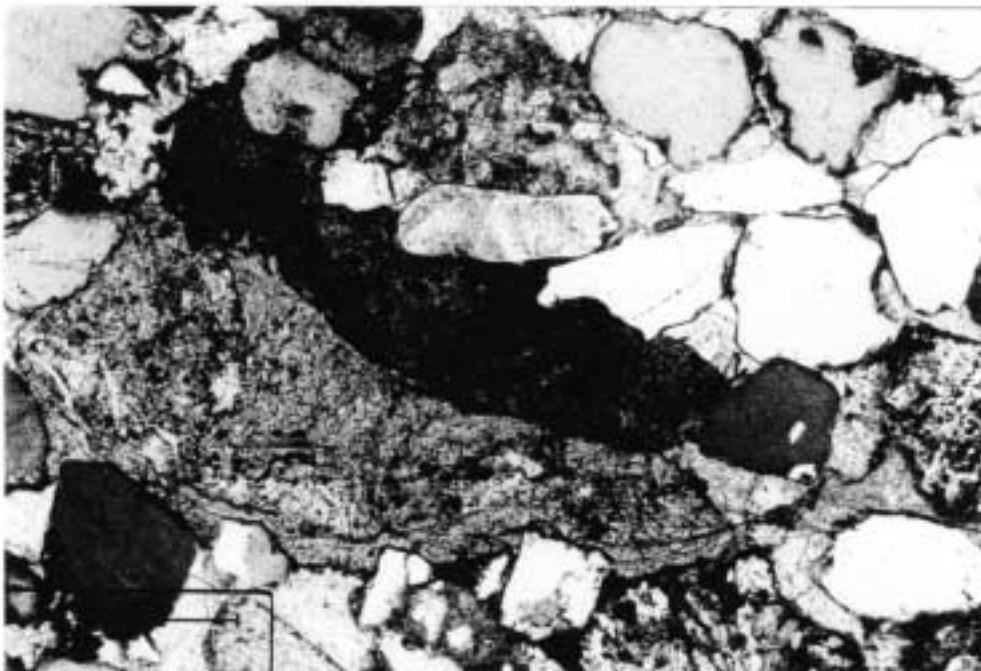


Abb. 10.34: Sedimentäres Gesteinsfragment: Tonstein mit Roteisengeoden (Bohrung Prerow 1/65 bei KM 2791,7, gekreuzte Nicols). Skala beträgt 100 μm .

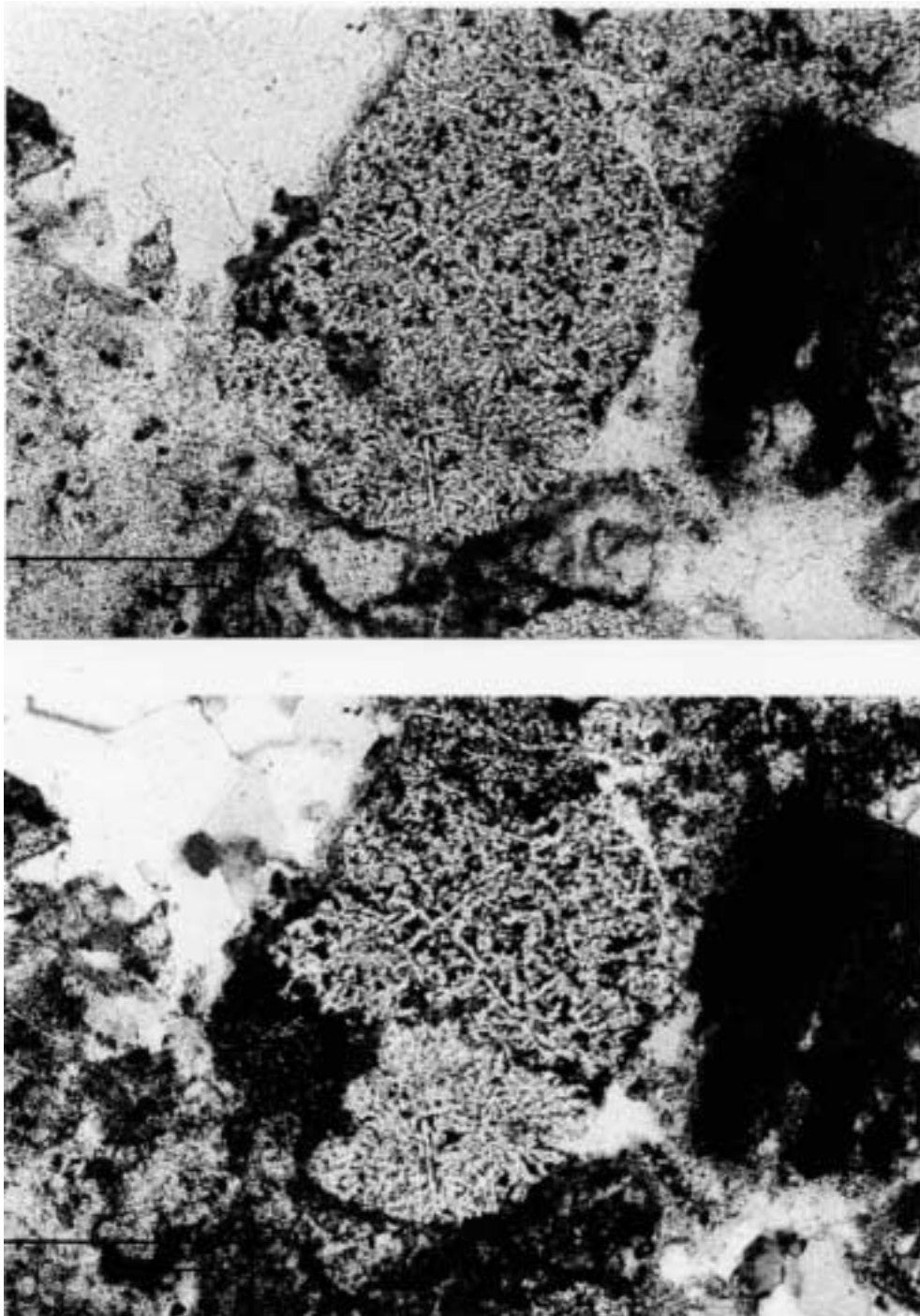


Abb. 10.35: Mikrooikilitische Textur in einem Rhyolithgeröll. Deutlich zu sehen ist ein stengeliges Quarzgeflecht in dessen Zwickeln körnig entwickelte Feldspäte sitzen (Bohrung Schwaan 1/76 bei KM 5519,4; unten gekreuzte Nicols). Skala beträgt 100 μm .

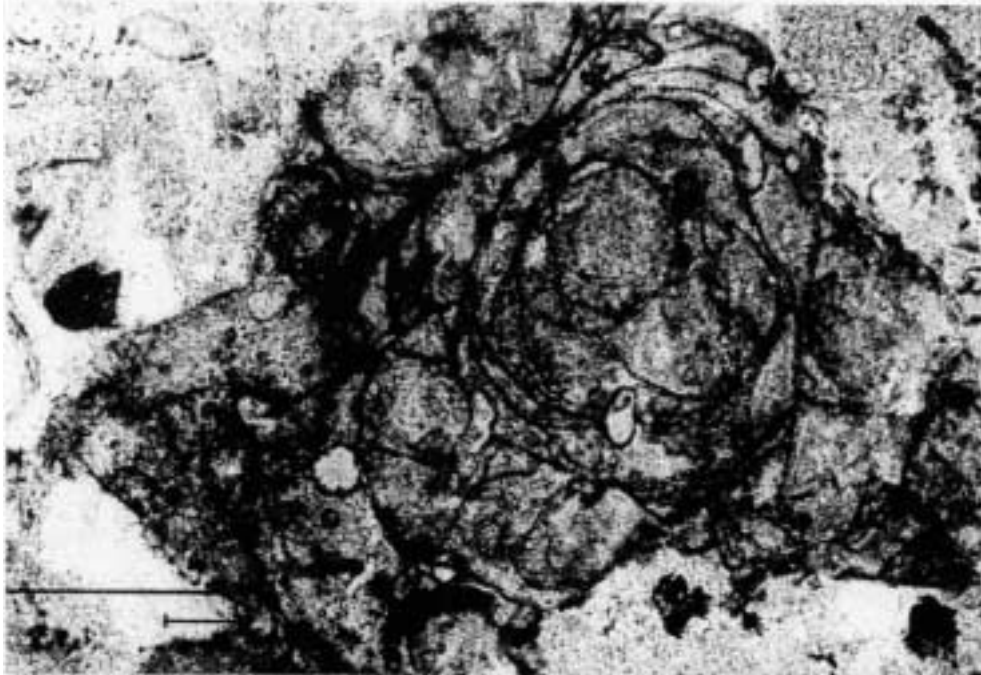


Abb. 10.36: Klassisches perlitisches Bruchmuster in einem vulkanitischen Glas (Bohrung Schwaan 1/76 bei KM 5519,4). Skala beträgt 100 μm .

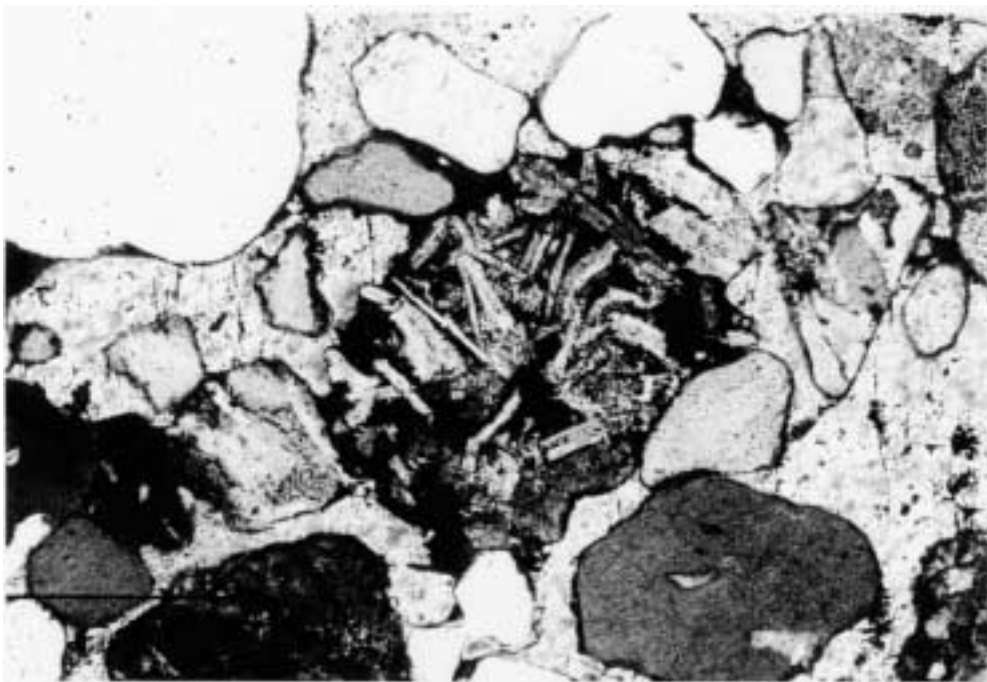


Abb. 10.37: Andesitisches Geröll mit intersertalem Gefüge von richtungslosen Plagioklasleisten in einer opaken Matrix. Ebenfalls zu sehen ist der poikilotopisch entwickelte Anhydrit-Zement (Bohrung Angermünde bei KM 3939,7; gekreuzte Nicols). Skala beträgt 100 μm .



Abb. 10.38: Rhyolithgeröl mit gebuchtetem (*embayed*) Quarzeinsprengling (Bohrung Stavenhagen 1/76 bei KM 4805,7; unten gekreuzte Nicols). Skala beträgt 100 μm .

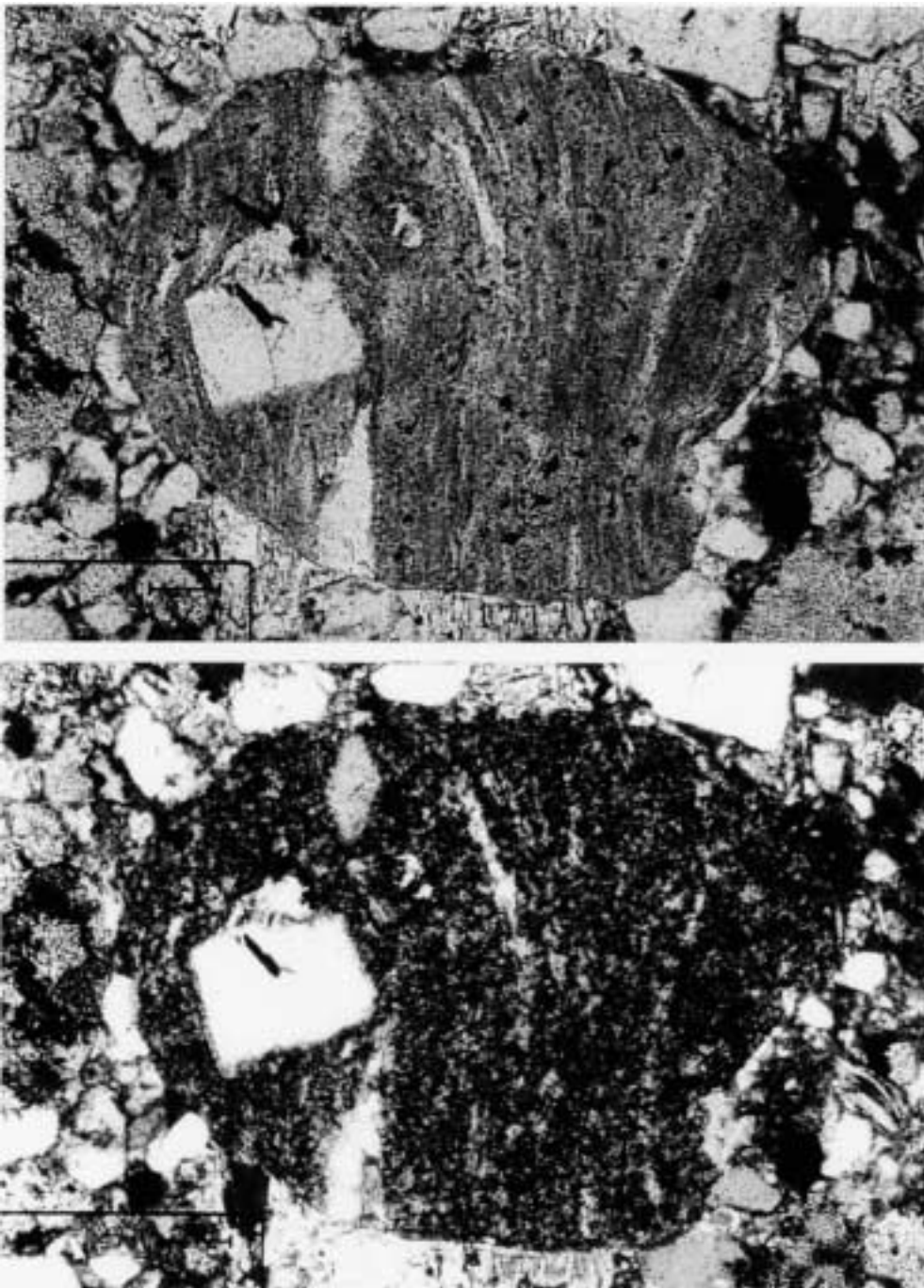


Abb. 10.39: Fluidal texturiertes Rhyolithgeröll (Bohrung Penzlin 1/75 bei KM 5416; unten gekreuzte Nicols). Skala beträgt 100 μm .

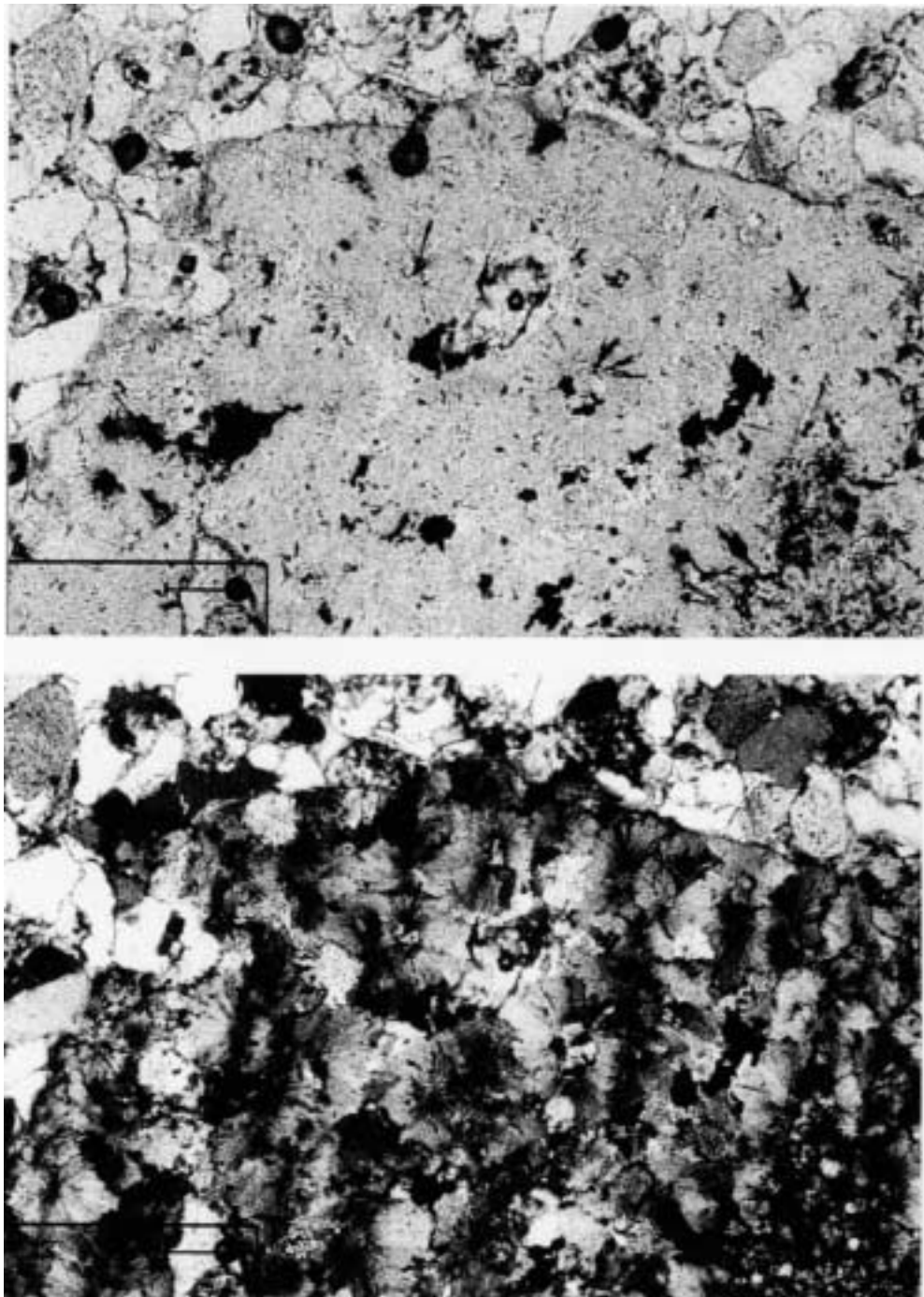


Abb. 10.40: Radial -strahlig gewachsene Sphärolithe als Entglasungstextur von vulkanitischen Gläsern (Bohrung Zootzen 1/75 bei KM 5066,4; unten gekreuzte Nicols). Skala beträgt 100 μm .

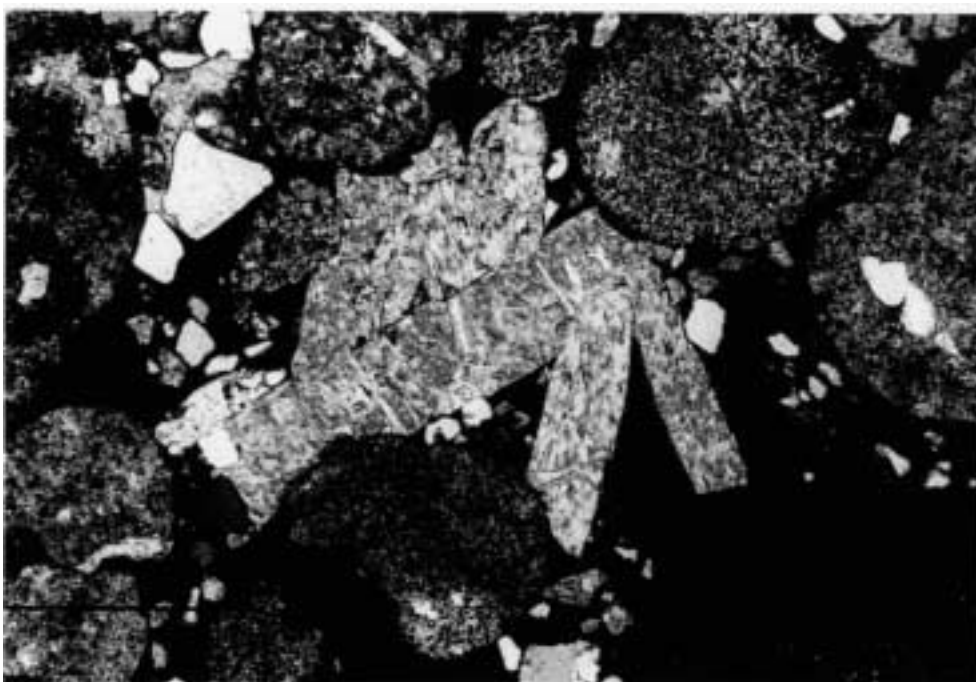


Abb. 10.41: Langprismatische Anhydrit-Kristalle (Bohrung Stavenhagen 1/76 bei KM 4737,2; gekreuzte Nicols). Skala beträgt 200 μm .

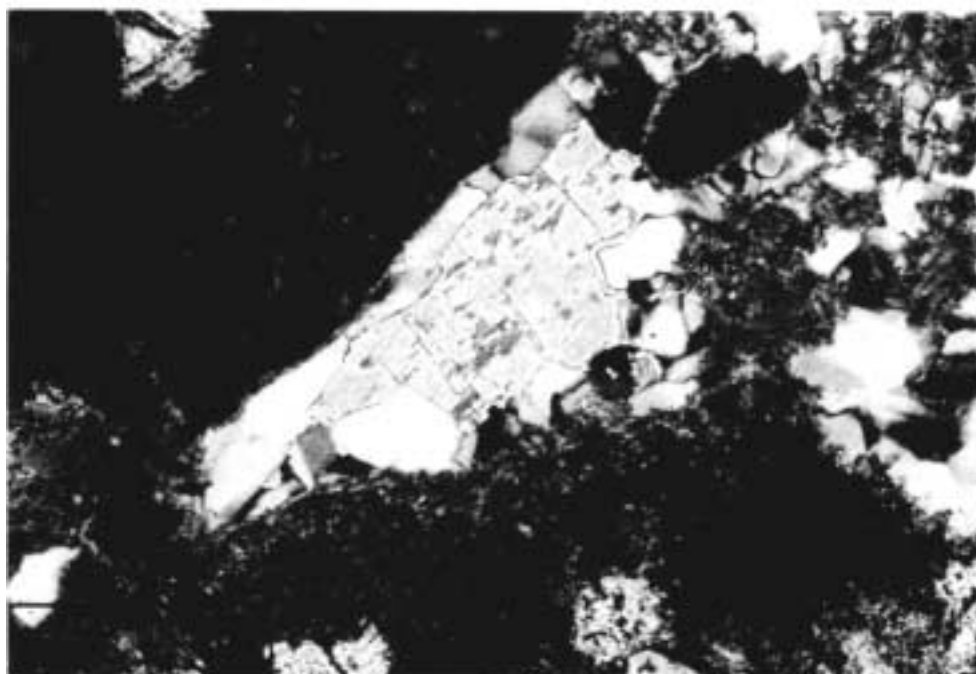


Abb. 10.42: Zwei Generationen von Zementen: randlich Quarz - Zementation und in der Mitte nachfolgend auskristallisierter Anhydrit (Bohrung Stavenhagen 1/76 bei KM 4952,6; gekreuzte Nicols). Skala beträgt 100 μm .

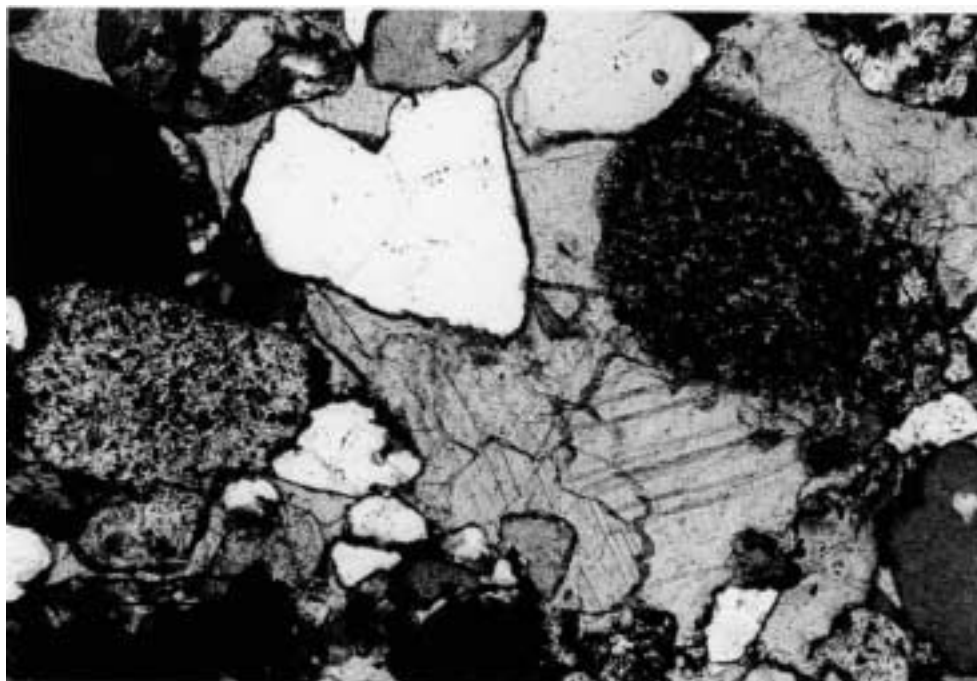


Abb. 10.43: Spharitische Calcit -Zementation in einem grobkörnigen Sandstein (Bohrung Prerow 1/65 bei KM 2791,7; gekreuzte Nicols). Skala beträgt 100 μm .

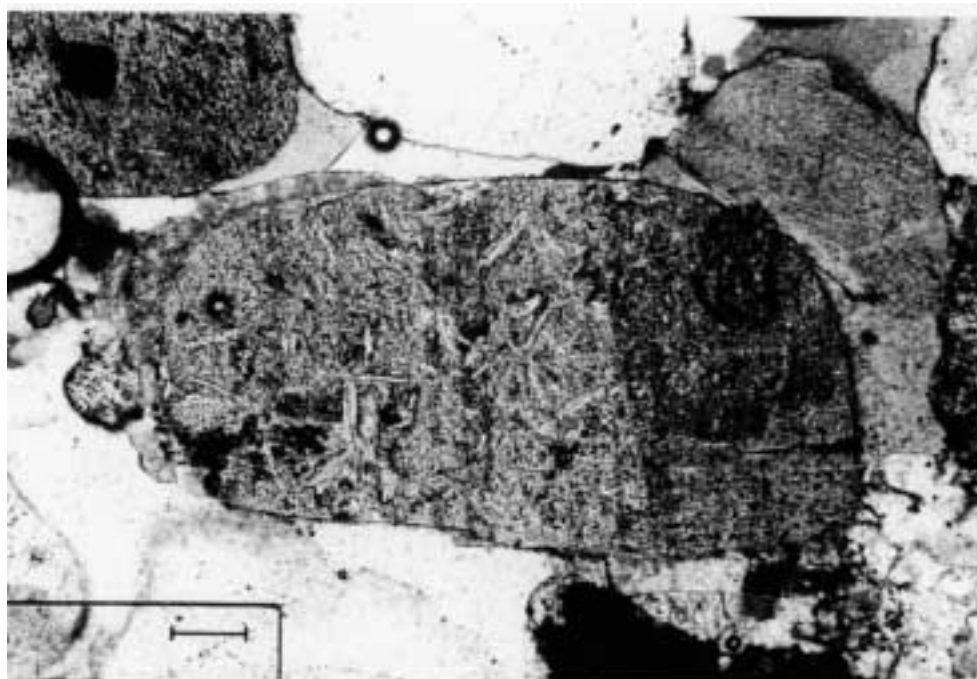


Abb. 10.44: Feldspatblastese an einem stark serizitisiert en und gut gerundeten Feldspatklast (Bohrung Zehdenick 2/75 bei KM 4340,6; gekreuzte Nicols). Skala beträgt 100 μm .

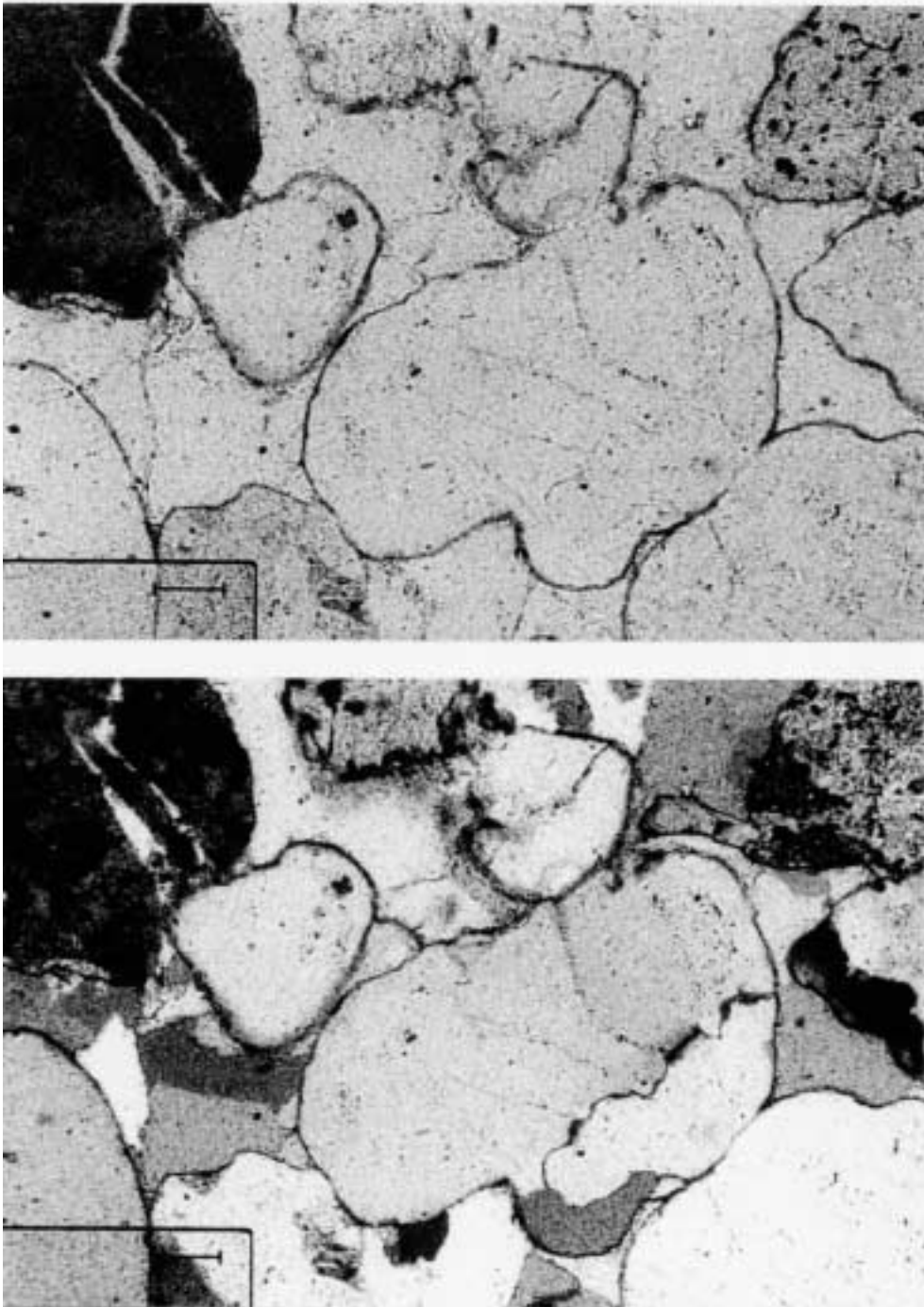


Abb. 10.45: Gerundeter polykristalliner Quarzklast umgeben von porenfüllendem Quarz-Zement (Bohrung Penzlin 1/75 bei KM 5006,1; unten gekreuzte Nicols). Skala beträgt 100 μm .

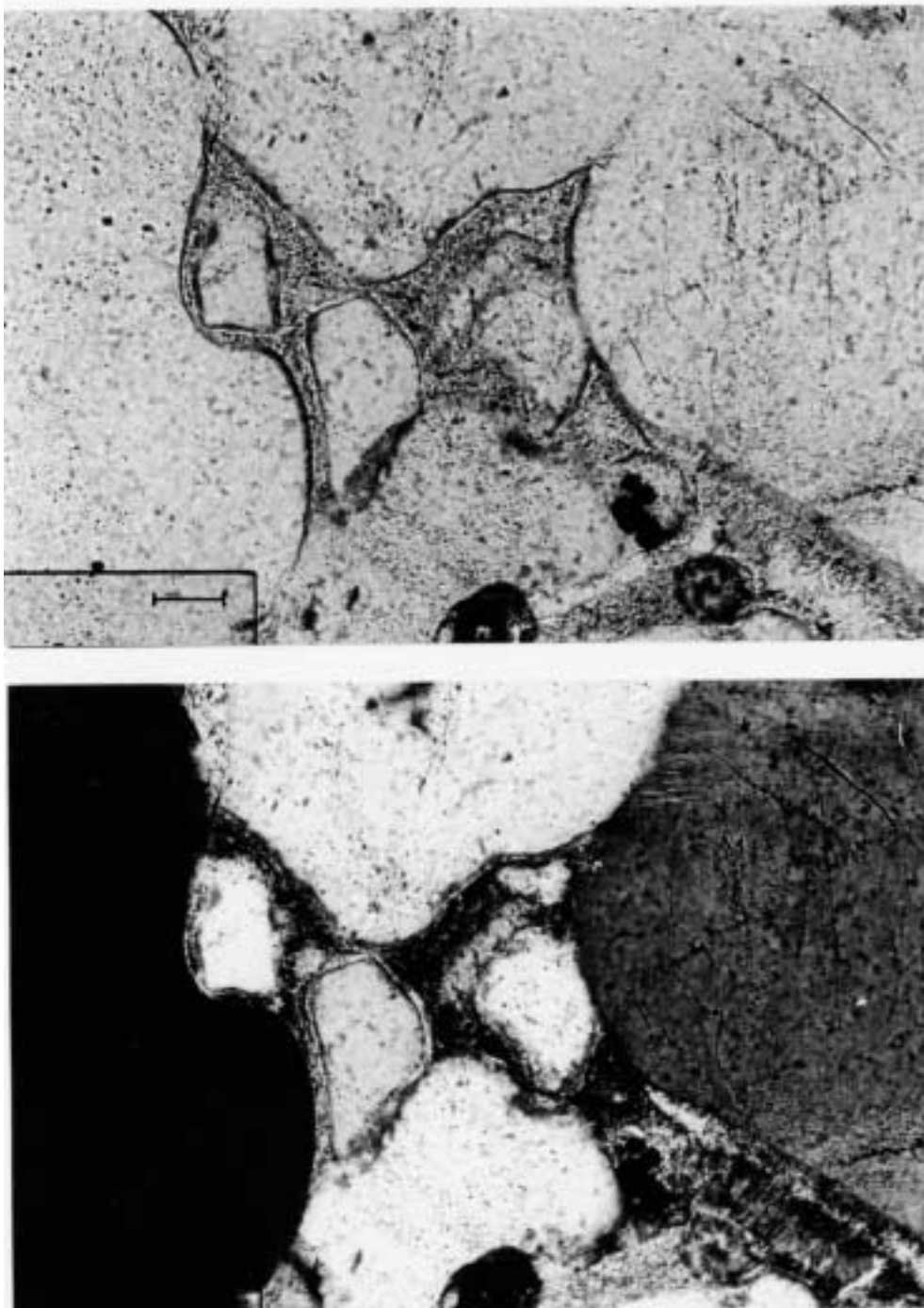


Abb. 10.46: Nadelige authigene Phyllosilikate (*coatings*) in den offenen Poren eines Grobsandsteins (eingefärbter Dünnschliff aus der Bohrung Zehdenick 2/75 bei KM 4323,1; unten gekreuzte Nicols). Skala beträgt 50 μm .

11 Anhang B

Inhalt

11.1 Mecklenburg-Vorpommern	4
11.1.1 Barth 1/63	4
11.1.2 Friedland 2/70	9
11.1.3 Gingst 1/73	17
11.1.4 Loissin 1/70	17
11.1.5 Penzlin 1/75	18
11.1.6 Prerow 1/65	48
11.1.7 Richtenberg 3/65	53
11.1.8 Schwaan 1/76	56
11.1.9 Stavenhagen 1/76	86
11.2 Brandenburg	103
11.2.1 Angermünde 1/68	103
11.2.2 Chorin 1/71	110
11.2.3 Zehdenick 2/75	114
11.2.4 Zootzen 1/75	132
Legende zu den <i>sedimentary logs</i>	159

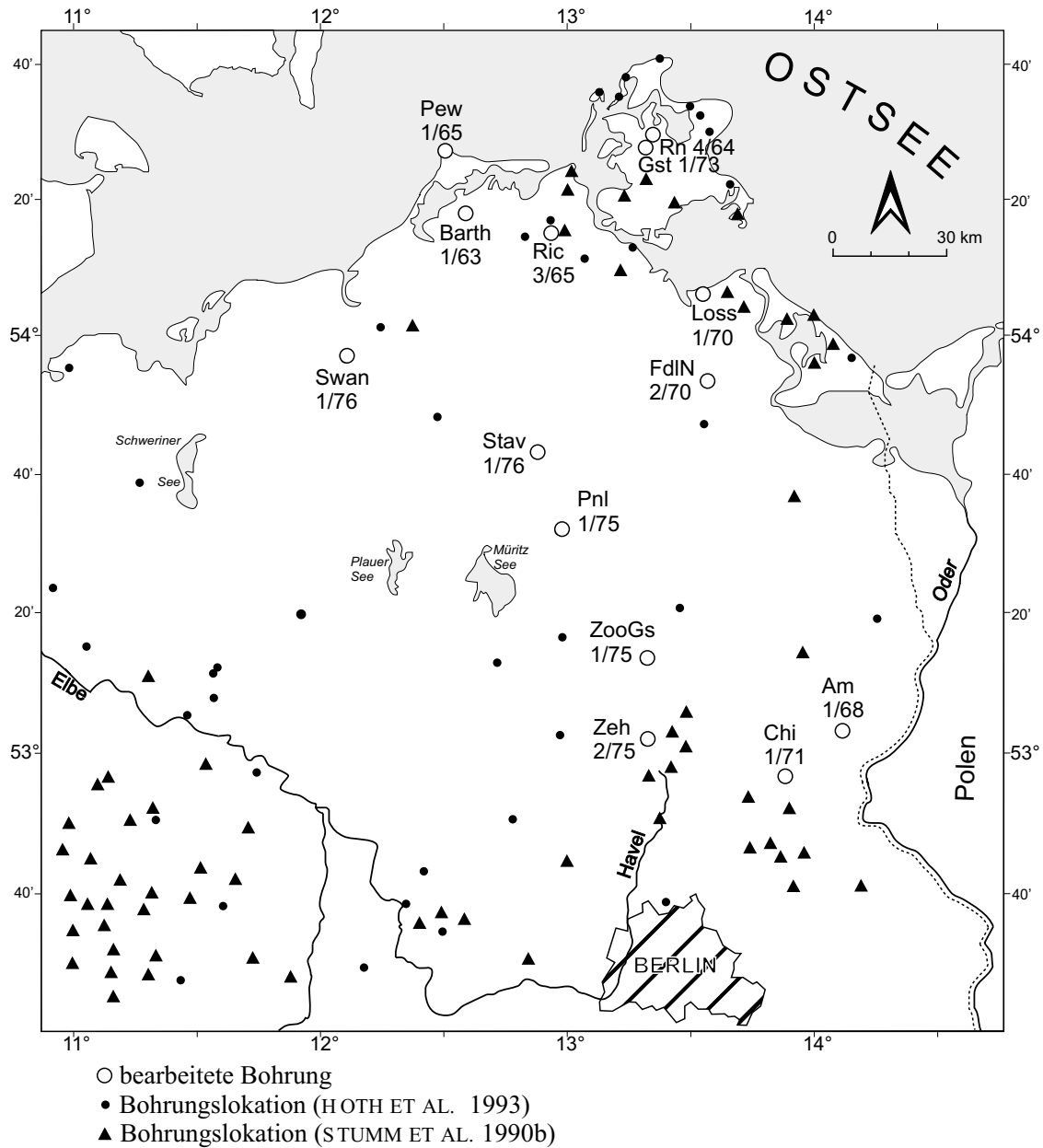
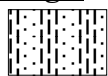


Abb. 11.1: Lokationen der bearbeiteten Bohrprofile im NE-deutschen Becken. Am – Angermünde, Chi – Chorin, FdIN – Friedland, Gst – Gingst, Loss – Loissin, Ric – Richenber, Rn – Rügen, Pew – Prerow, Pnl – Penzlin, Swan – Schwaan, Stav – Stavenhagen, Zeh – Zehdenick, Zoo – Zootzen.

Legende zu den *sedimentary logs*

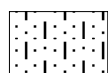
Lithologie



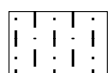
Wechselfolge
Sand- Ton/Silt



Sandstein



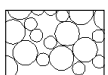
tonsiltiger
Sandstein



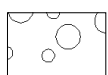
sandiger
Tonsiltstein



Tonsiltstein/
Tonstein



Konglomerat
(klastgestützt)



Konglomerat
(matrixgestützt)

Schichtungstyp



horizontal



undeutlich horizontal



horizontale Lamination



Schrägschichtung



undeutliche Schrägschichtung



wellige Schichtung



undeutliche wellige Schichtung



wellige Lamination



Linsenschichtung



Flaserschichtung



Rippelschichtung

h

homogen

d

diffus

Korngrößenklassen (DIN 4022)

Cg Konglomerat (Kies)

c-Sst Grobsand

m-Sst Mittelsand

f-Sst Feinsand

mud Tonsilt

Sedimentstrukturen, Tektonik

Konkretionen

—●— Tonscherben

))((Entwässerungsgefüge

—∨— Trockenrisse

↻ Konvolution

—∩— Belastungsmarken

∩ Flammgefüge

∠^{10-20°} Winkel der Schichtung
zur Bohrachse

↑↓ Klüfte

—/— Störungen

Cc Calcit-Konkretion

∧ Anhydrit-Konkretion

Schichtgrenzen

— scharf

..... graduell

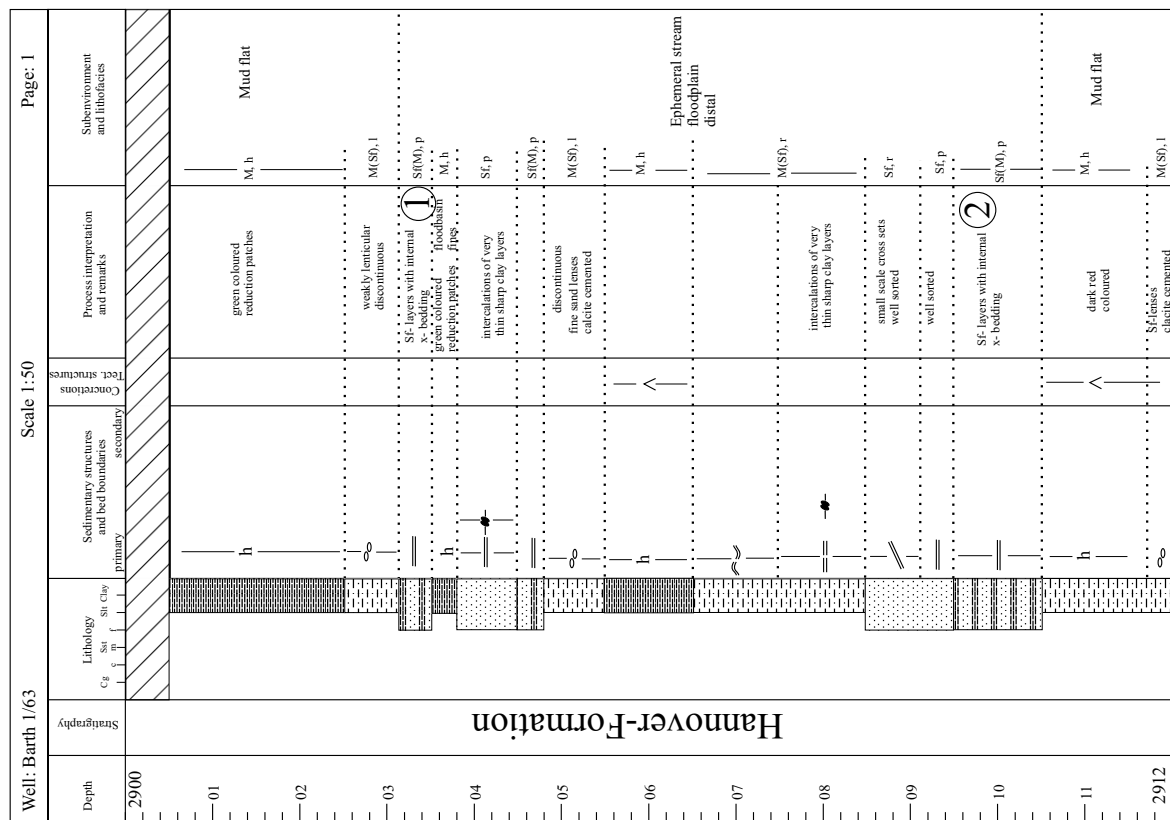
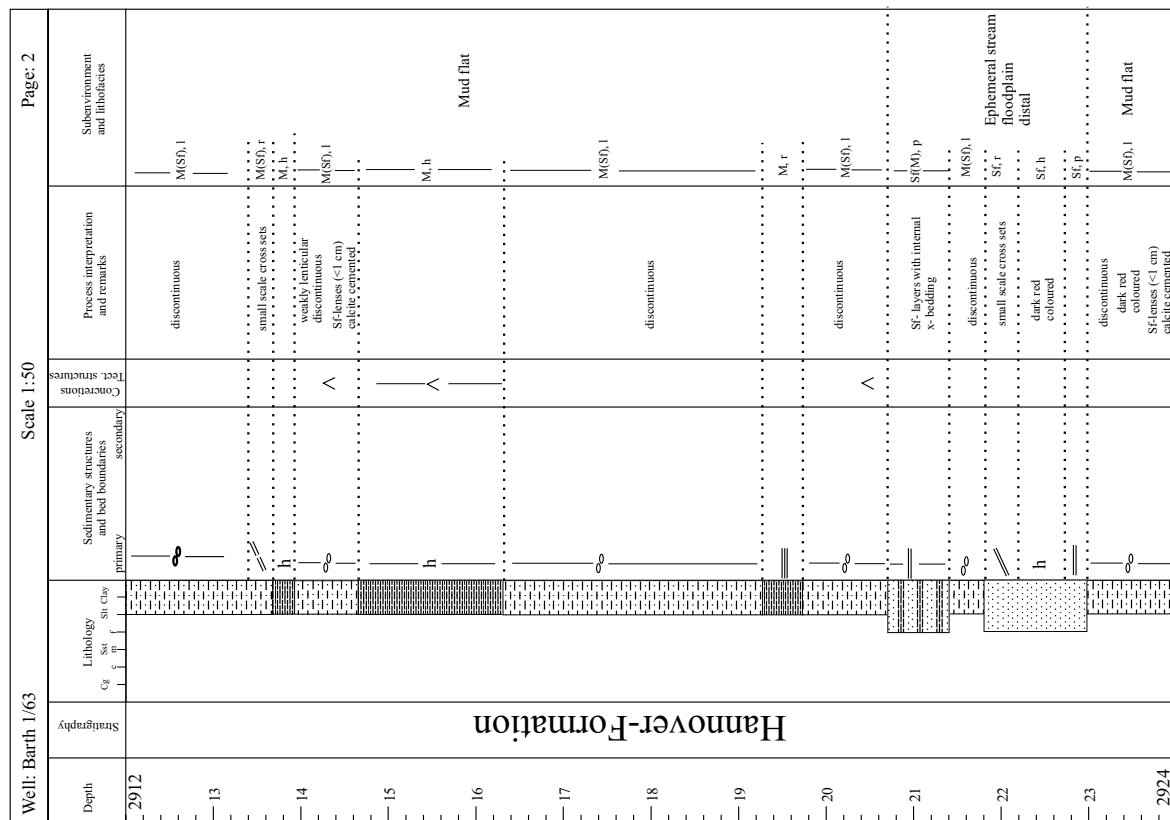
∩ diskordant

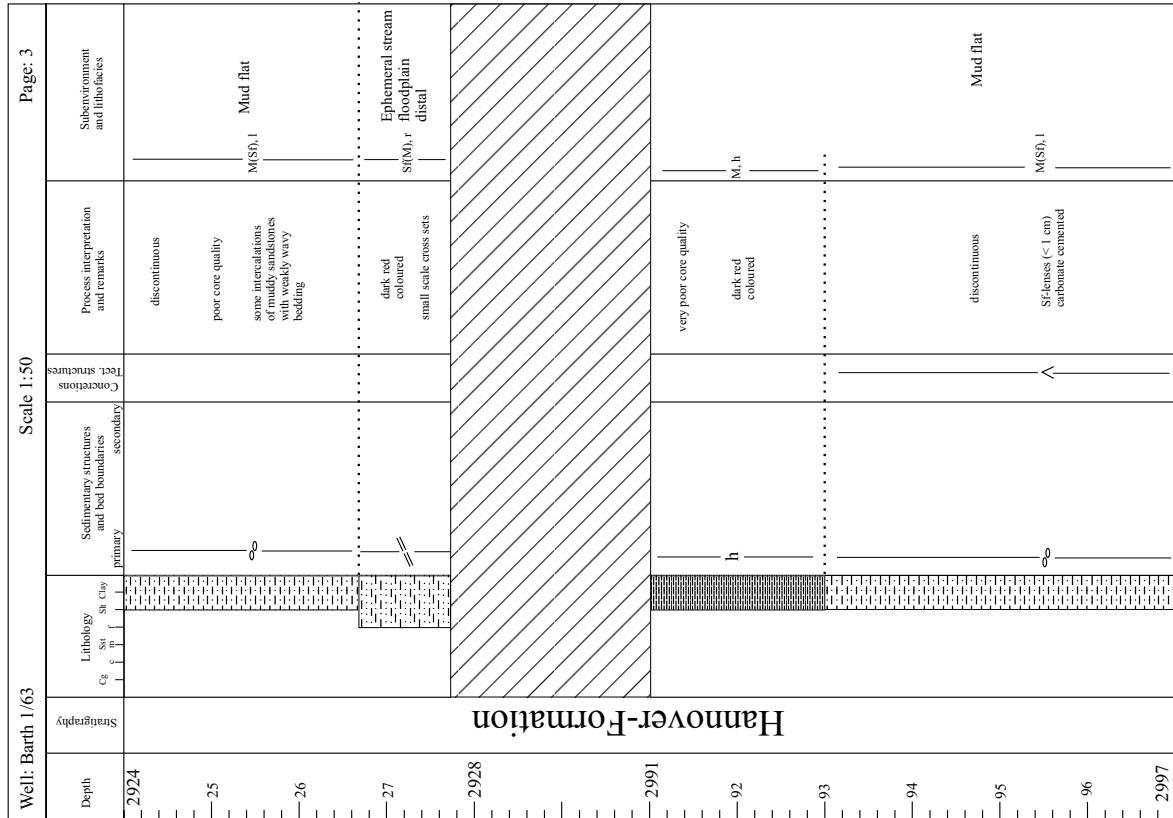
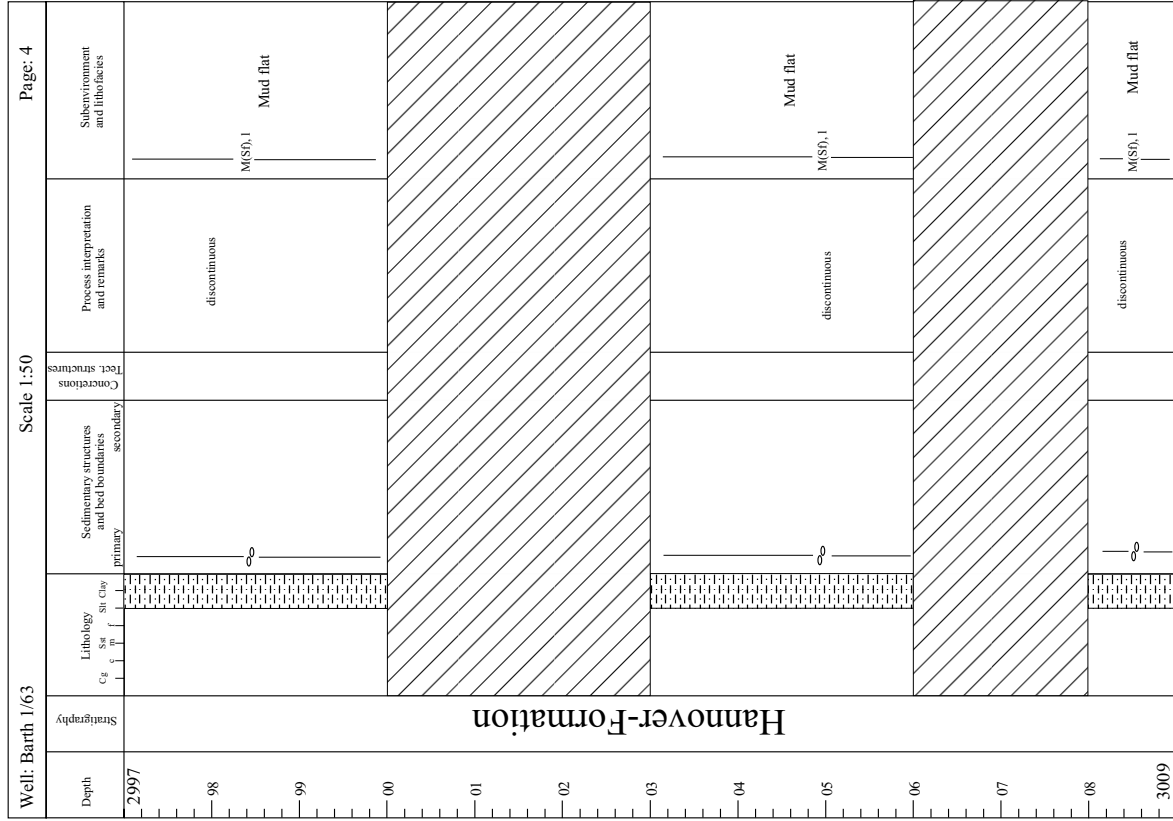
① Probelokation

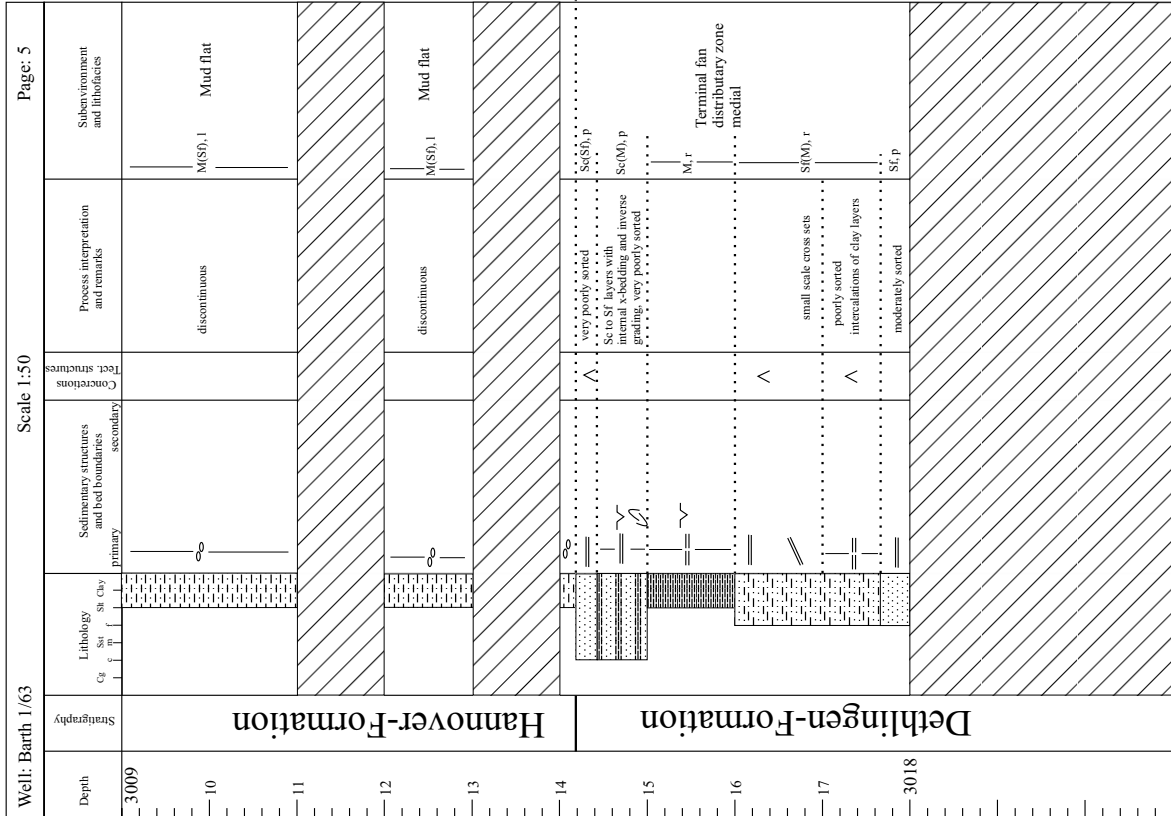
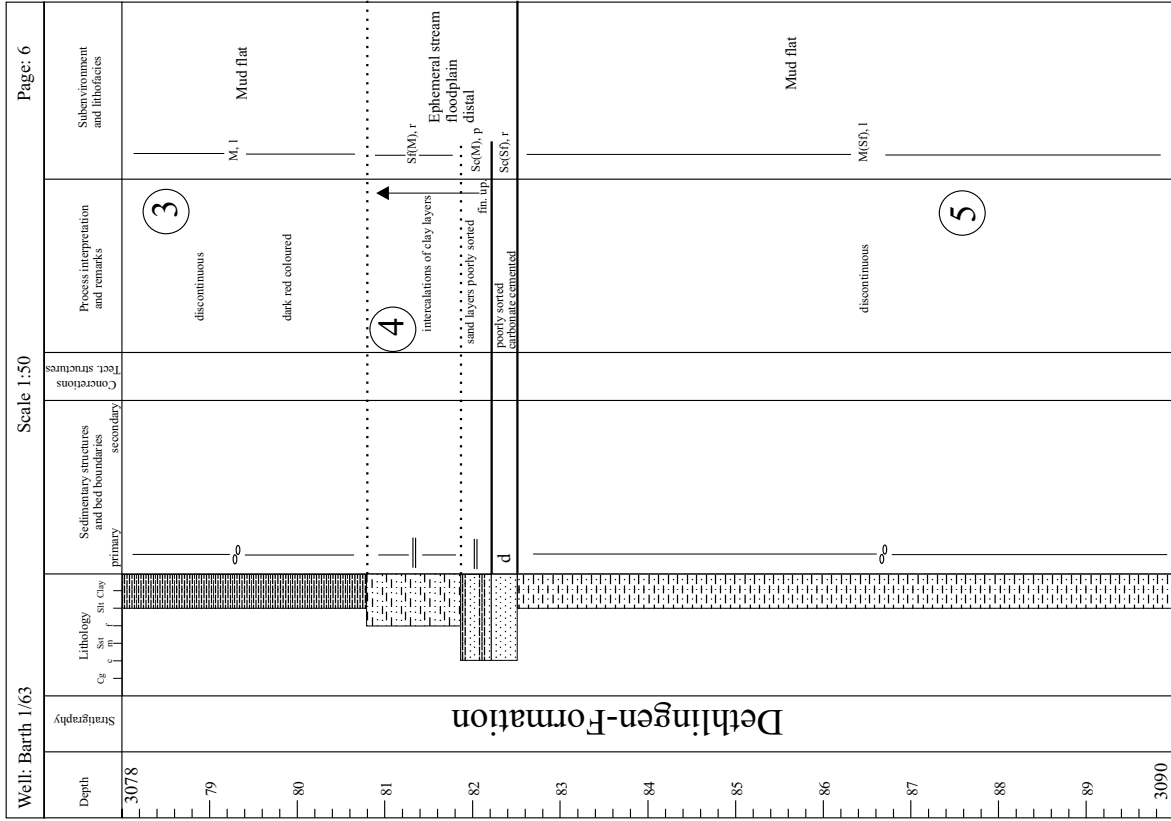
11.1 Mecklenburg-Vorpommern

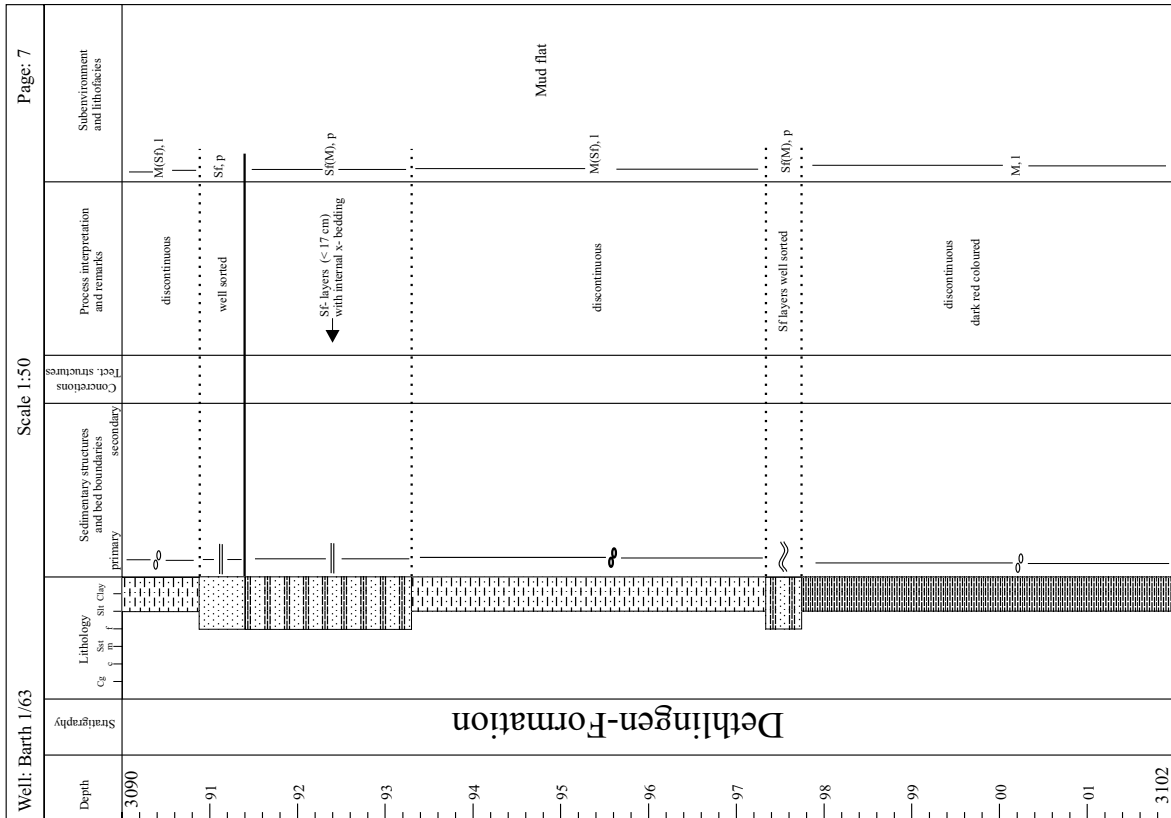
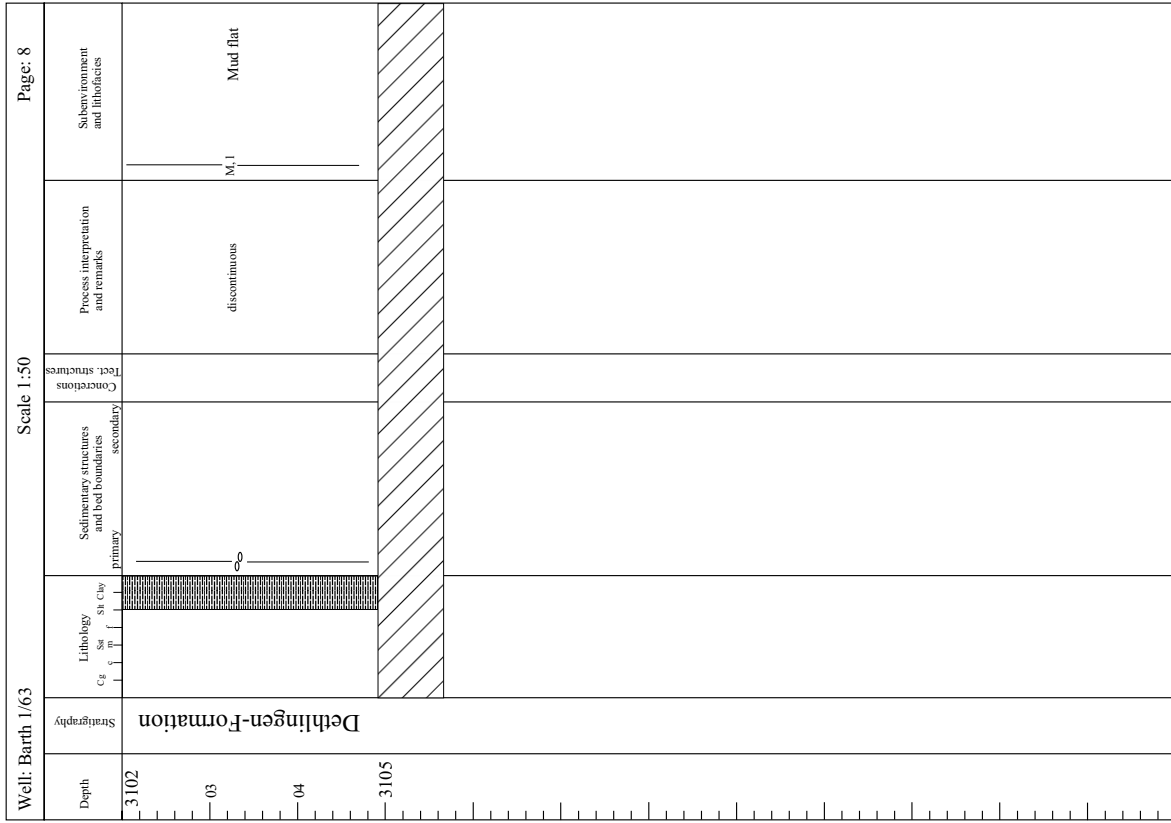
11.1.1 Bohrung Barth 1/63

Die Bohrung Barth 1/63 erbohrte sedimentäres Rotliegendes im Bereich von 2892,0 m bis 3221,6 m mit einer Mächtigkeit von 329,6 m (HOTH ET AL. 1993). Die zur Verfügung stehende Kernmarsch setzte bei einer Teufe von KM 2900,5 ein und endete bei KM 3104,9. Insgesamt wurden 74,3 Kernmeter (=22,5 %) der Bohrung aufgenommen.



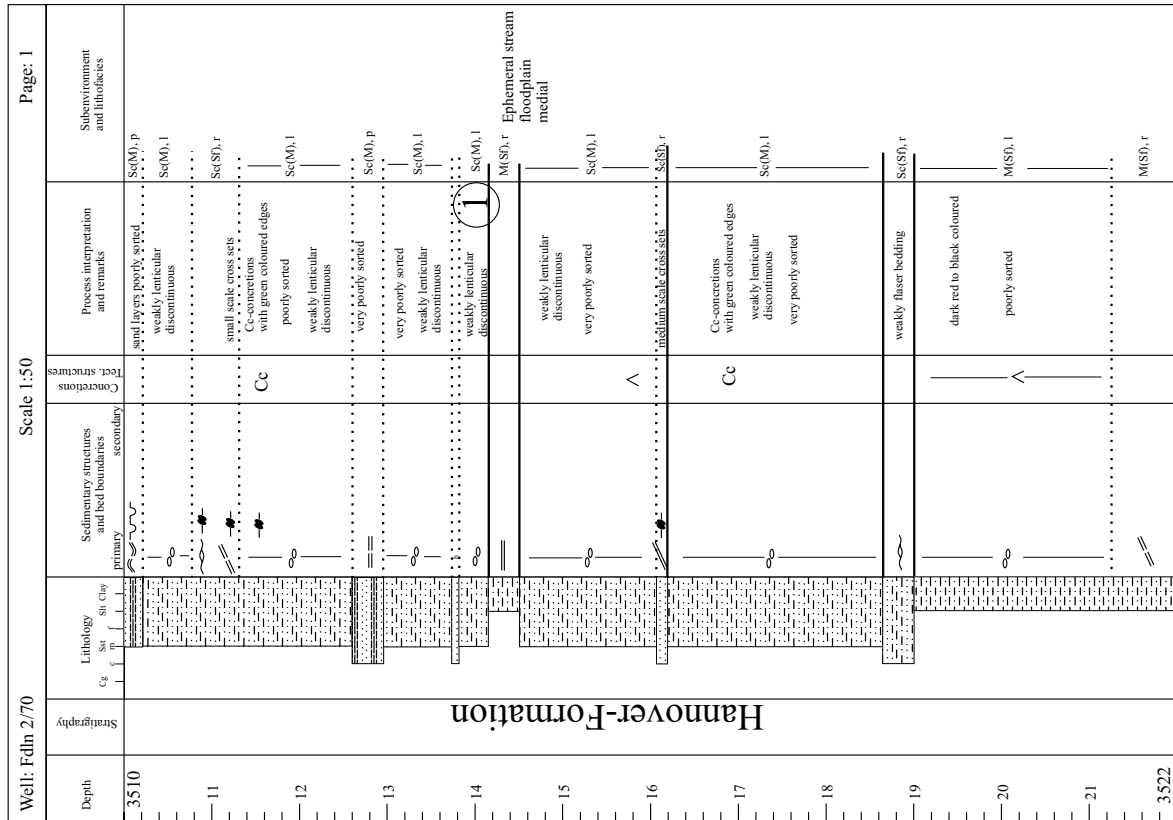
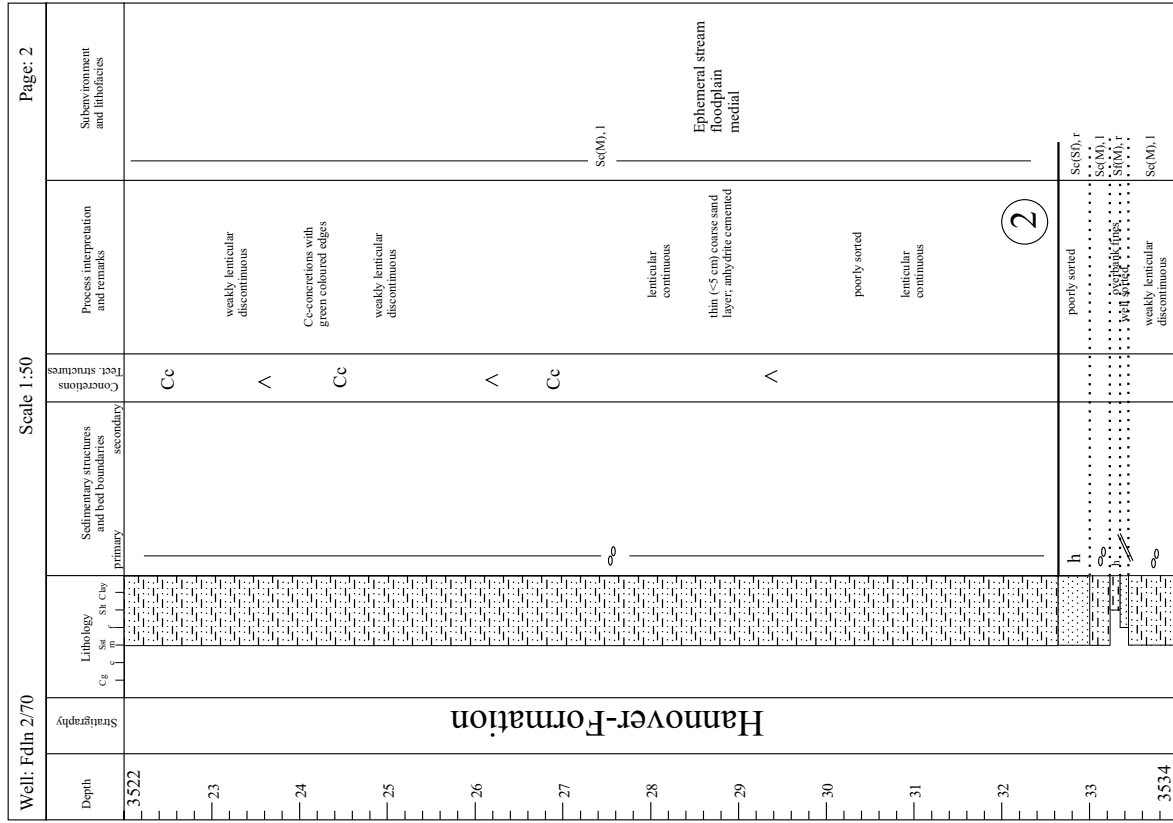


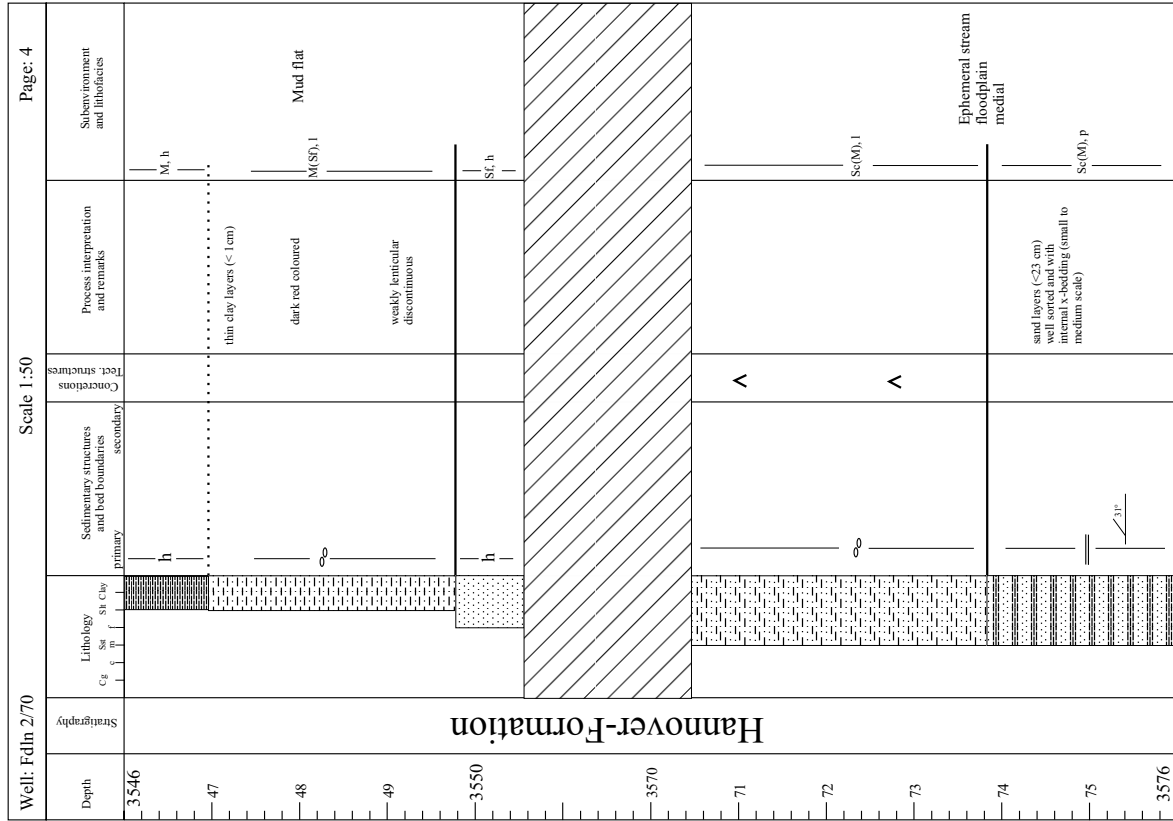
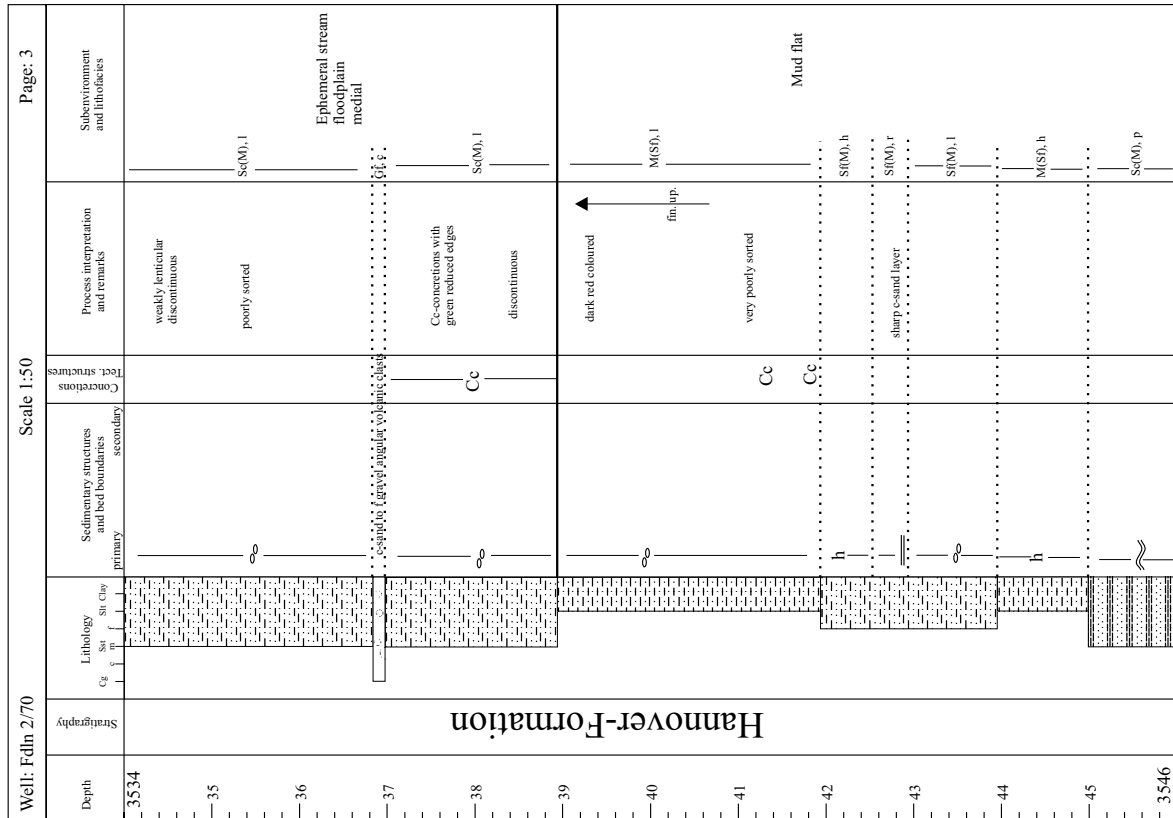


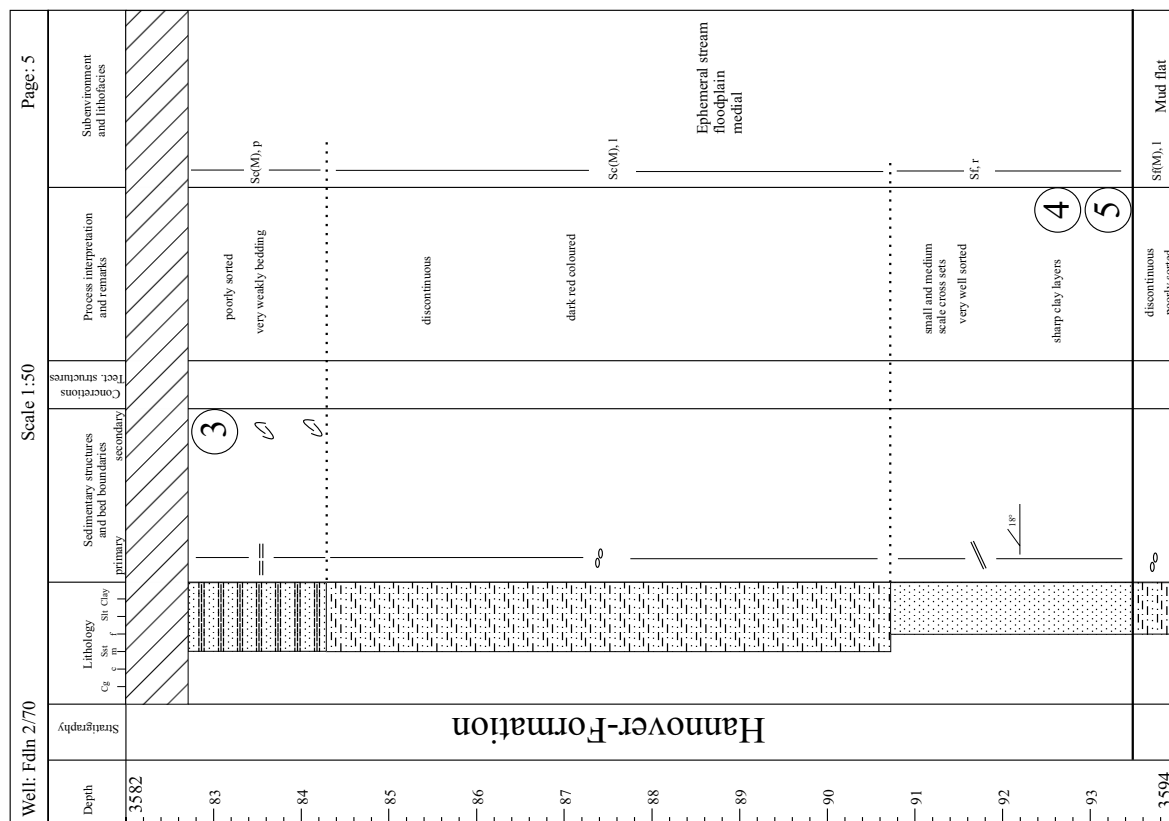
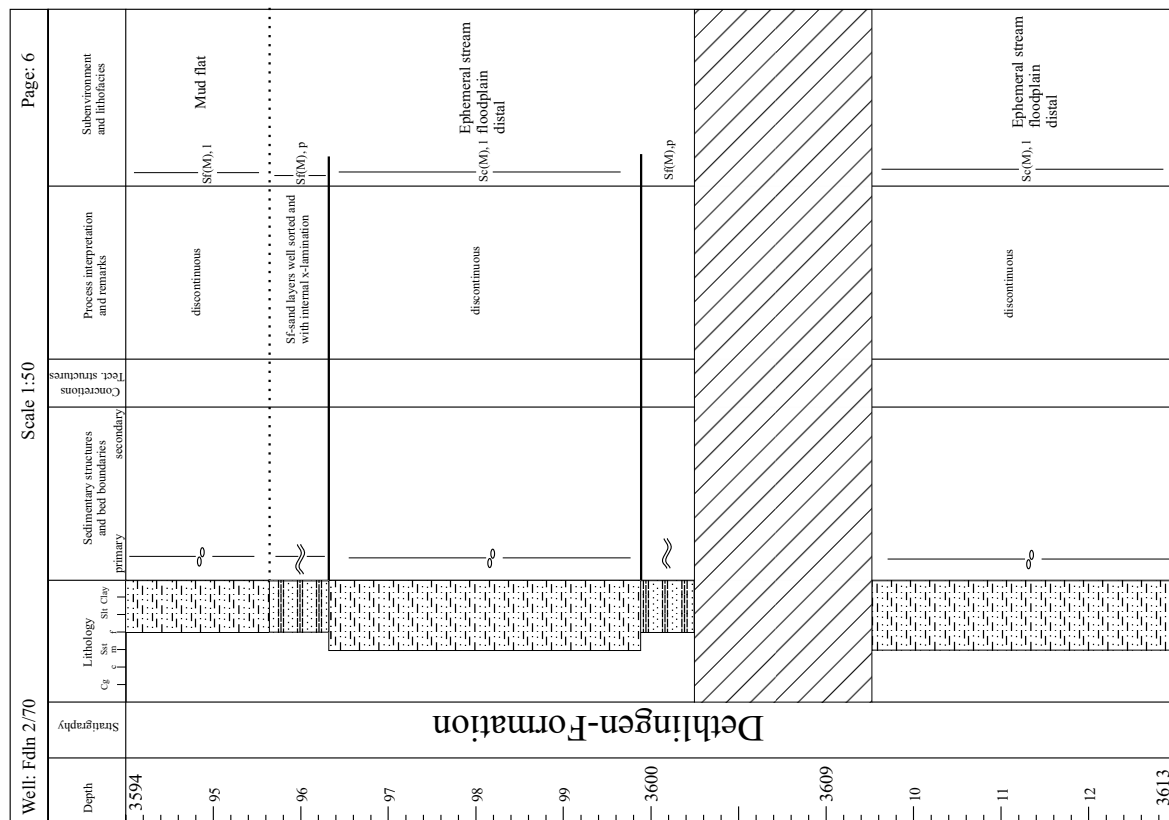


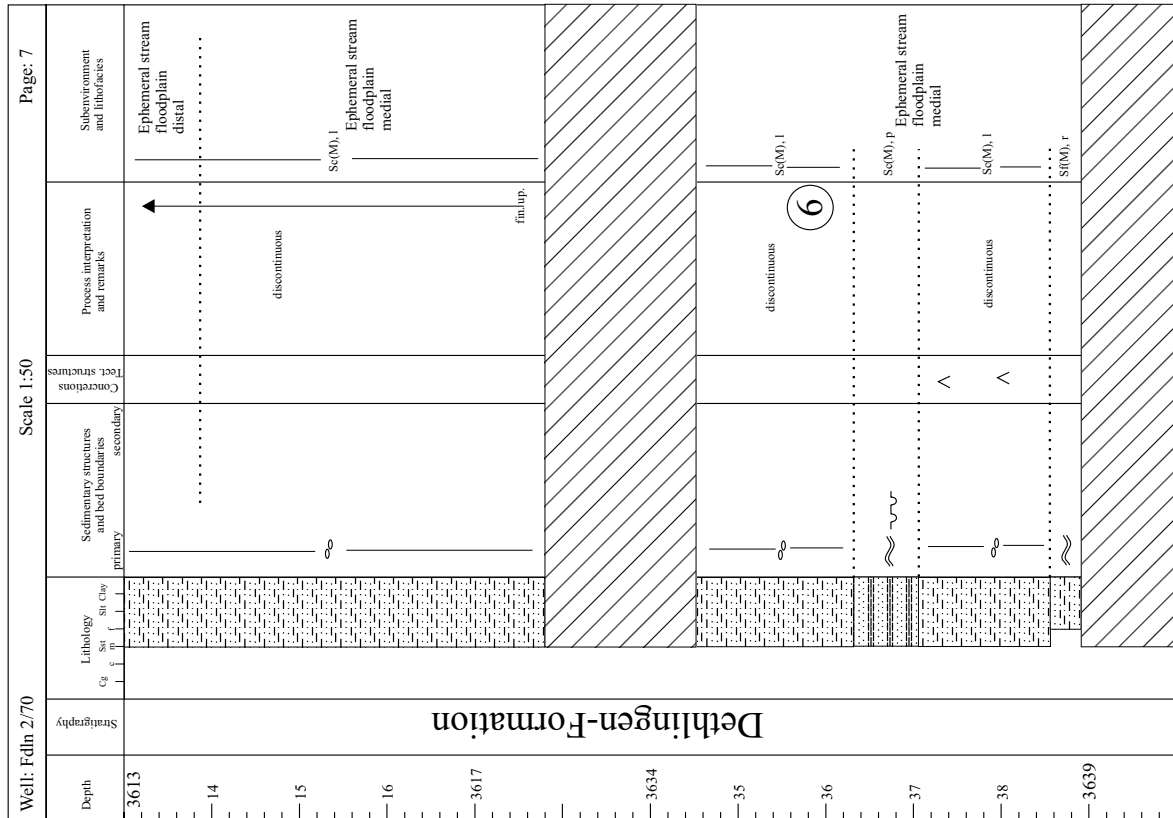
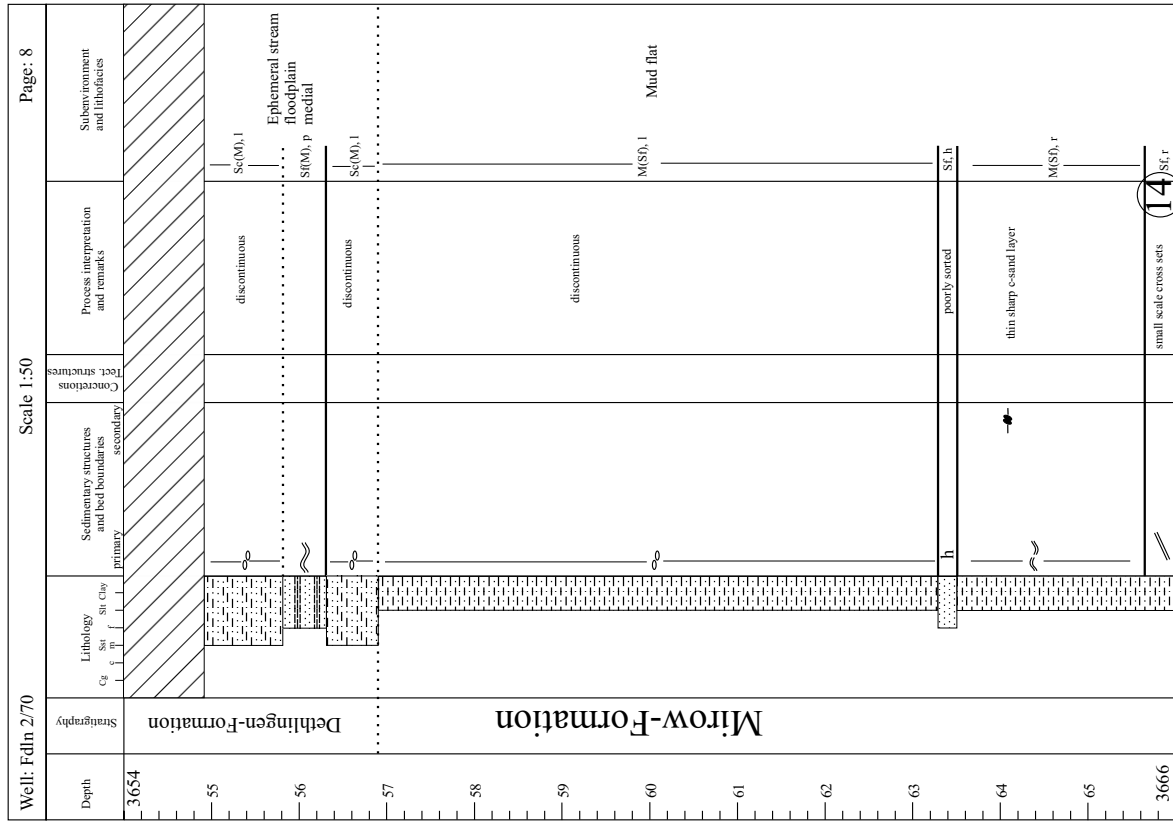
11.1.2 Bohrung Friedland 2/70

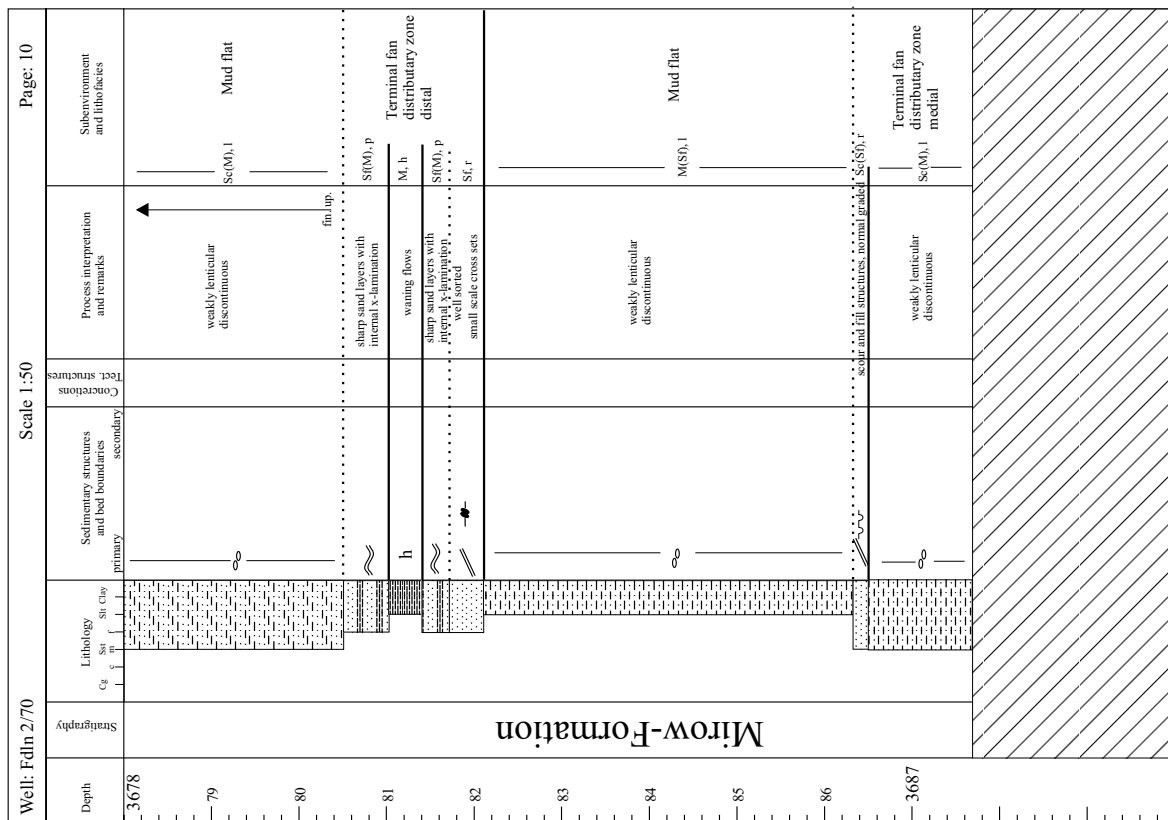
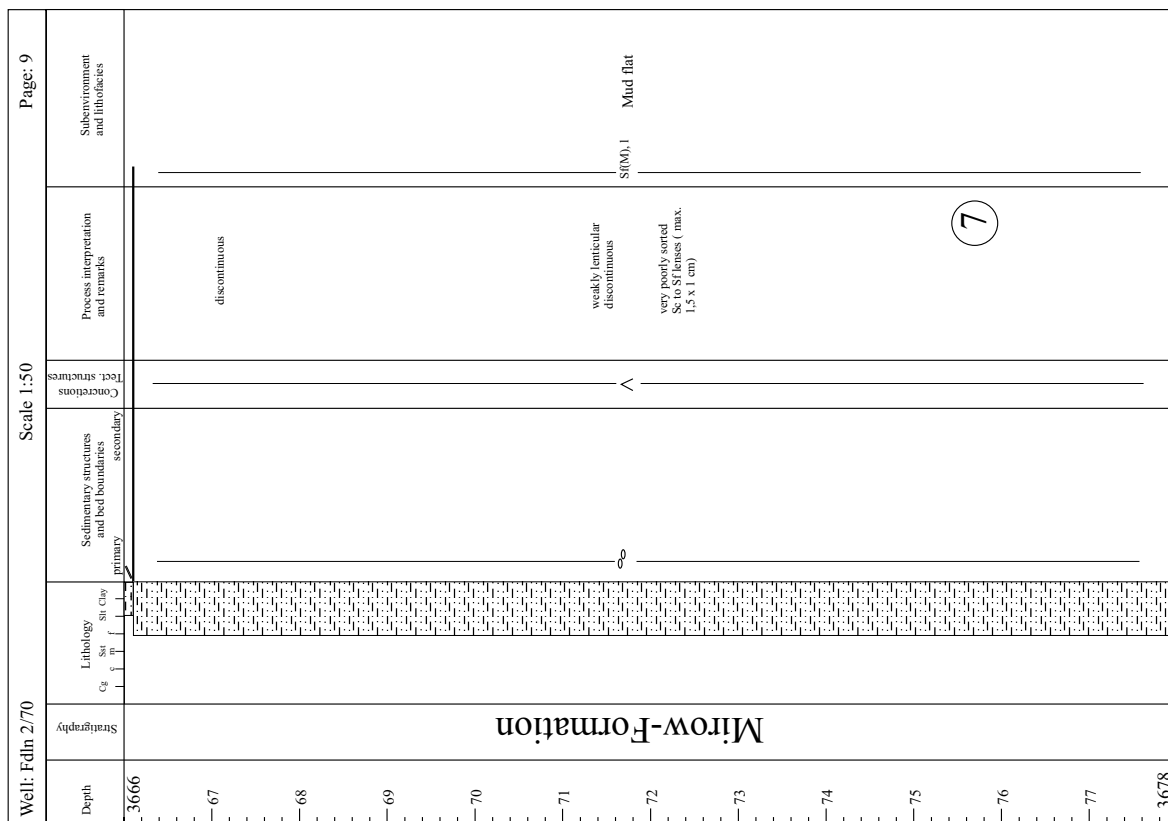
Die Bohrung Friedland 2/70 erteufte in dem Abschnitt von 3510,3 m bis 3767 m sedimentäres Rotliegendes mit einer Mächtigkeit von 256,7 m. Die gekernte Strecke begann bei KM 3510 und endete bei KM 3750,5. Insgesamt wurden 145,9 Kernmeter (= 56,8%) des Rotliegendeprofiles aufgenommen. Die Ober- und Untergrenze sind nicht gekernt.

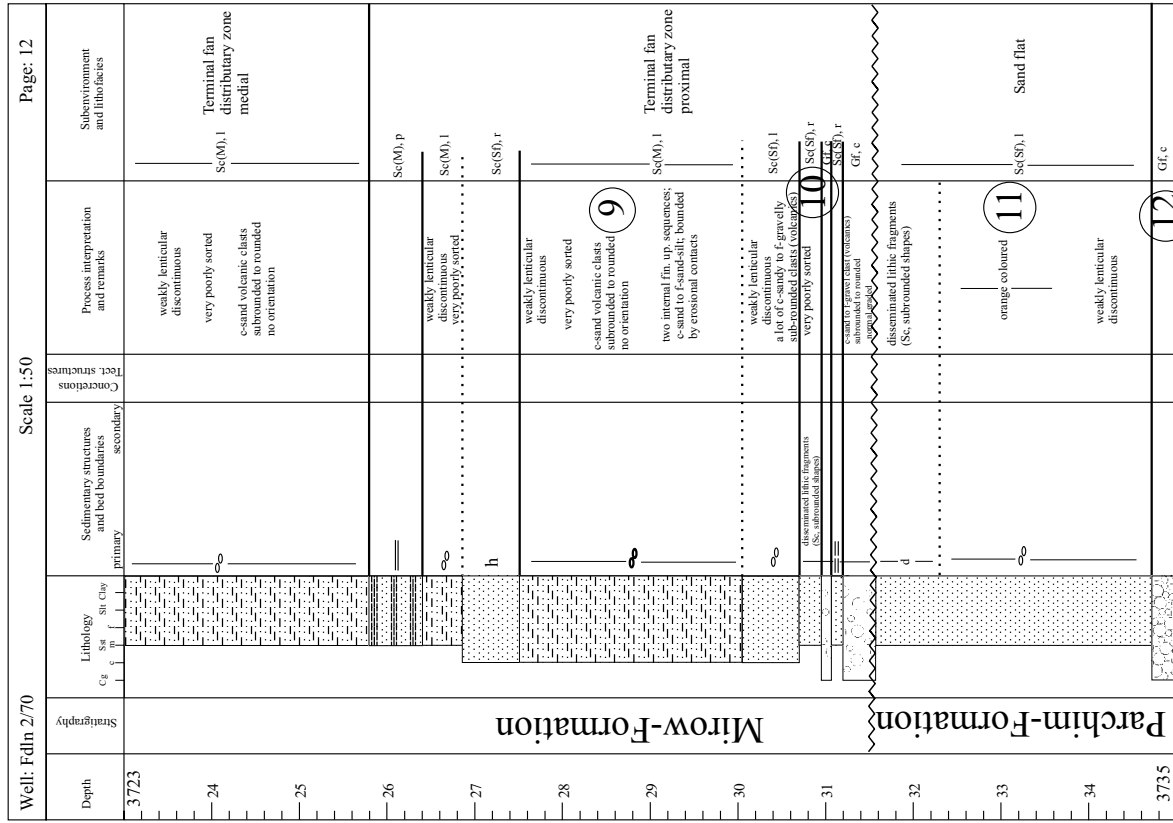
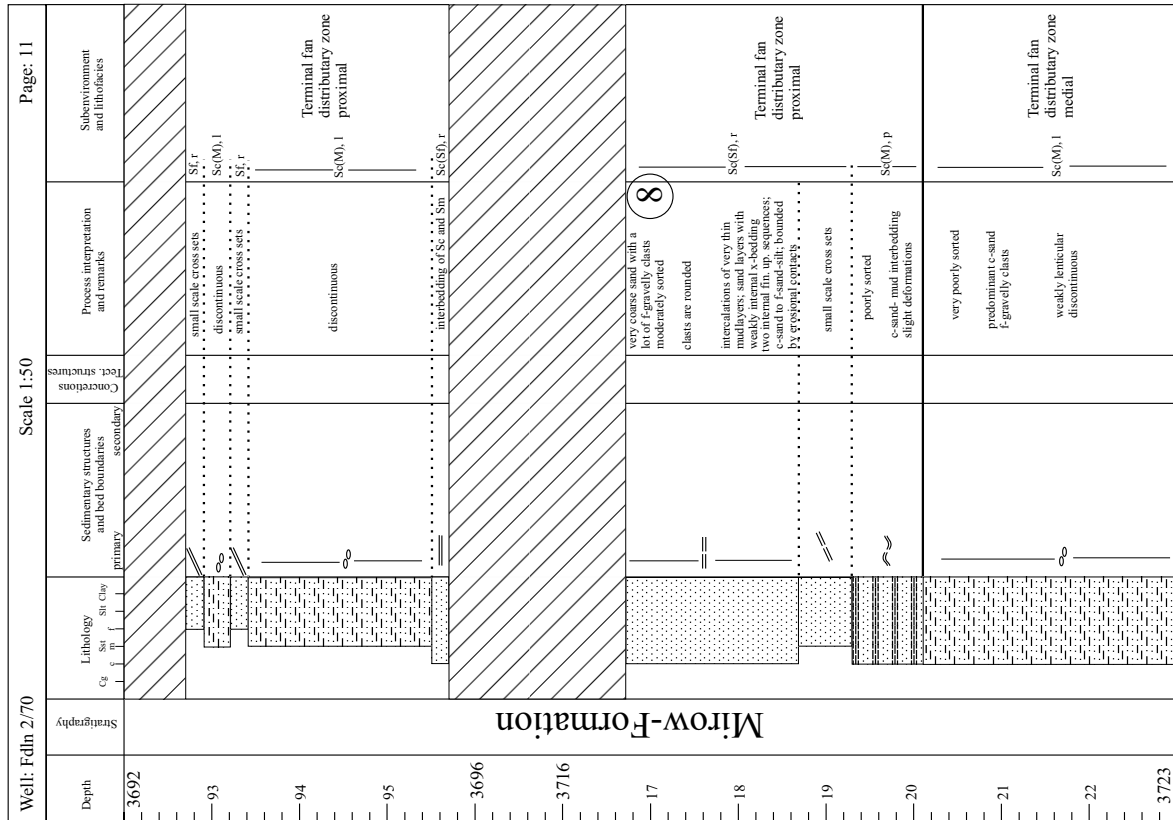












11.1.3 Bohrung Gingst 1/73

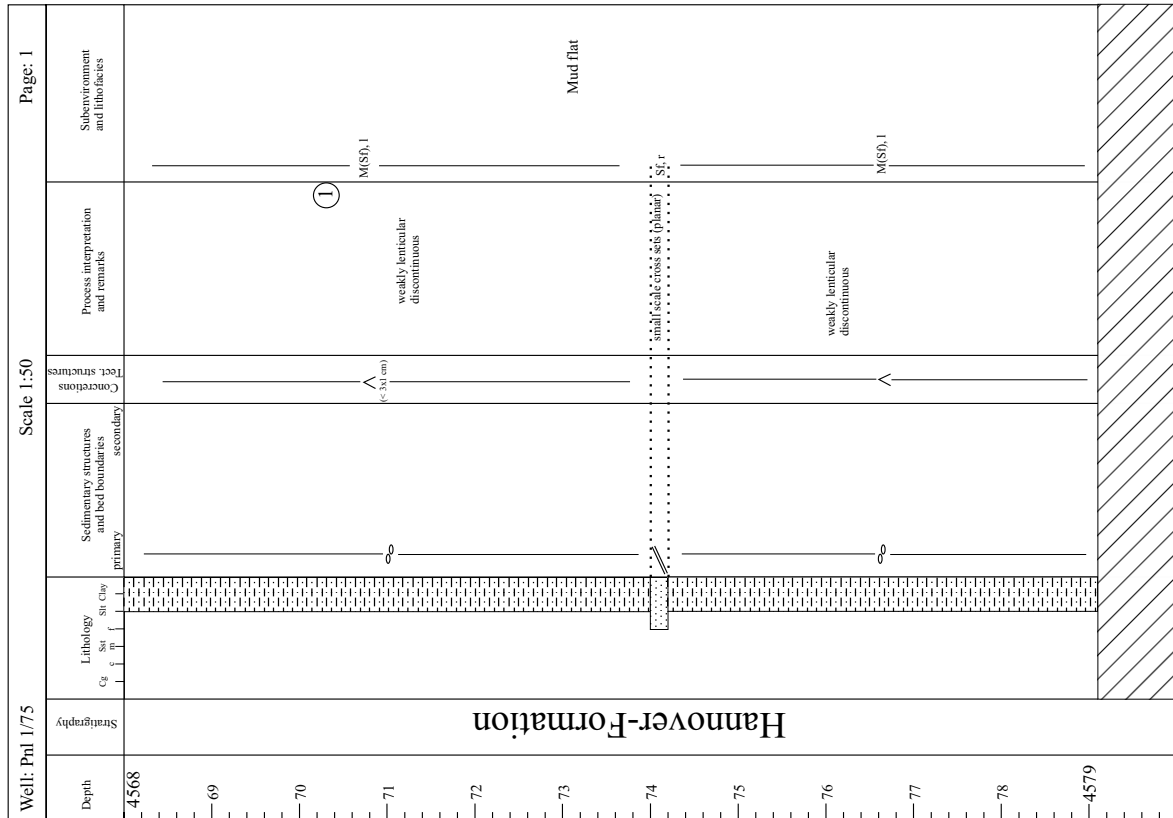
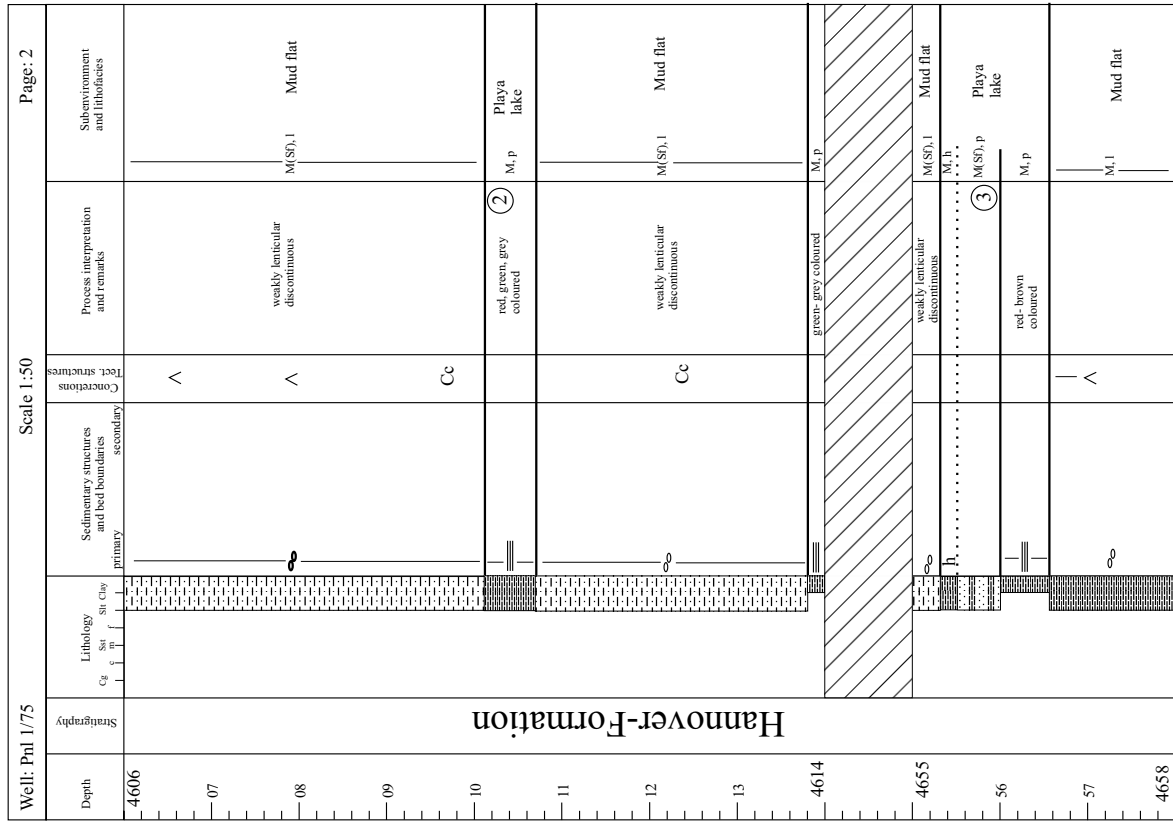
Die Bohrung Gingst 1/73 erteufte auf einem Intervall von 1390 m bis 1429,7 m das Rotliegende mit einer Mächtigkeit von 39,7 m. Die Kernmarsch setzt bei KM 1393 ein und geht lückenlos bis KM 1427. Wegen des fast ausschließlich konglomeratischen Profils ist auf eine graphische Darstellung im Anhang verzichtet worden.

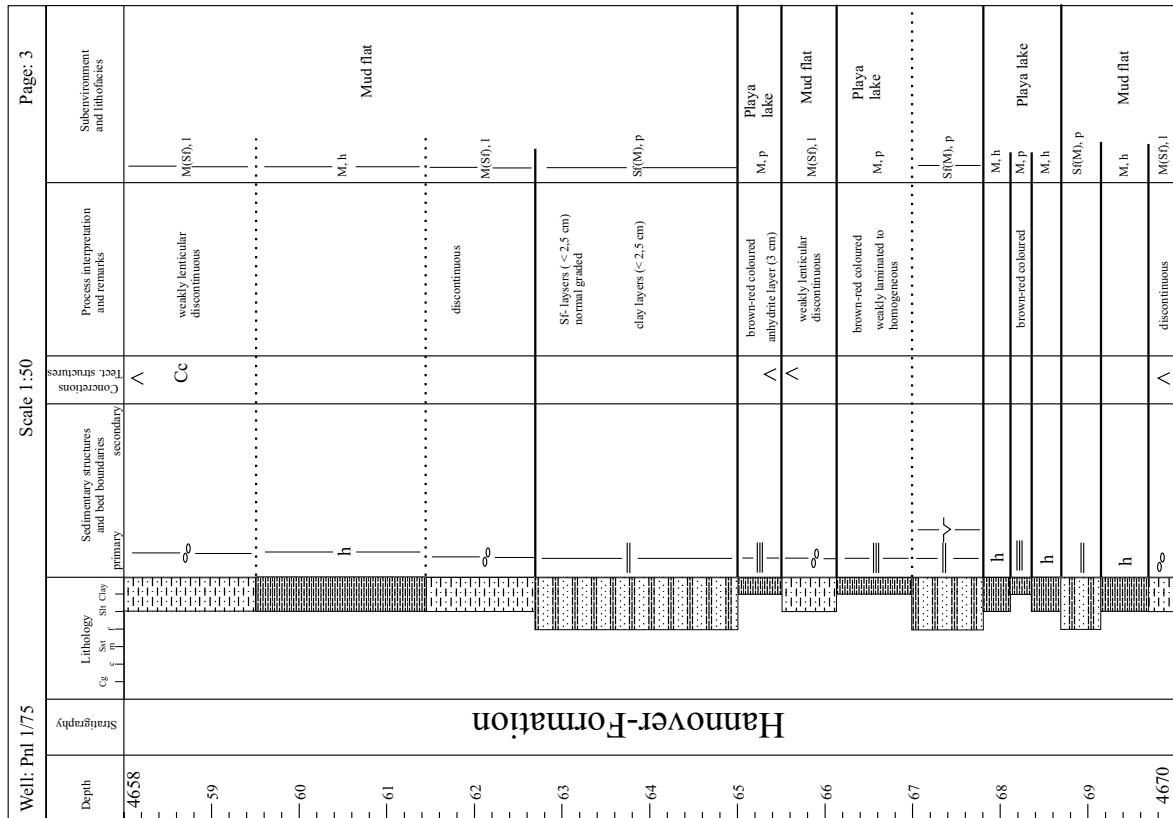
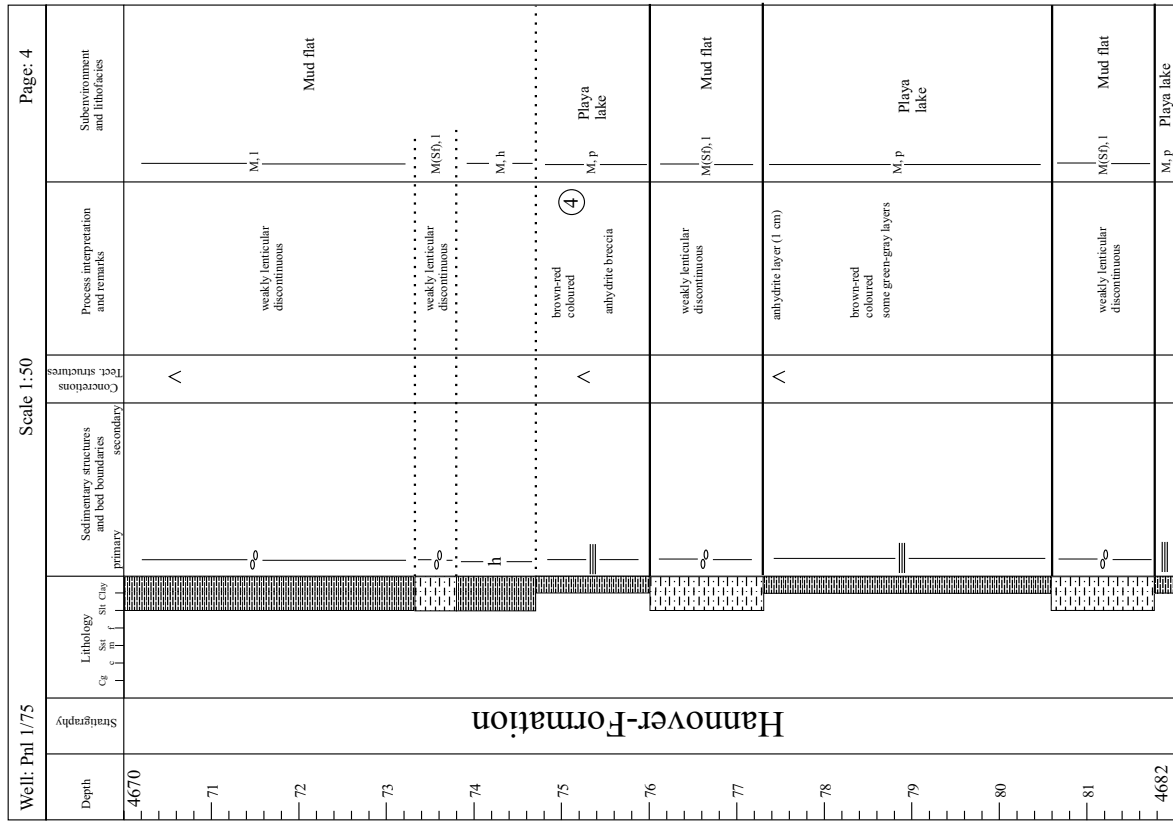
11.1.4 Bohrung Loissin 1/70

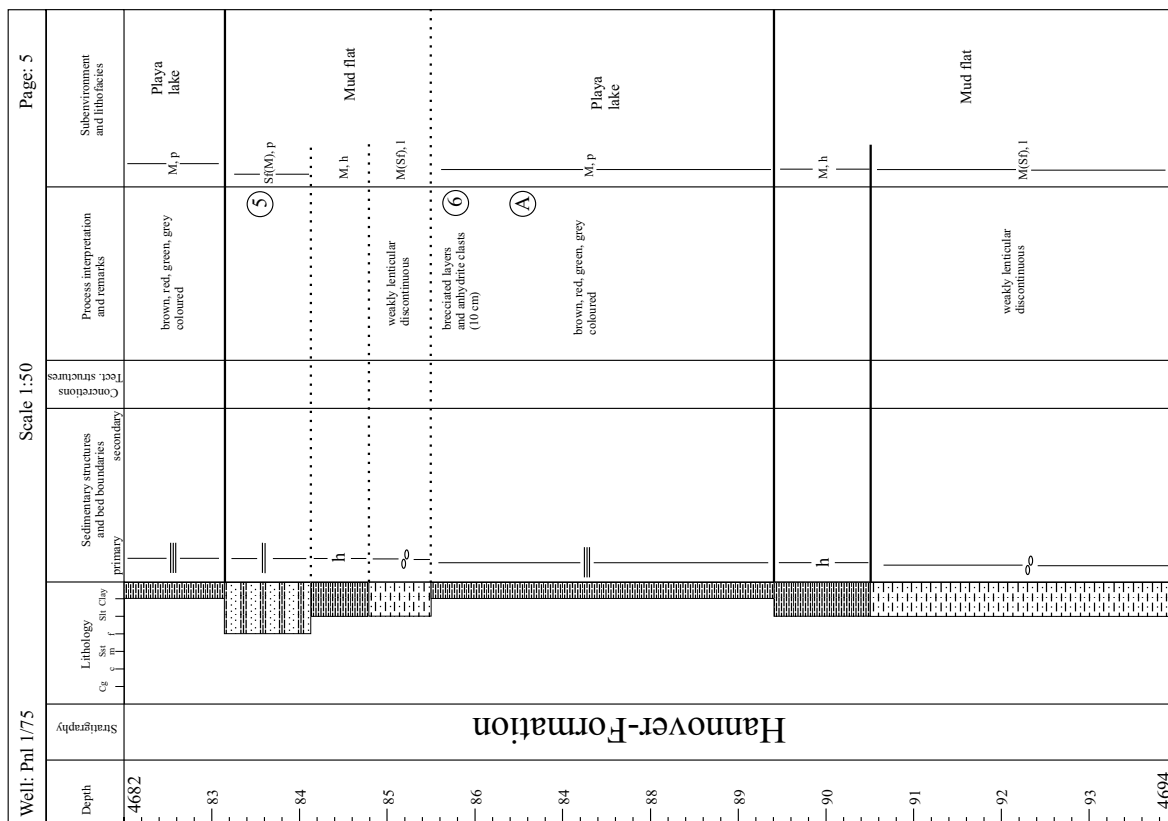
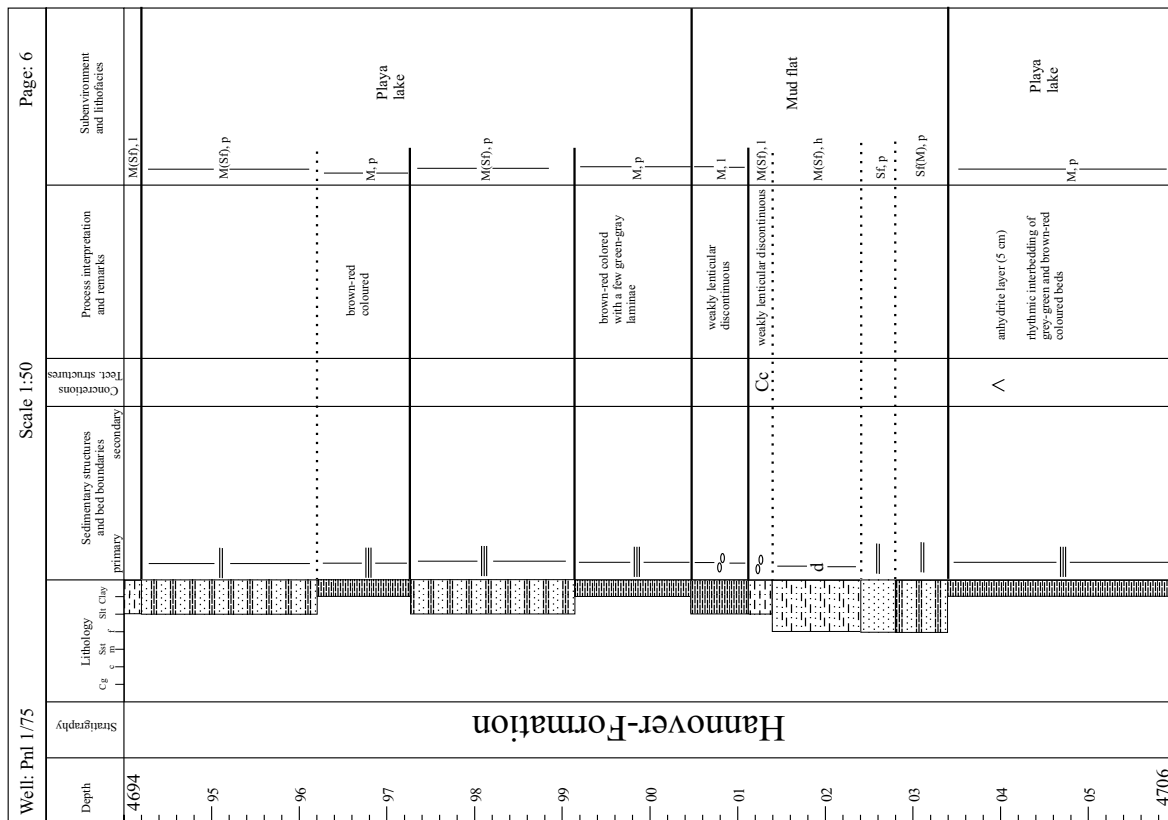
Die Bohrung Loissin 1/70 traf im Teufenabschnitt von 2440,5 m bis 3241 m auf sedimentäres Rotliegendes mit einer Gesamtmächtigkeit von rund 800 m (HOTH ET AL. 1993). Die zur Verfügung stehende Kernmarsch ist nur sehr lückenhaft und beträgt mit insgesamt 62 m nur etwa 8% des gesamten Profils. Aus diesem Grund wurde auf eine graphische Darstellung dieser Bohrung in den *sedimentary logs* verzichtet.

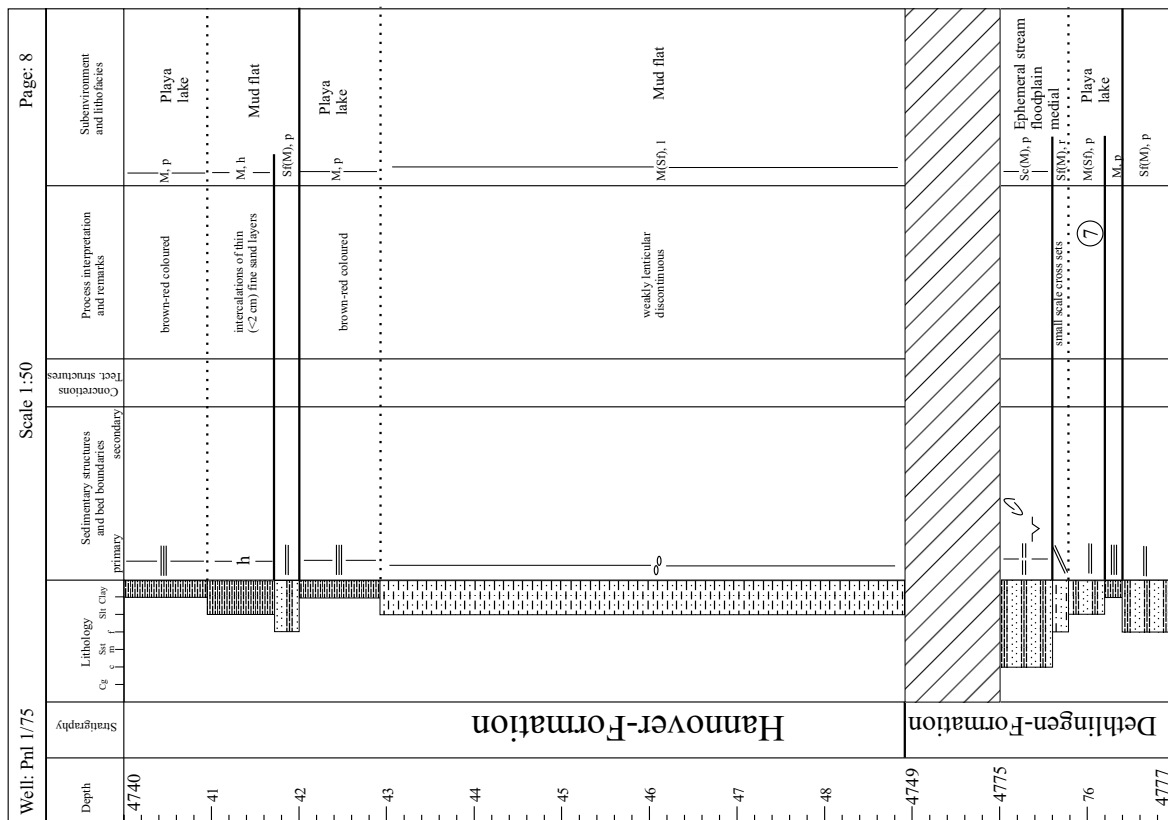
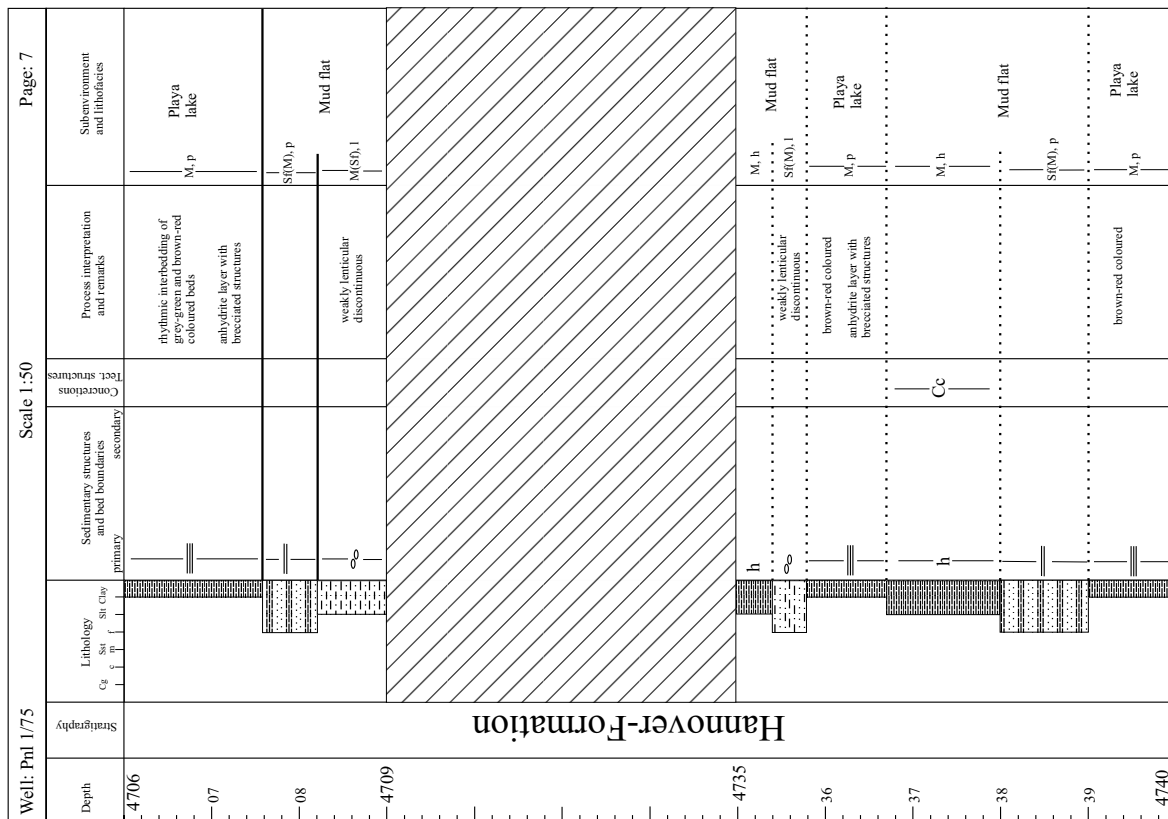
11.1.5 Bohrung Penzlin 1/75

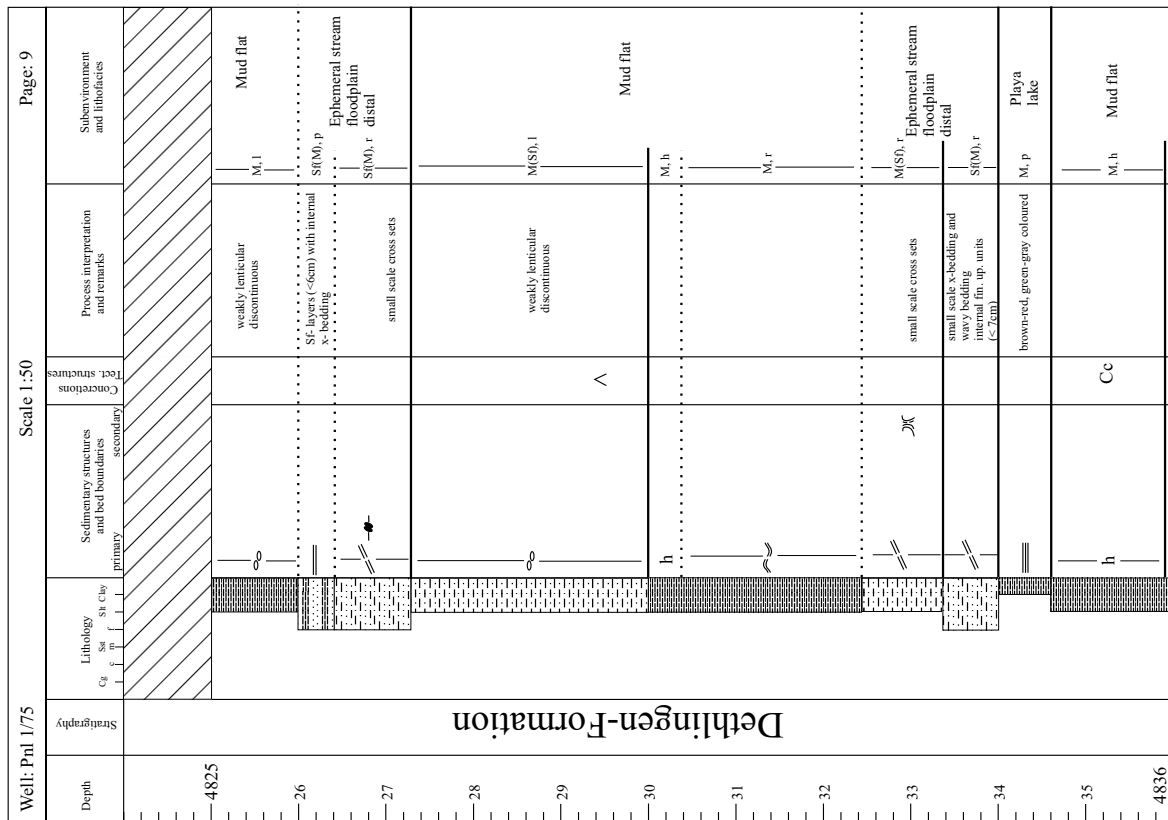
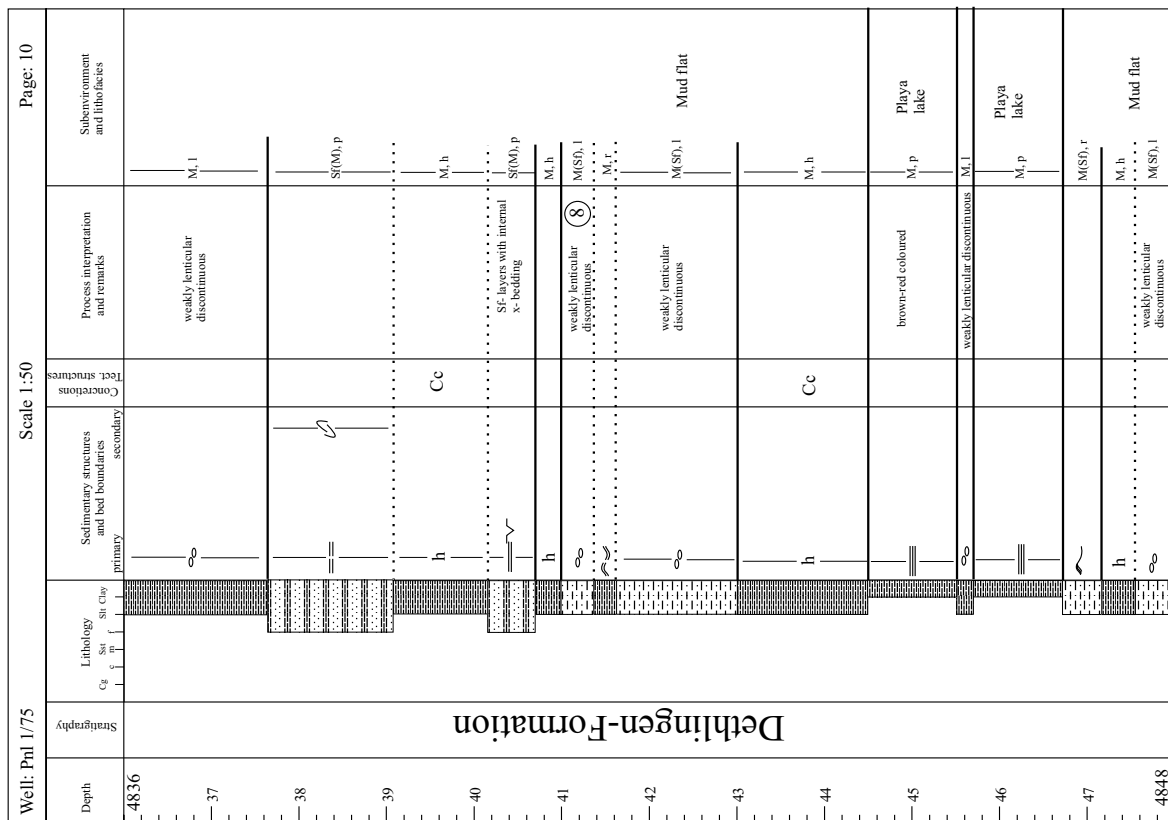
Die Bohrung Penzlin 1/75 schloß sedimentäres Rotliegendes im Teufenabschnitt von 4568,5 m bis 5479 m mit einer Mächtigkeit von 910,5 m auf (HOTH ET AL. 1993). Die in dieser Studie bearbeitete Kernmarsch setzt dagegen bei KM 4568 mit Rotliegendem ein und endet bei KM 5472,6 mit der Grenze zu den permokarbonischen Vulkaniten. Insgesamt wurden 658,2 m Kernmaterial (=72,8%) dieser Bohrung aufgenommen.

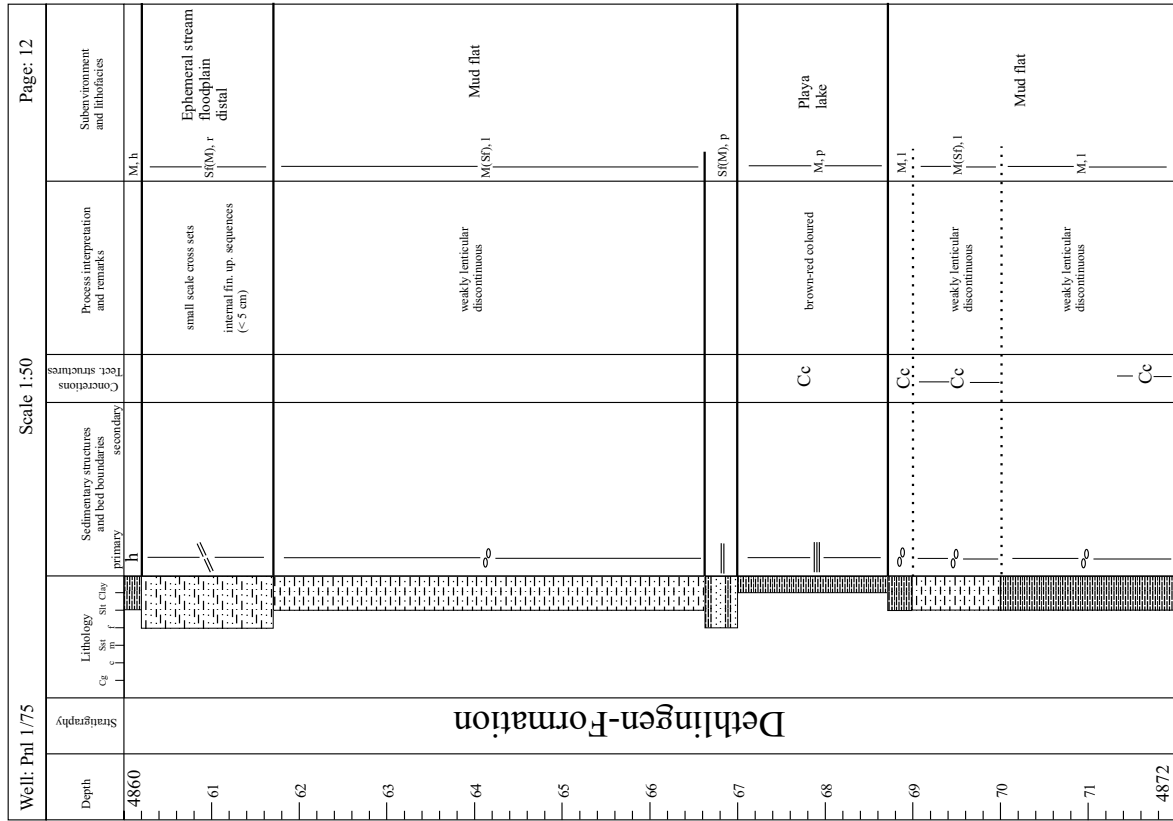
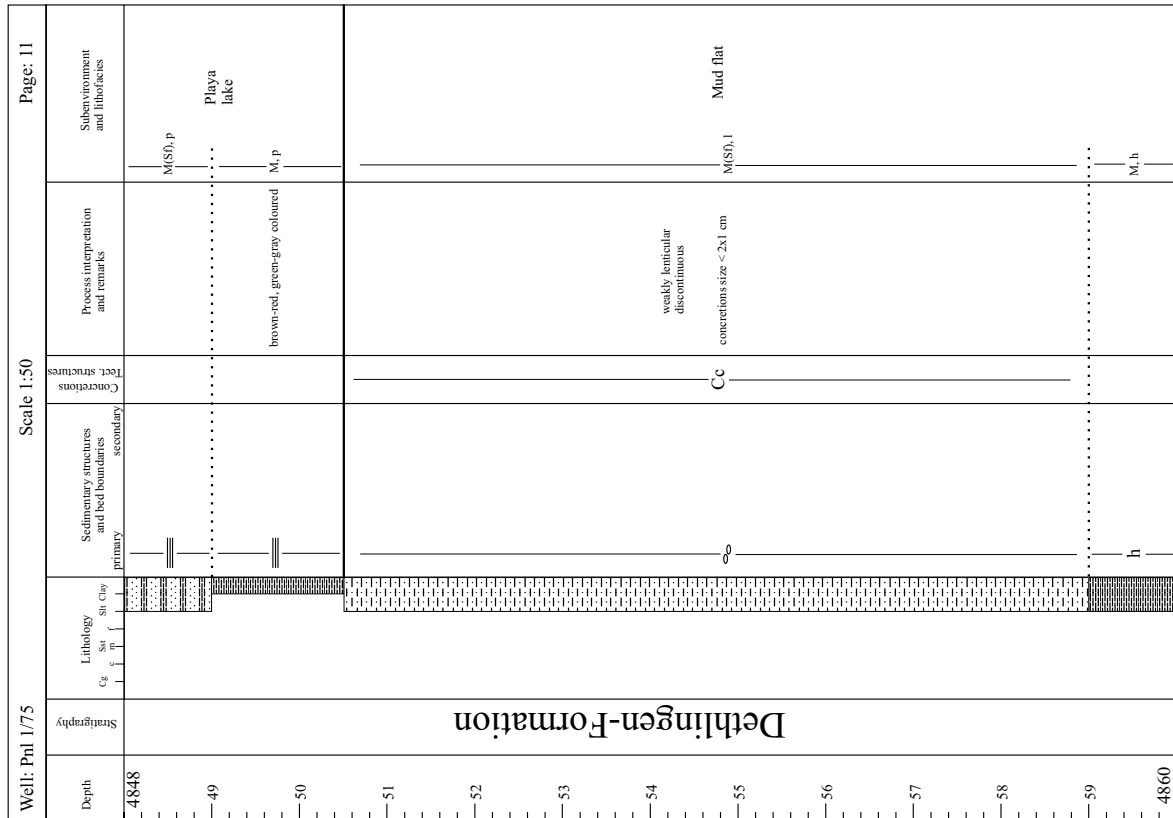


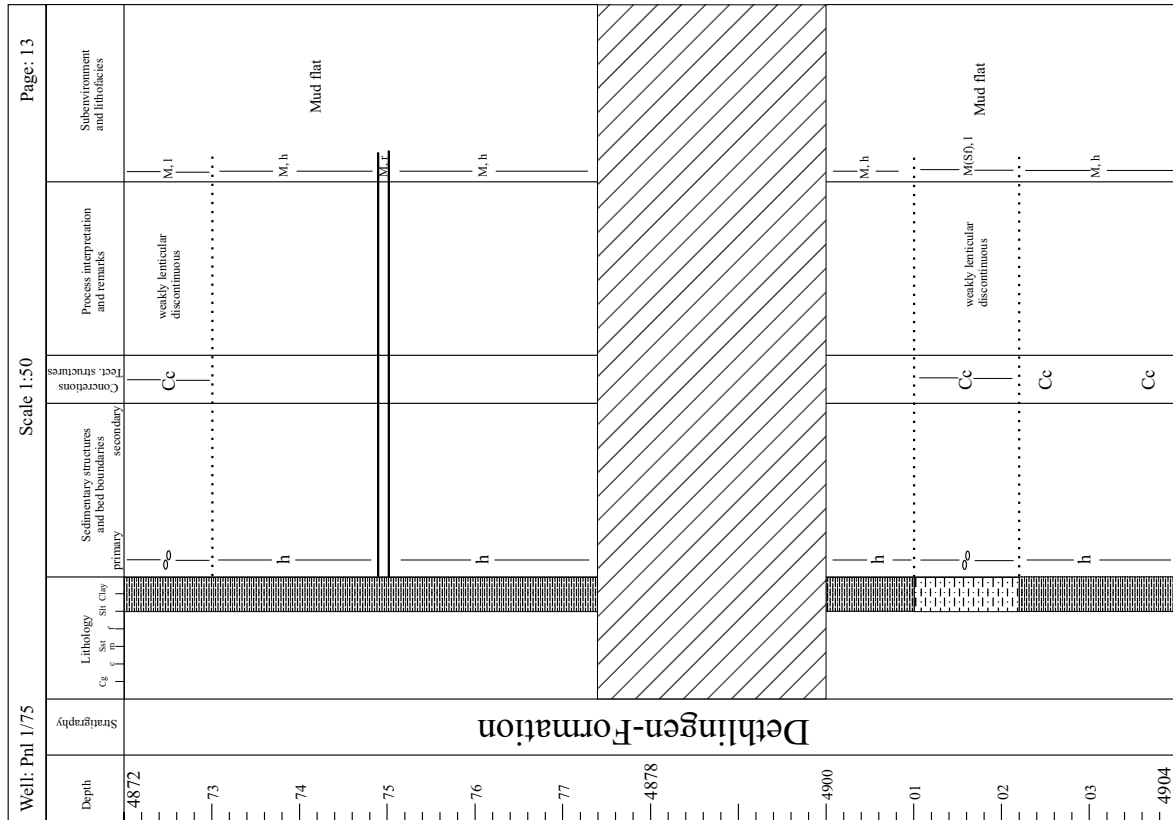
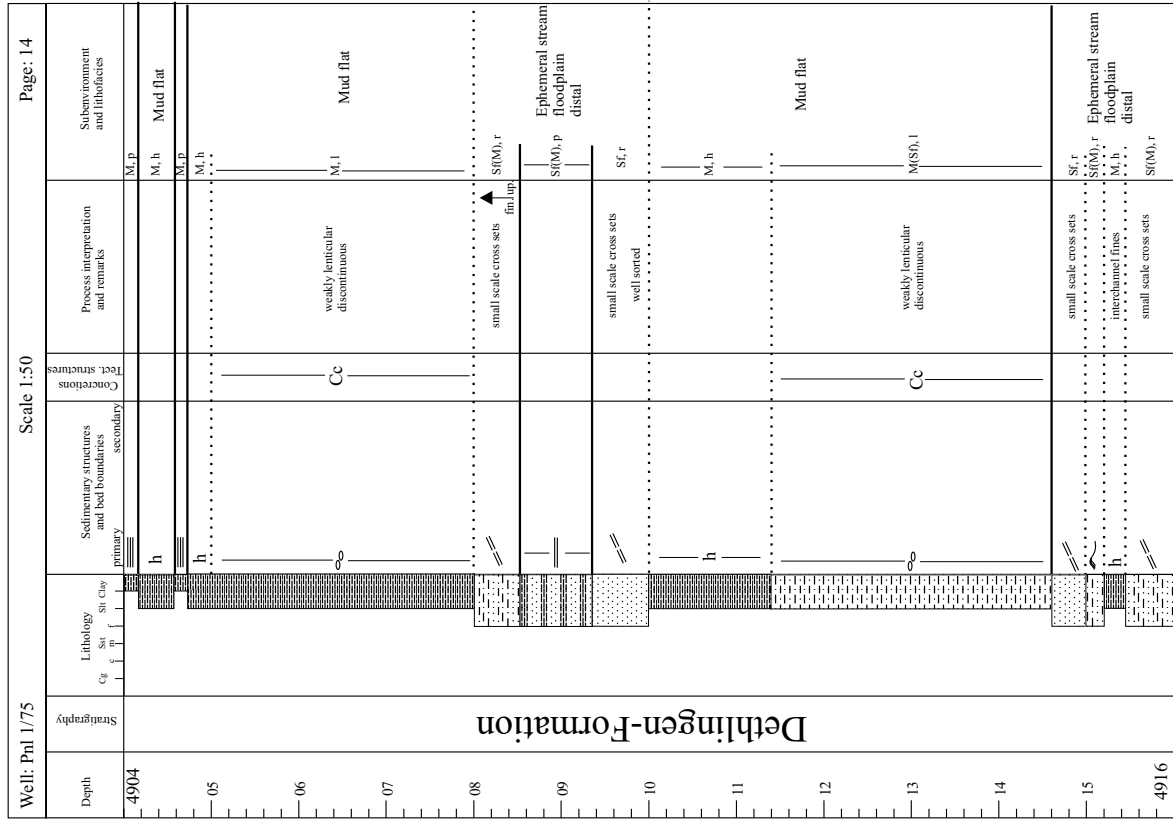


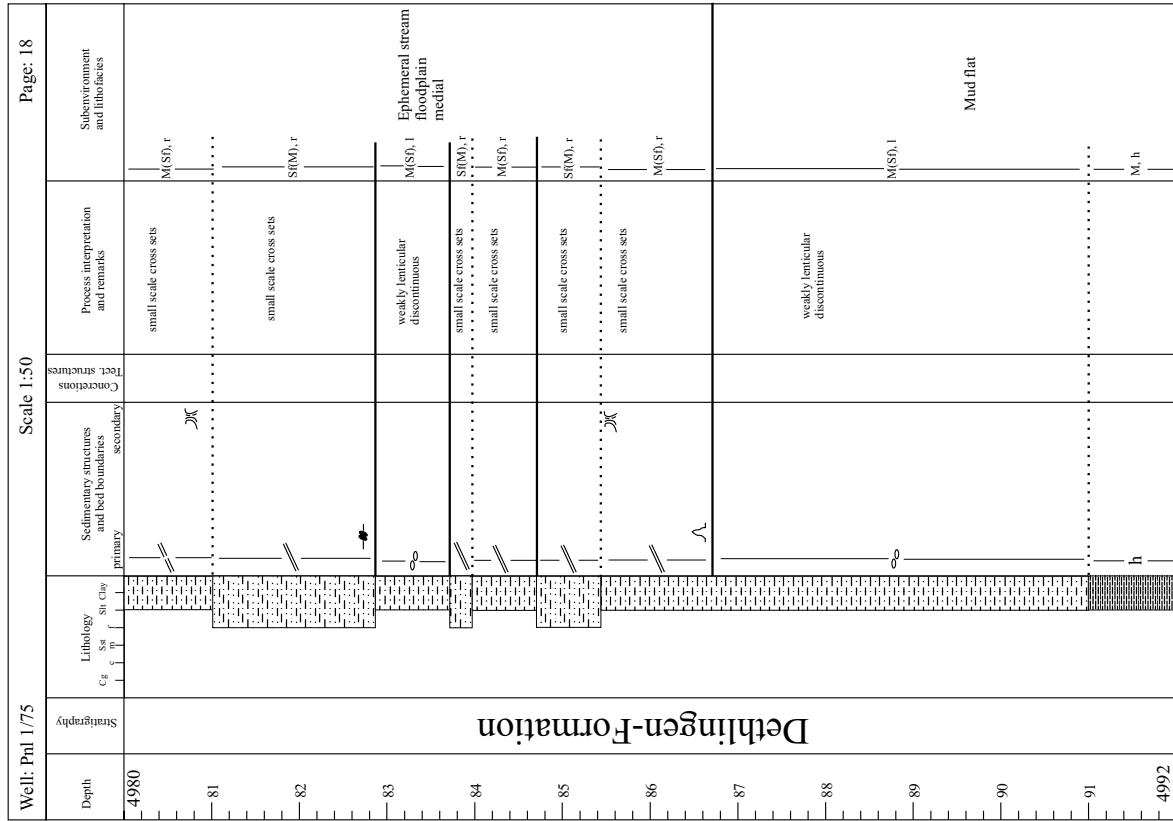
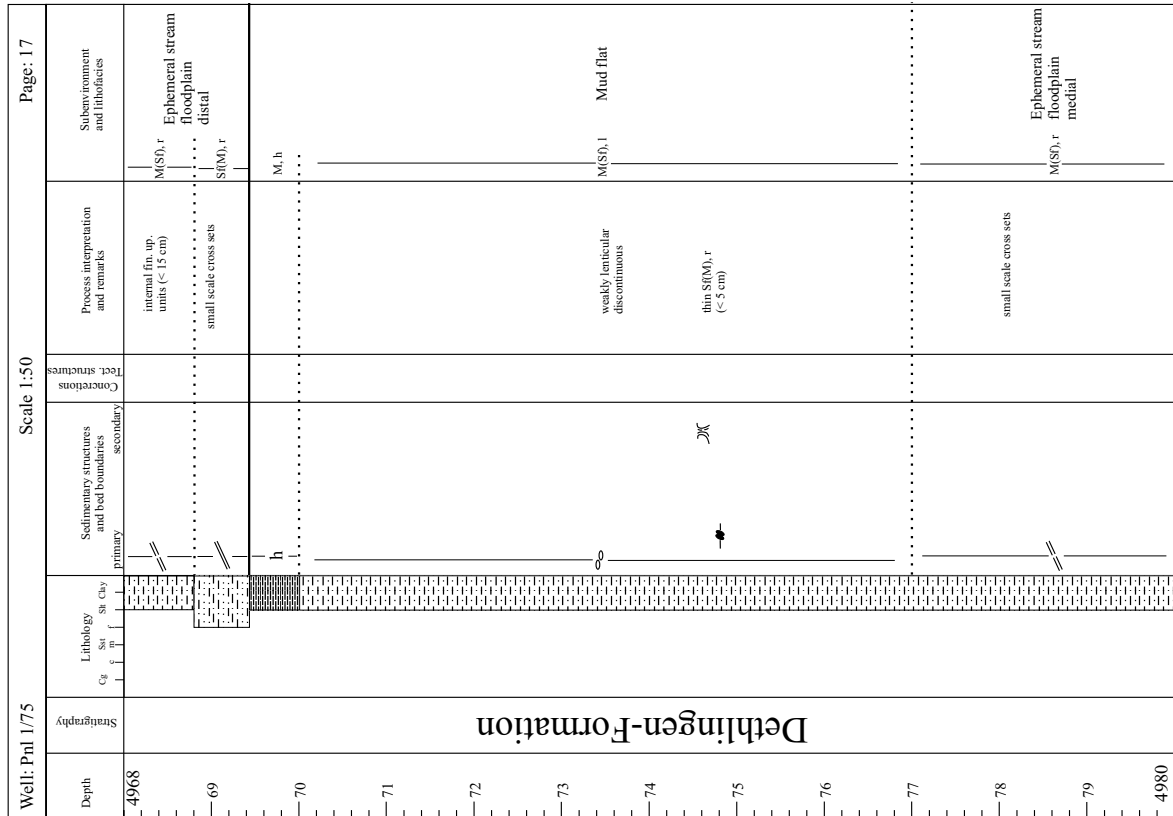


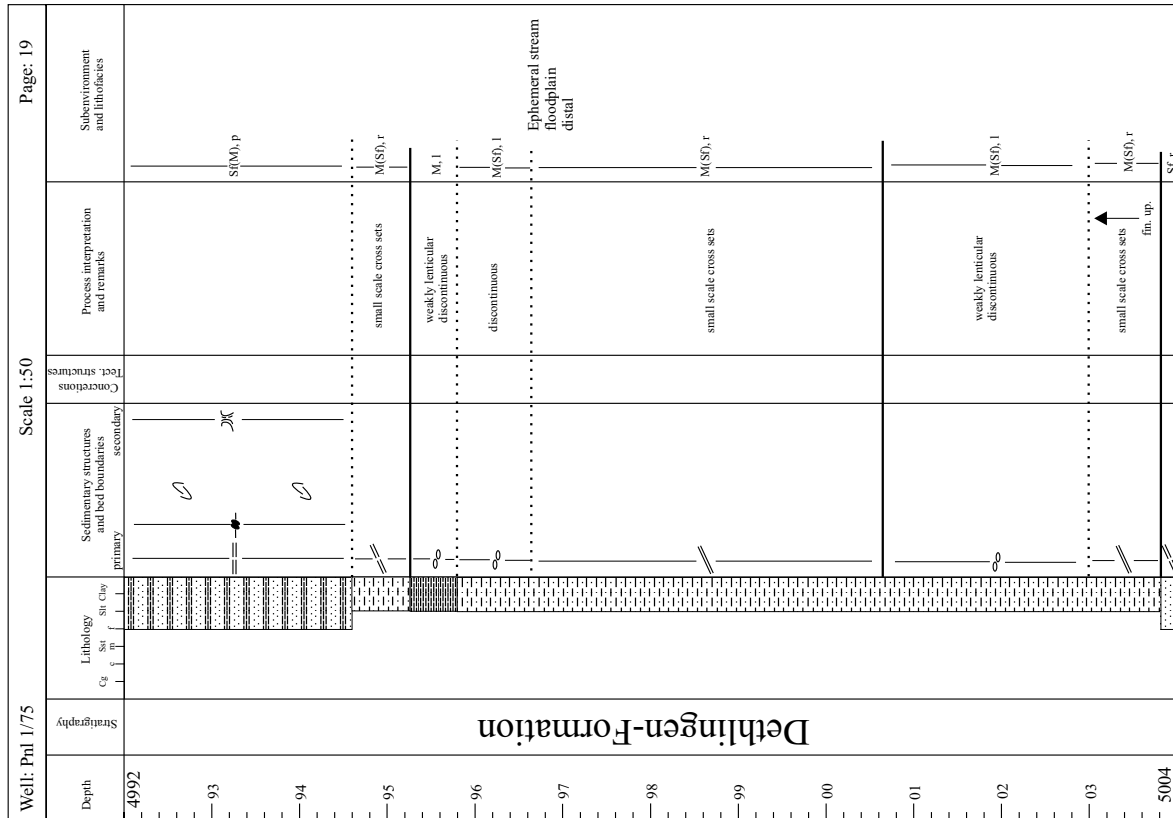
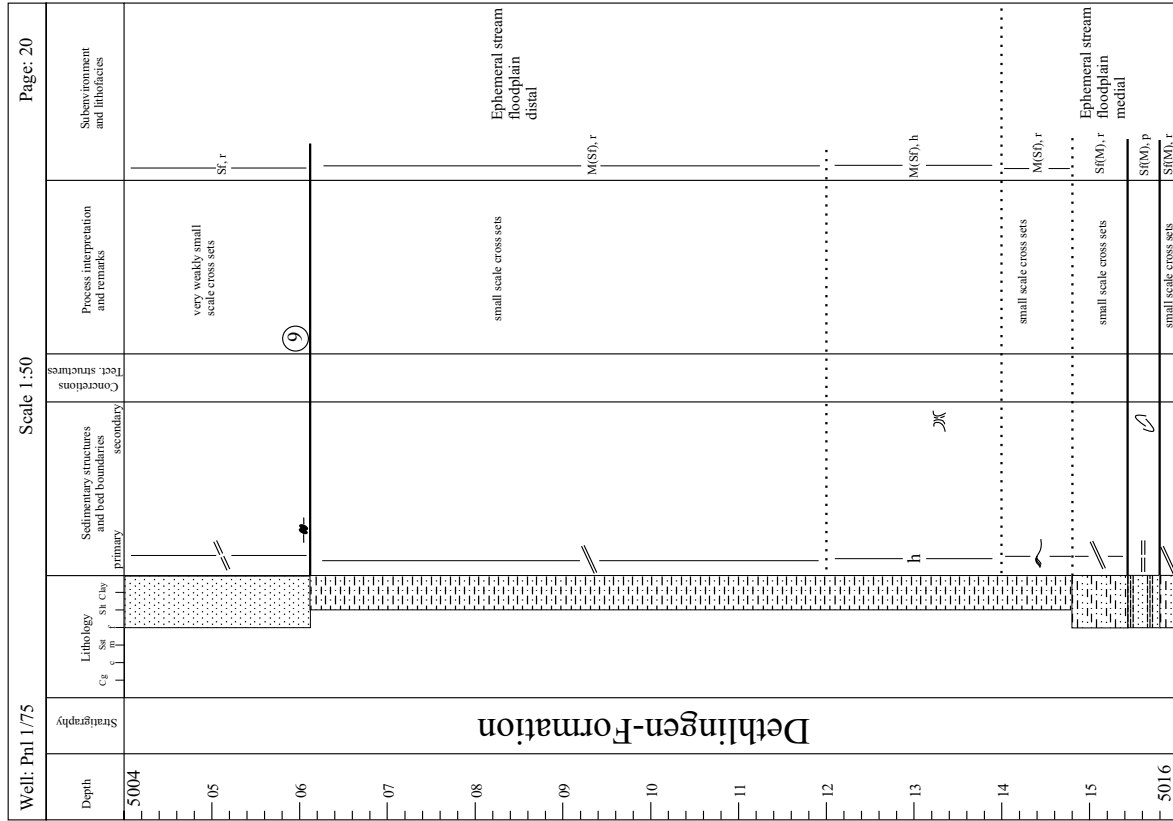


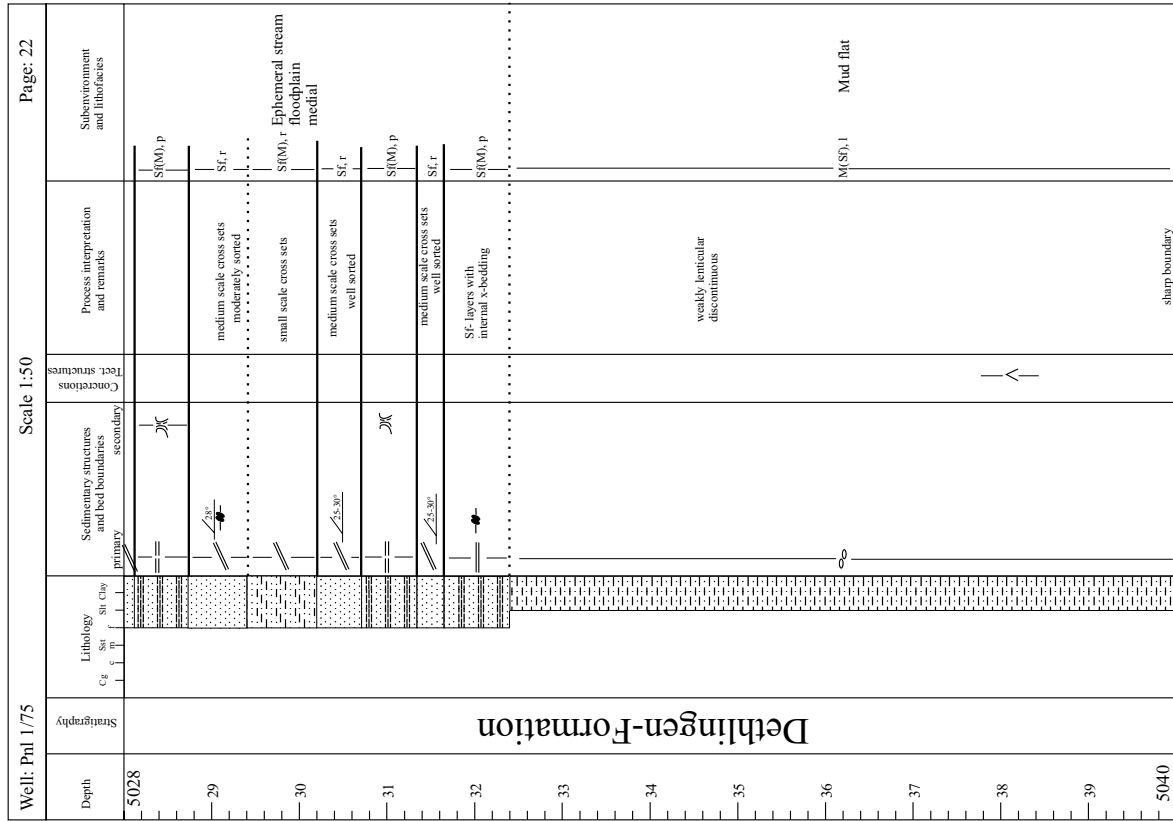
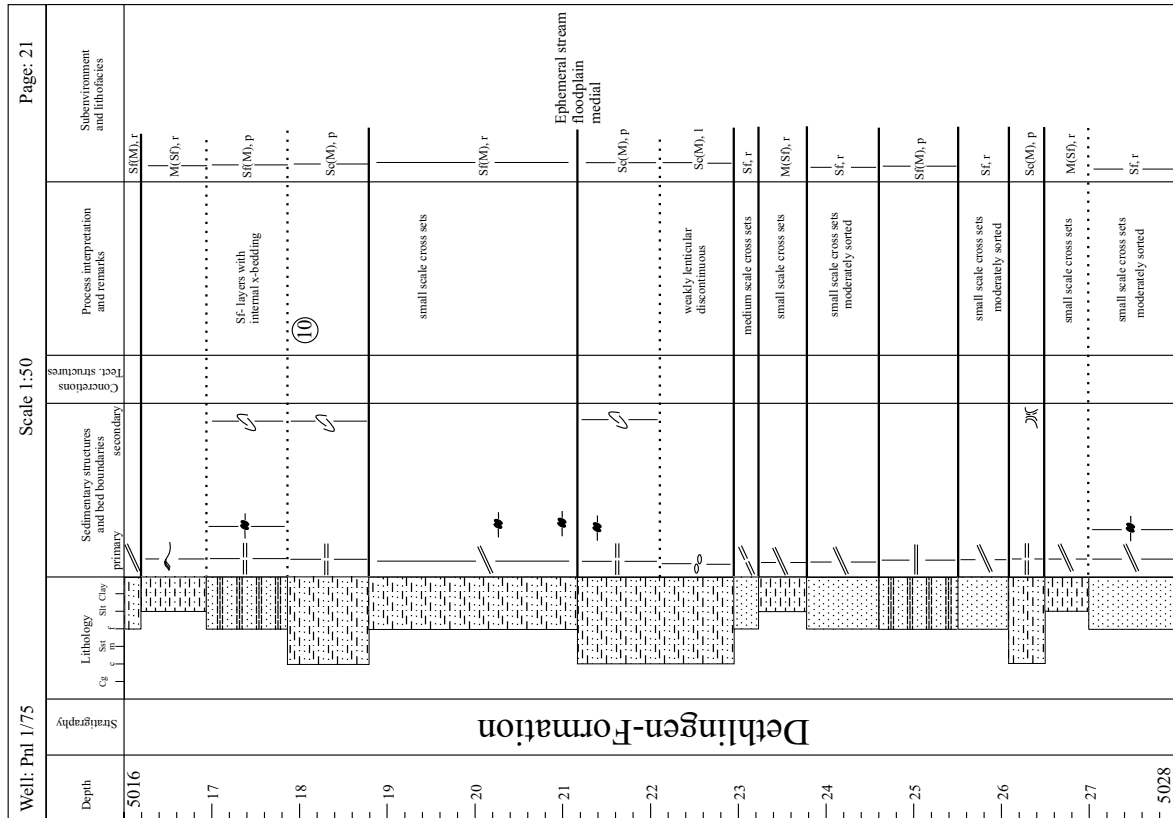


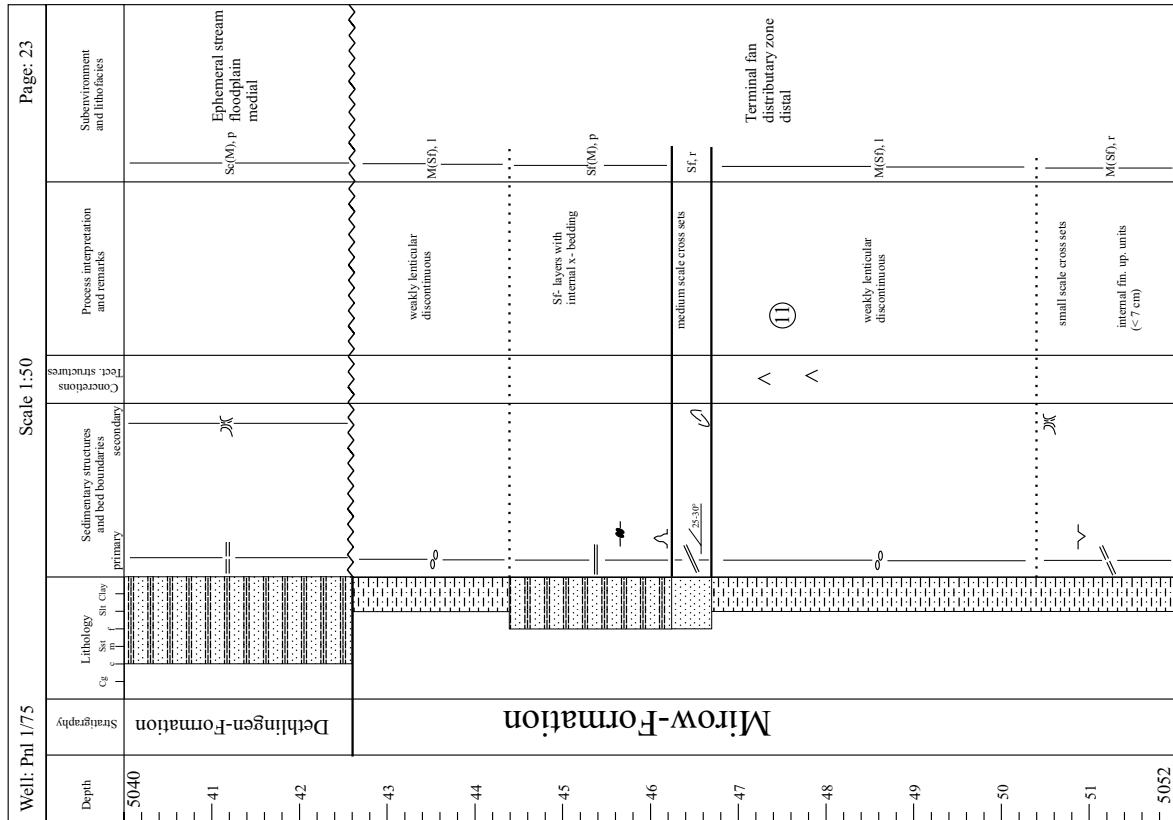
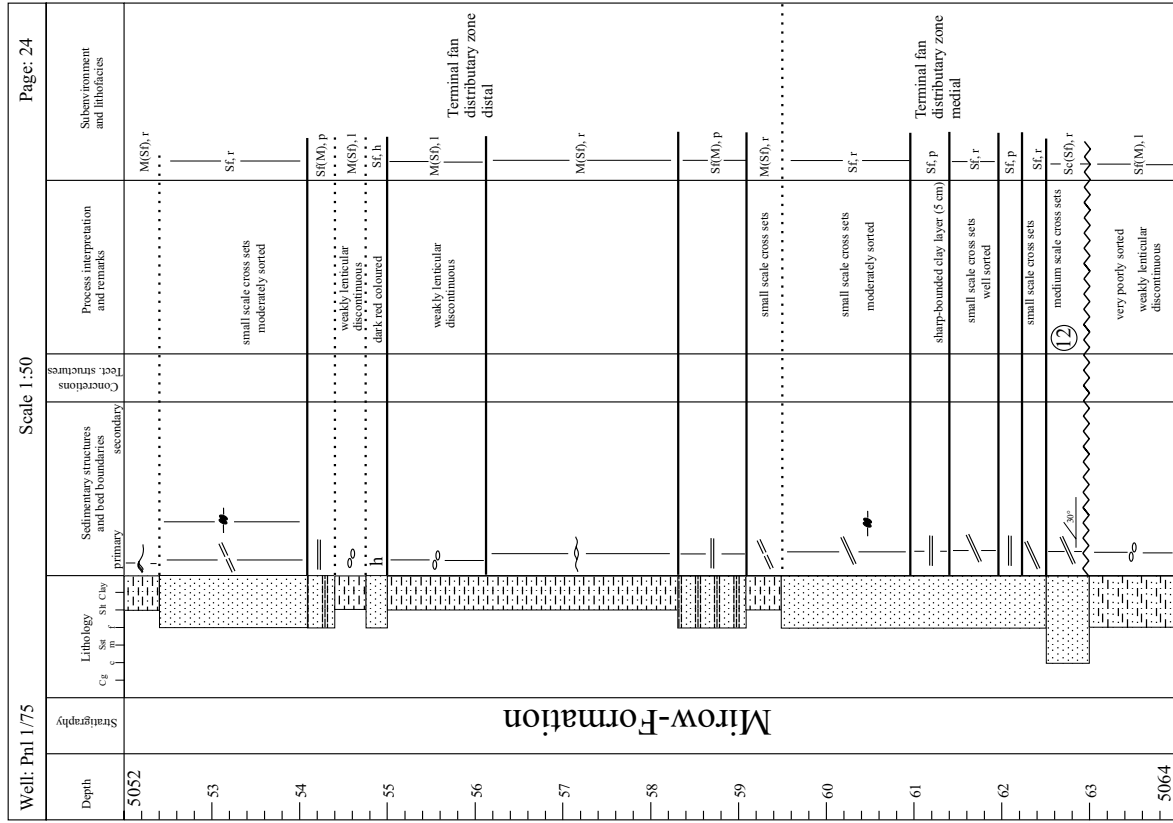


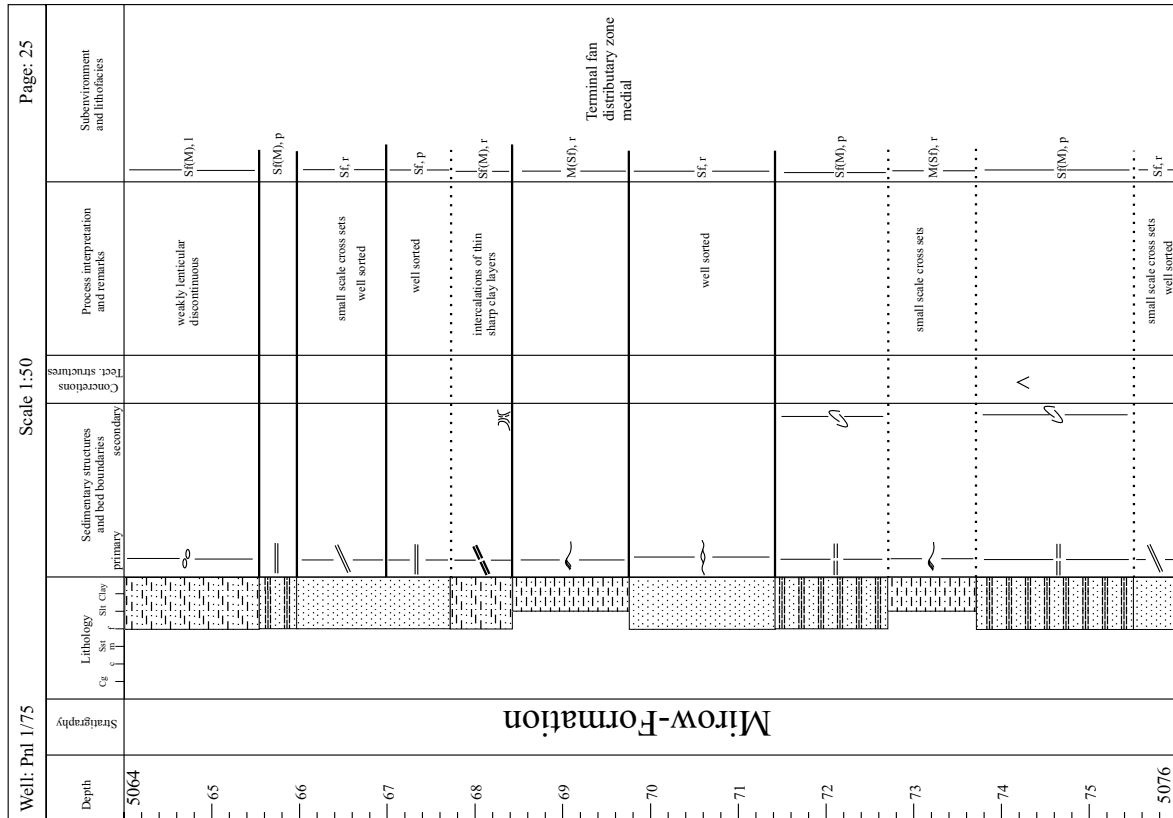
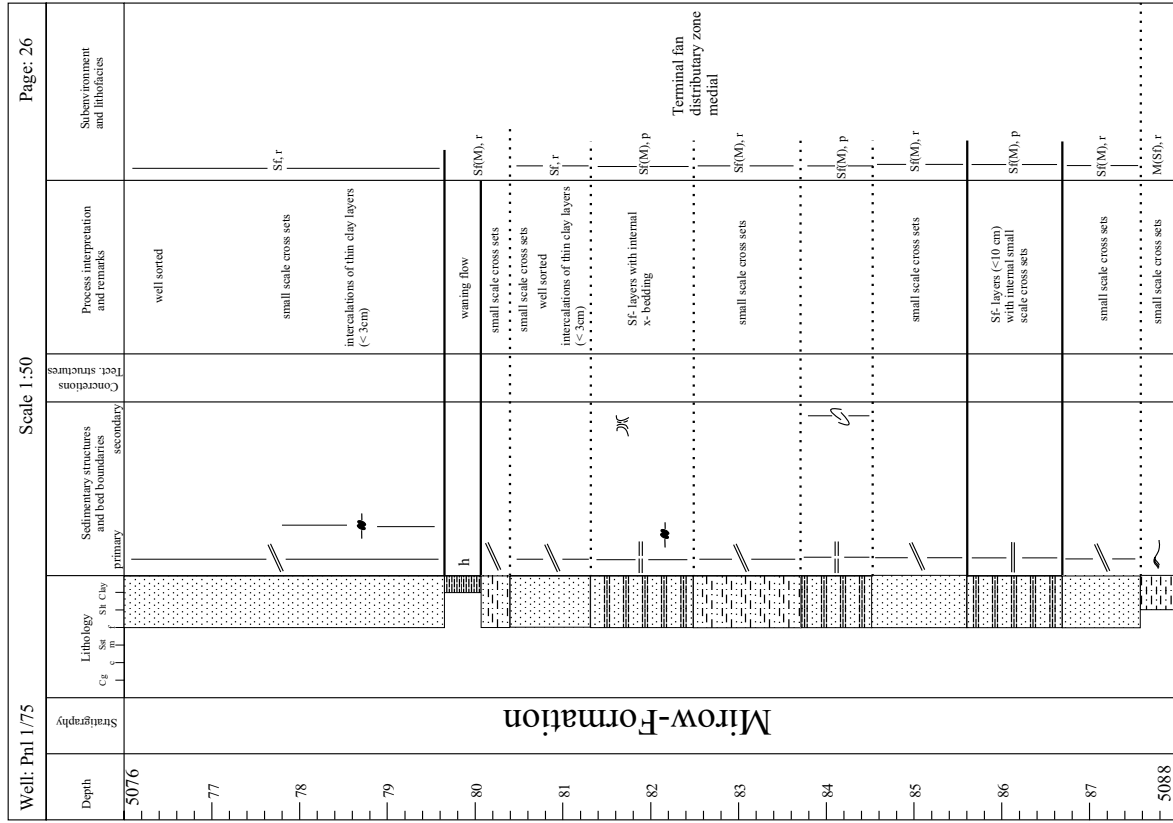


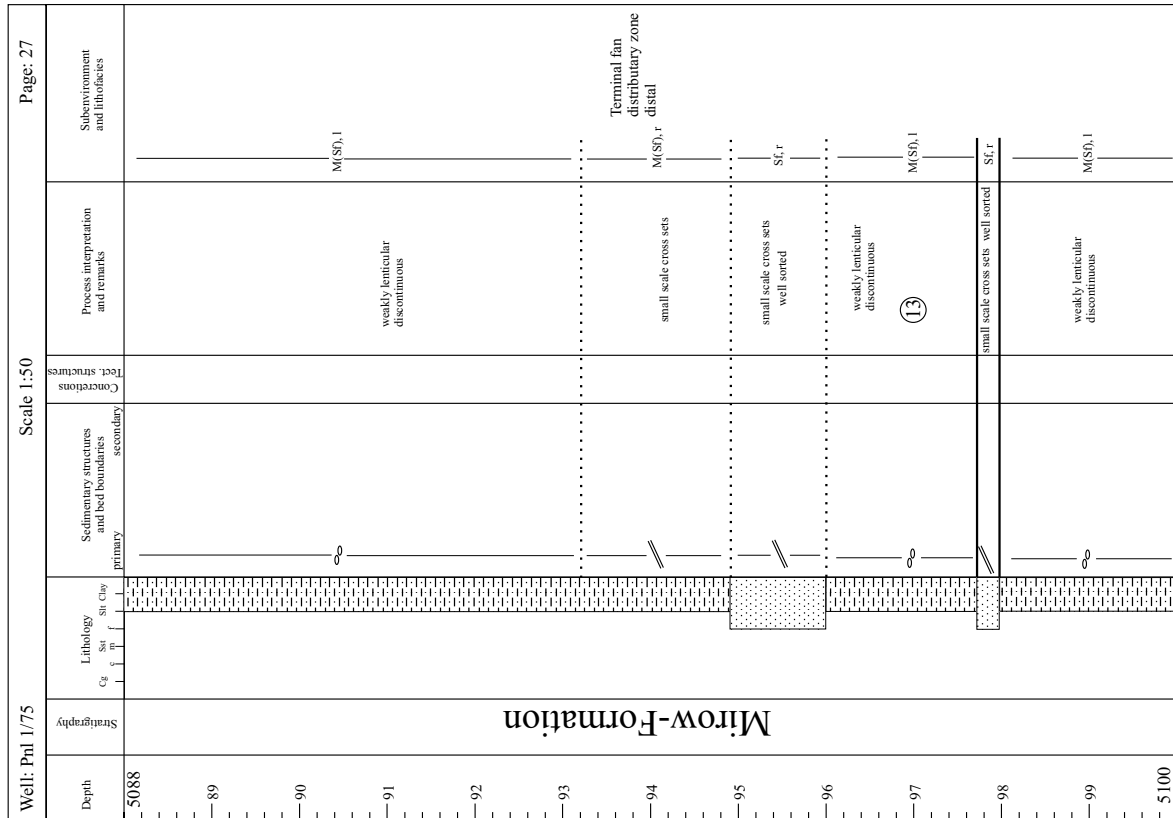
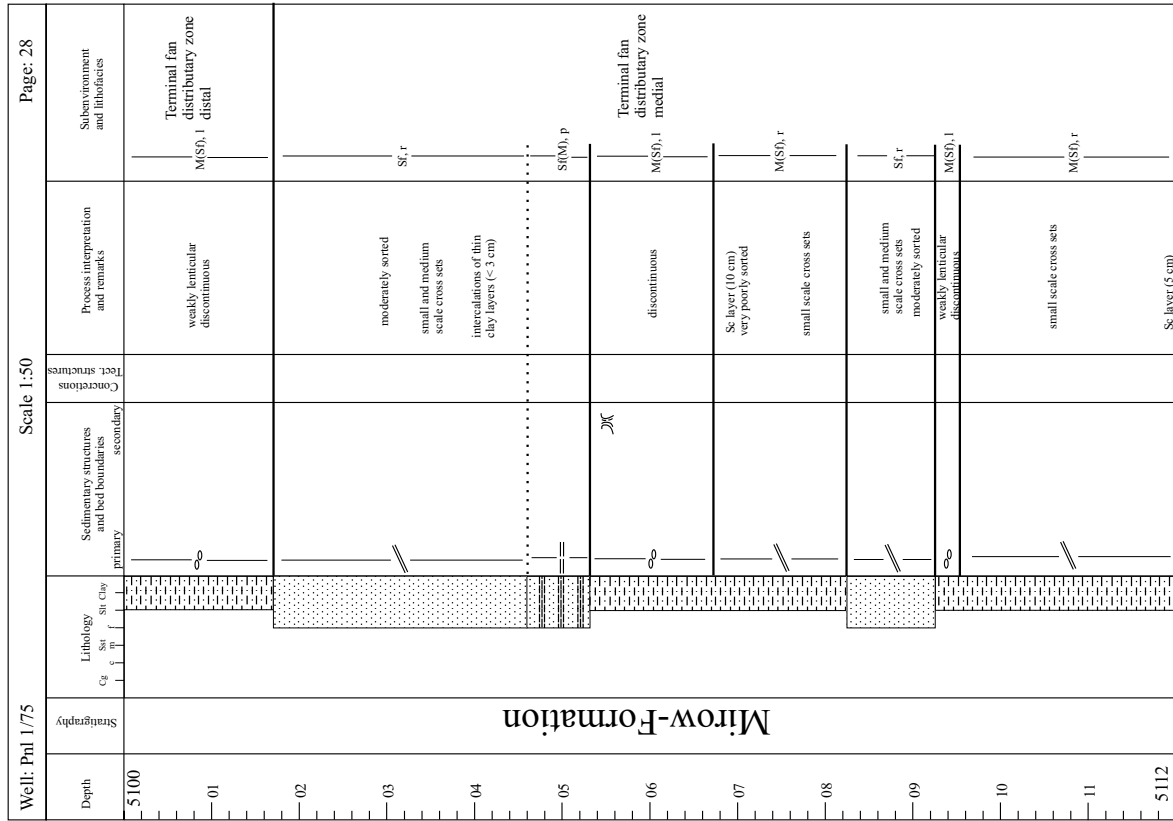


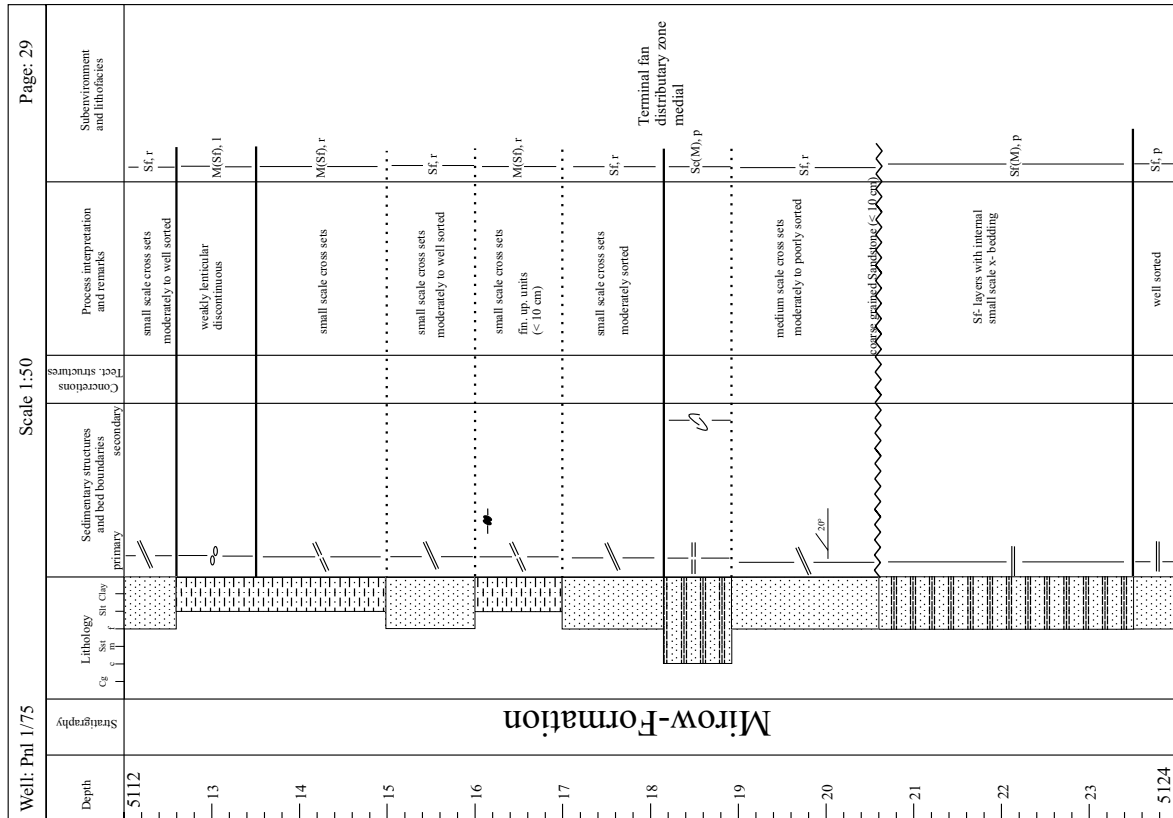
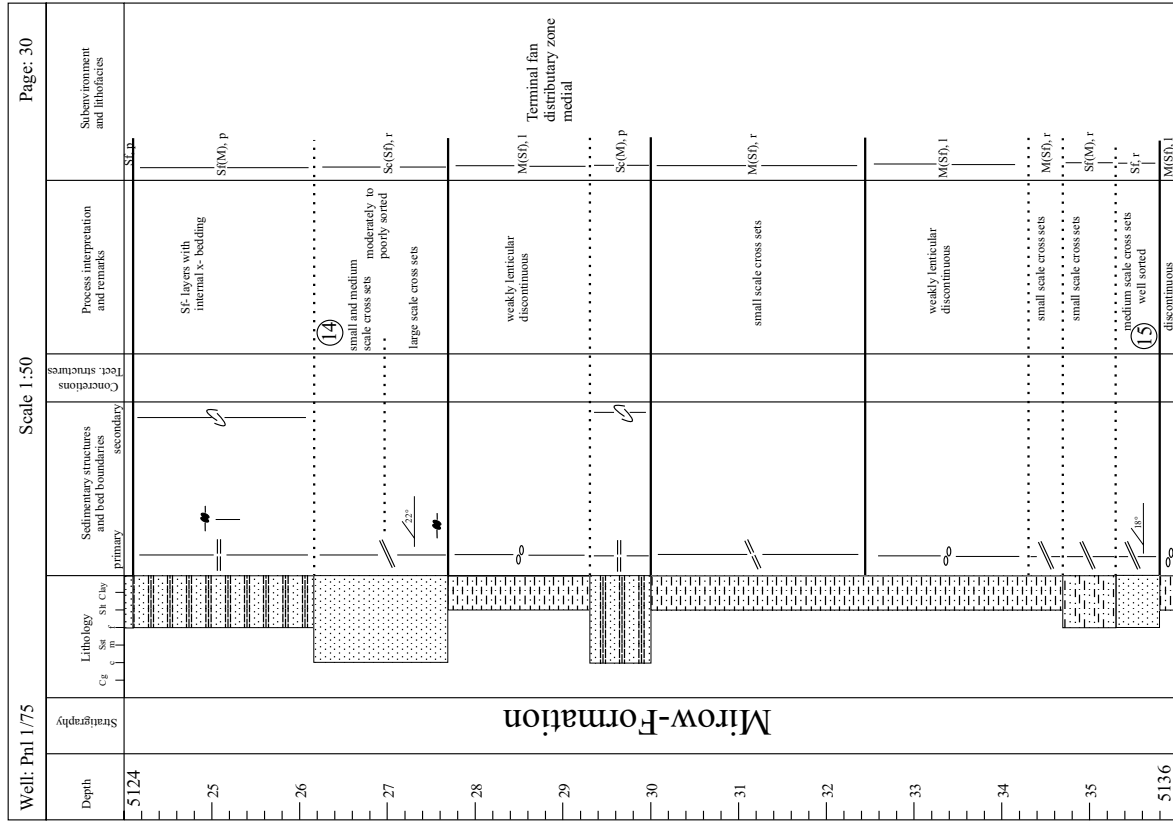


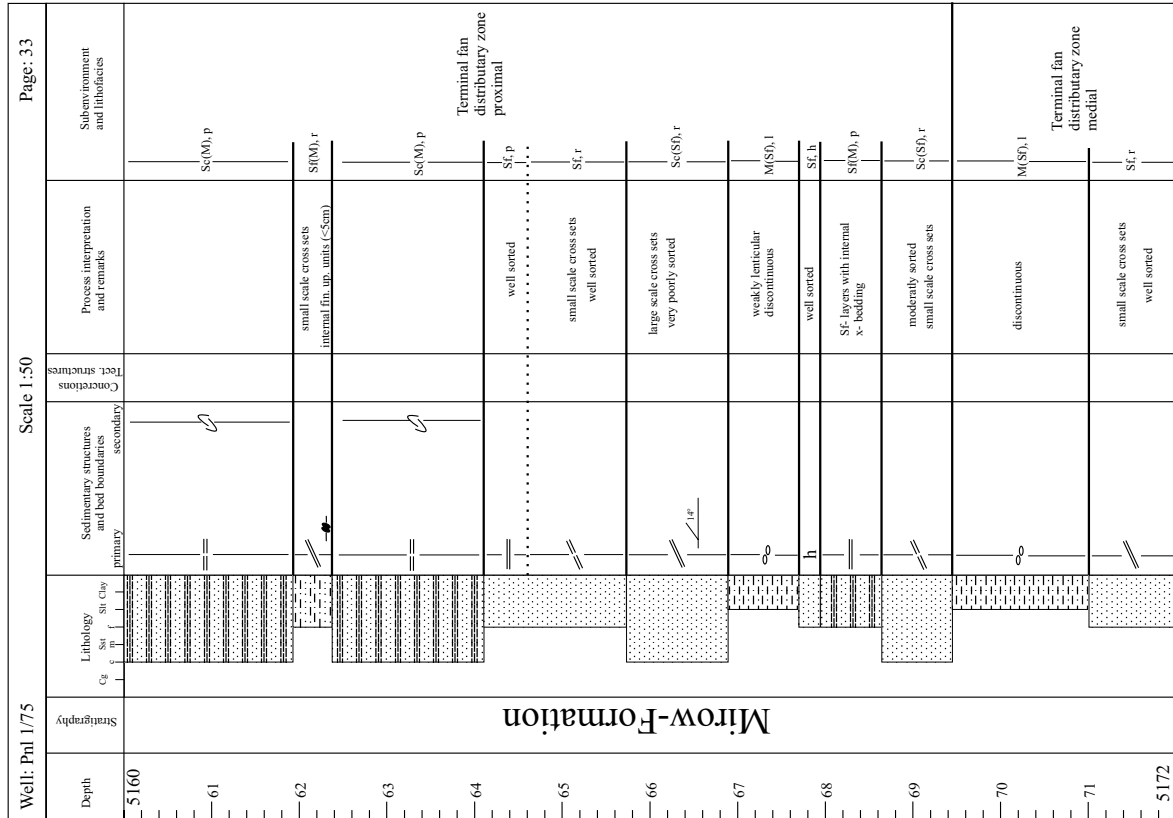
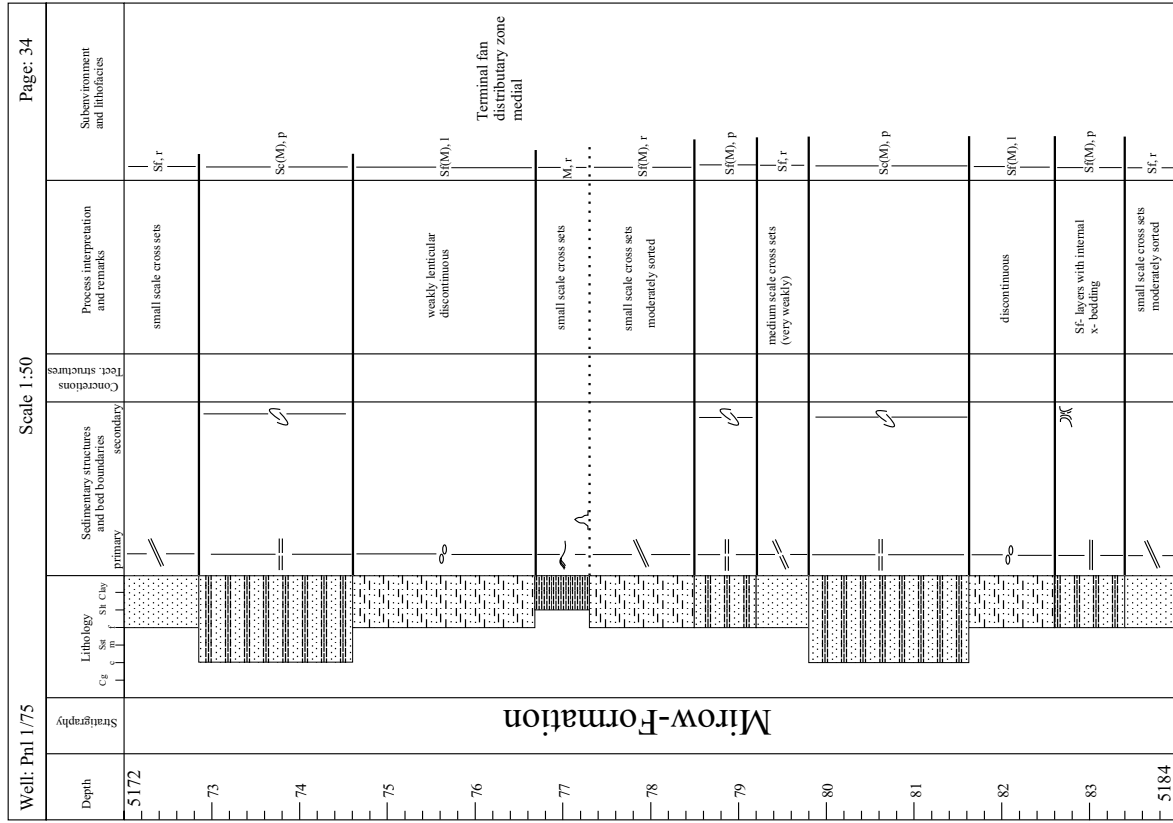


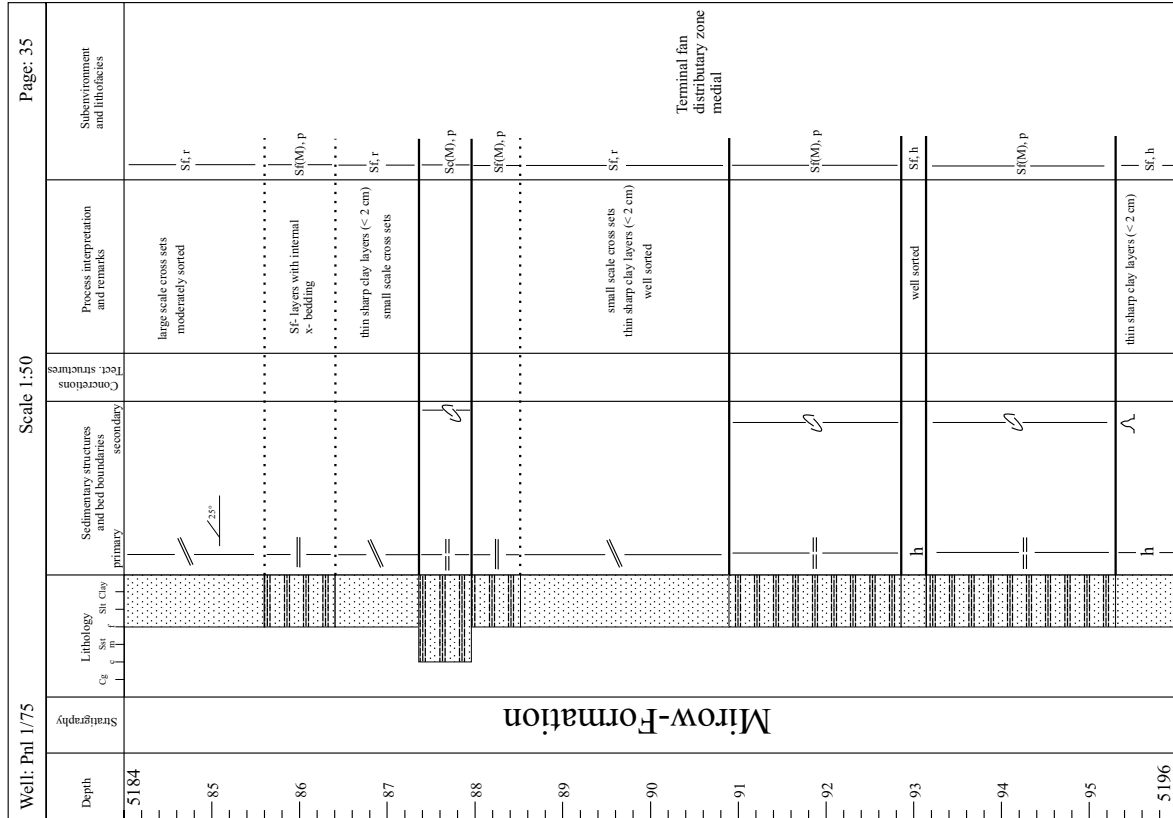
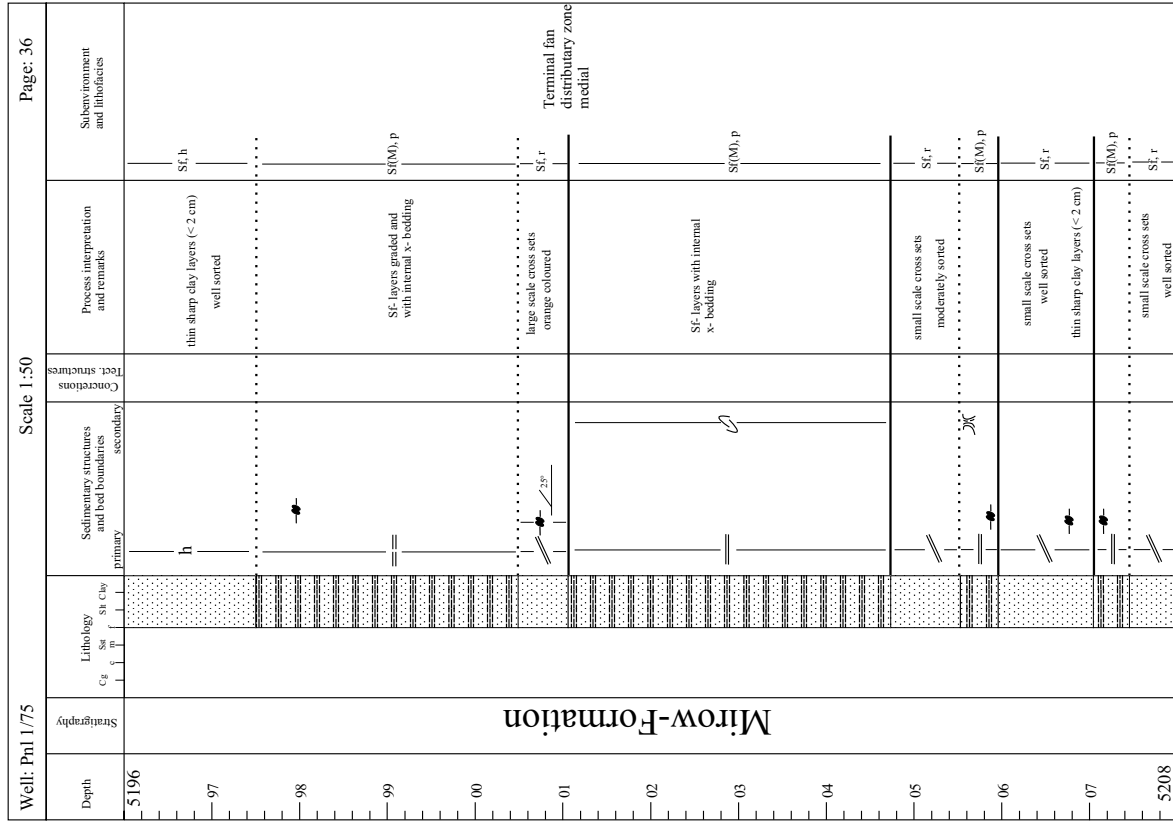


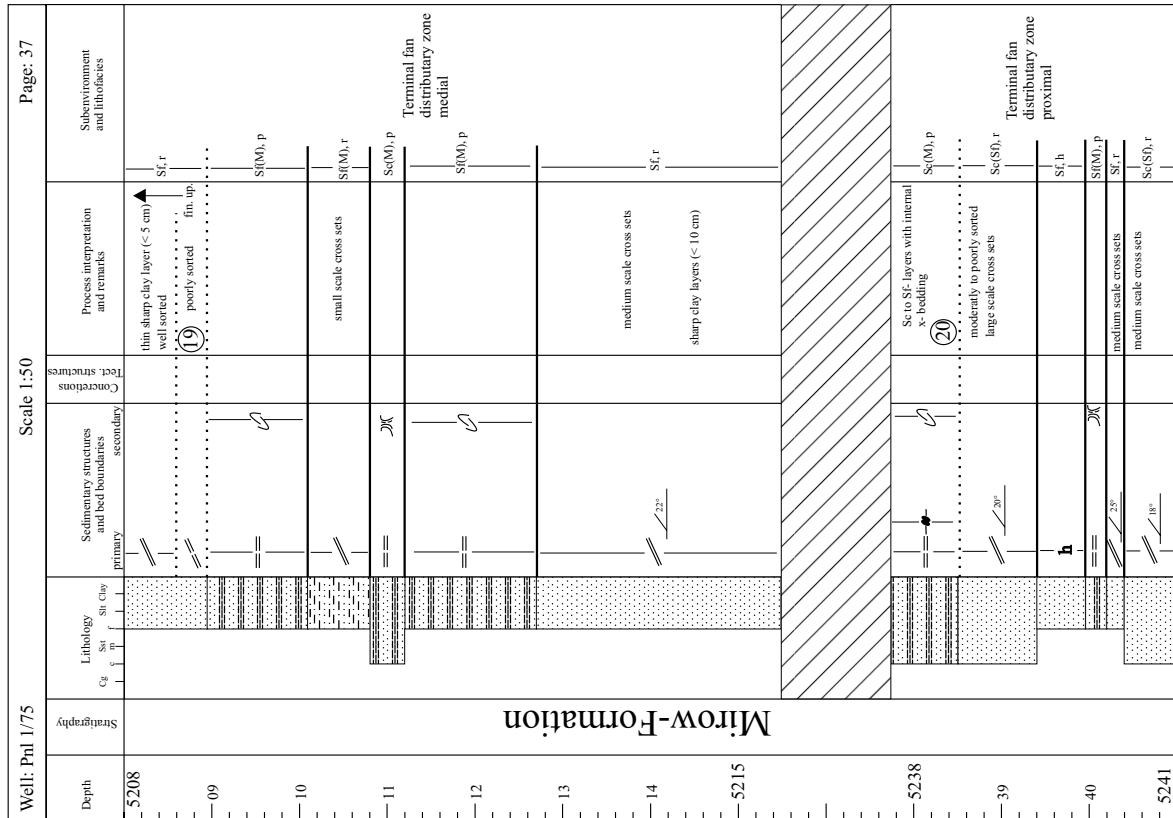
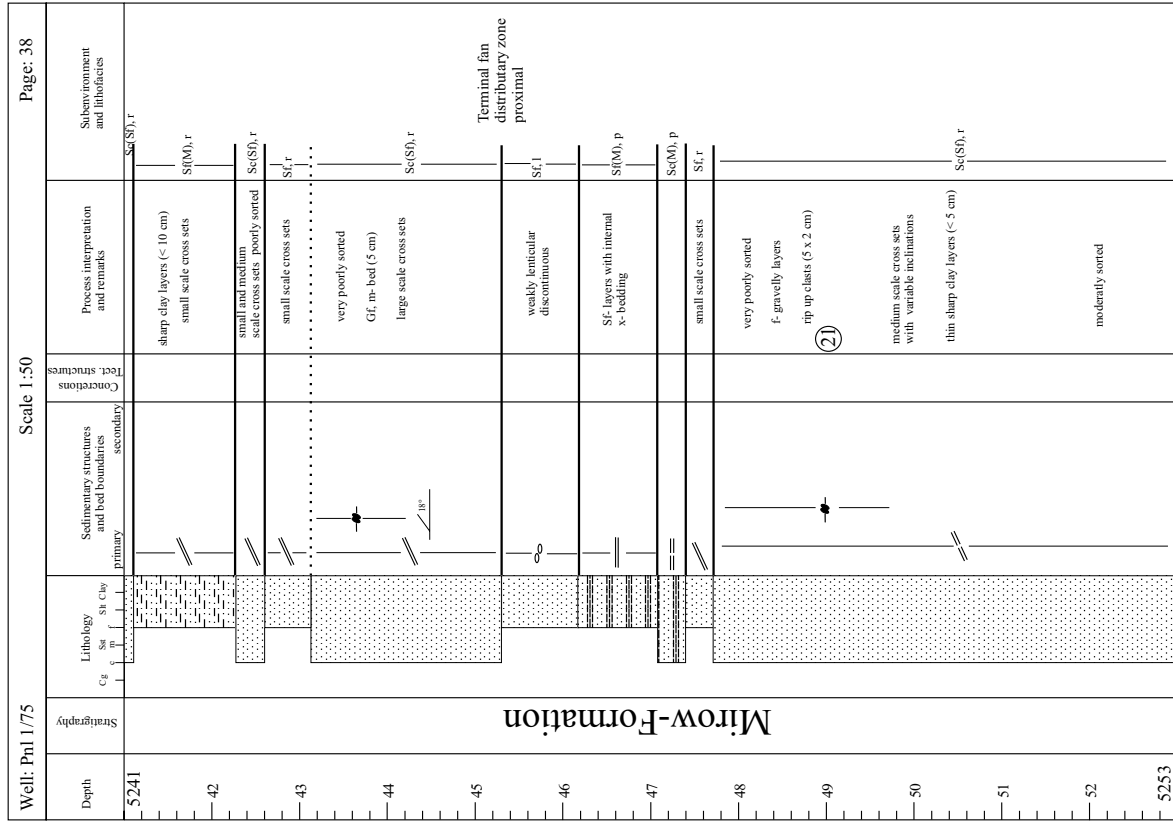


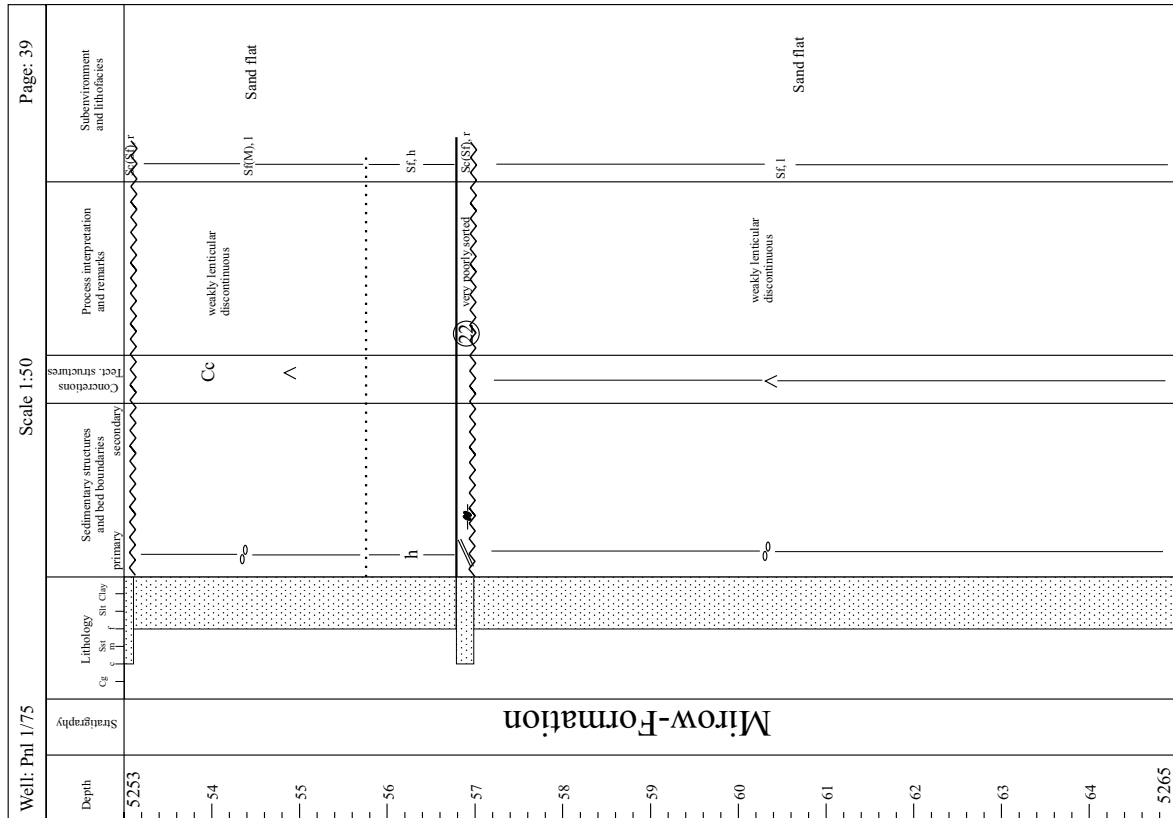
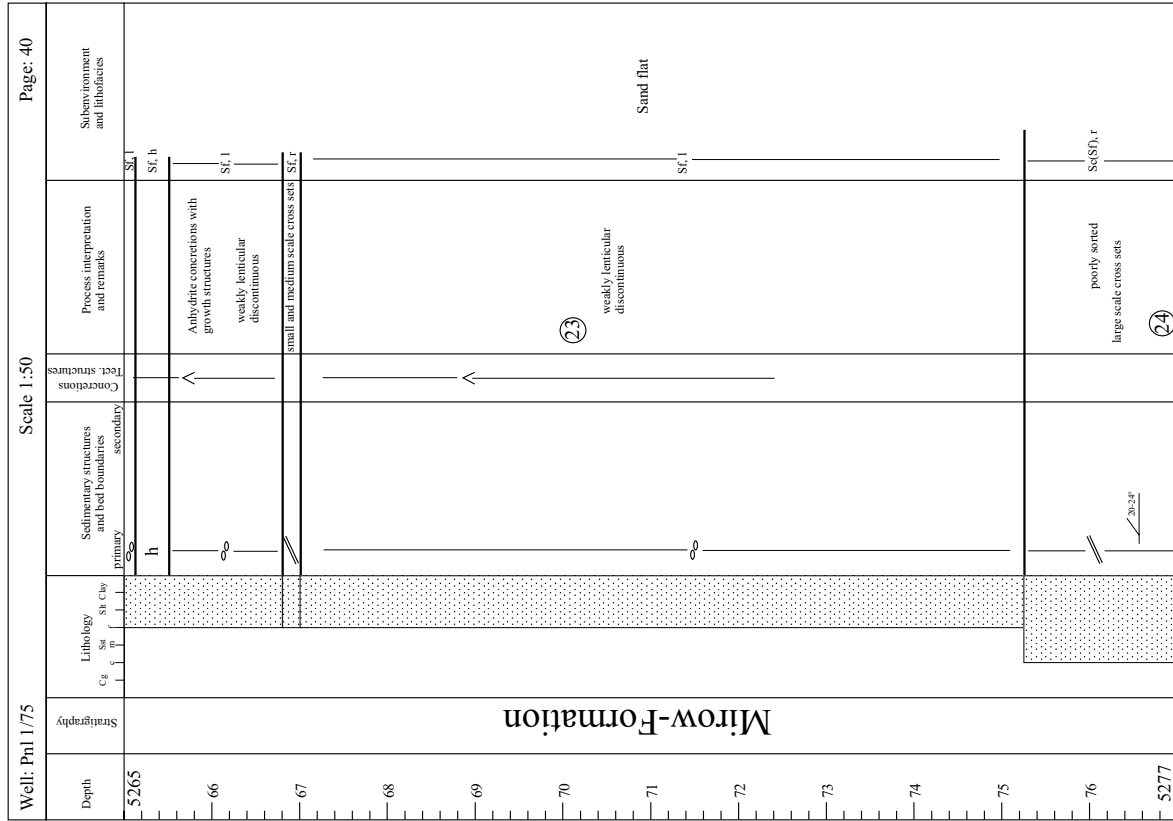


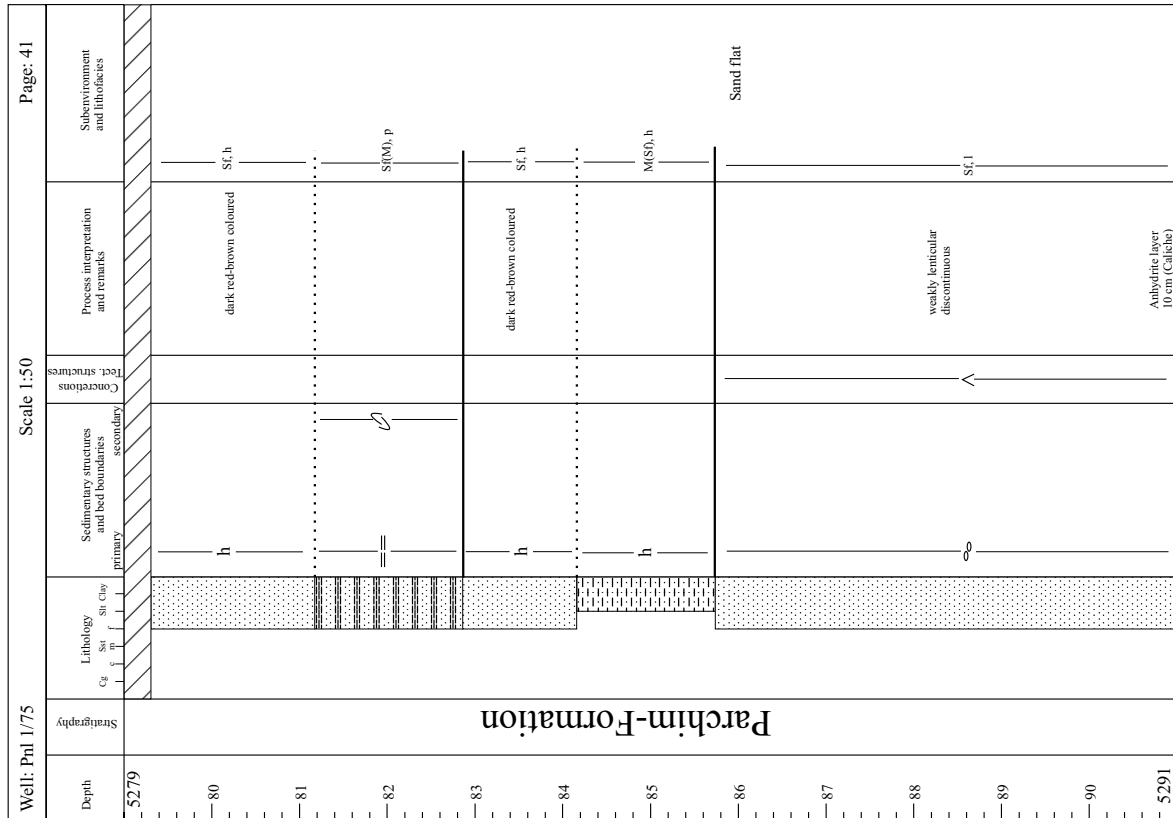
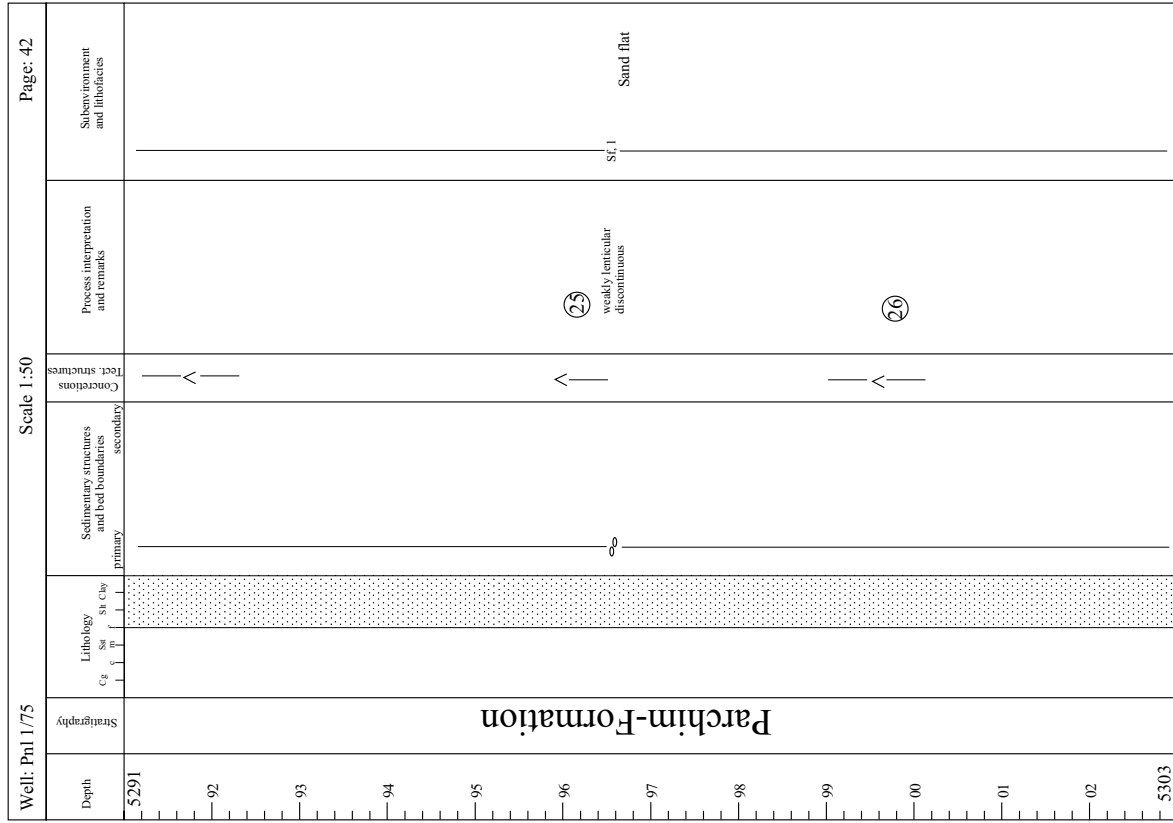


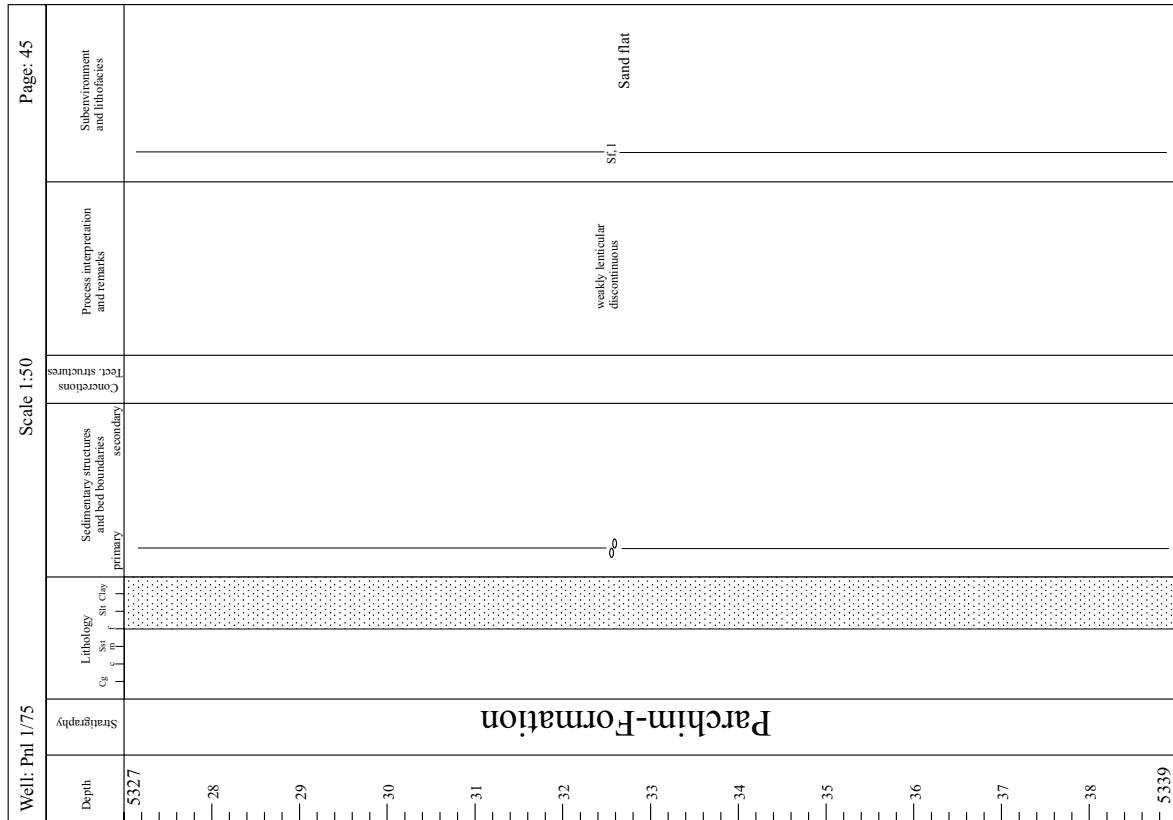
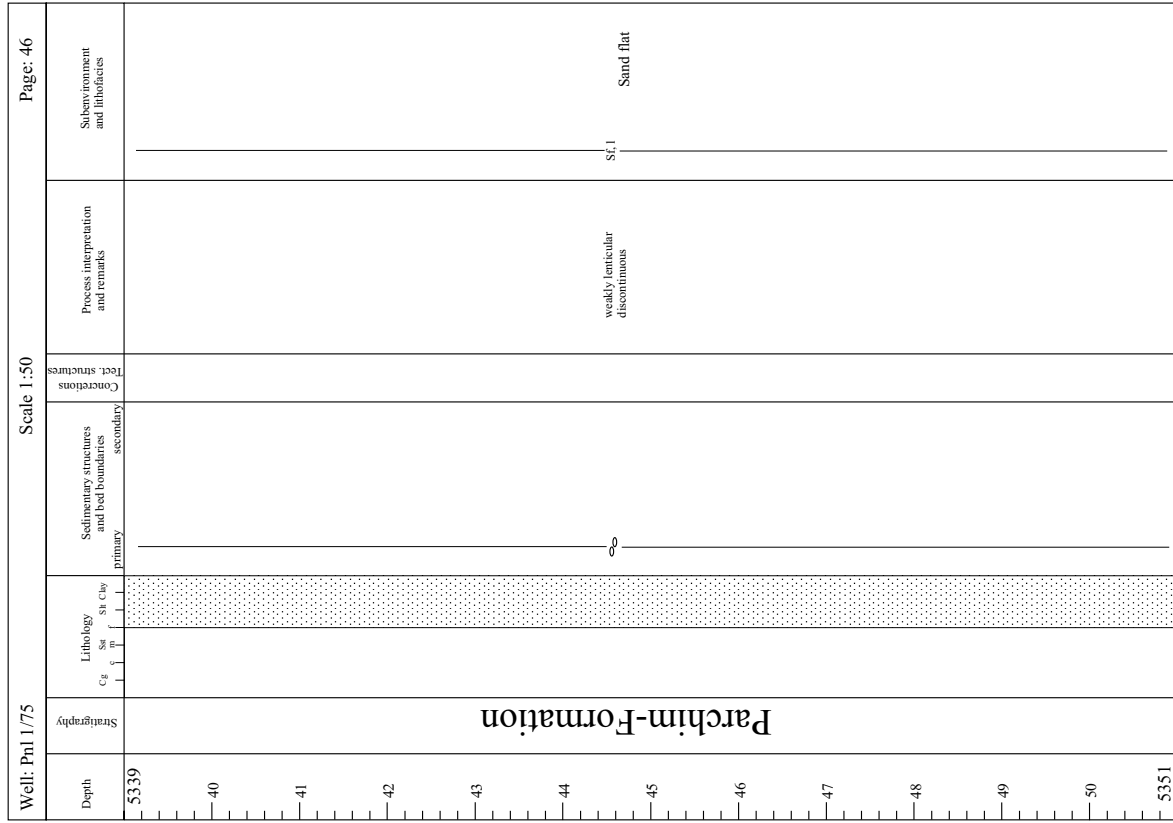


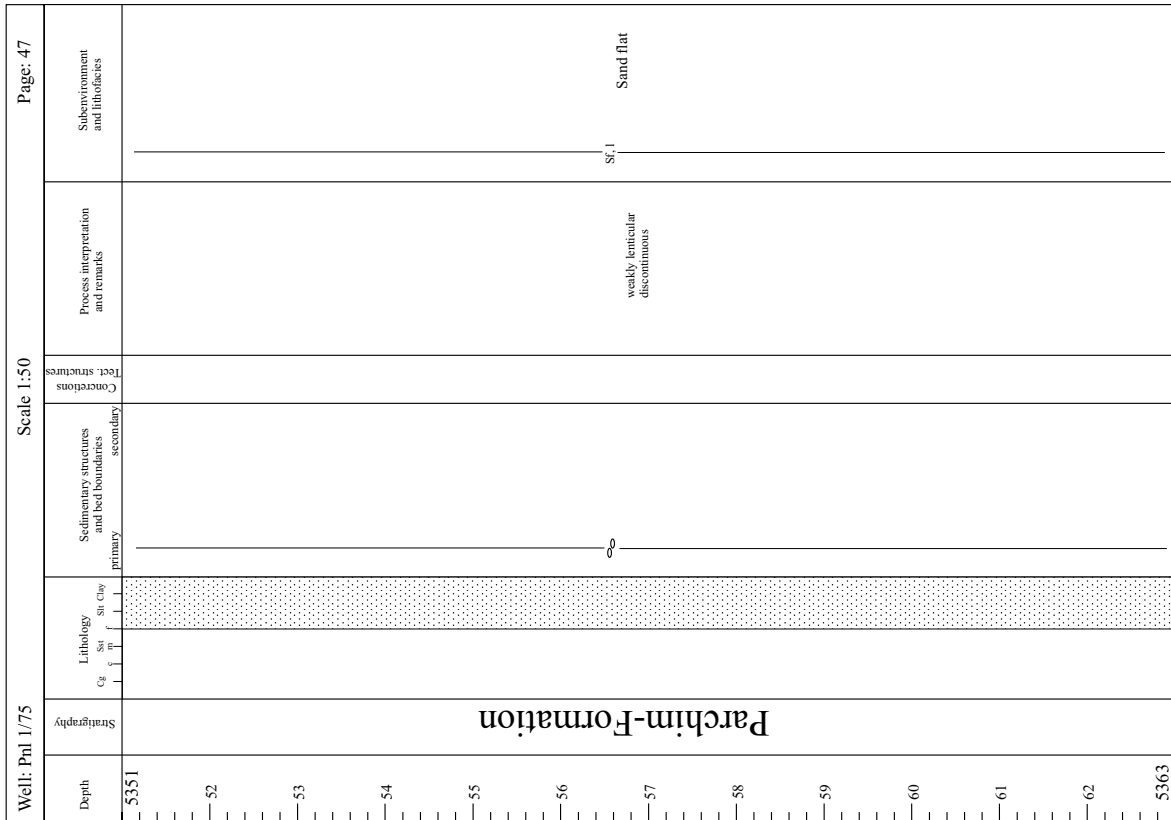
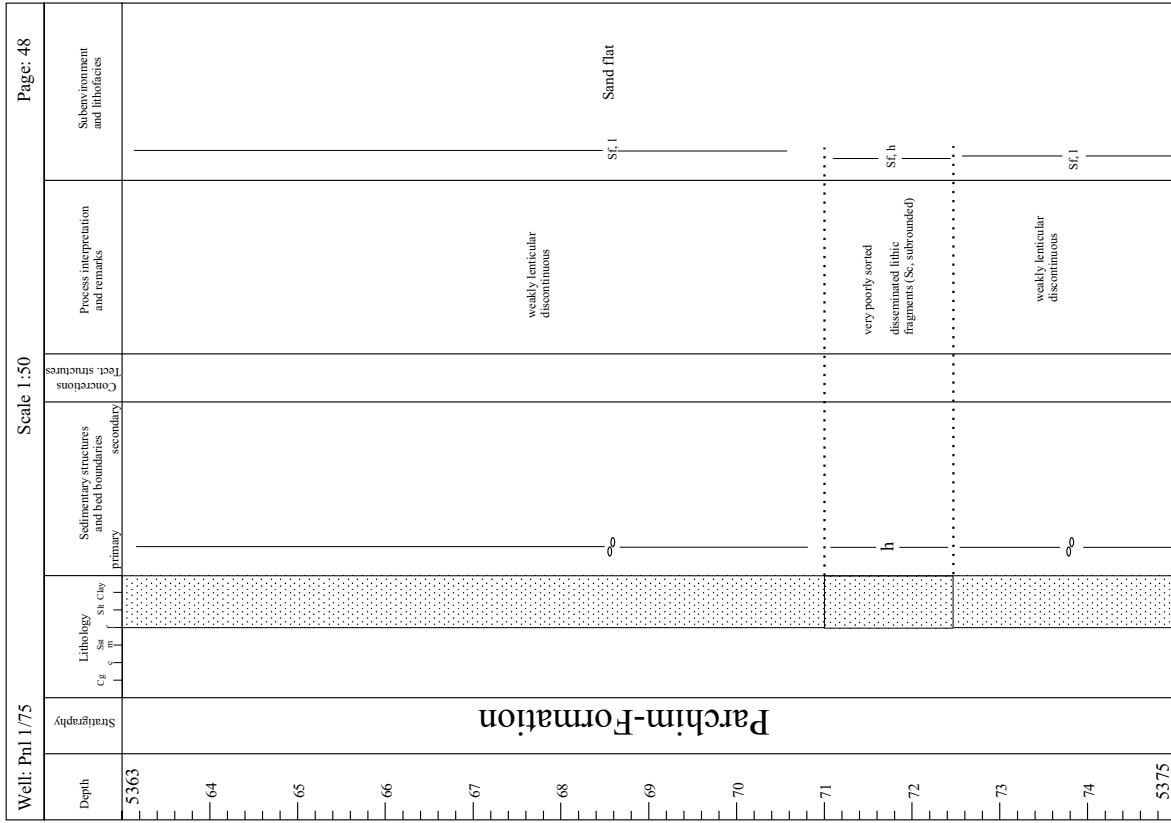


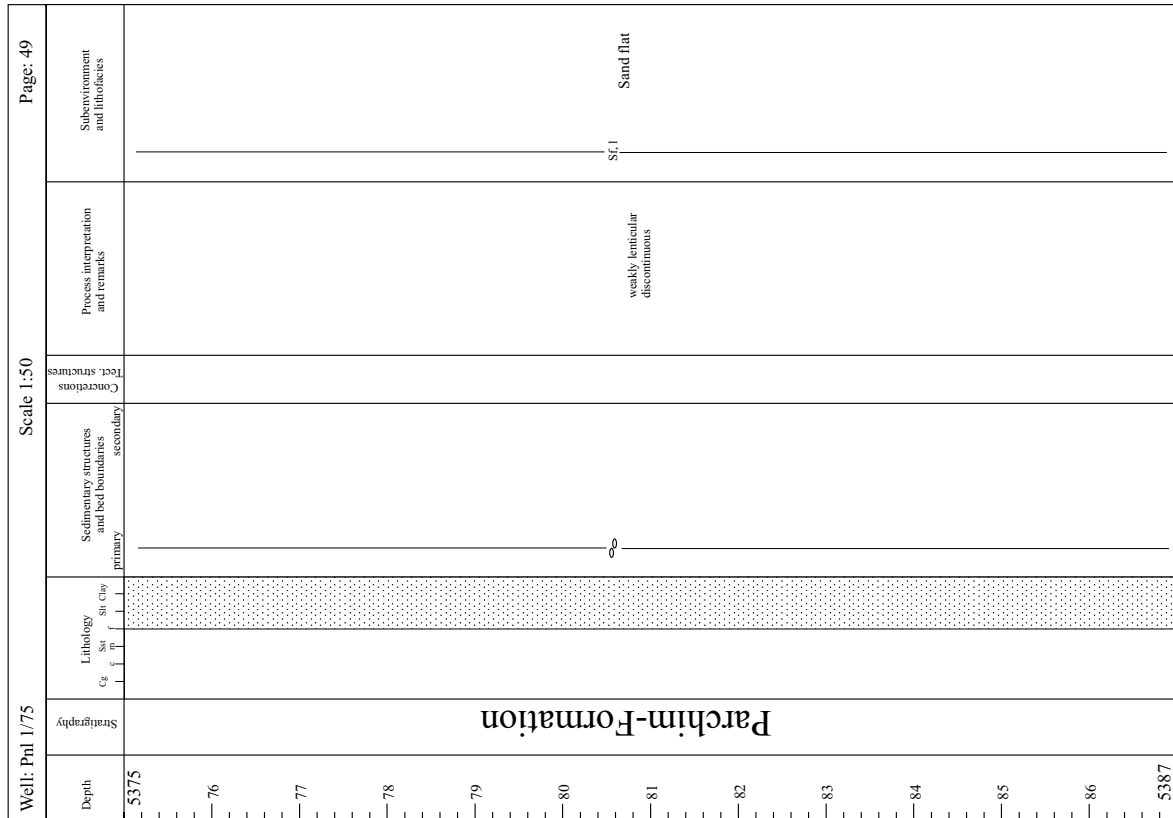
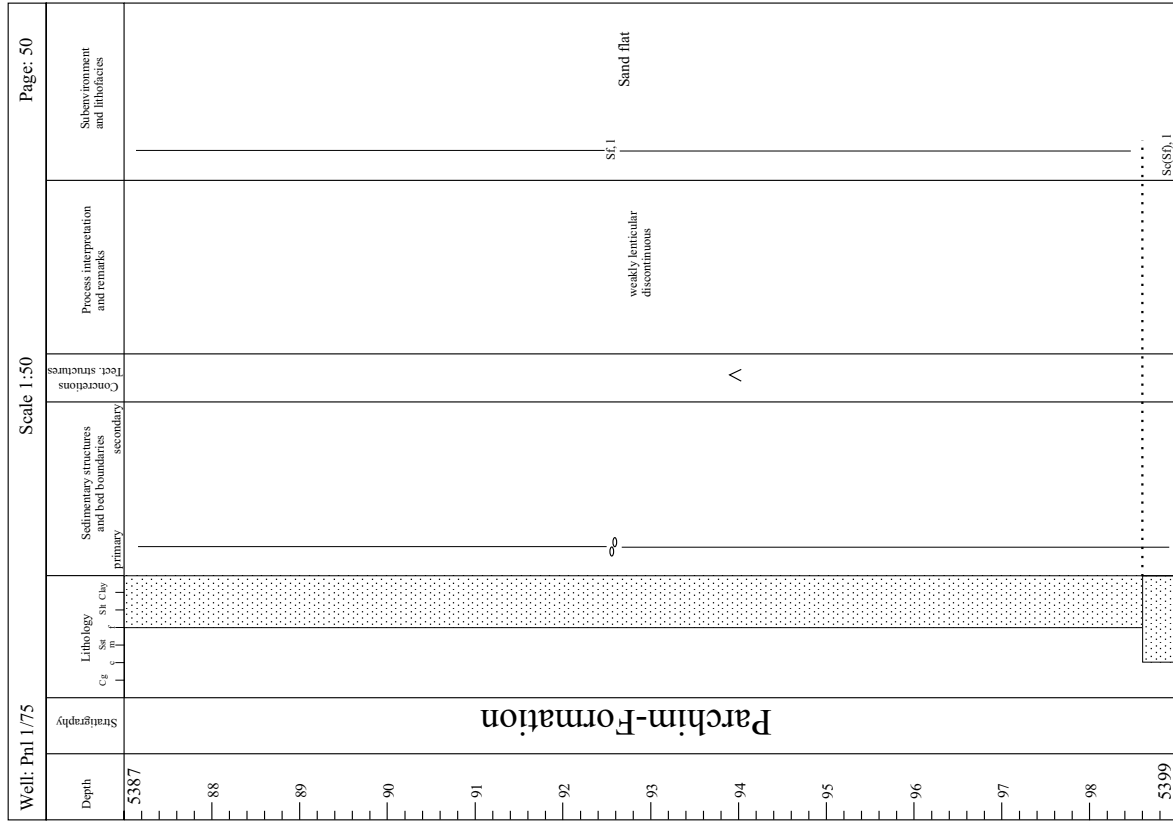


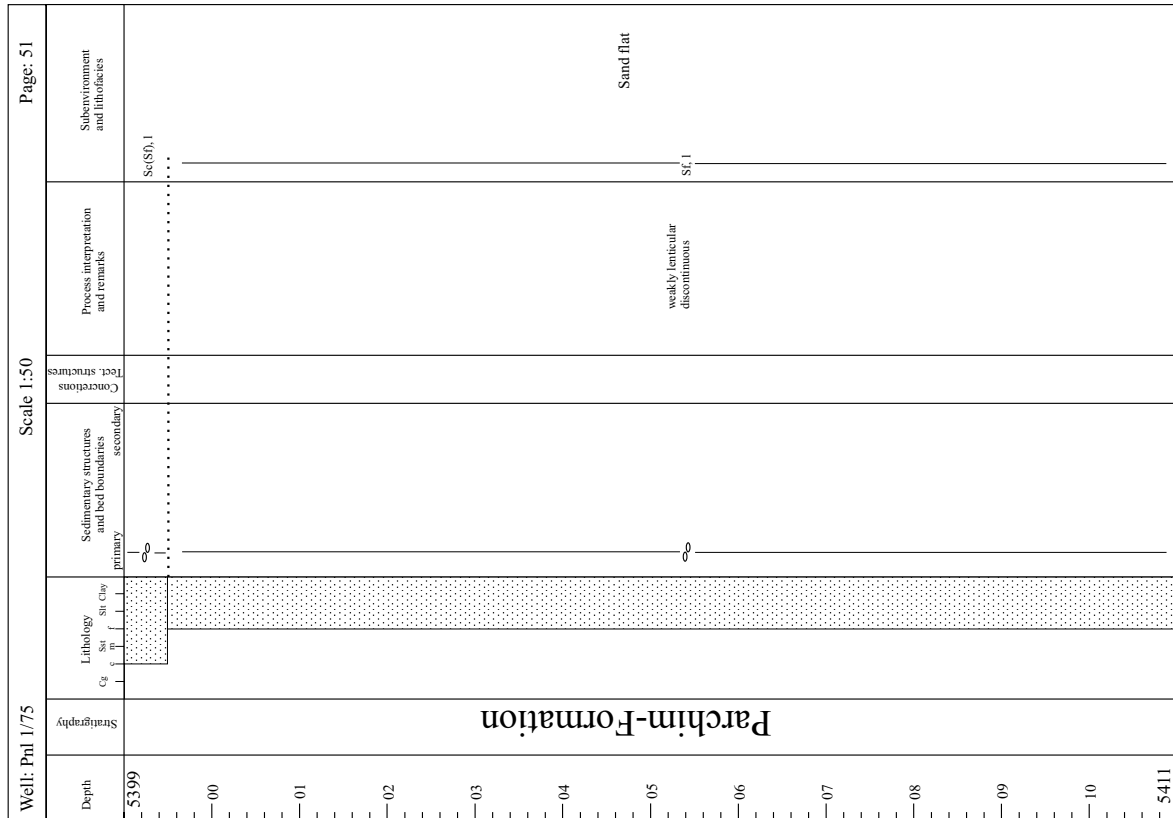
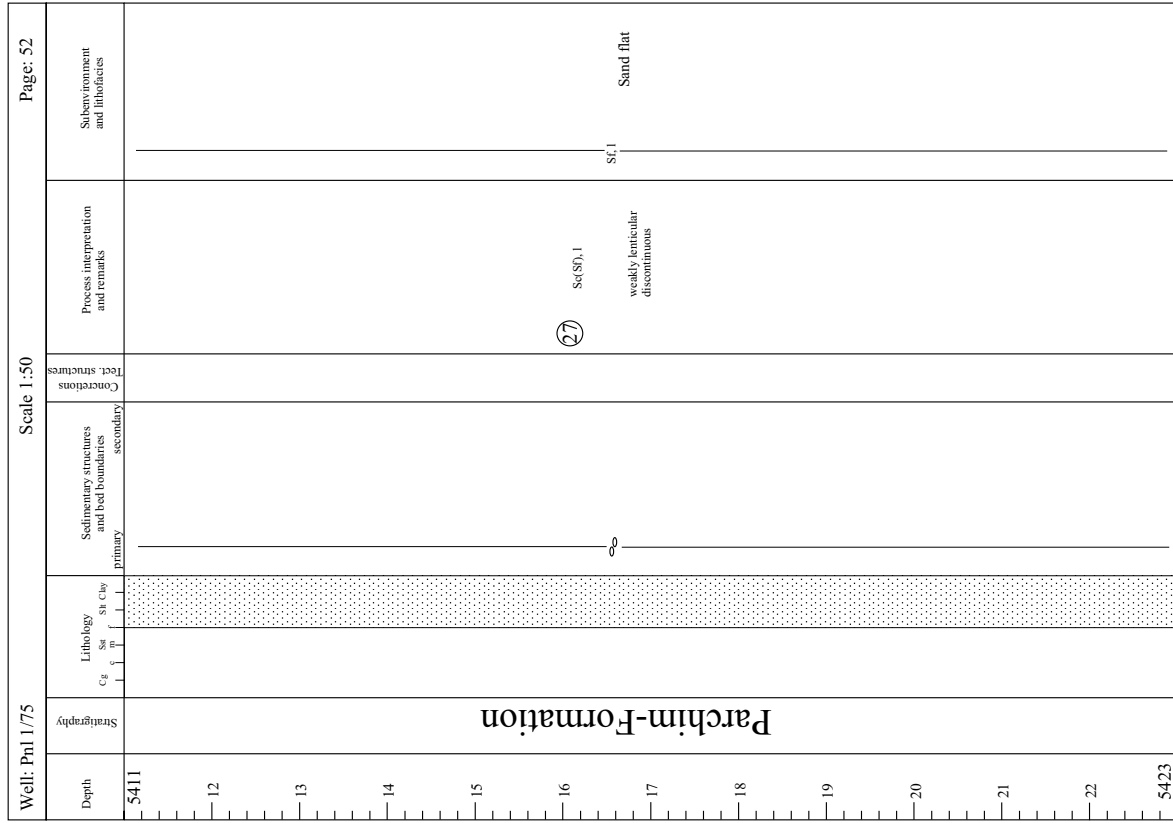


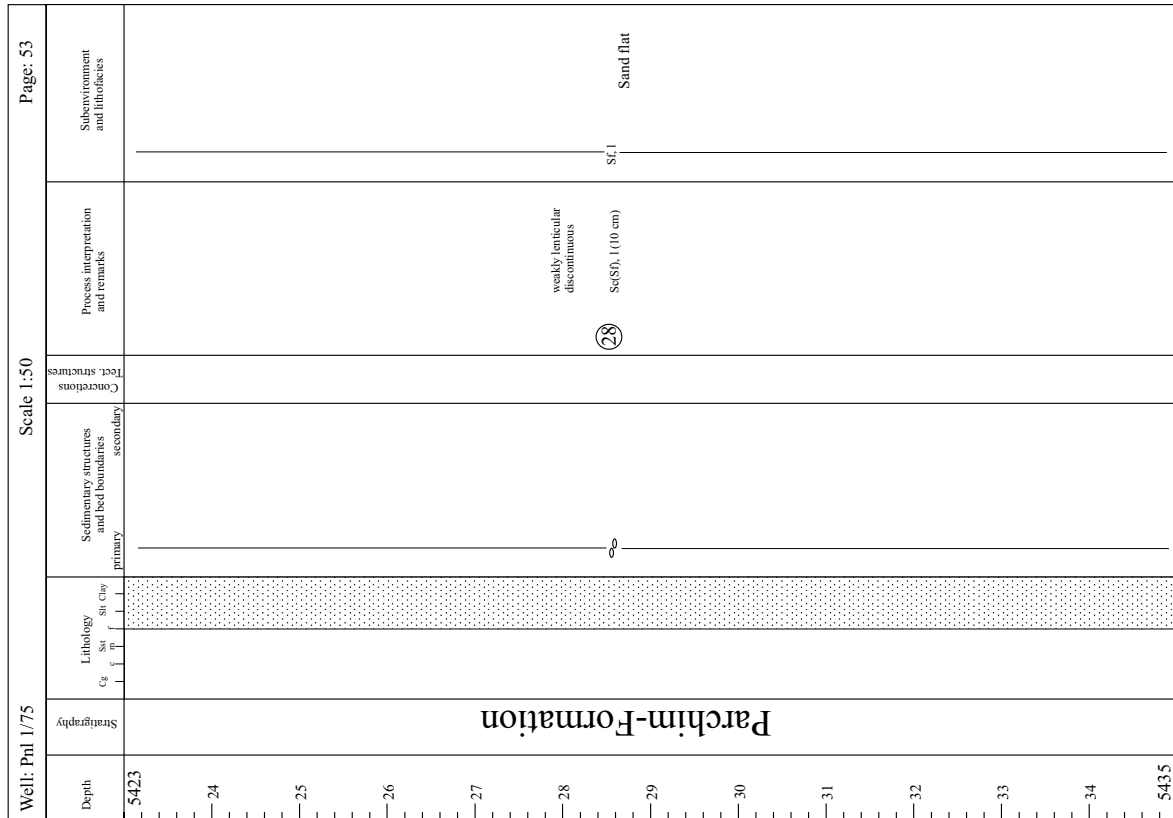
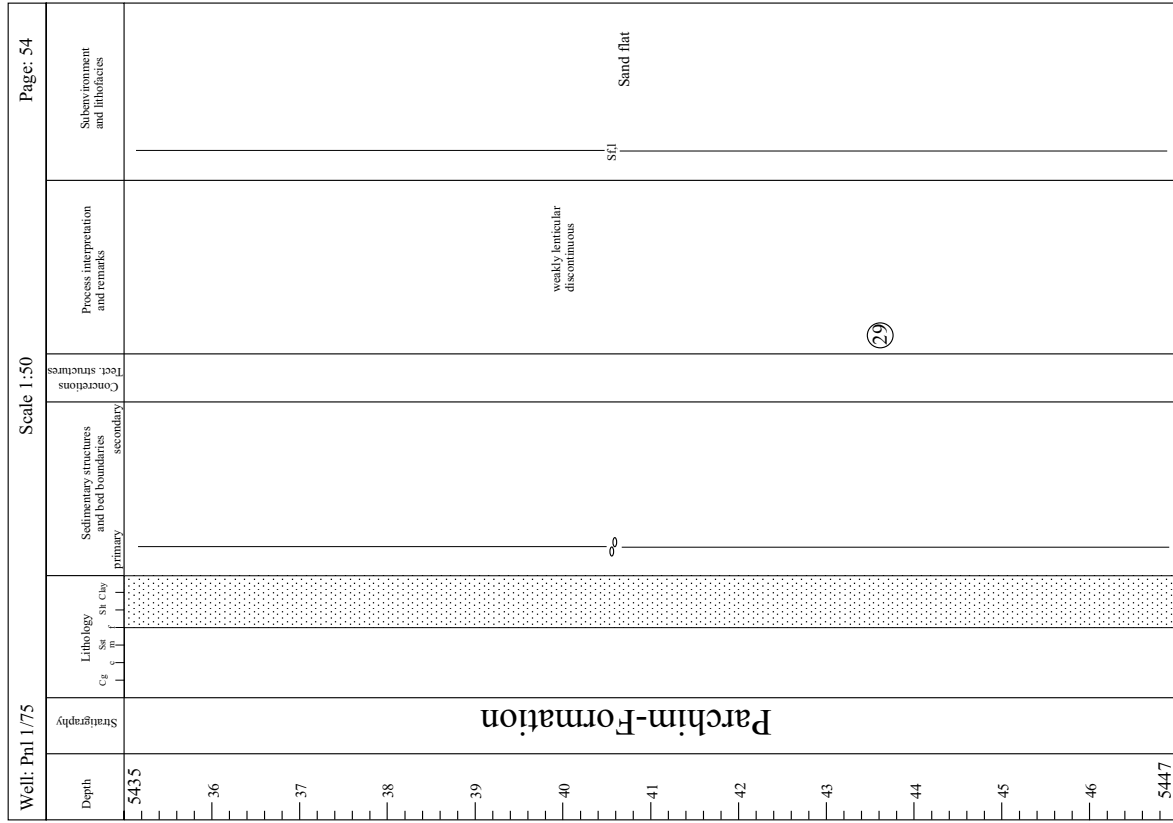


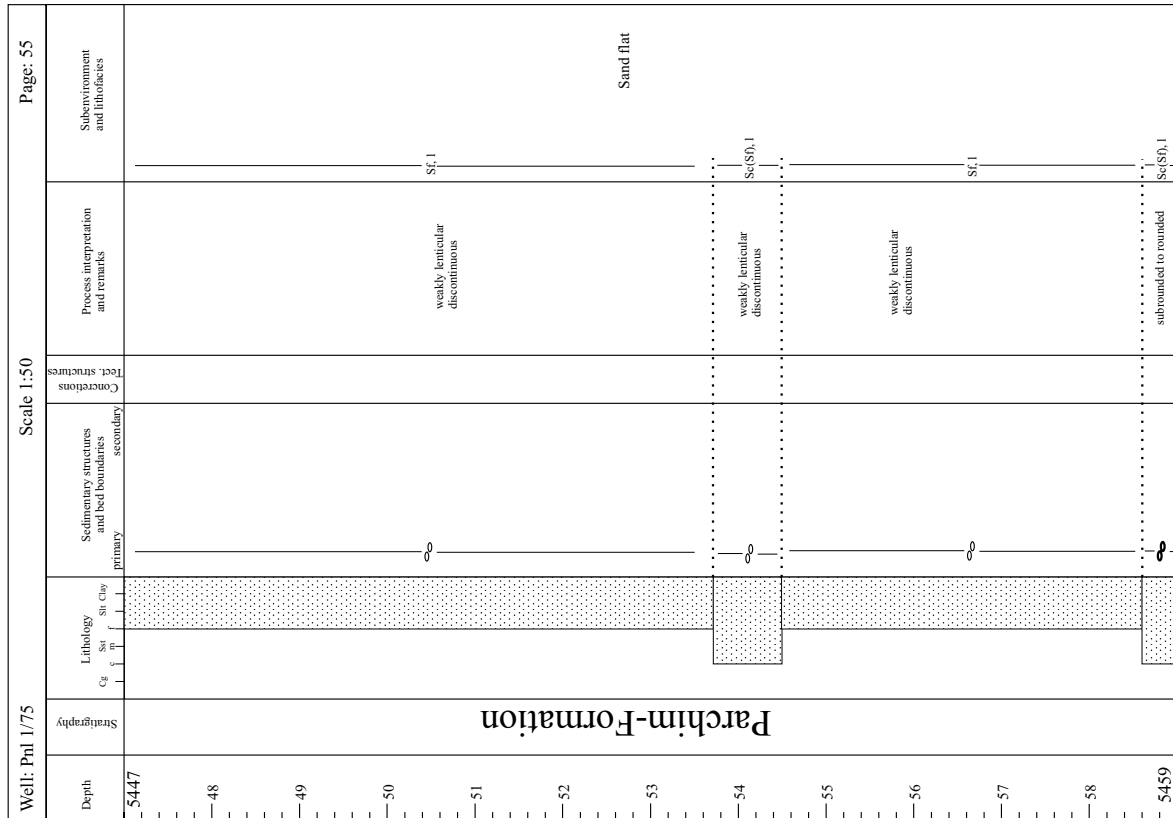
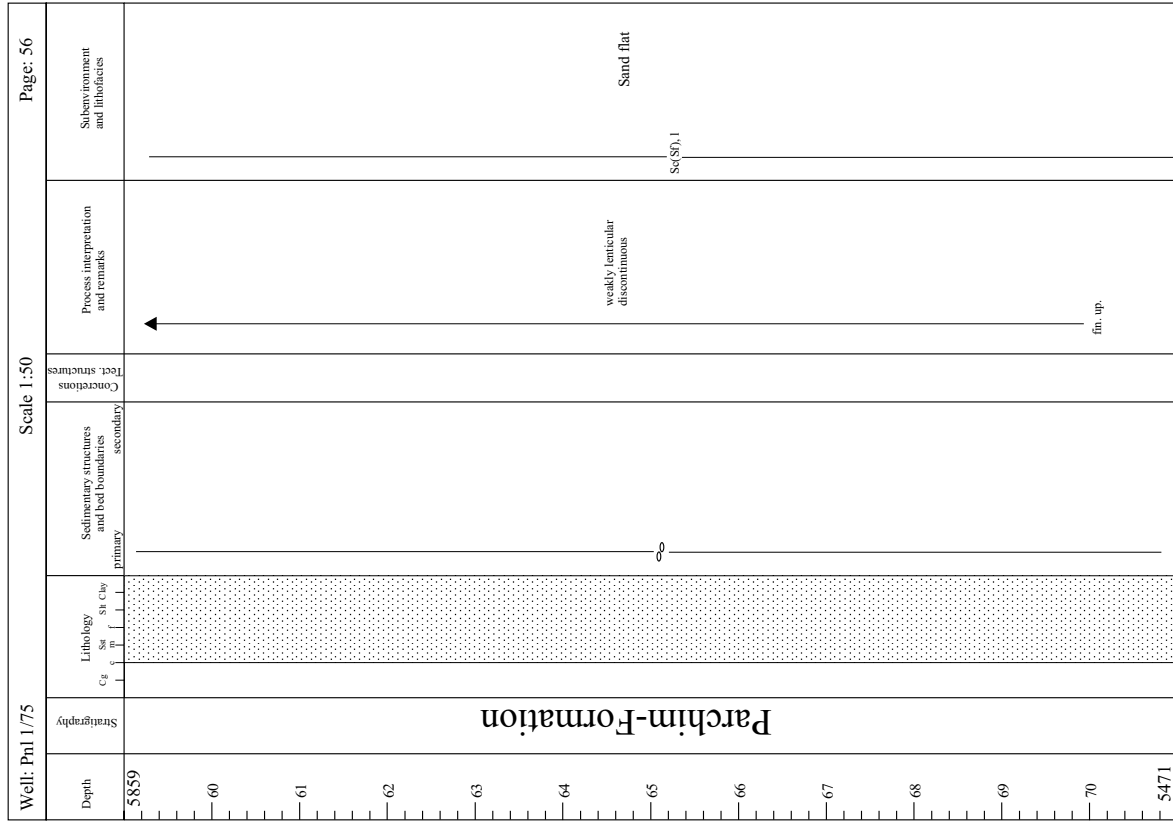


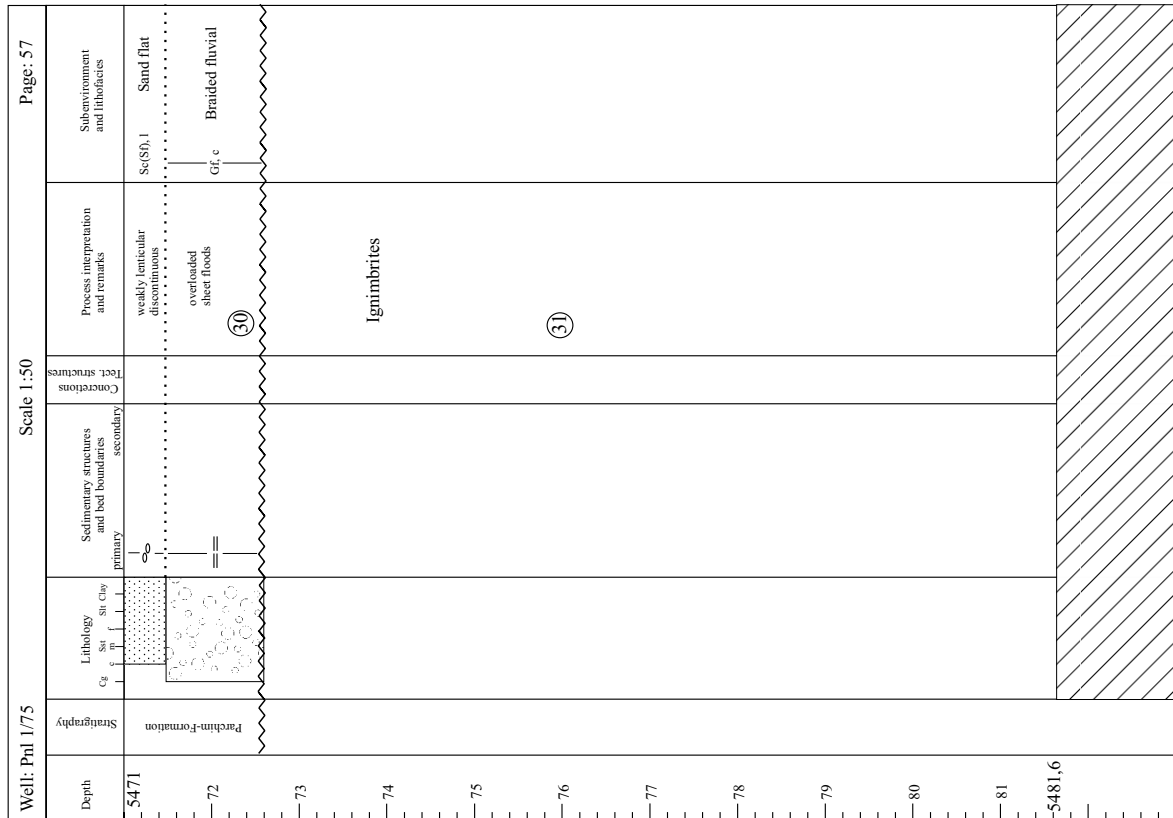






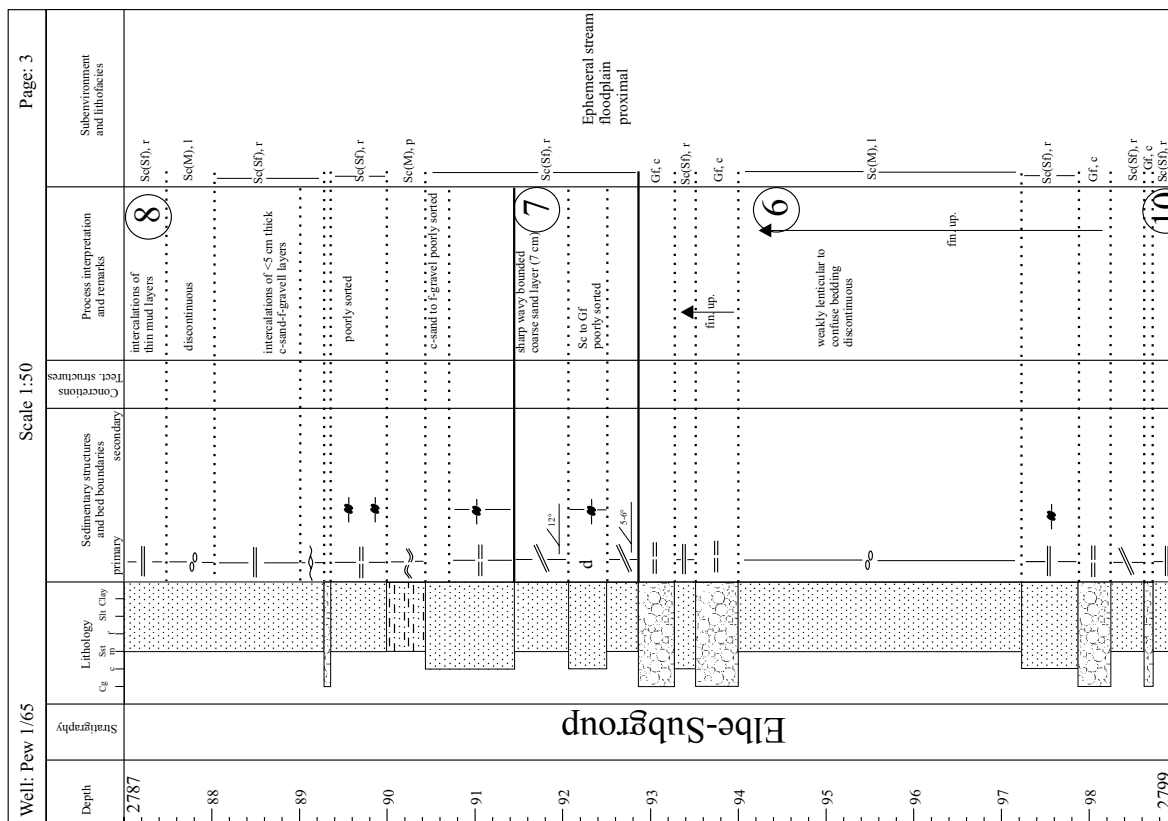
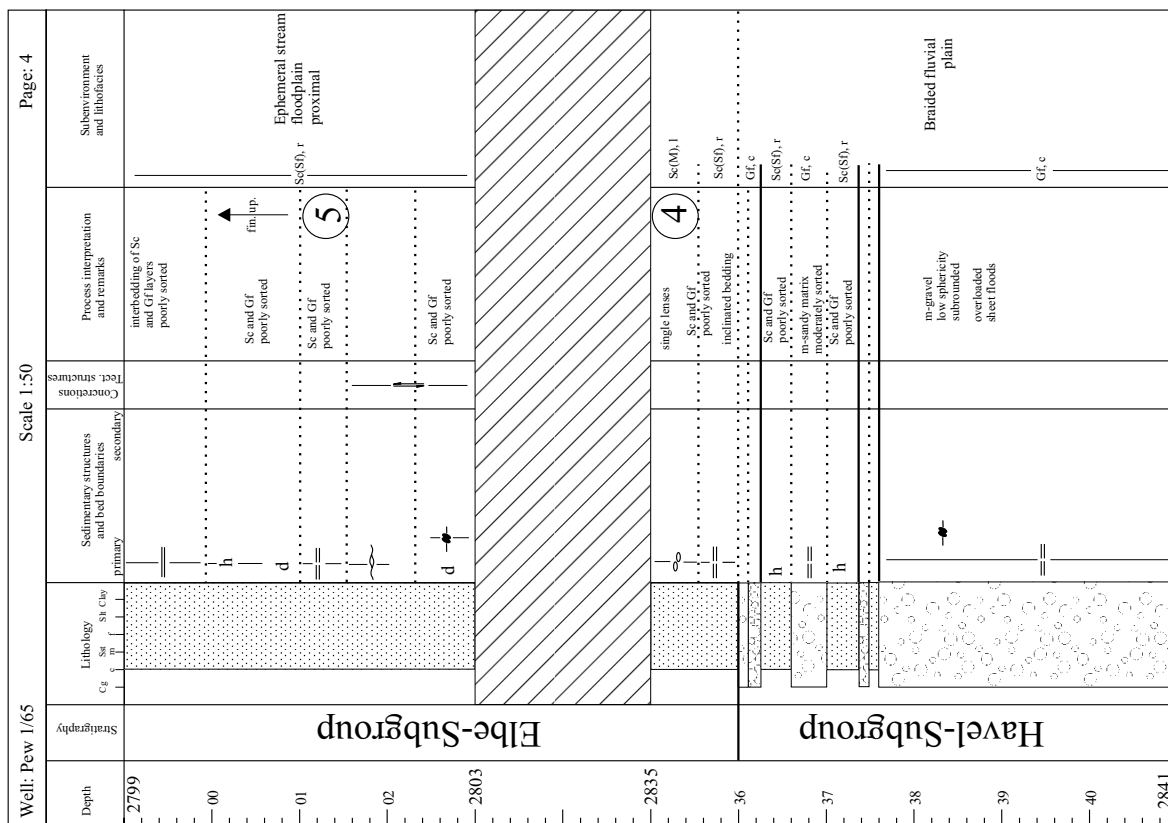


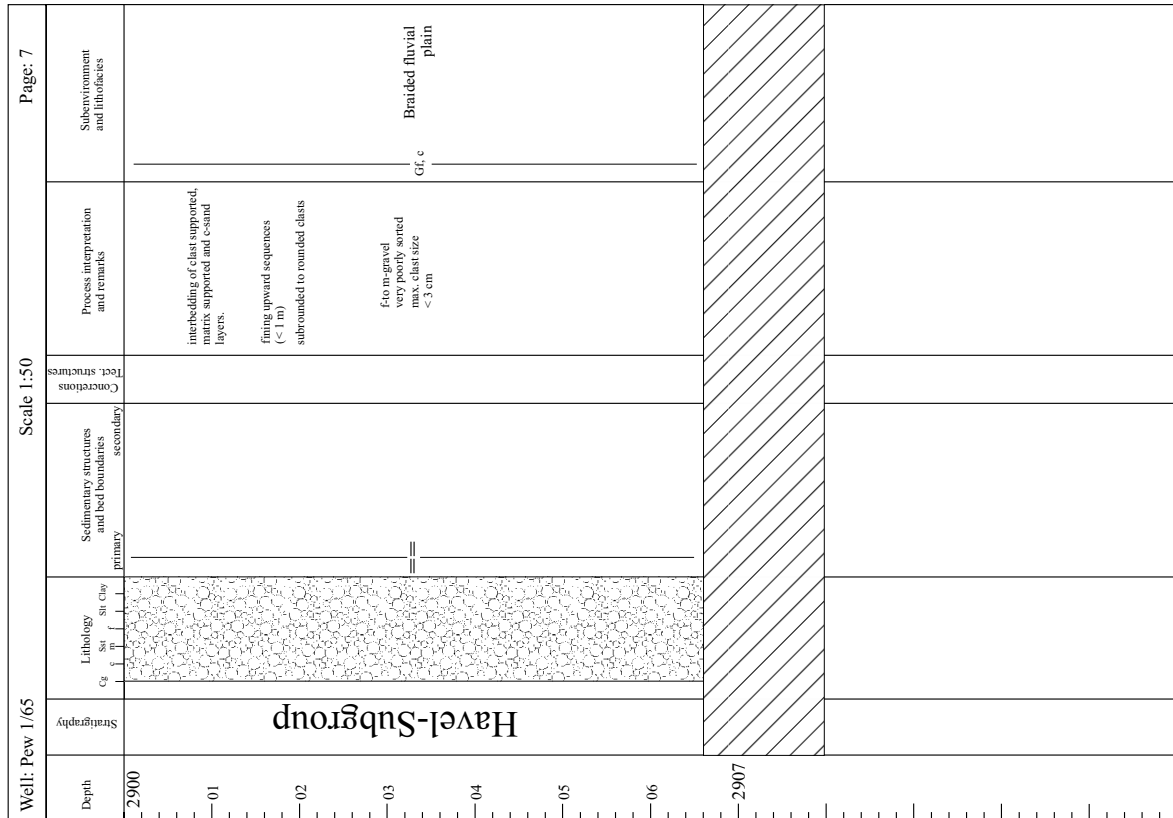




11.1.6 Bohrung Prerow 1/65

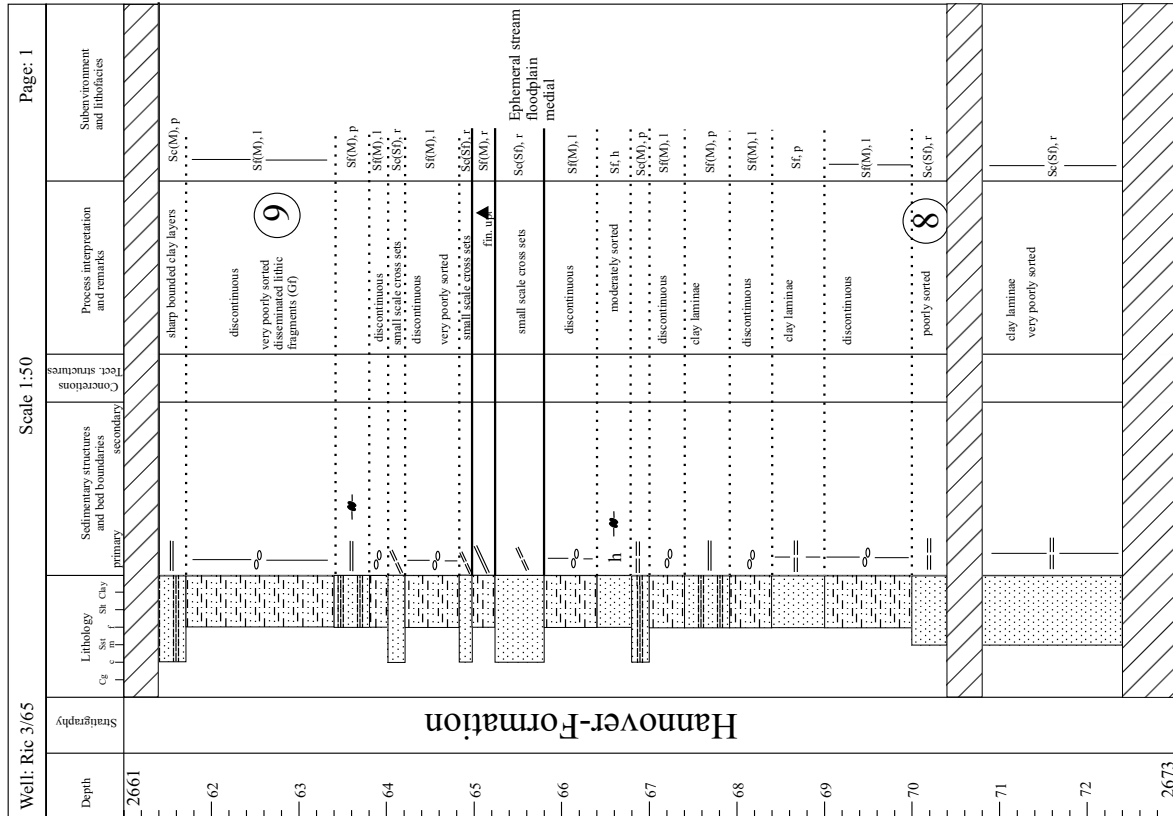
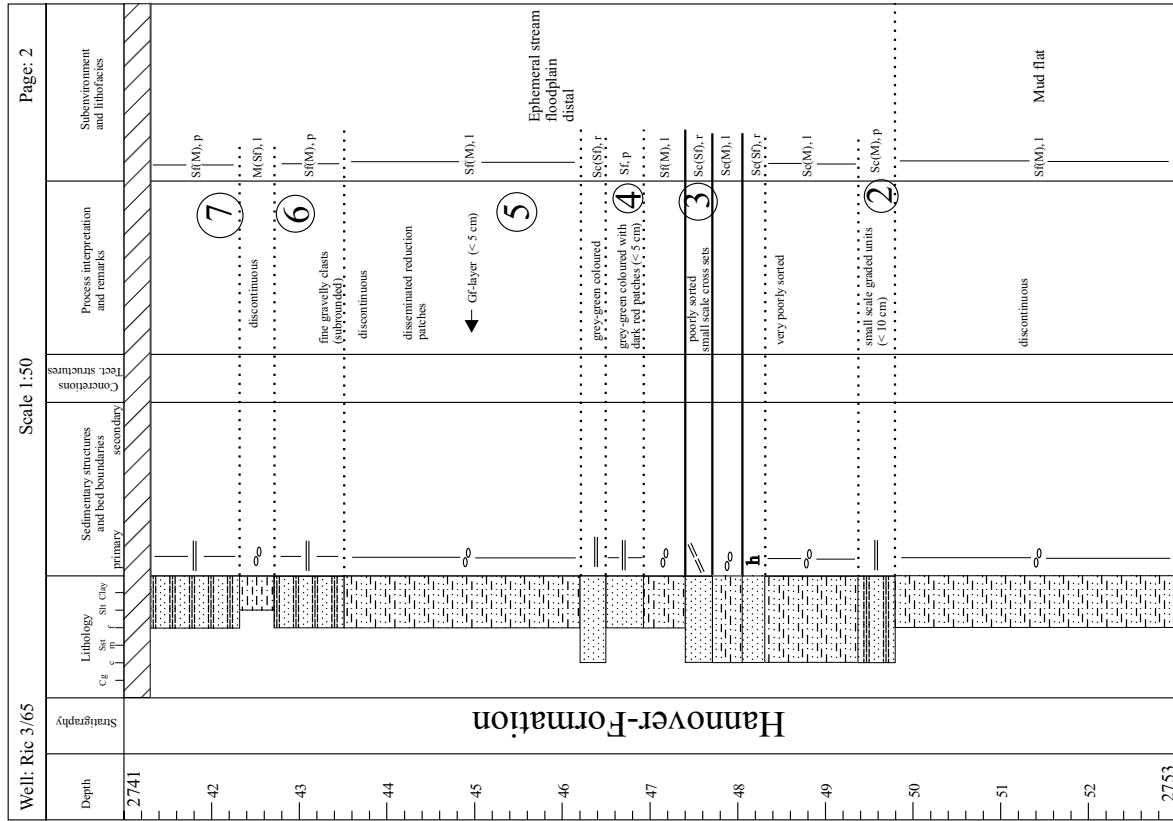
Die Bohrung Prerow 1/65 erbohrte auf einem Teufenabschnitt von 2760 m bis 2946 m sedimentäres Rotliegendes mit einer Gesamtmächtigkeit von 186 m. Die Kernmarsch beginnt bei KM 2763, endet bei KM 2906,6 und enthält mit 79 Kernmetern rund 42,5% des gesamten Profils. Weder die Ober- noch die Untergrenze des Rotliegenden sind gekernt.

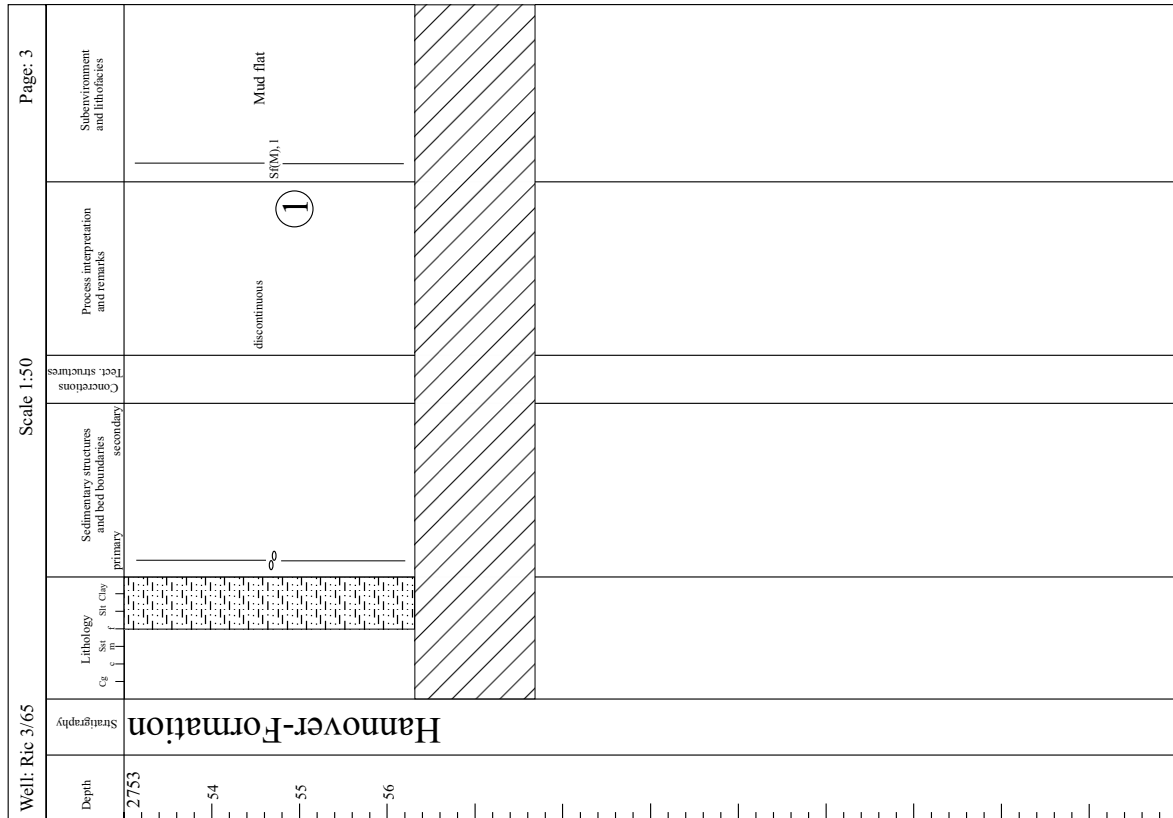




11.1.7 Bohrung Richtenberg 3/65

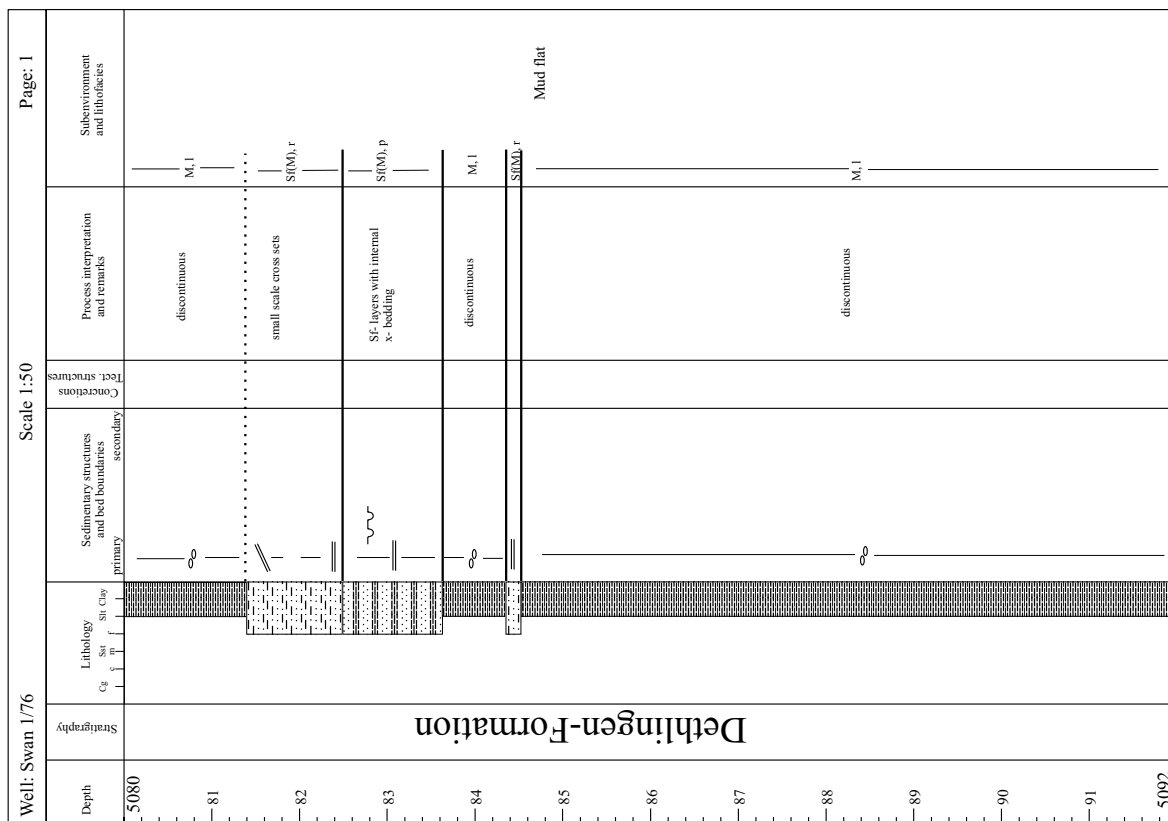
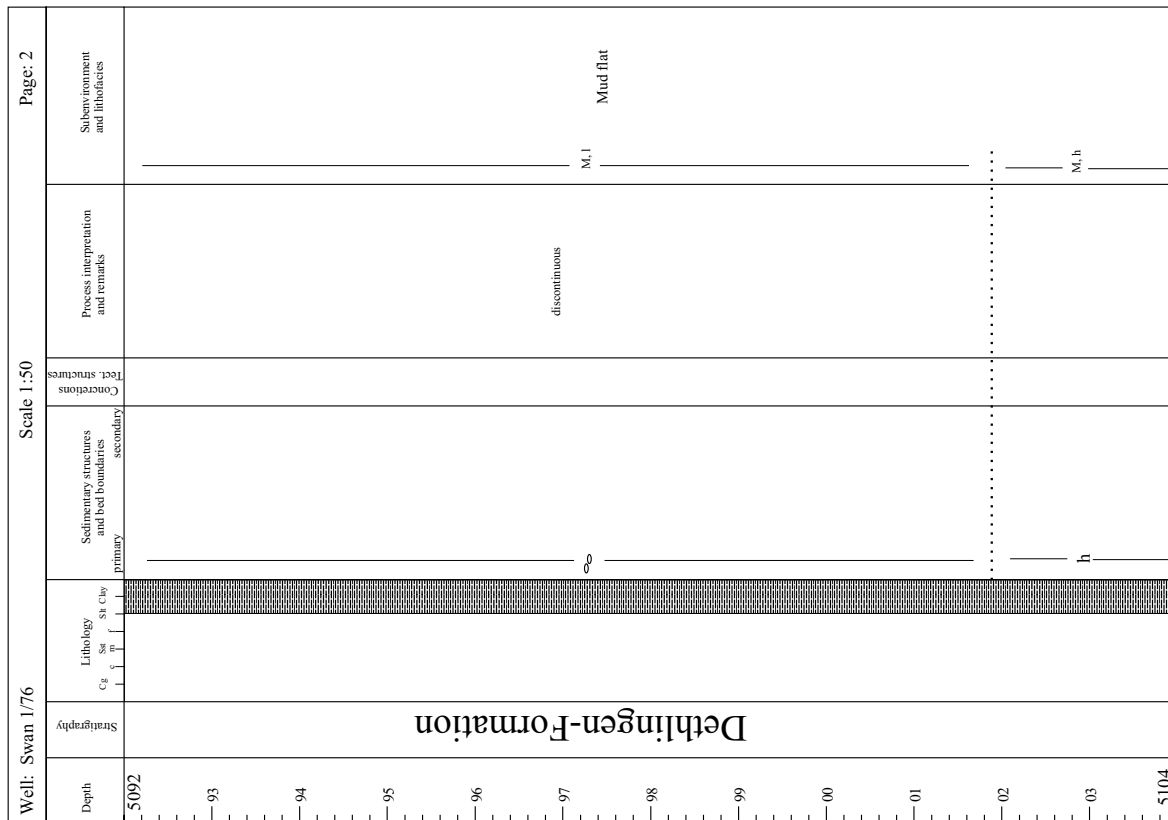
Die Bohrung Richtenberg 3/65 erschloß das Rotliegende auf einem Teufenabschnitt von 2655,1 m bis 2859 m mit einer Mächtigkeit von 203,9 m. Die Kernmarsch beginnt bei KM 2661,4 und endet bei 2756,3. Allerdings stehen nur 25,6 Kernmeter (=12,6%) der Bohrung zur Verfügung.

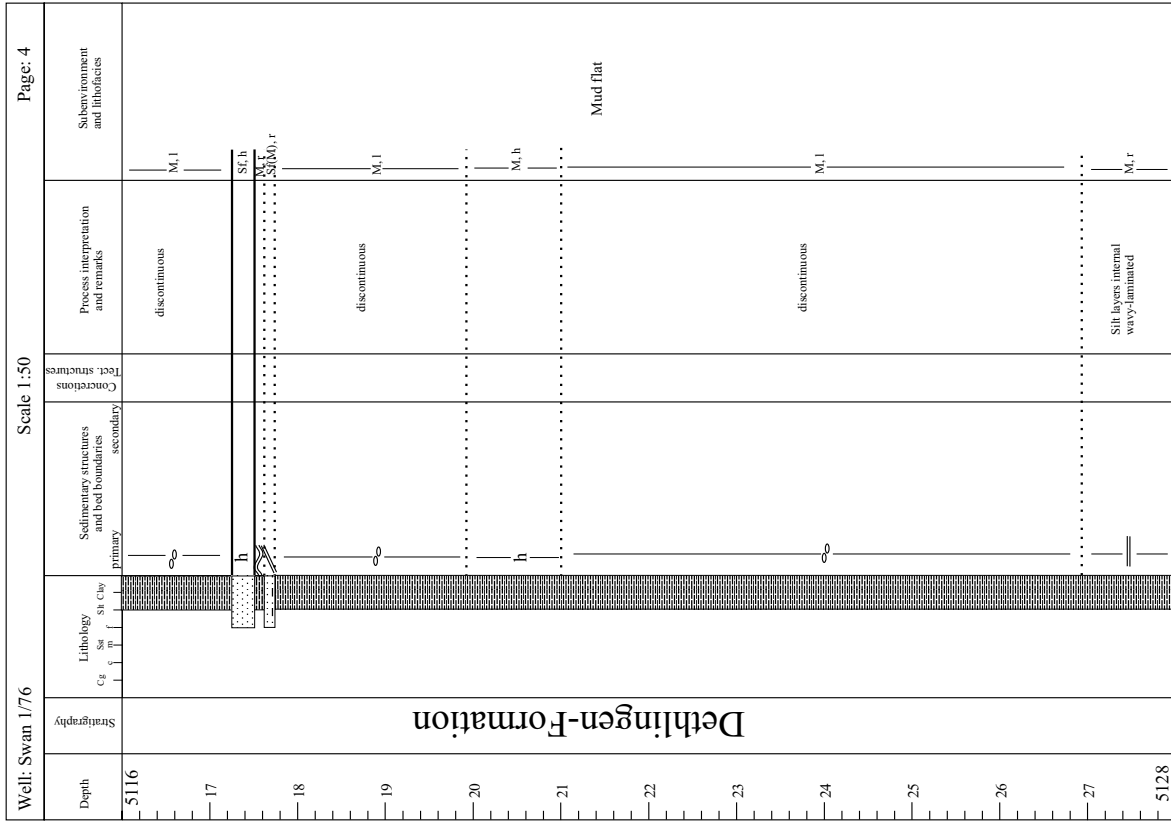
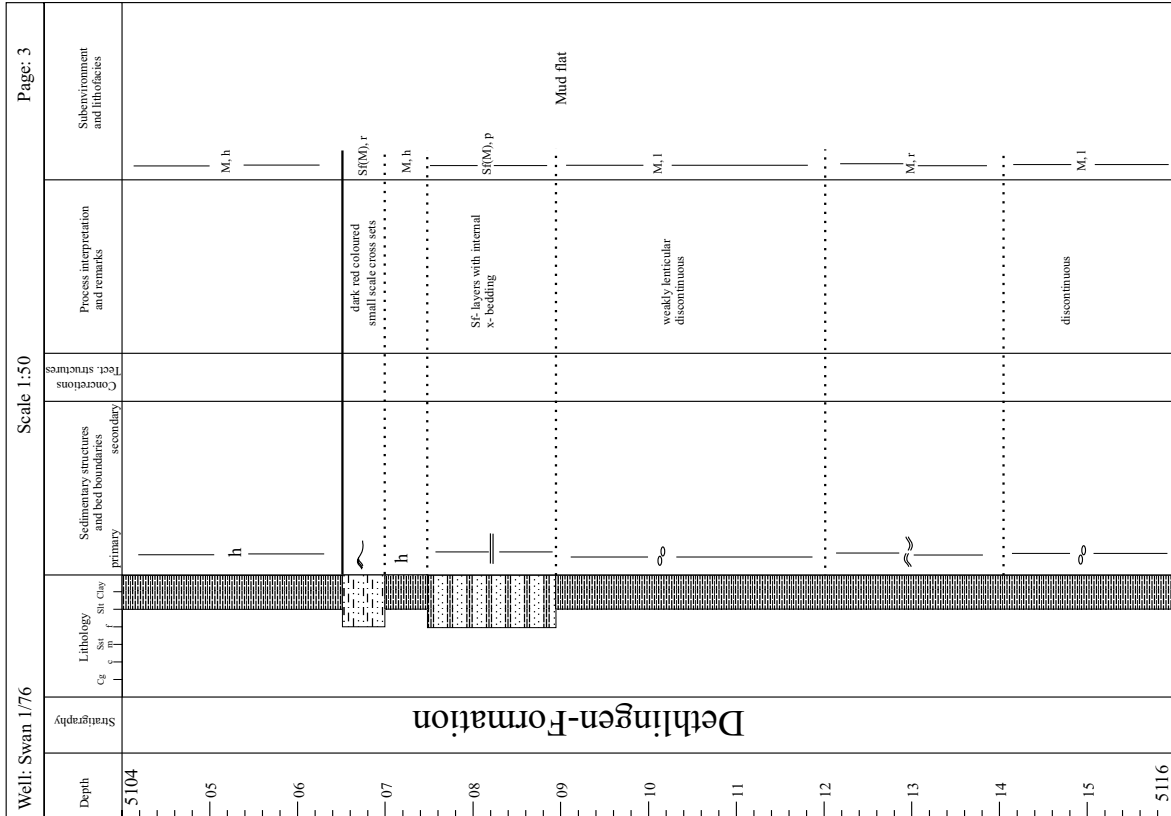


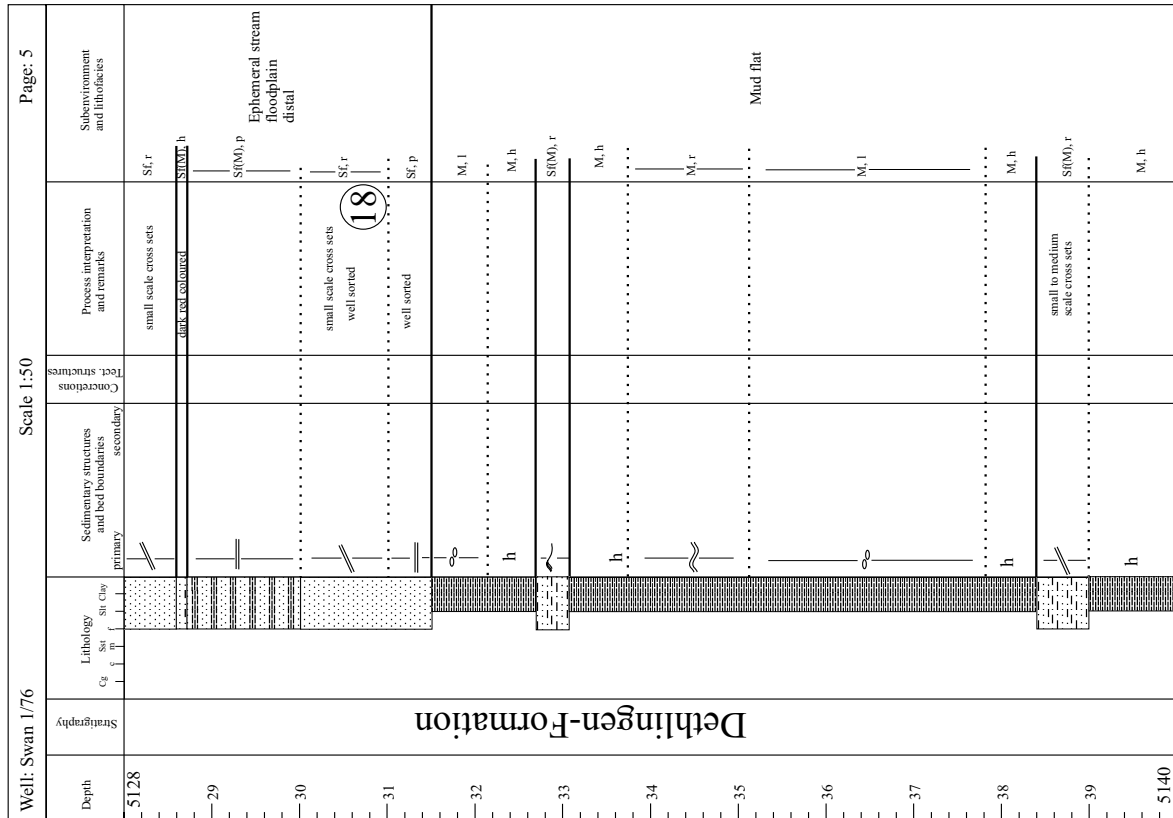
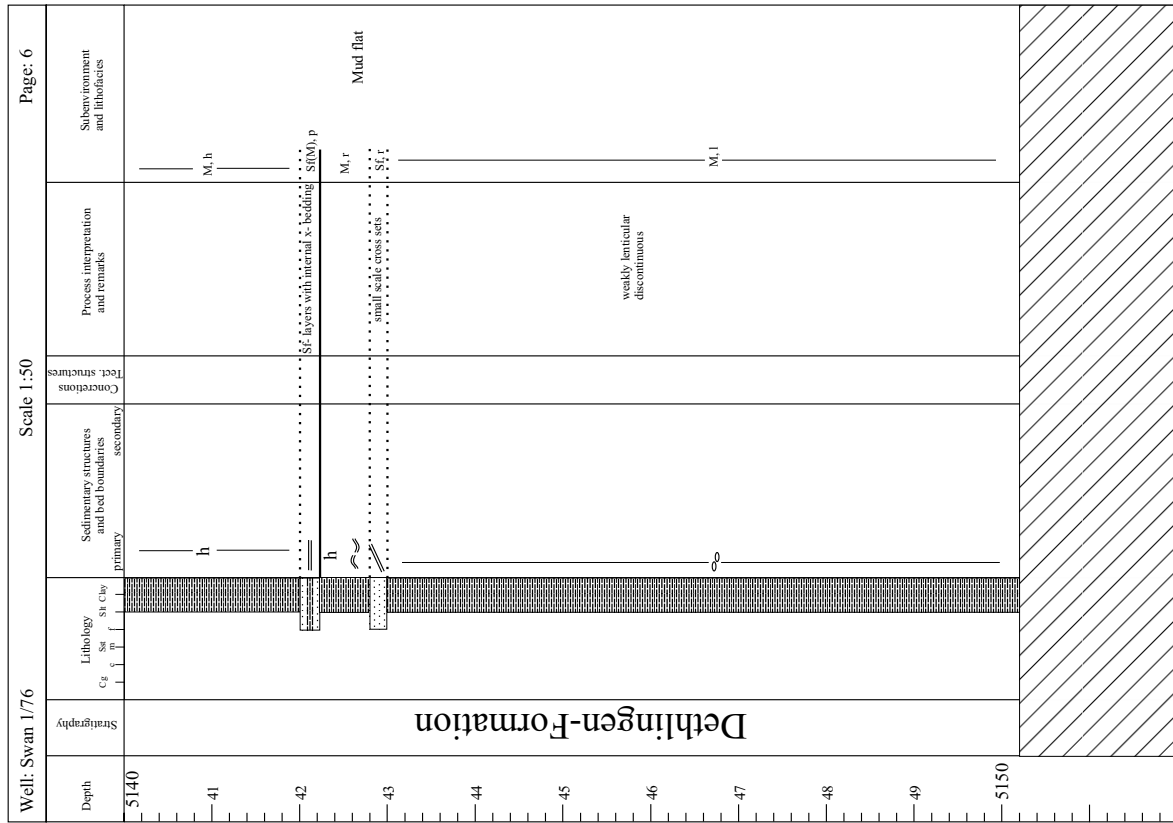


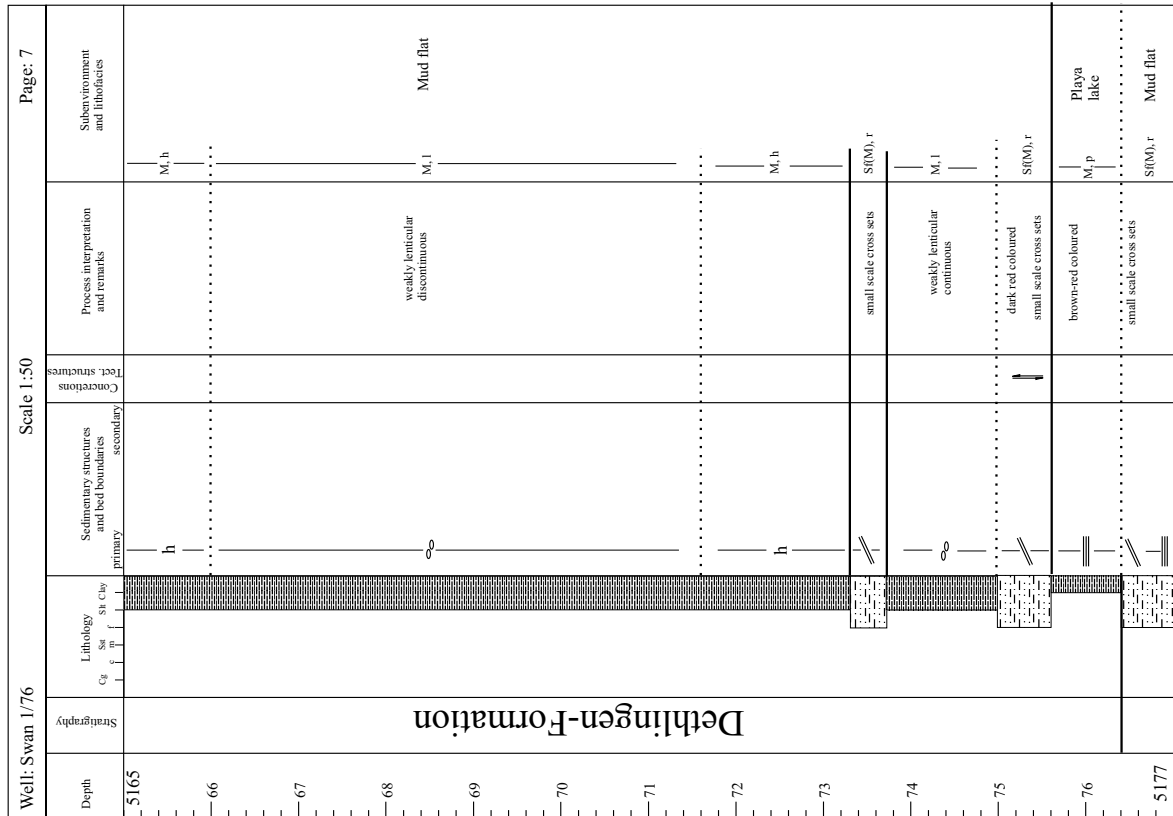
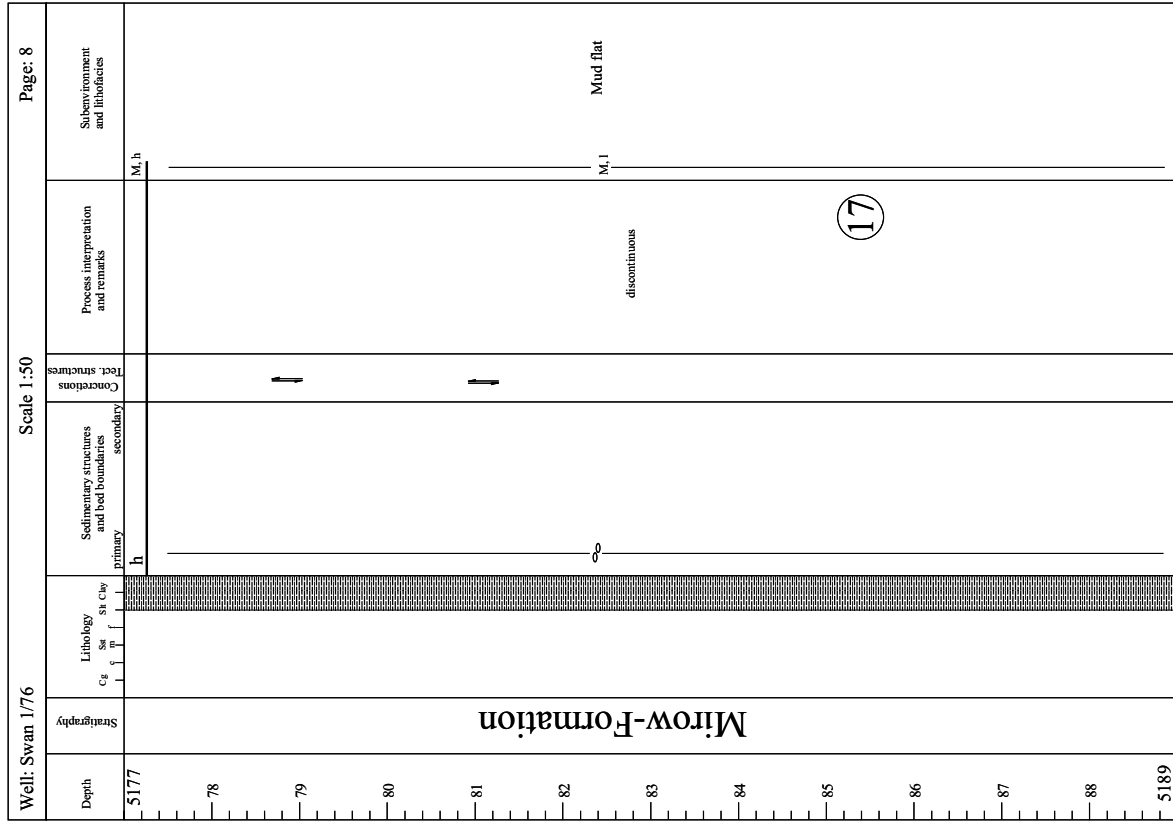
11.1.8 Bohrung Schwaan 1/76

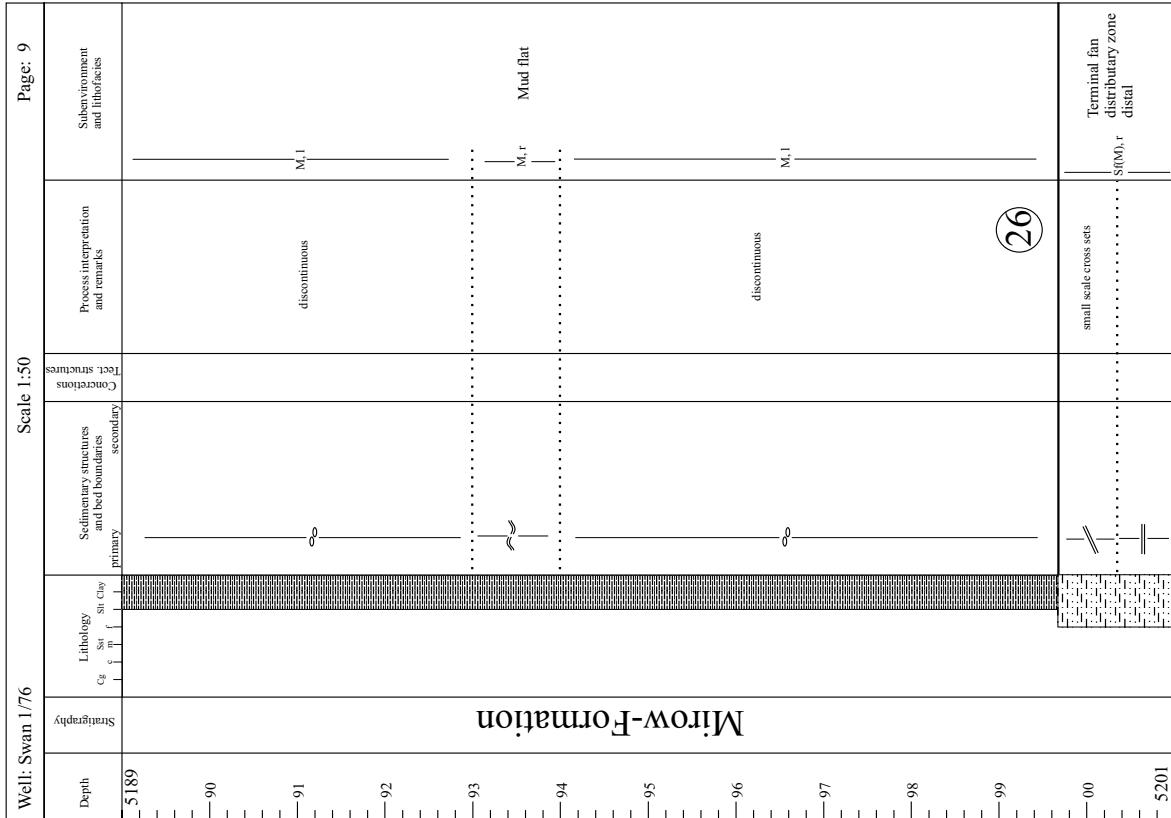
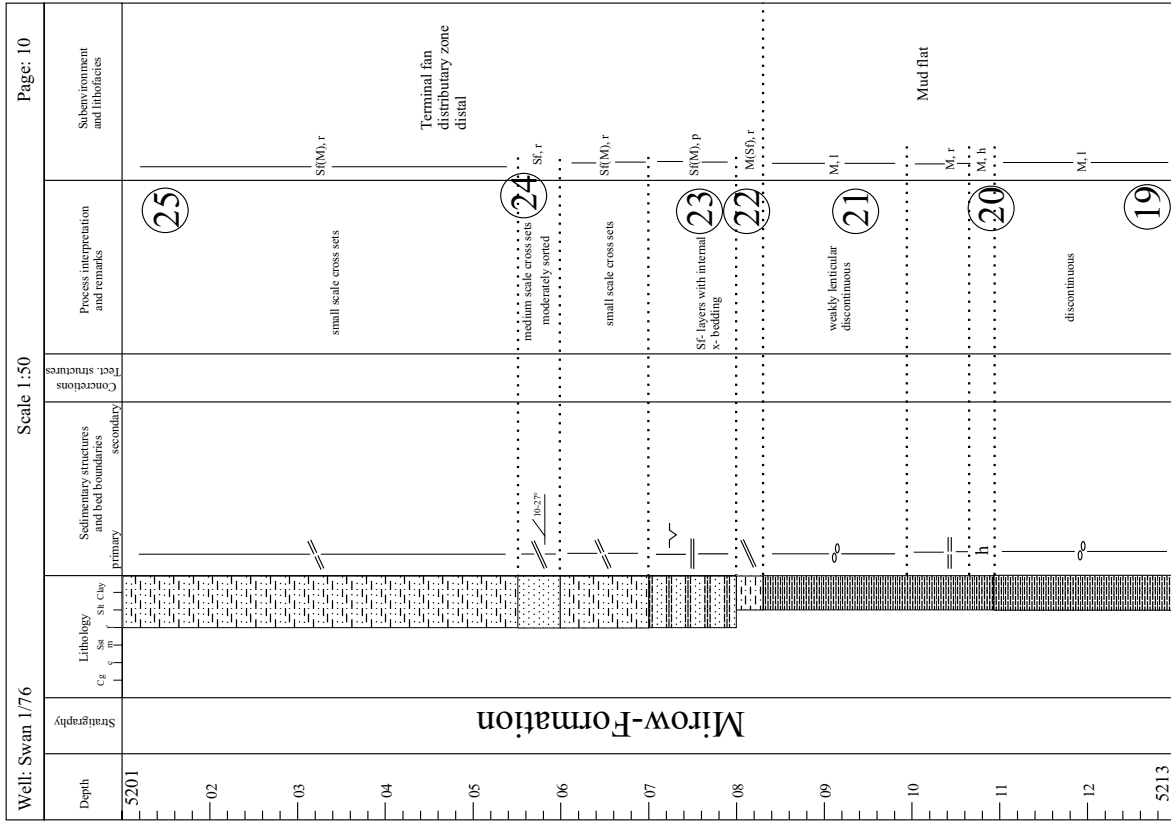
Die Bohrung Schwaan 1/76 durchteufte das Rotliegende auf einem Abschnitt von 4935,8 m bis zur Endteufe von 6711,2 m mit einer Gesamtmächtigkeit von 1775,4 m (HOTH ET AL. 1993). Die aufgenommene Kernstrecke beginnt bei KM 5080 und endet bei KM 5783. Der Kerngewinn betrug dabei 508 m (=40%), wobei die Kernmeter der Hannover-Formation nicht mehr erhalten sind.

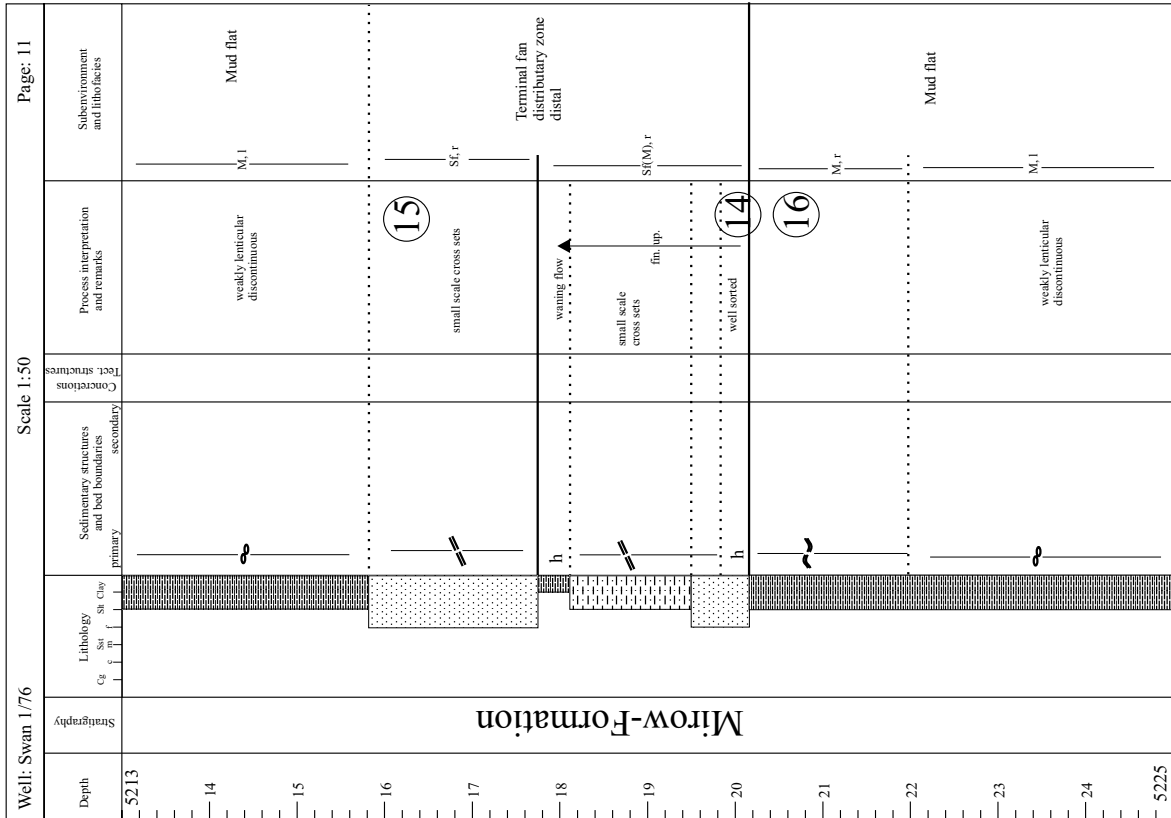
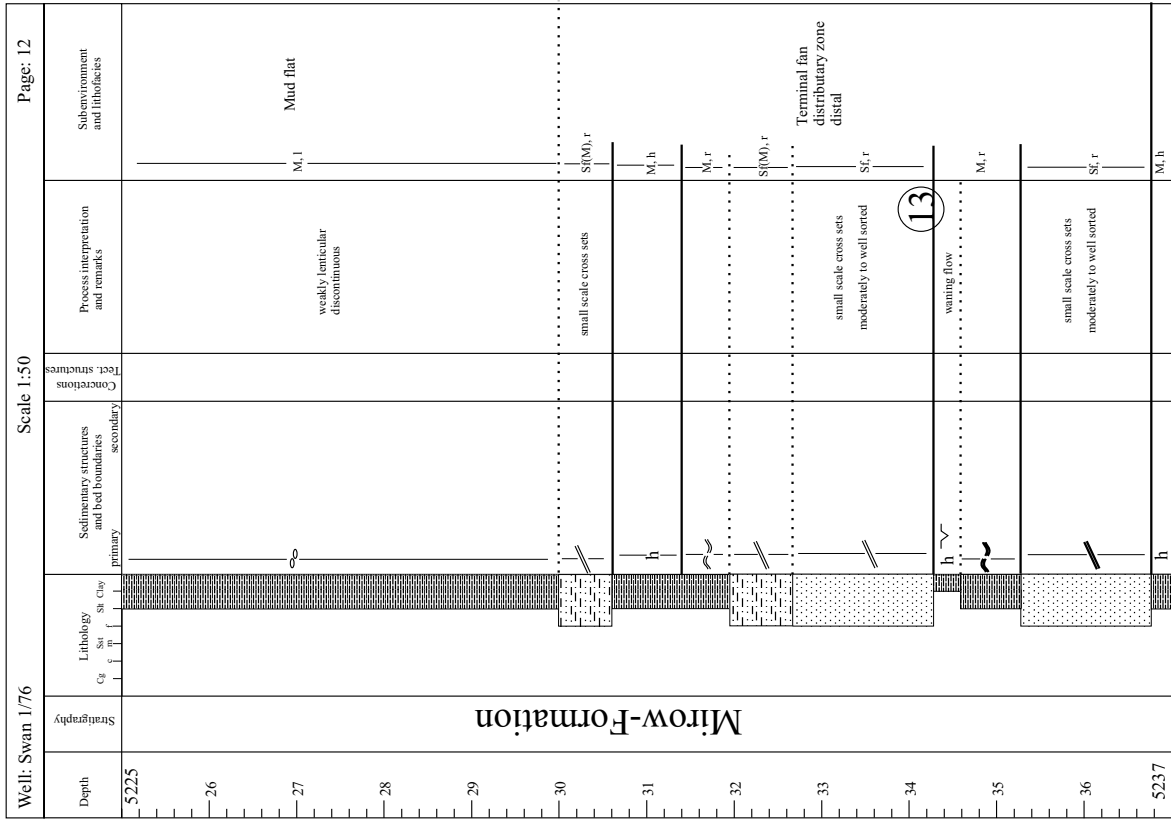


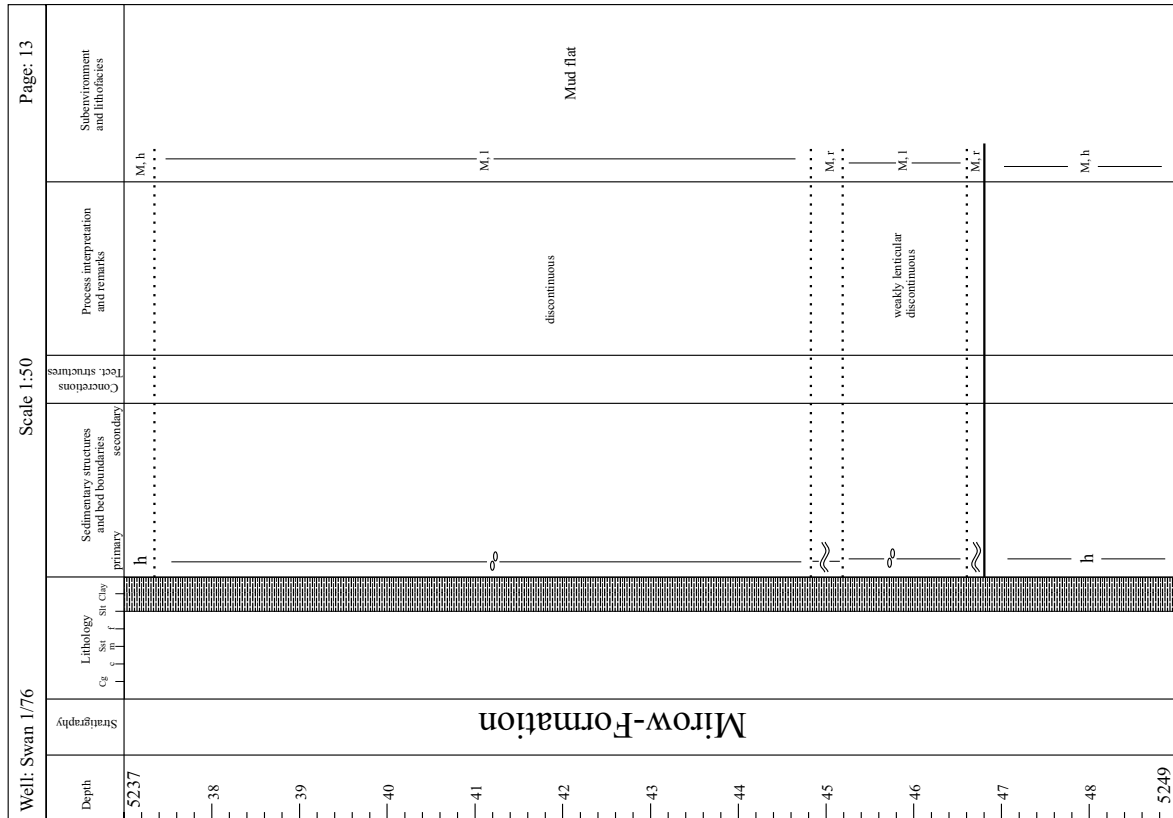
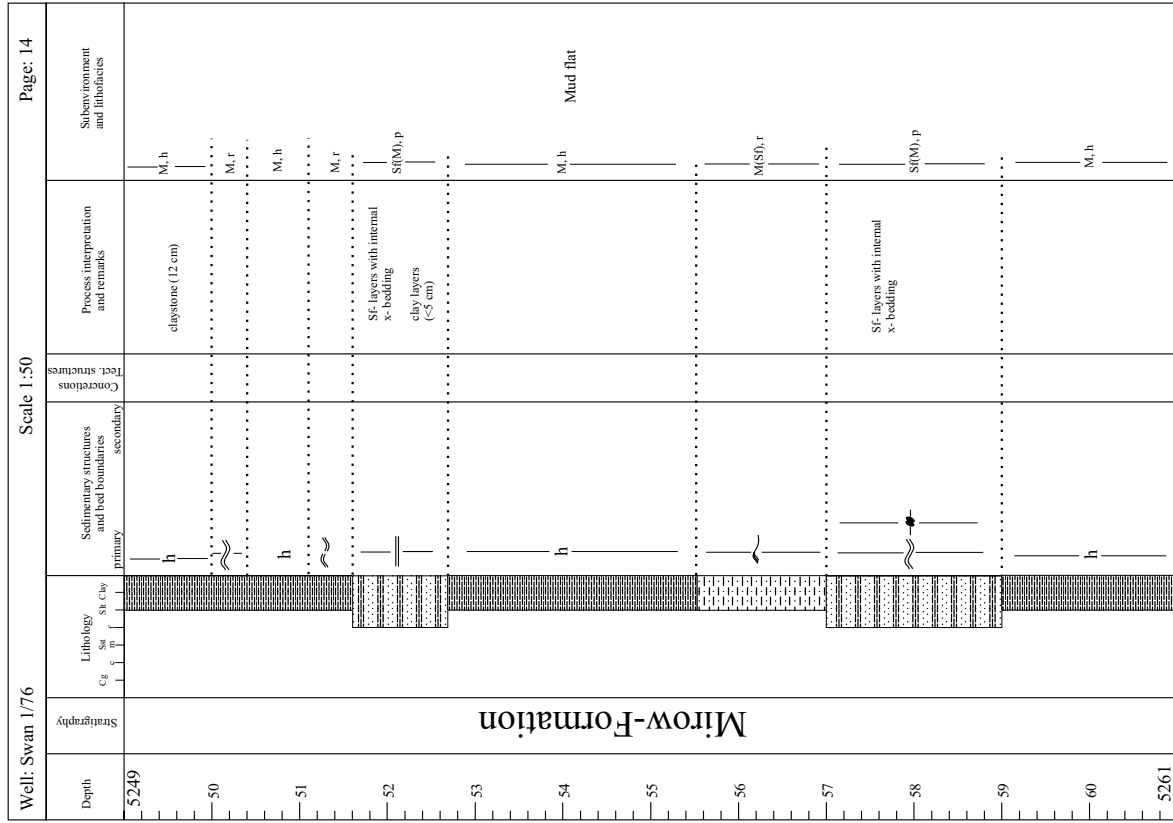


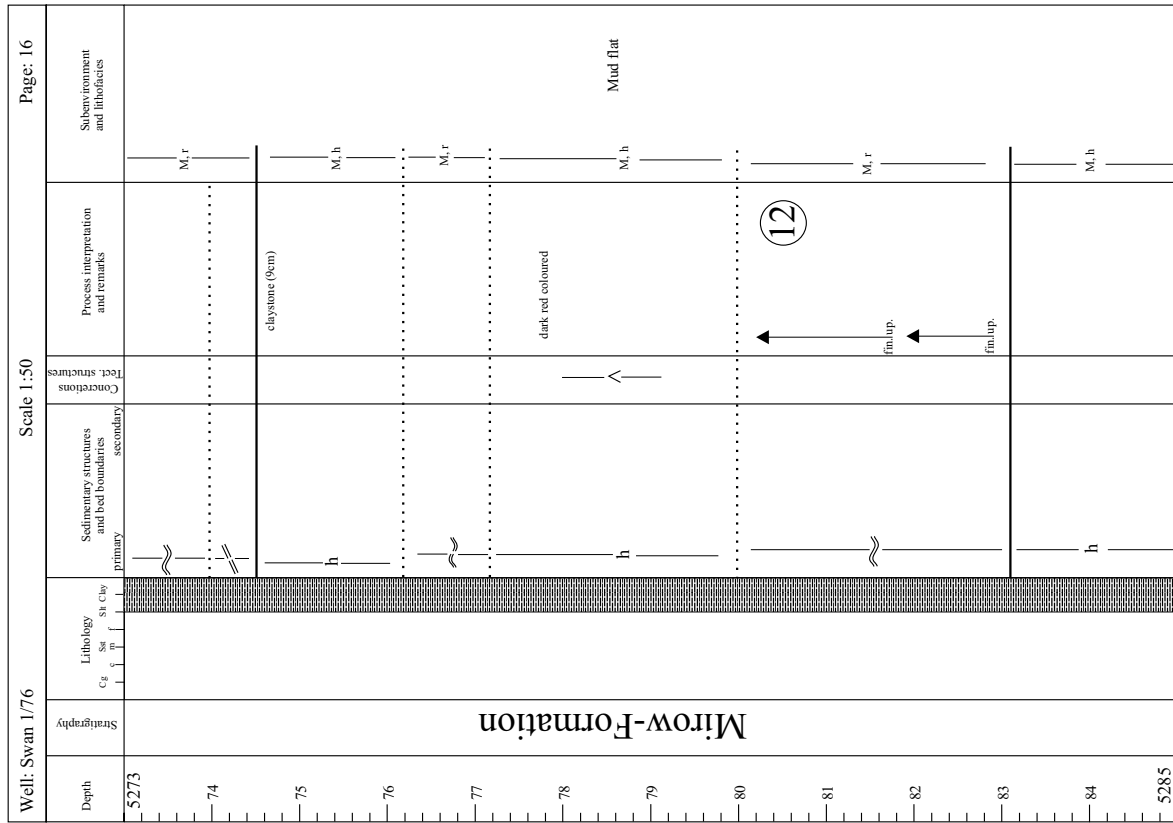
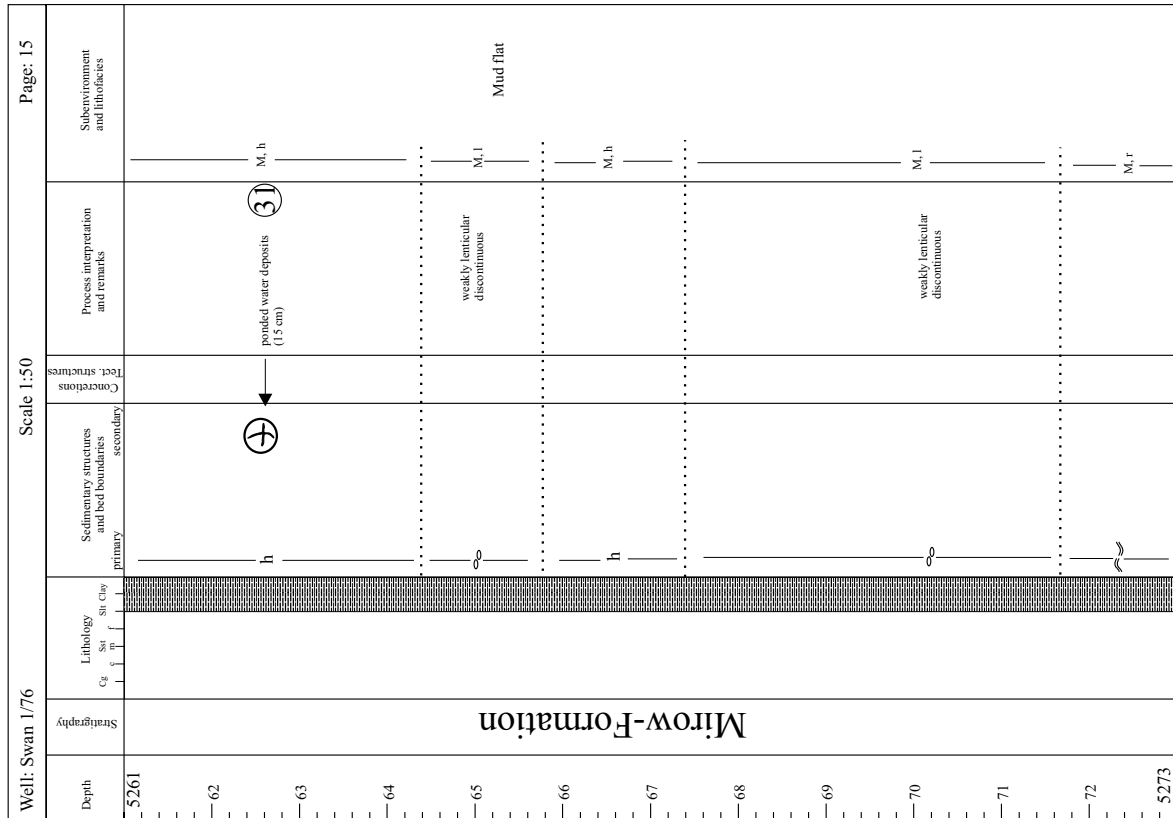


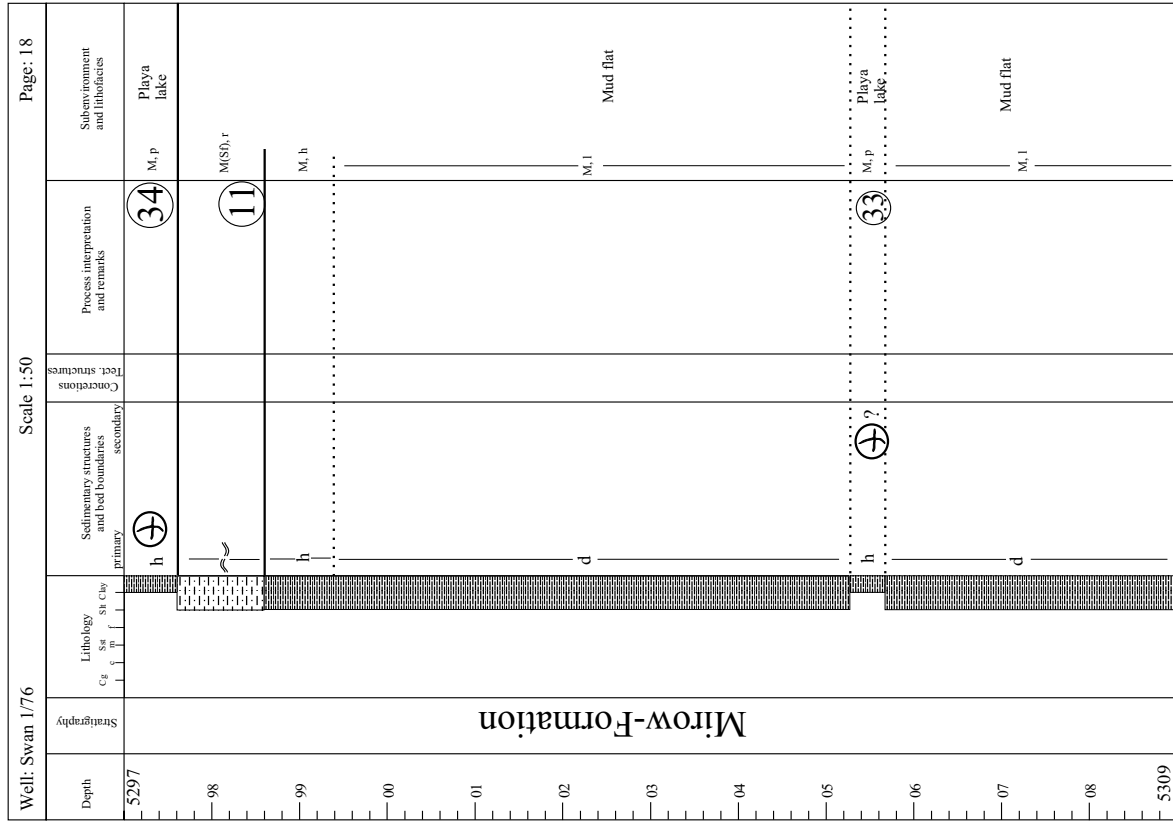
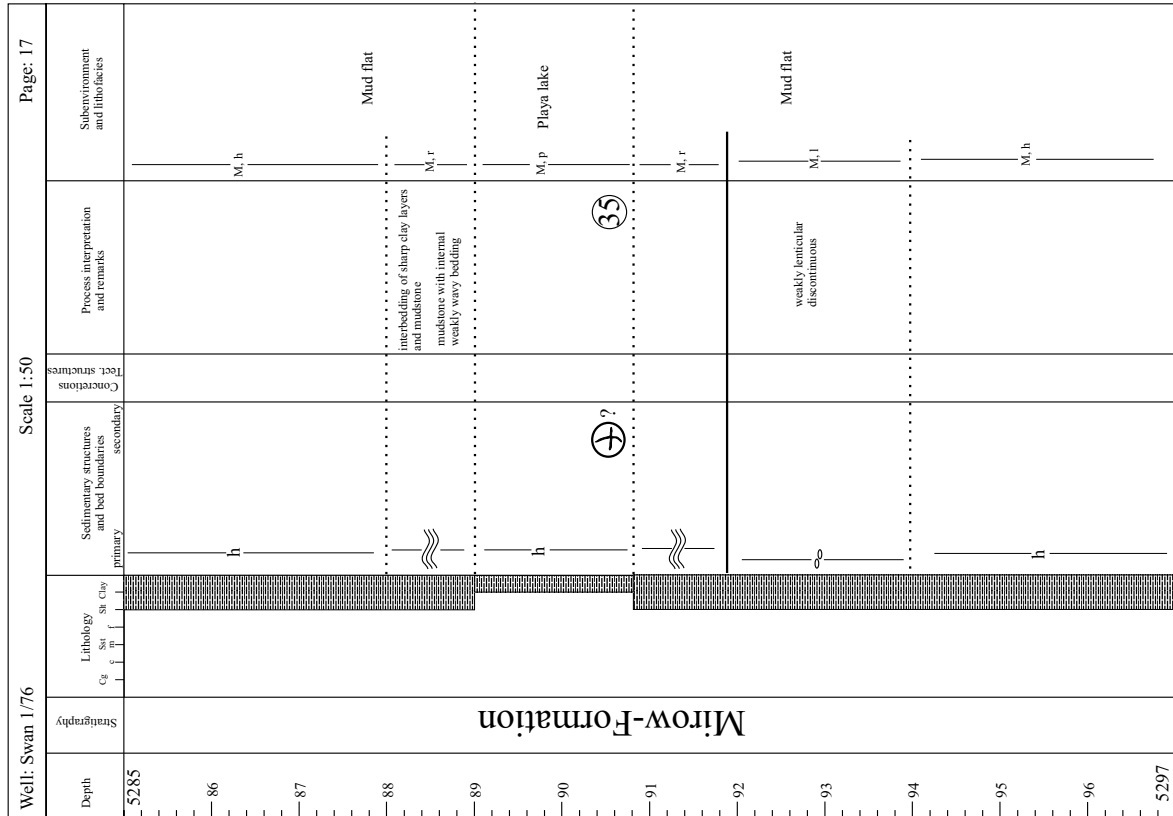


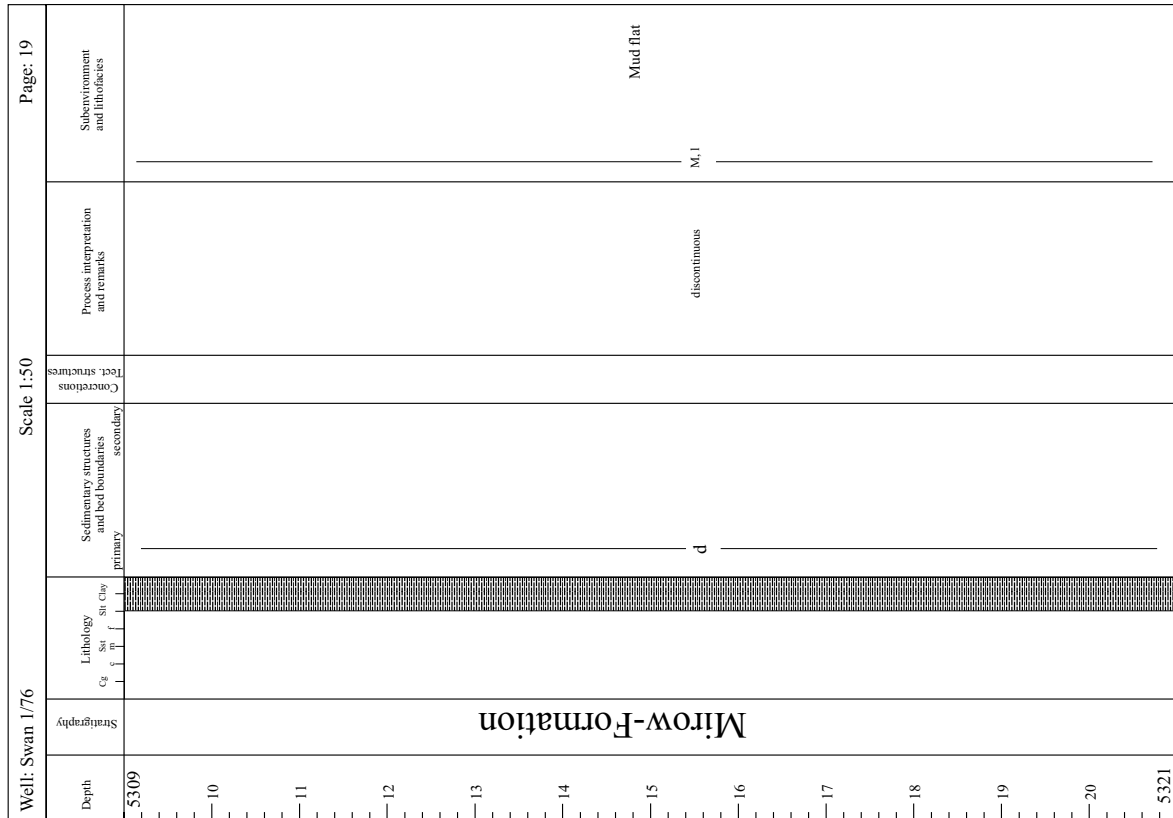
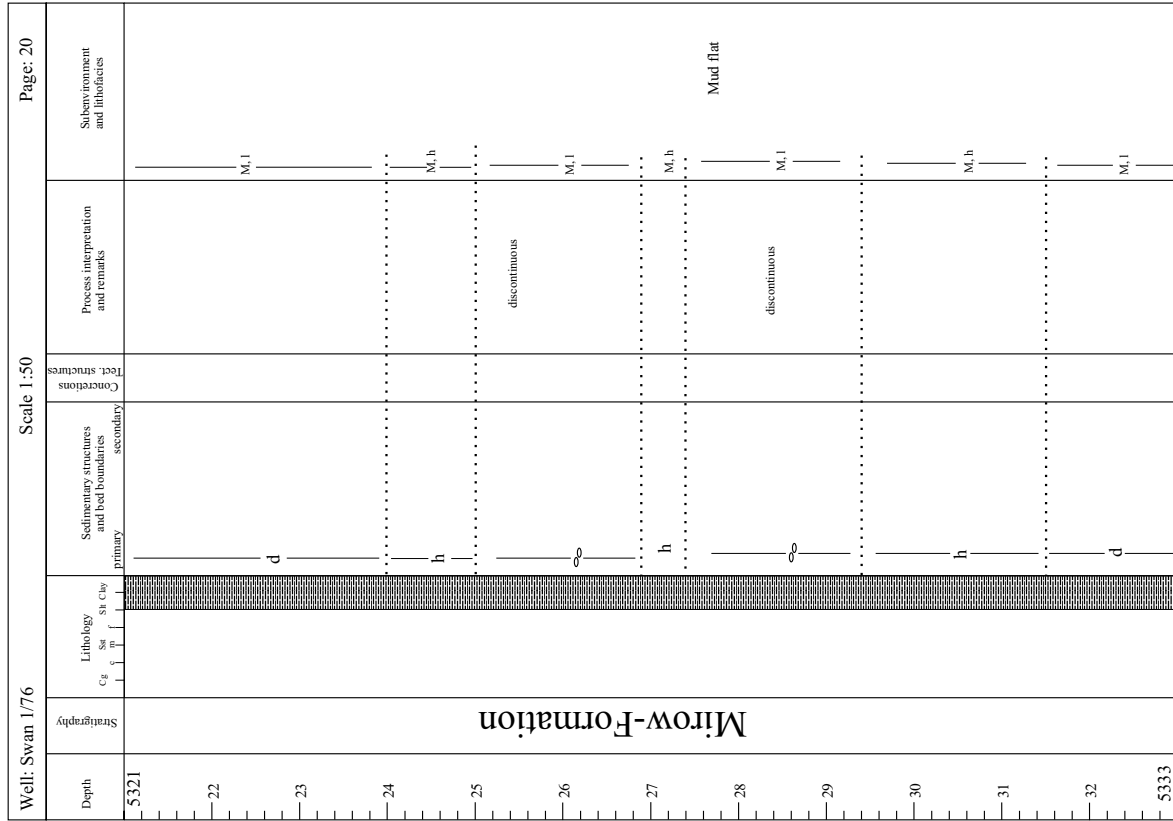


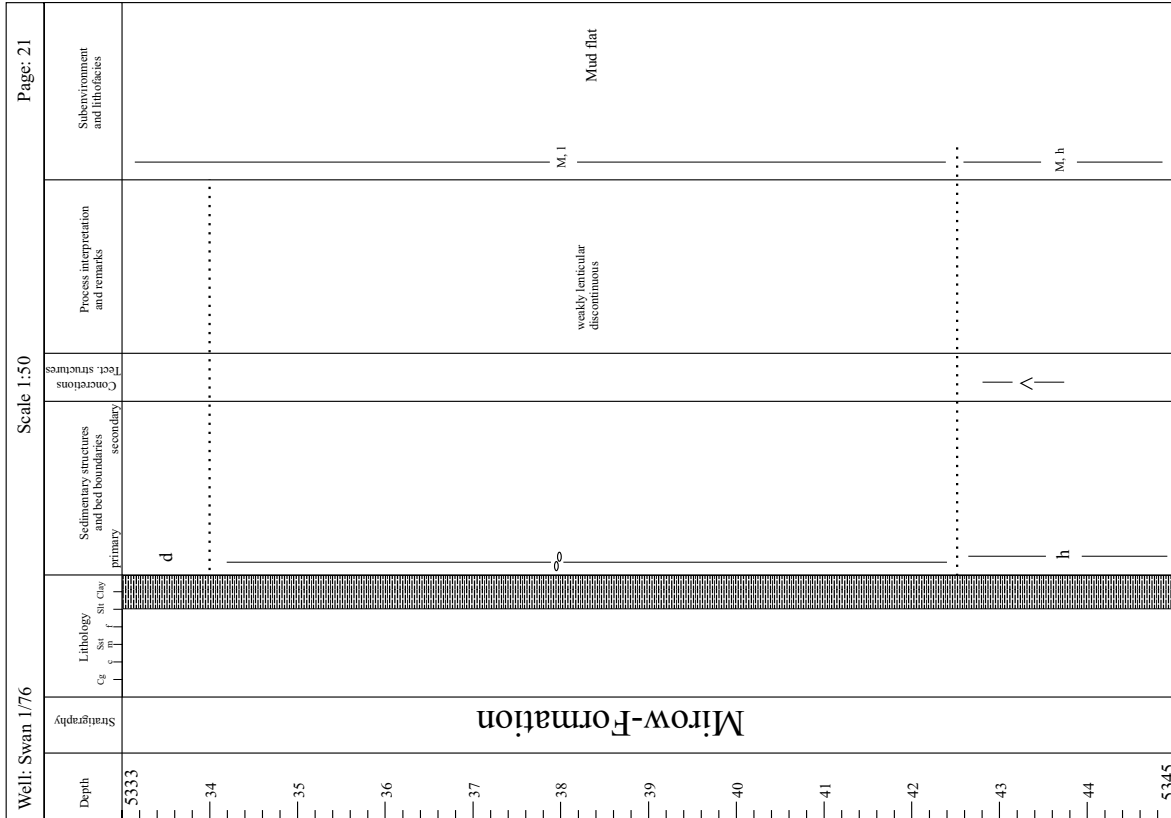
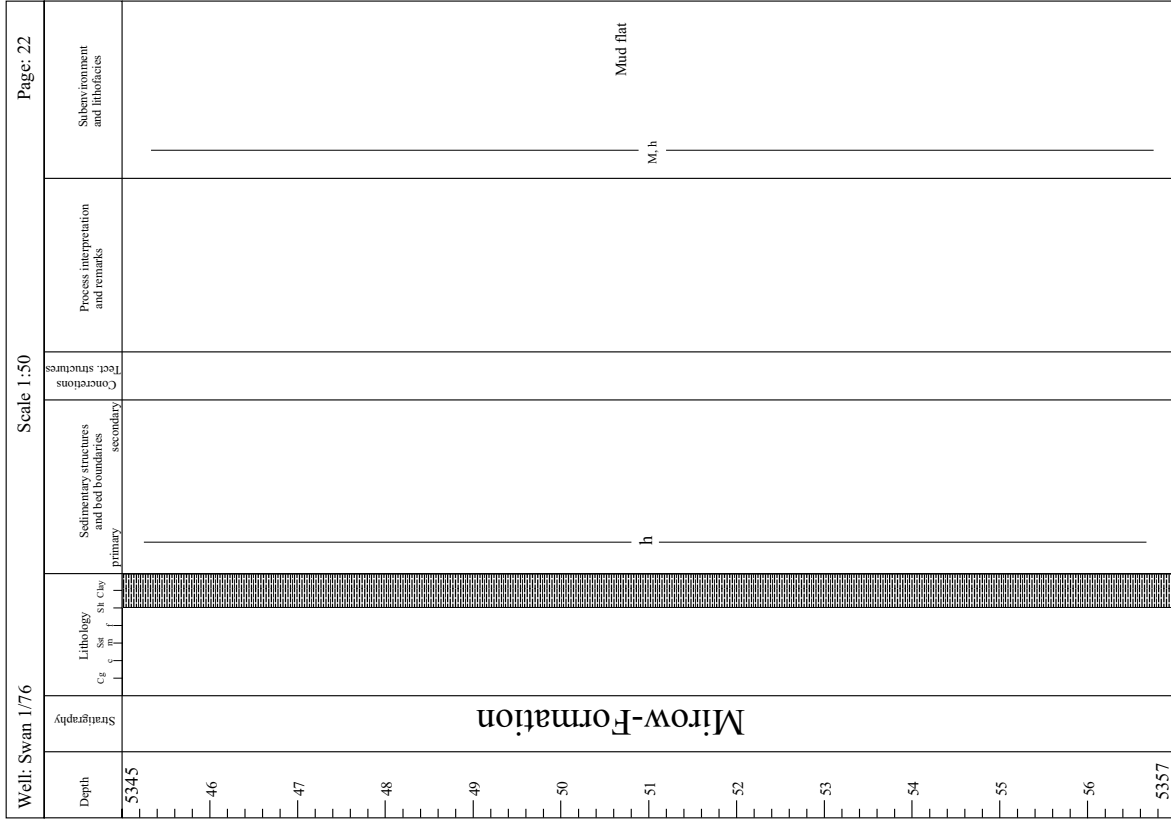


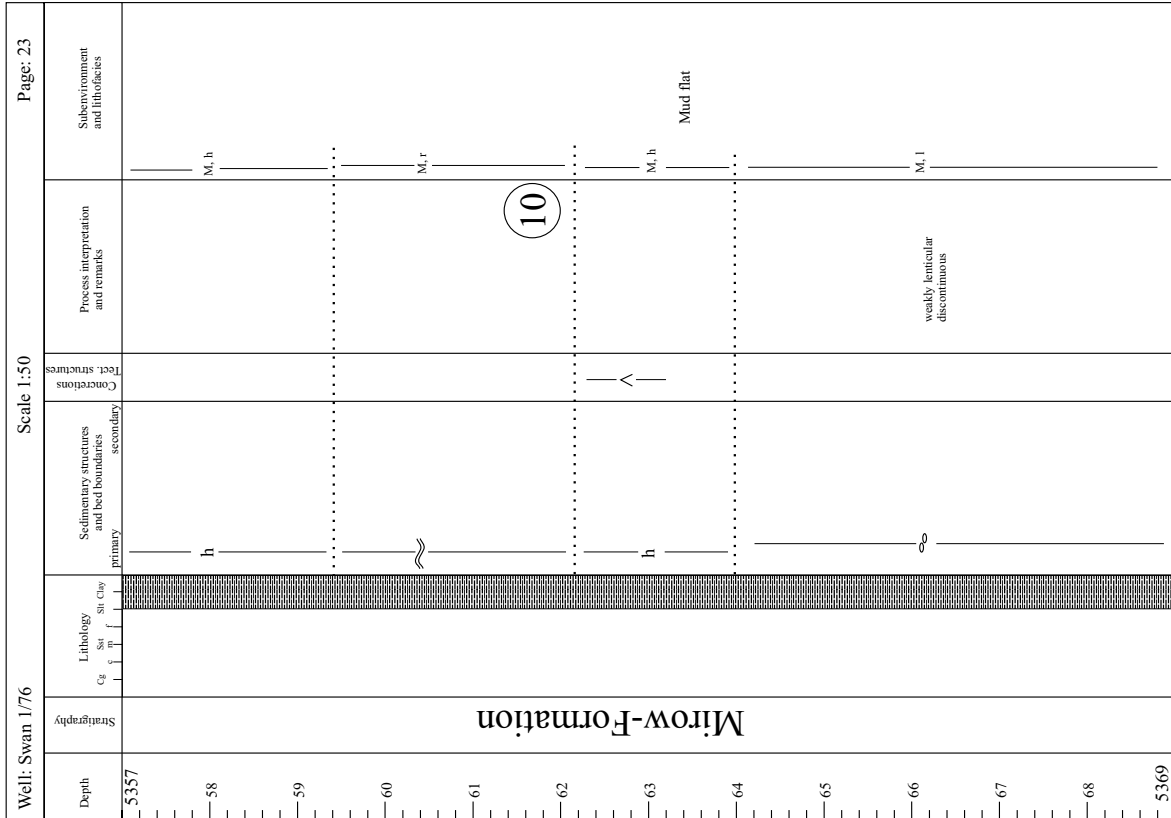
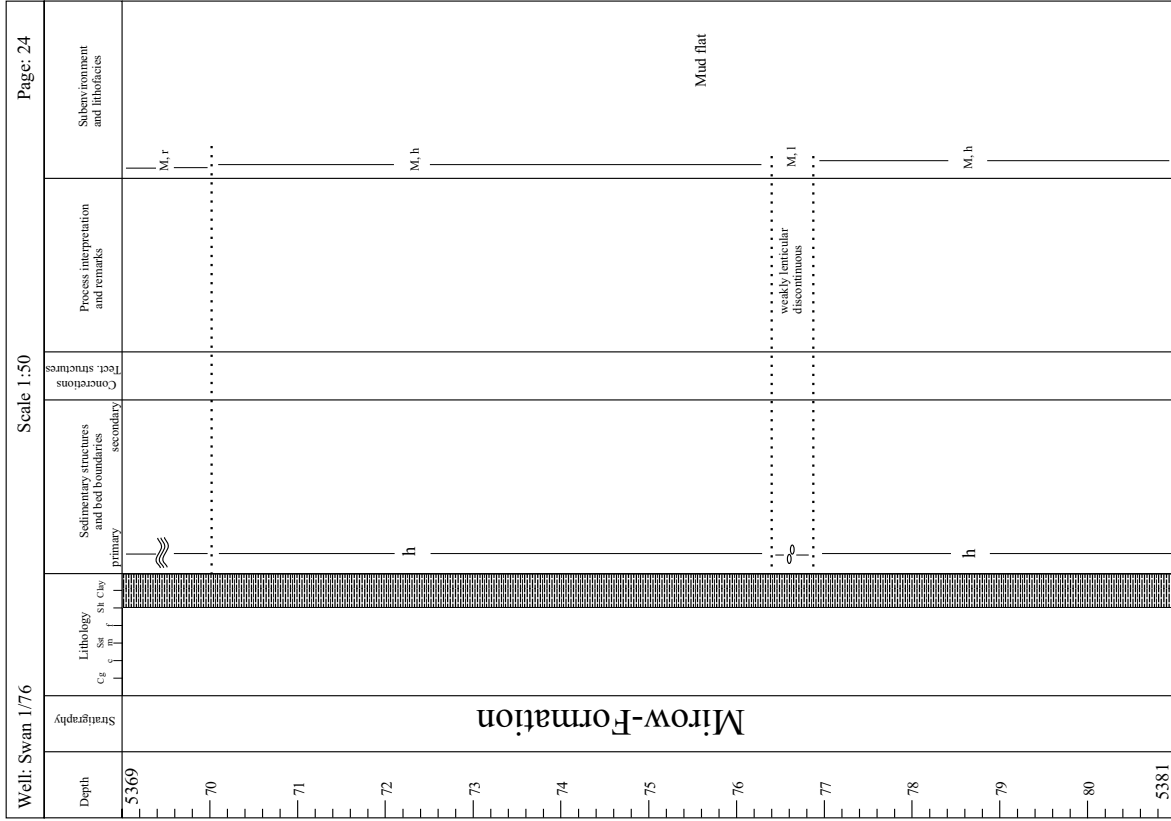


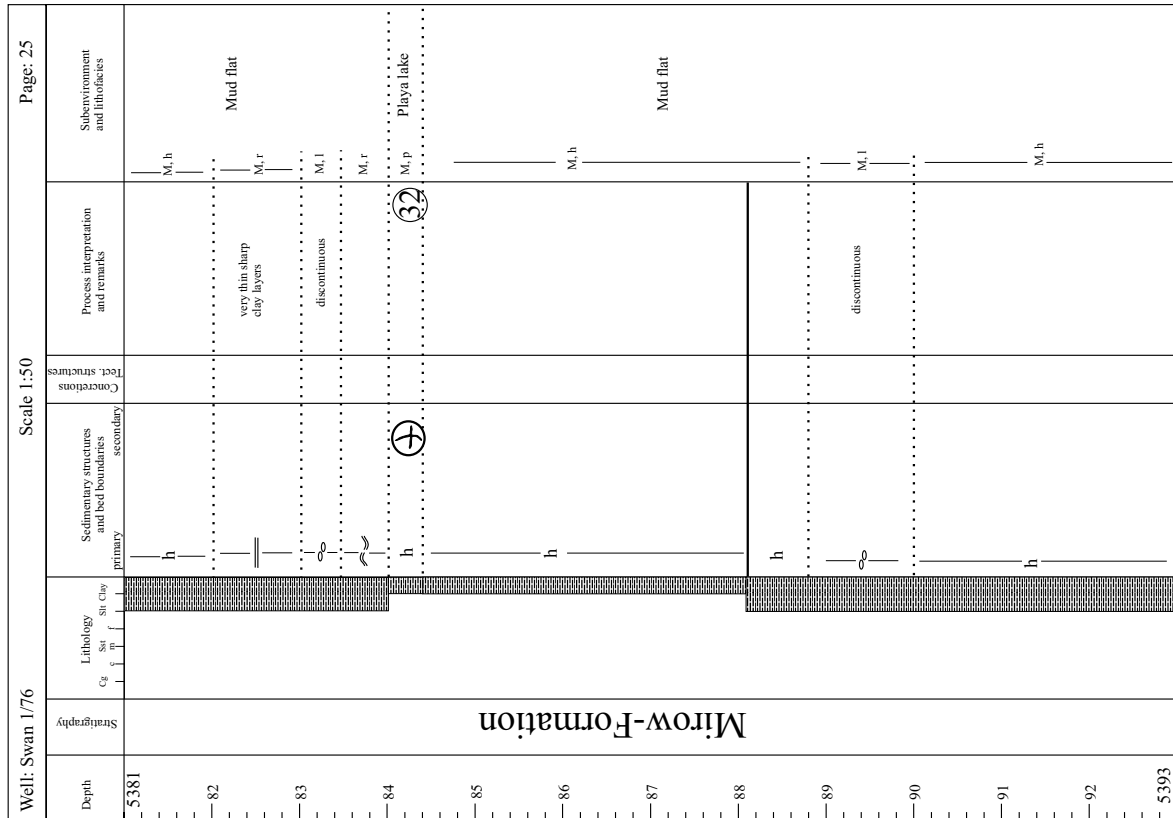
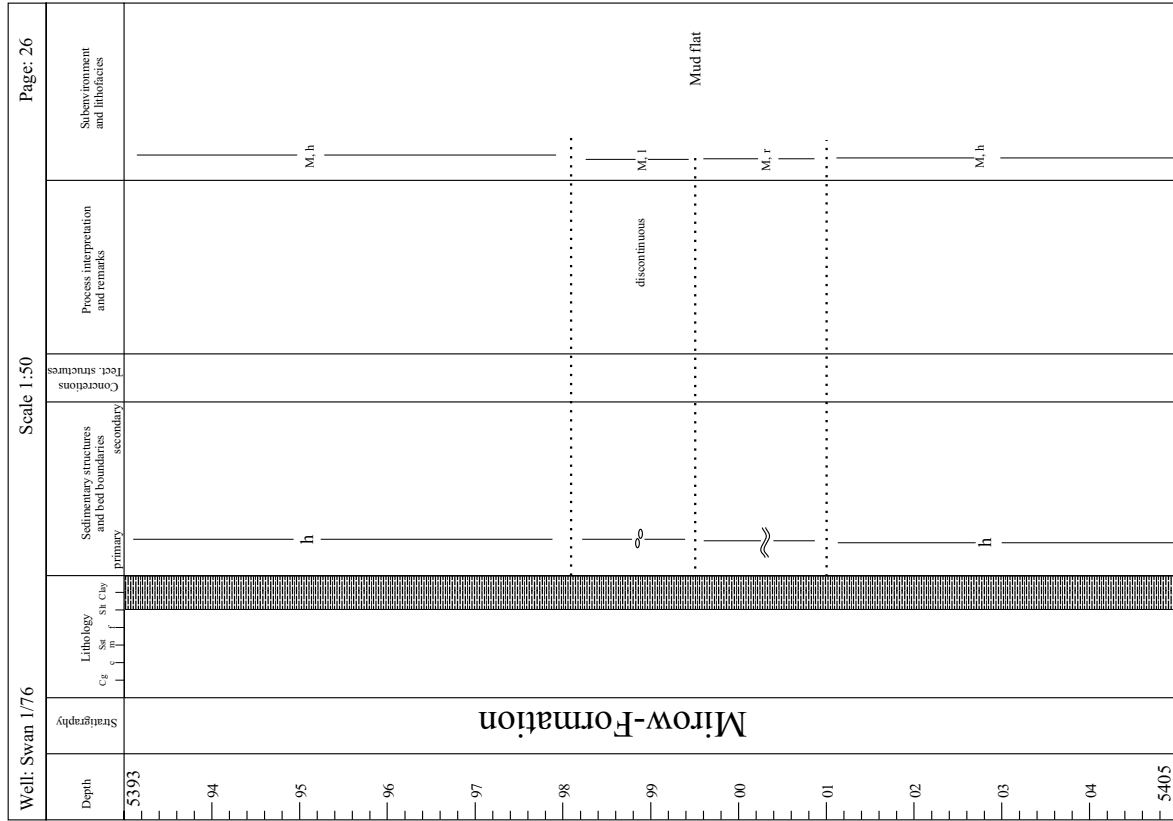


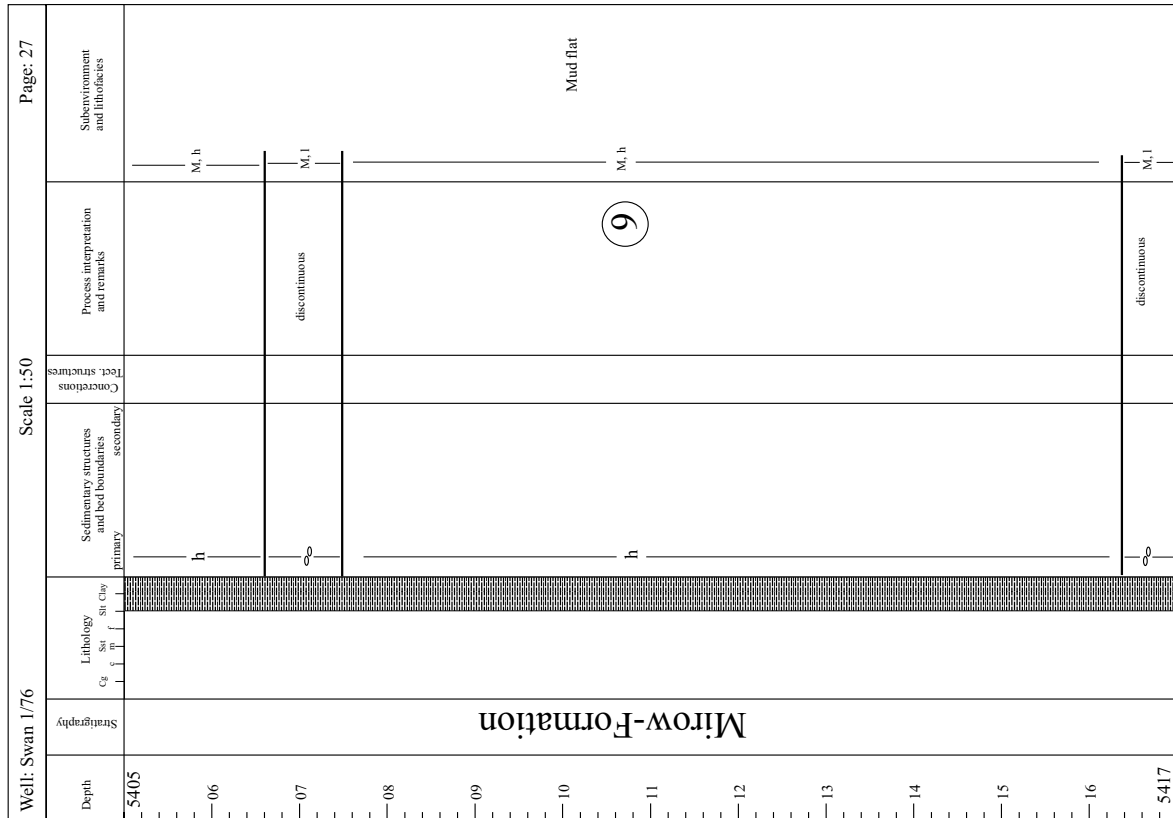
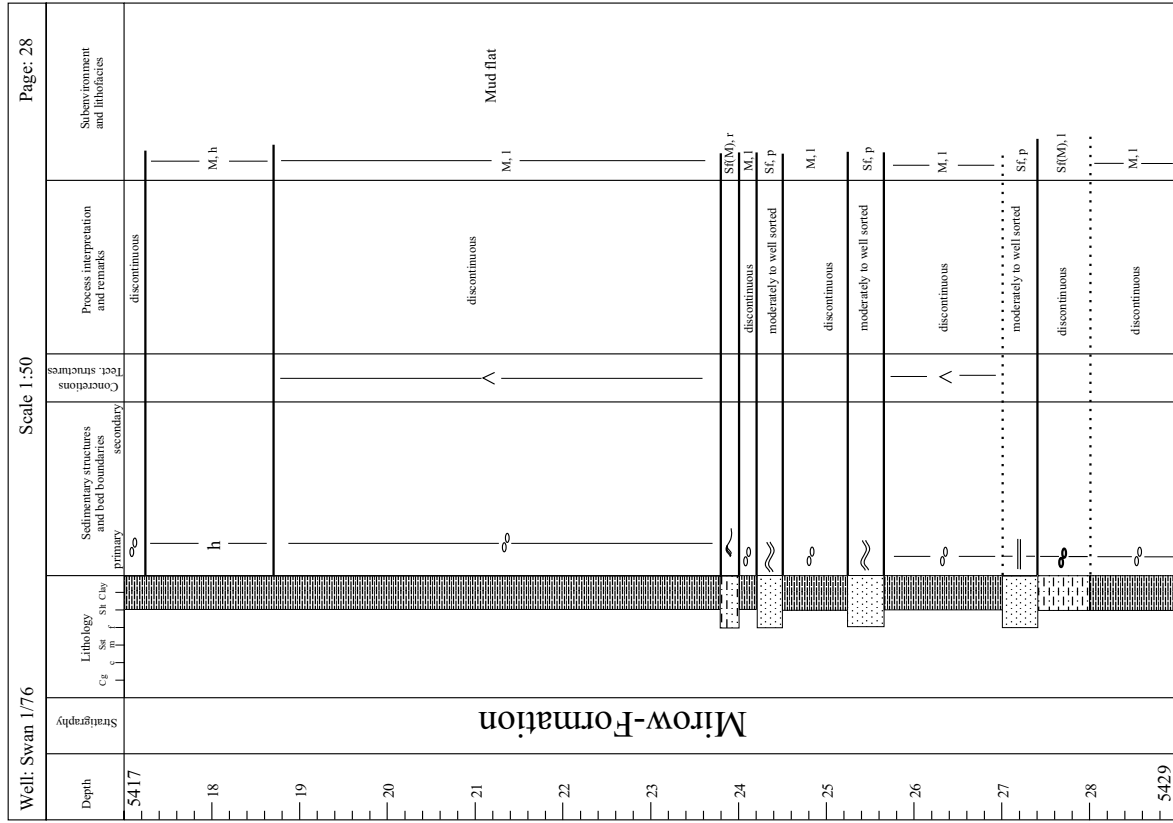


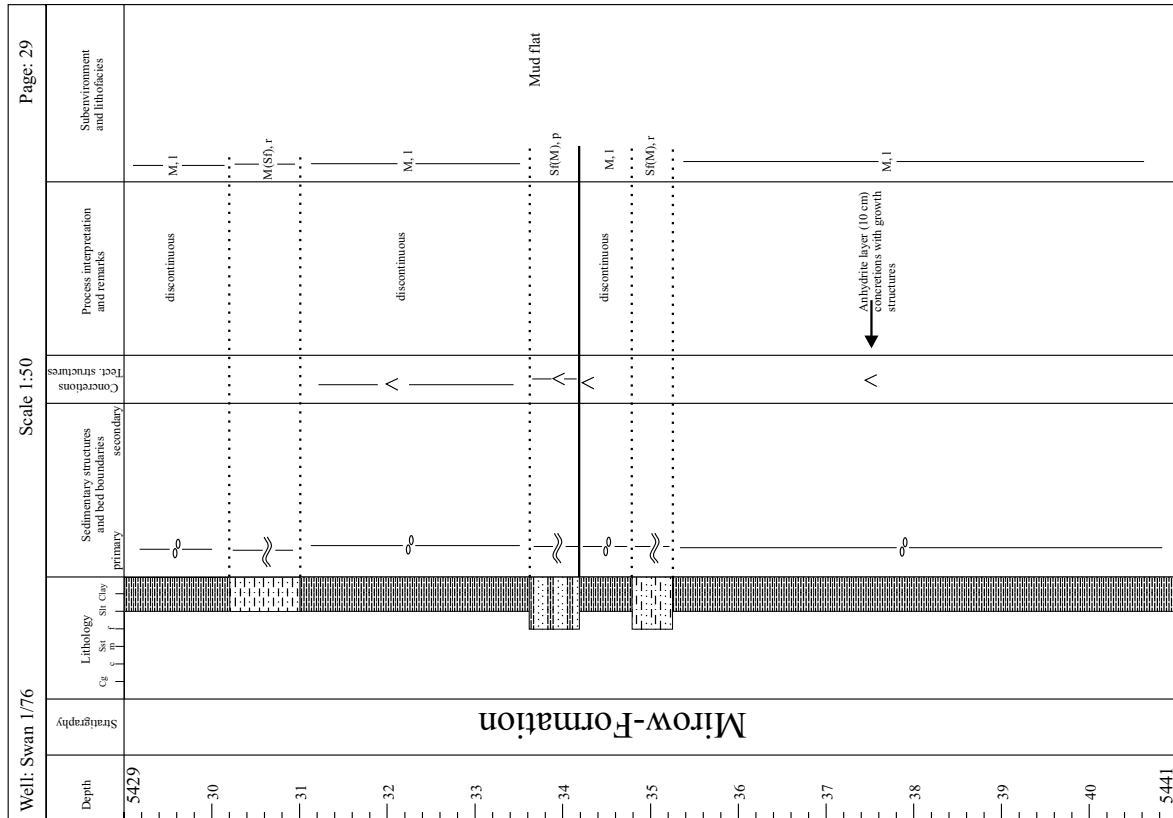
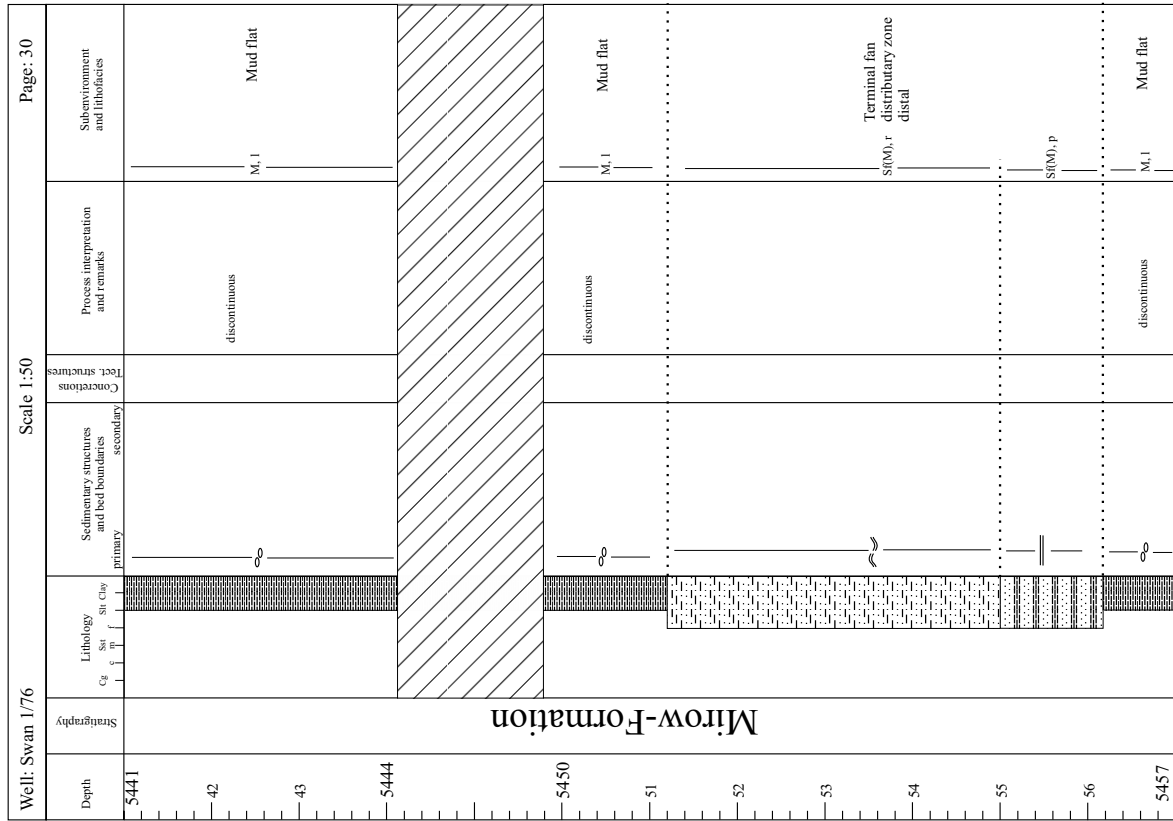


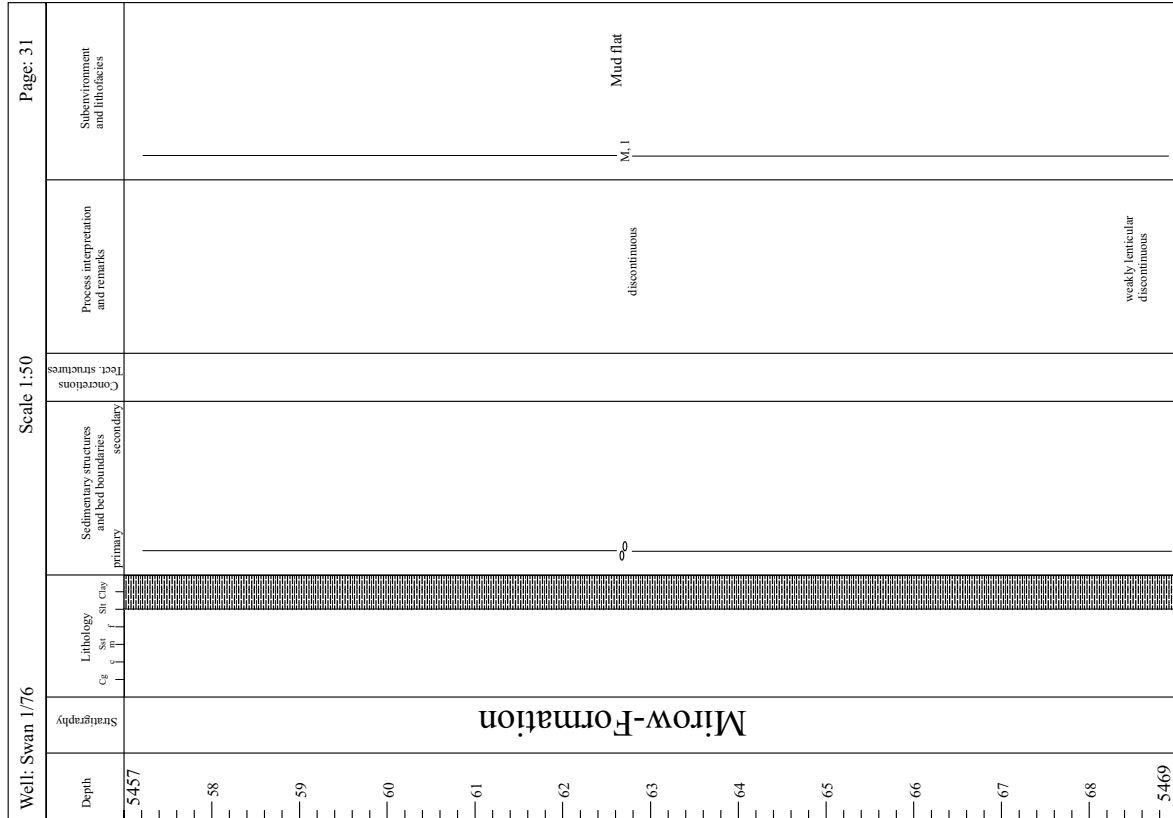
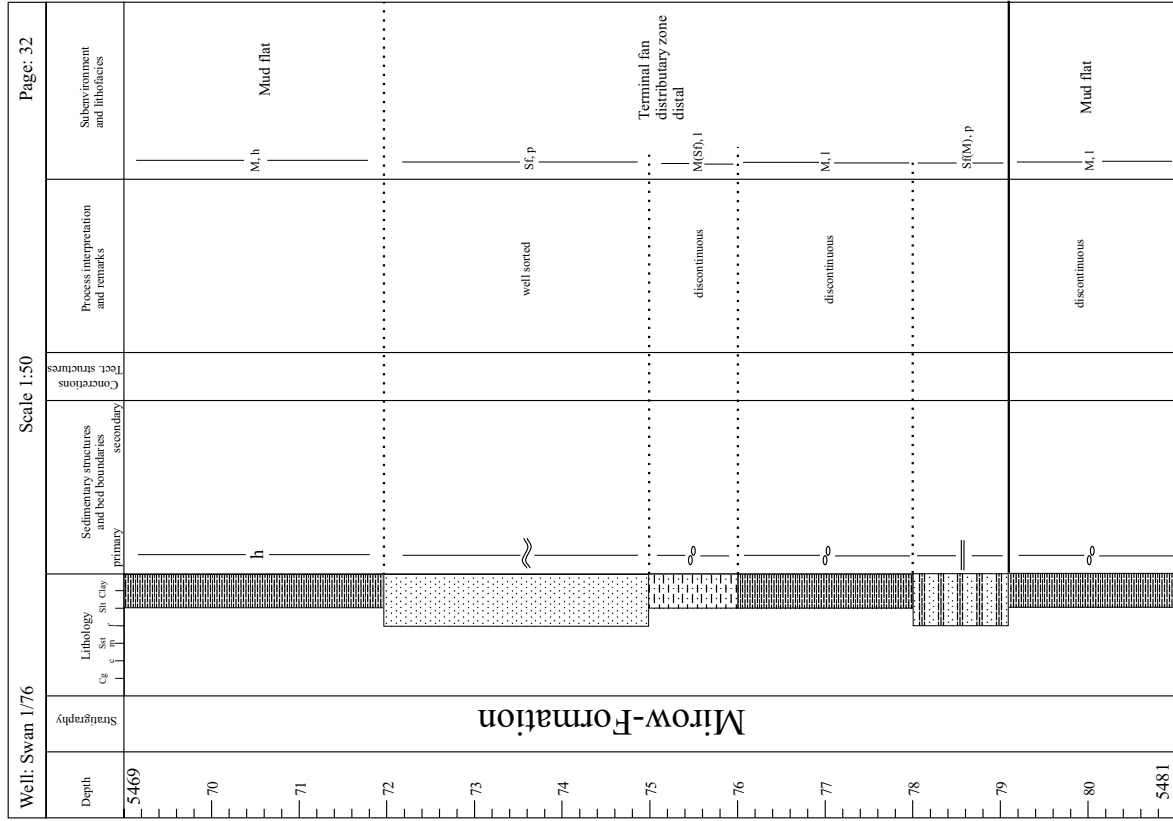


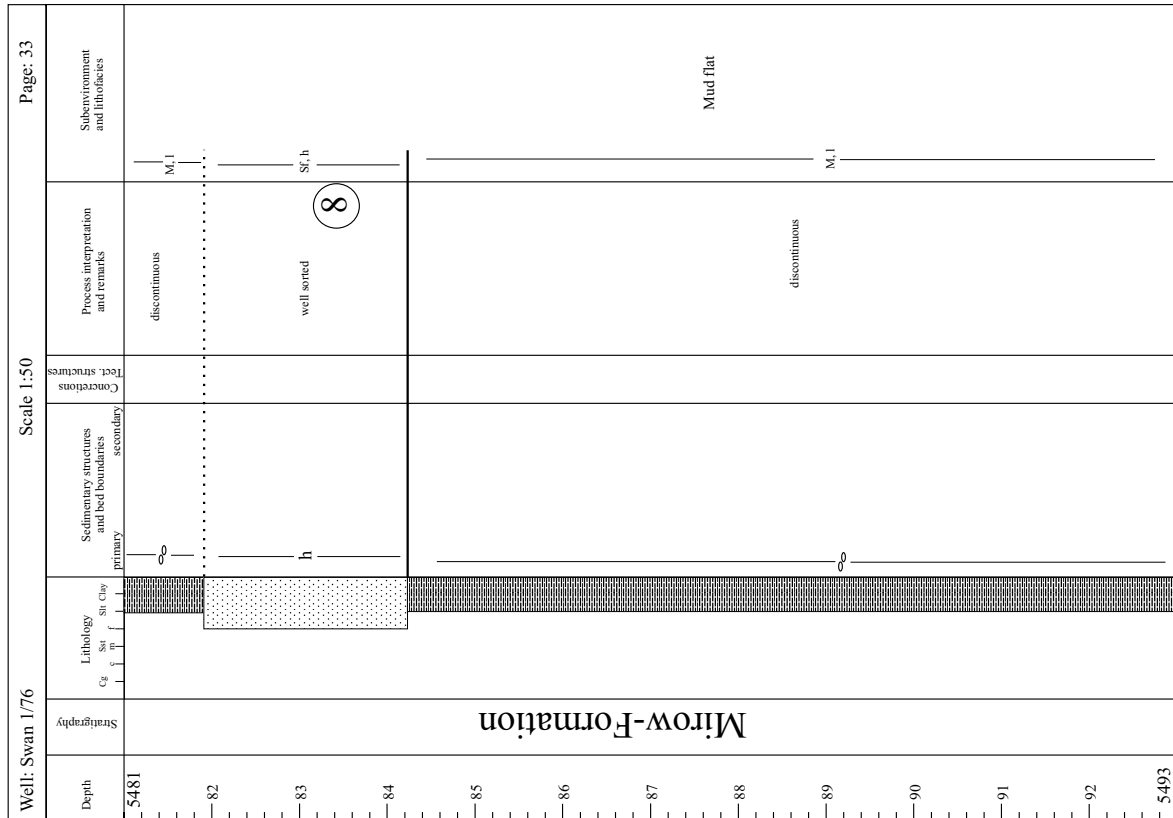
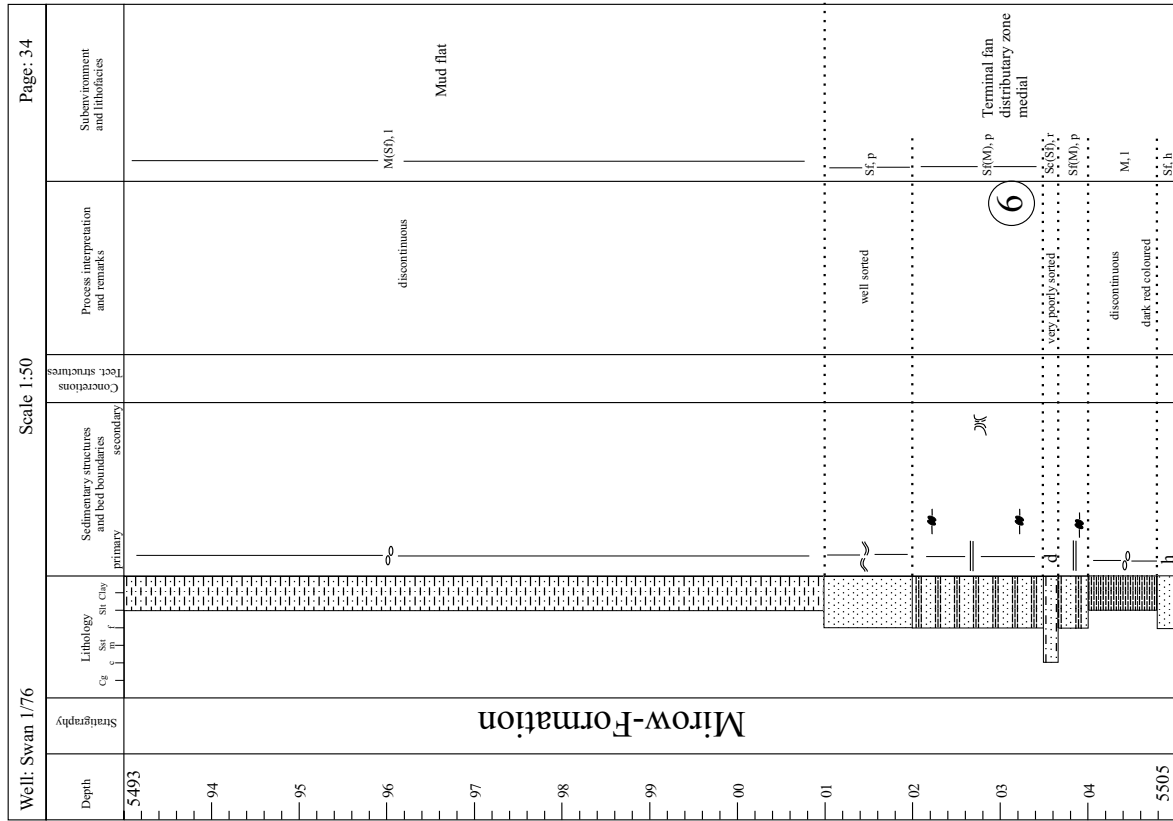


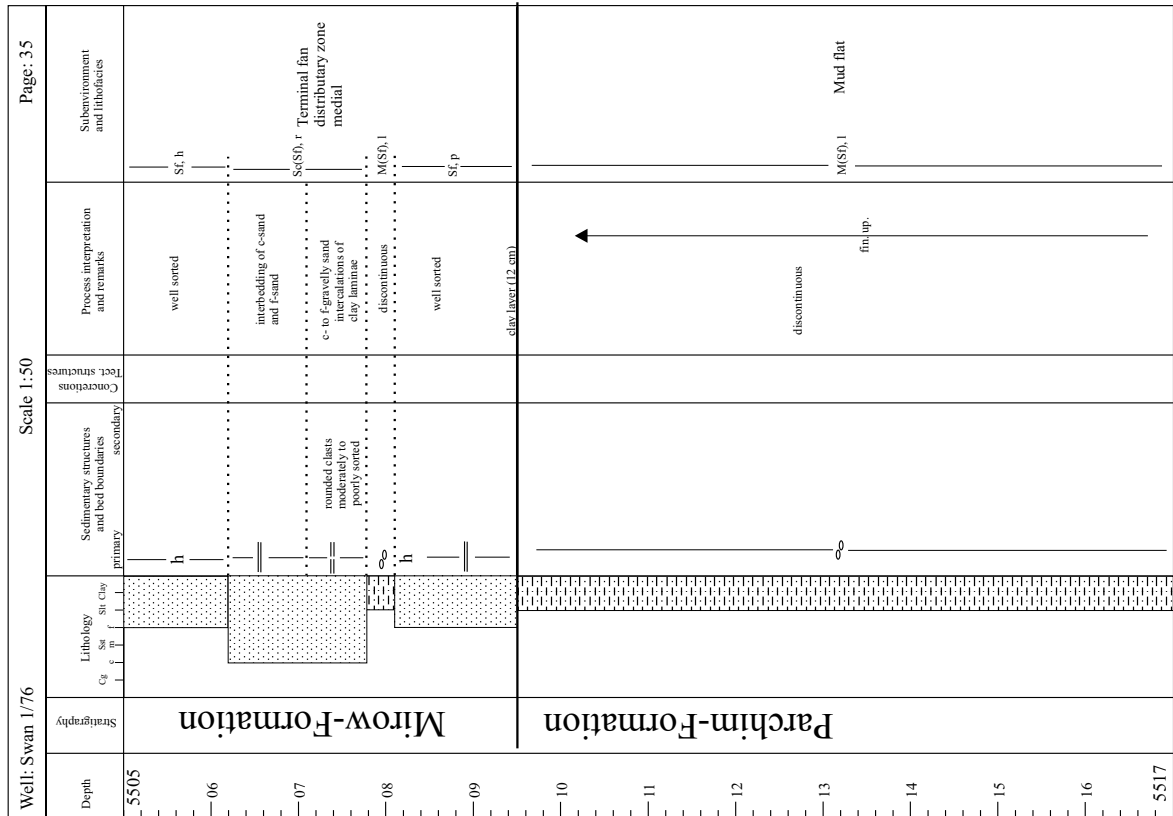
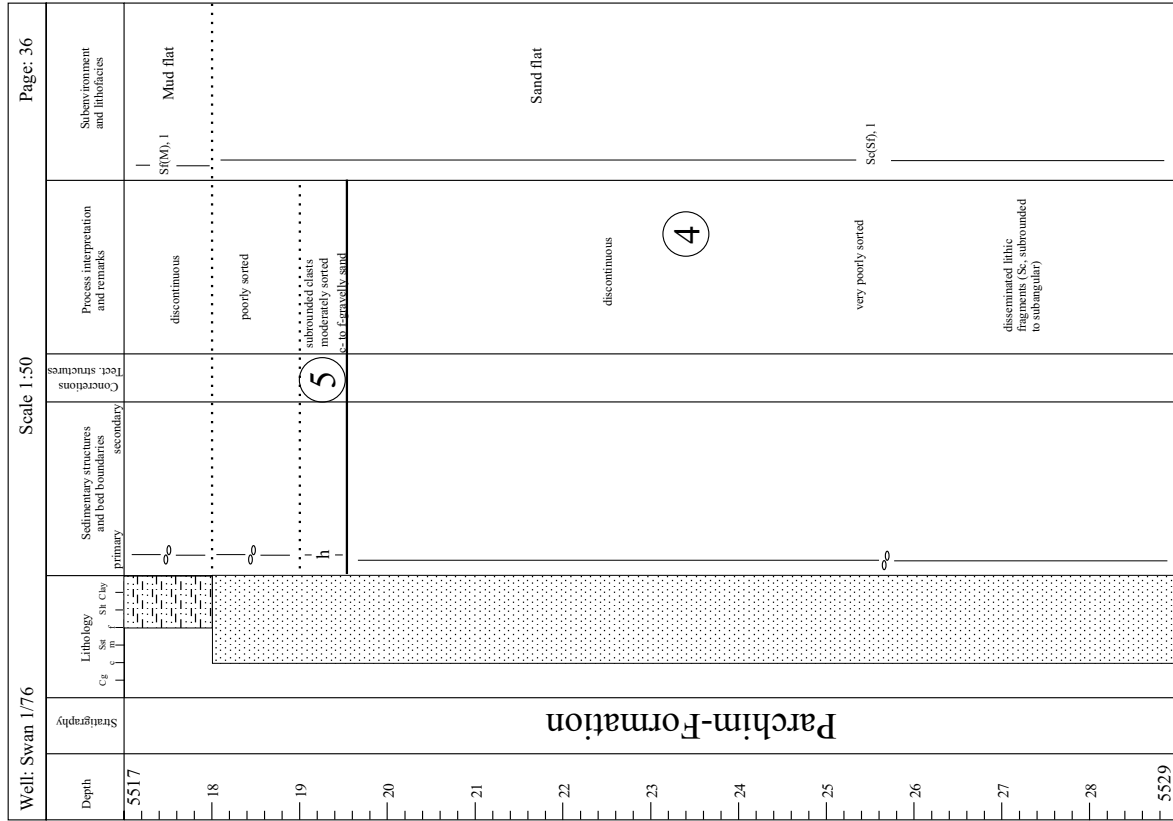


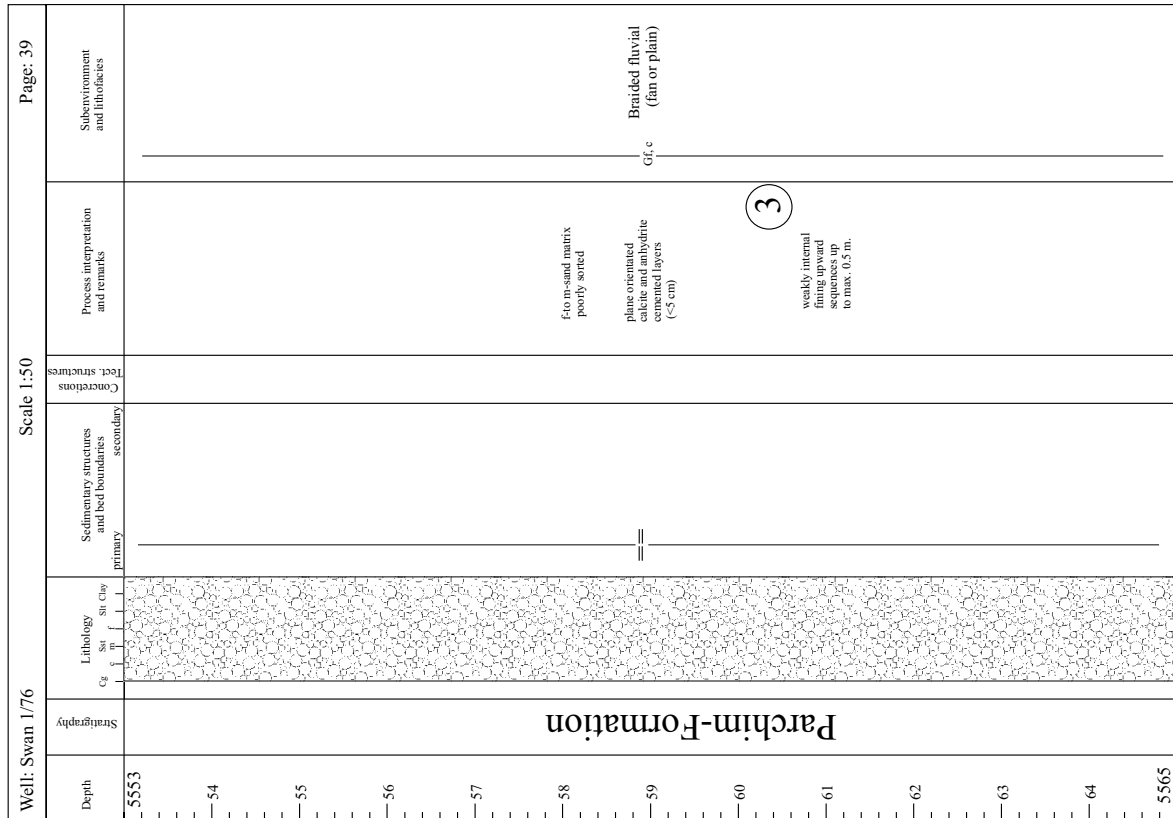
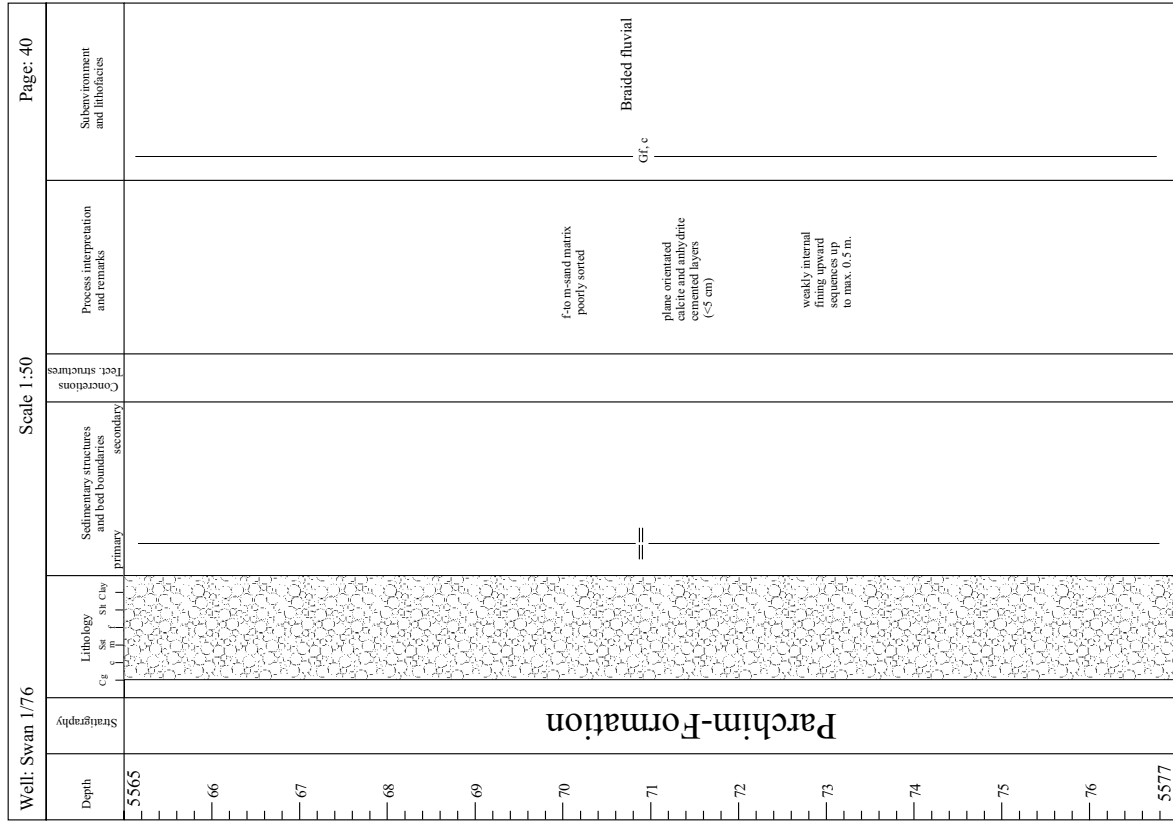


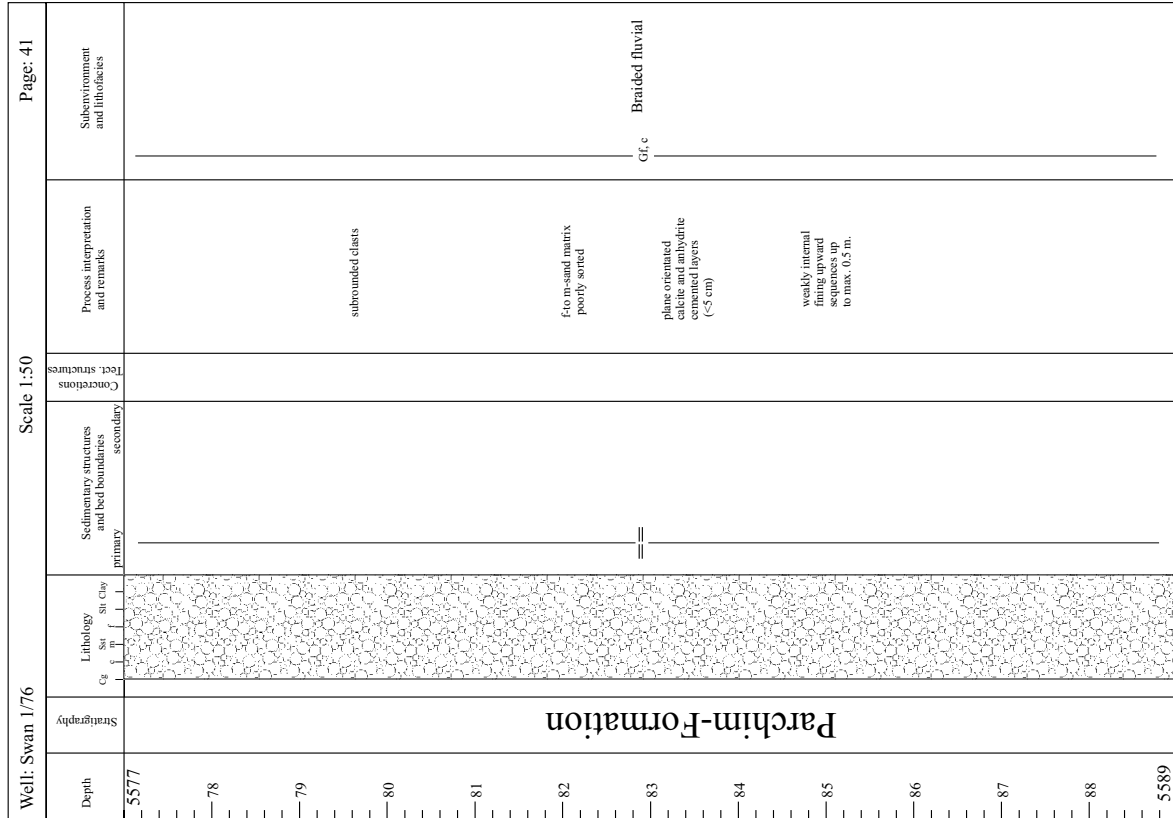
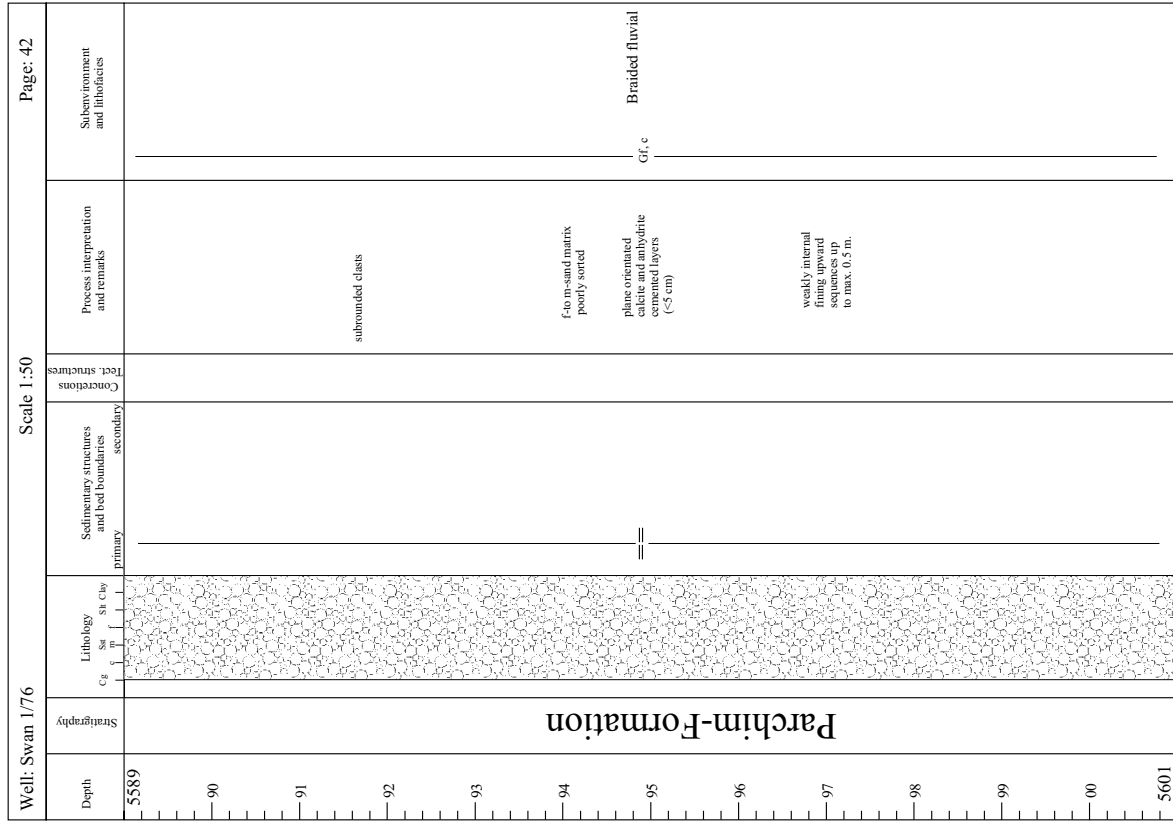


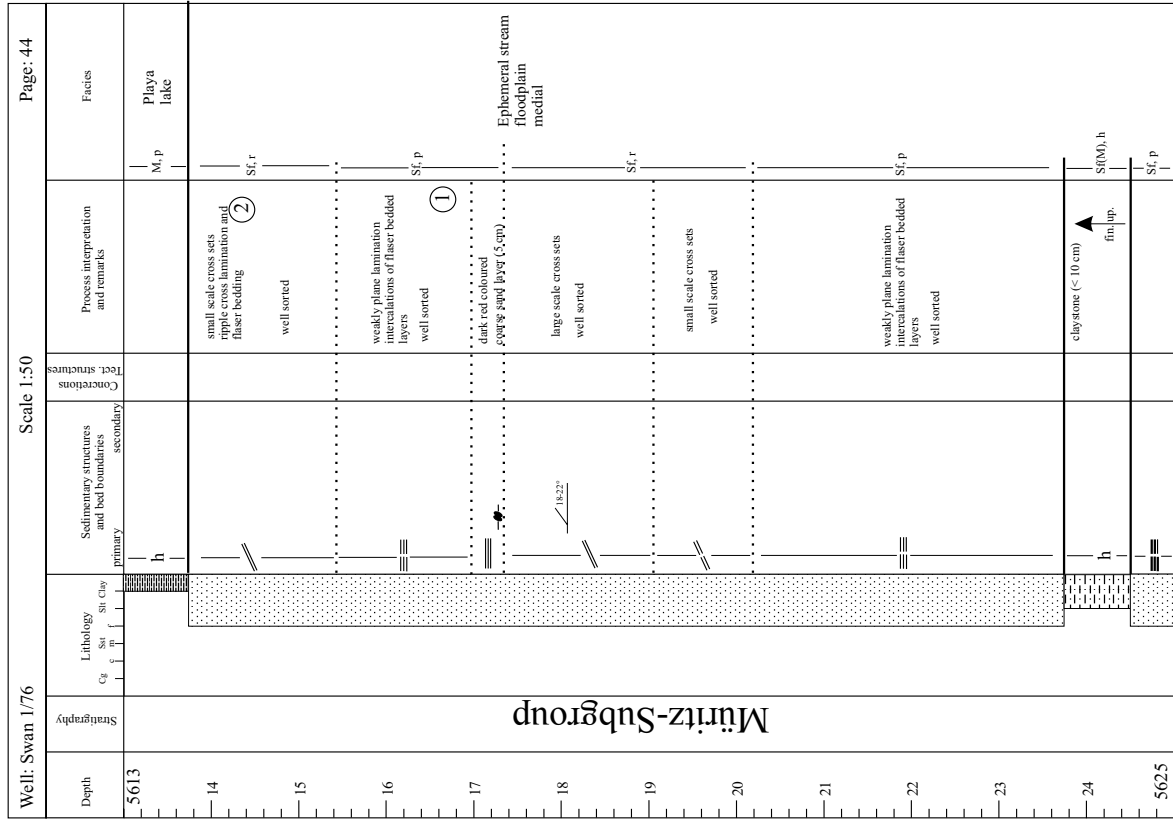
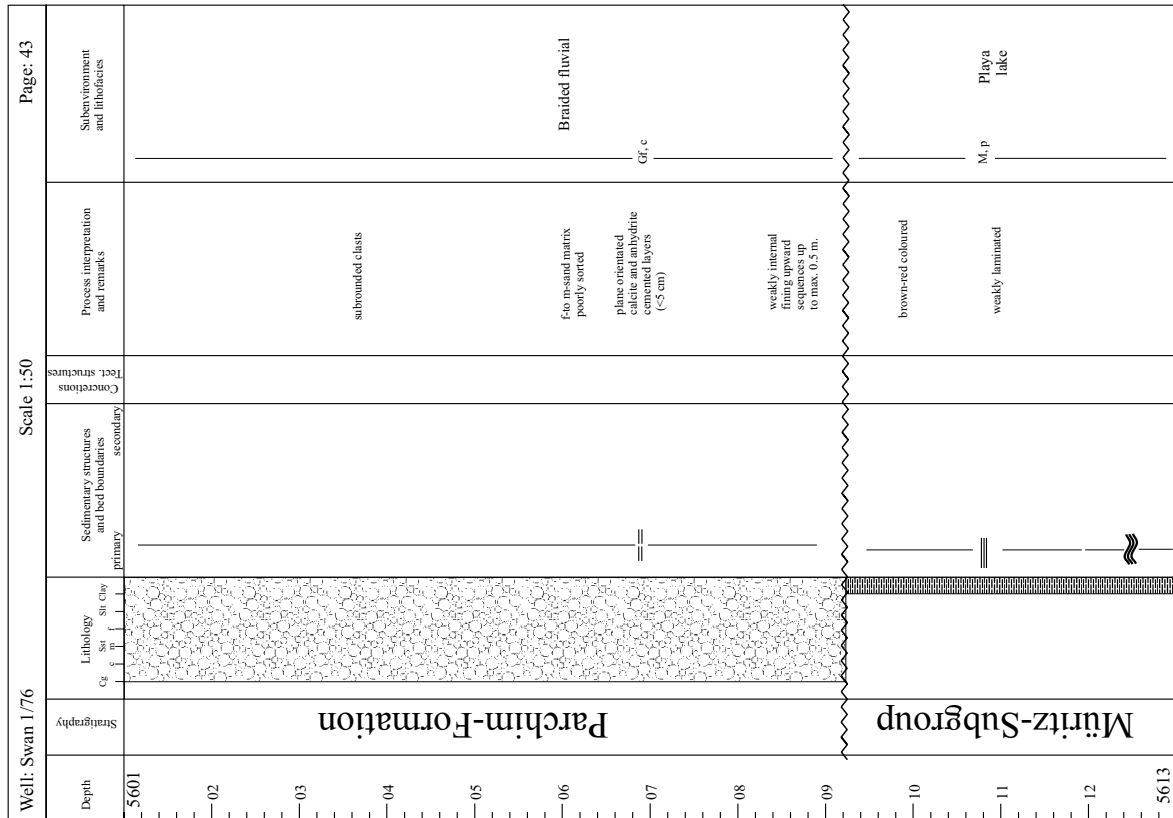


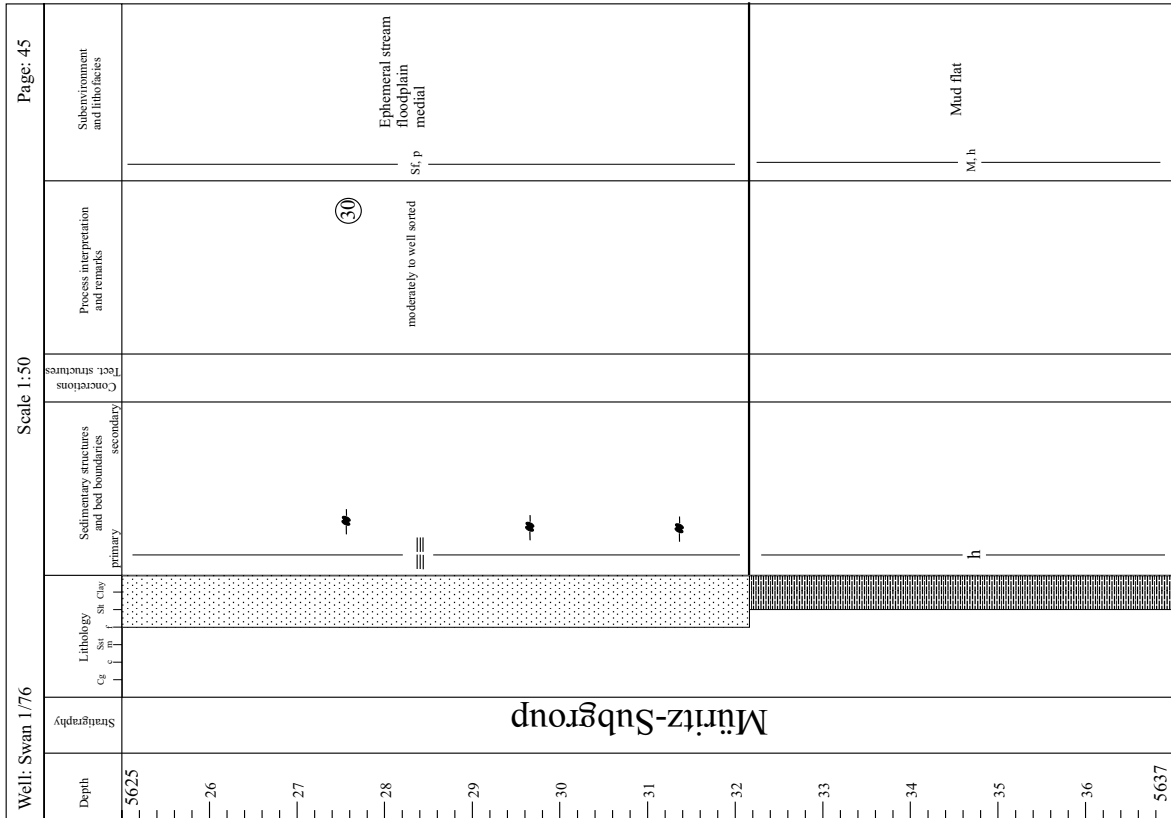
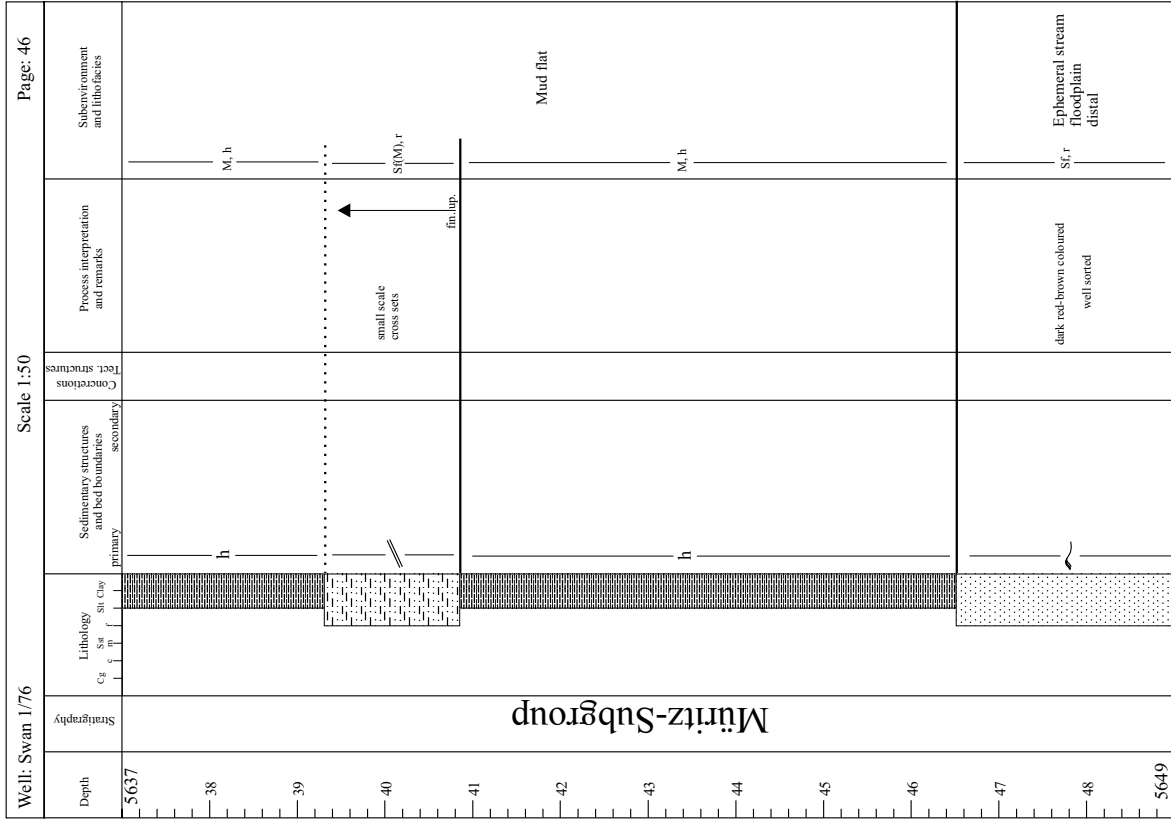


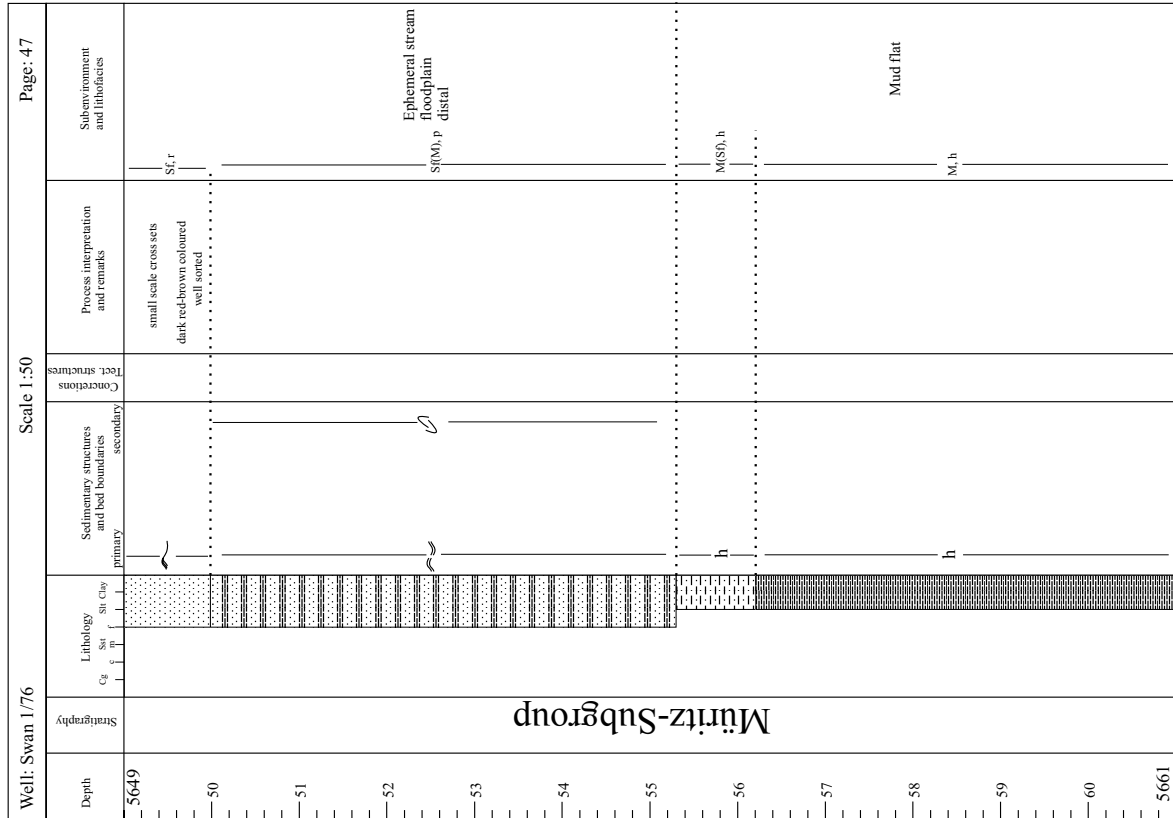
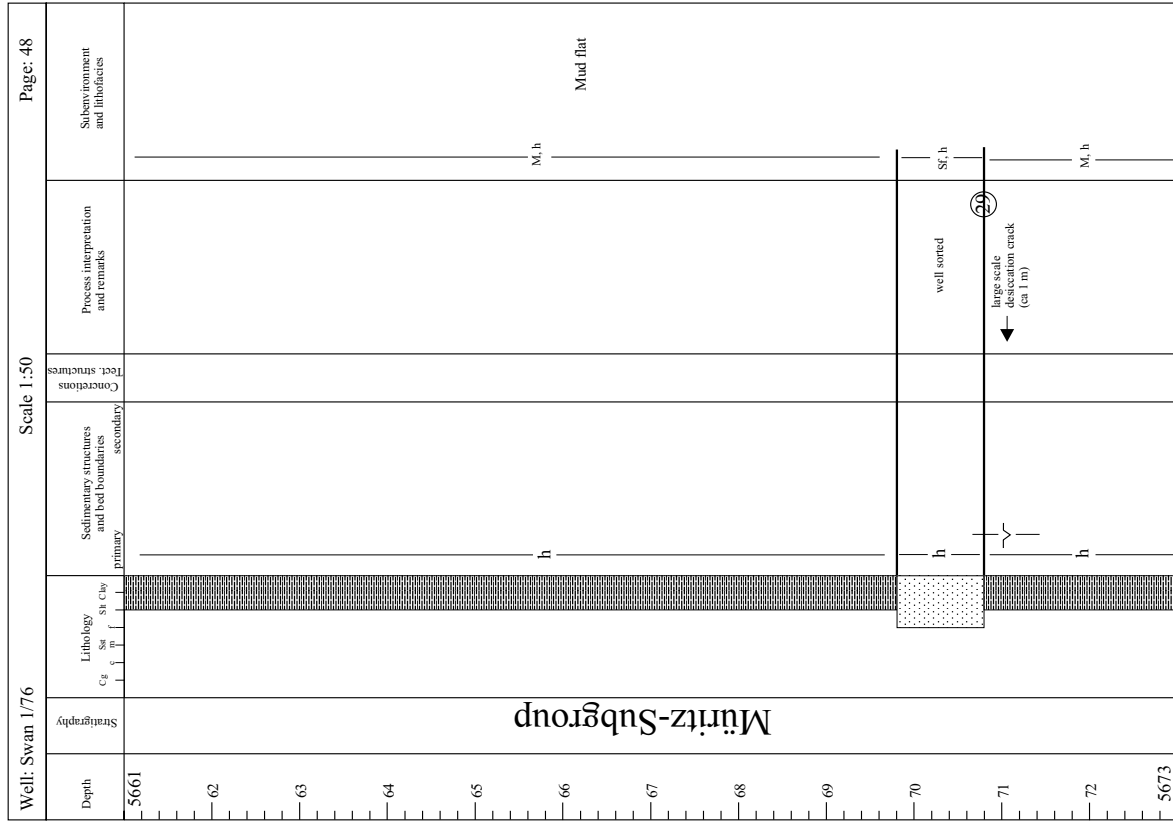


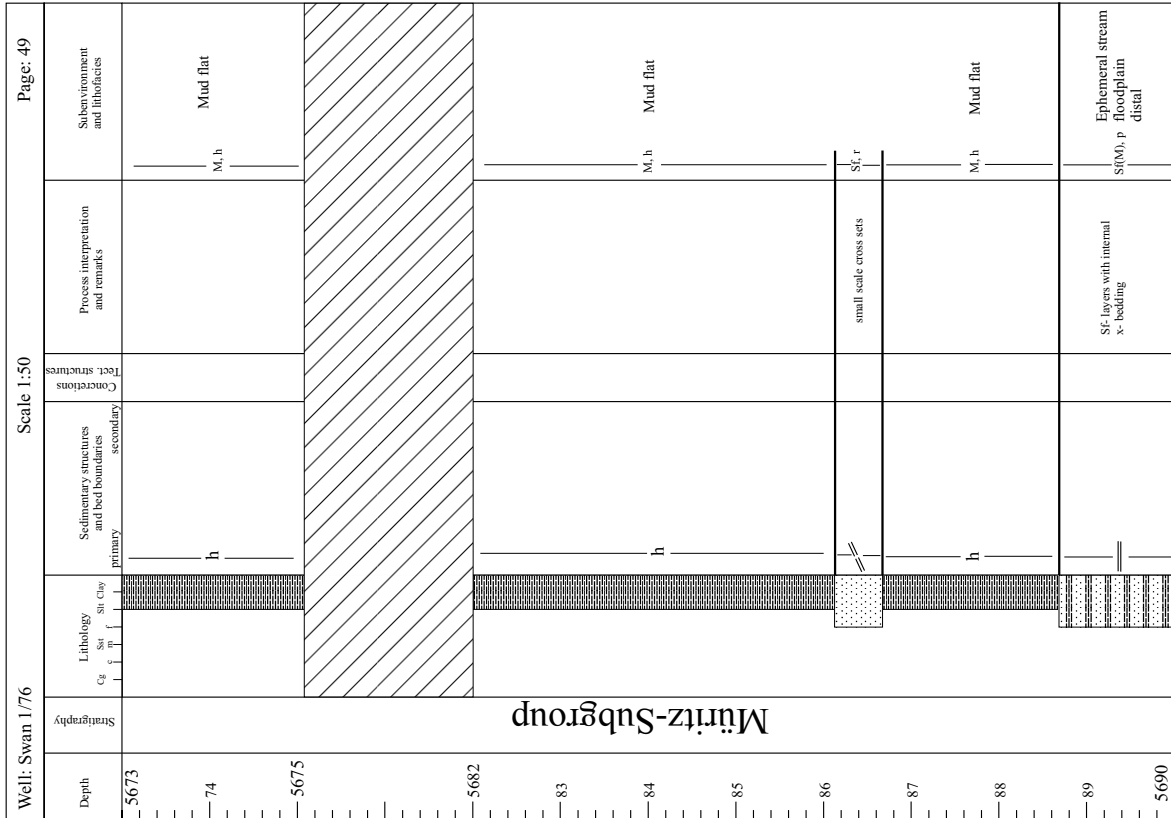
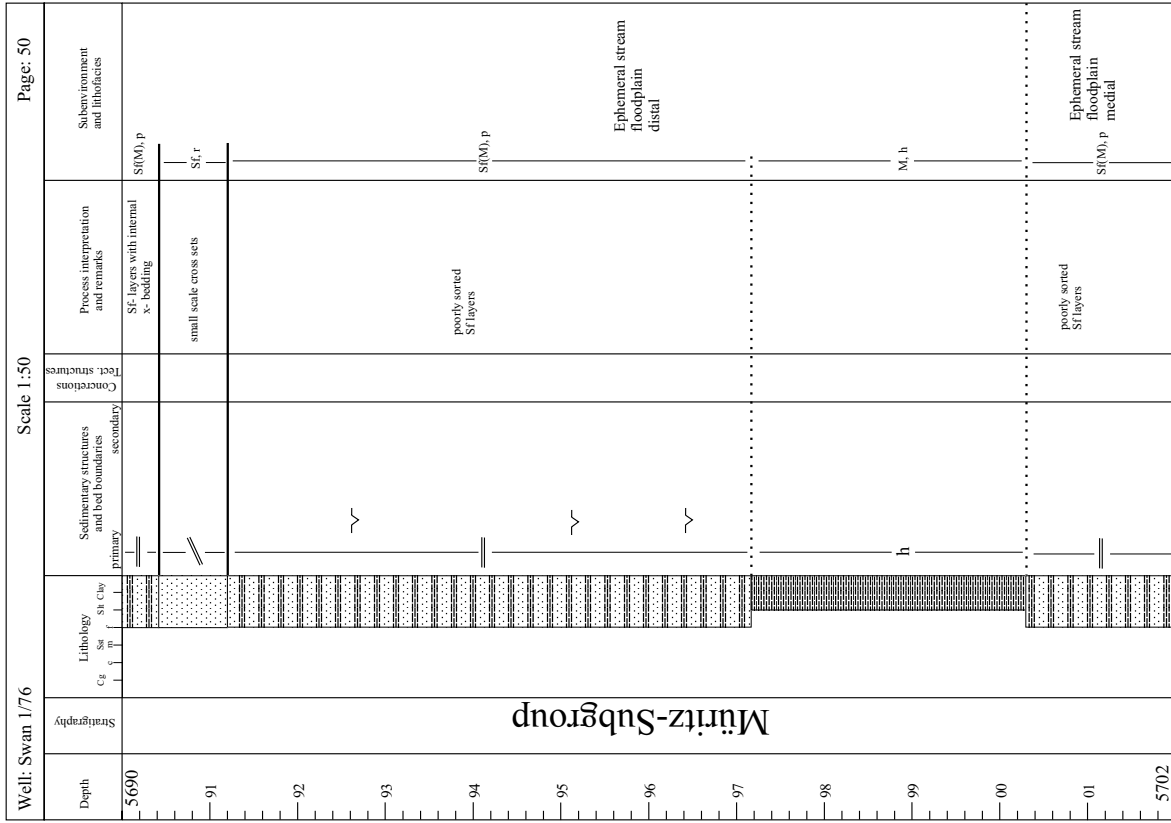


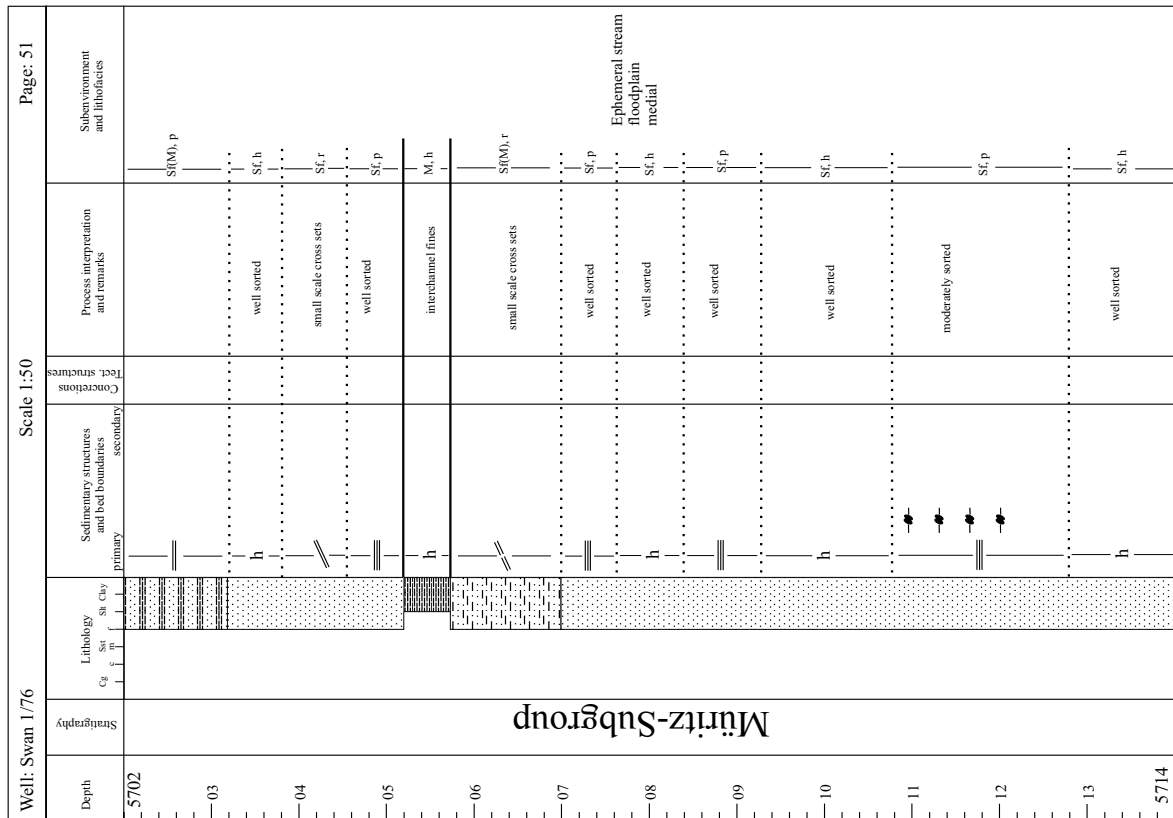
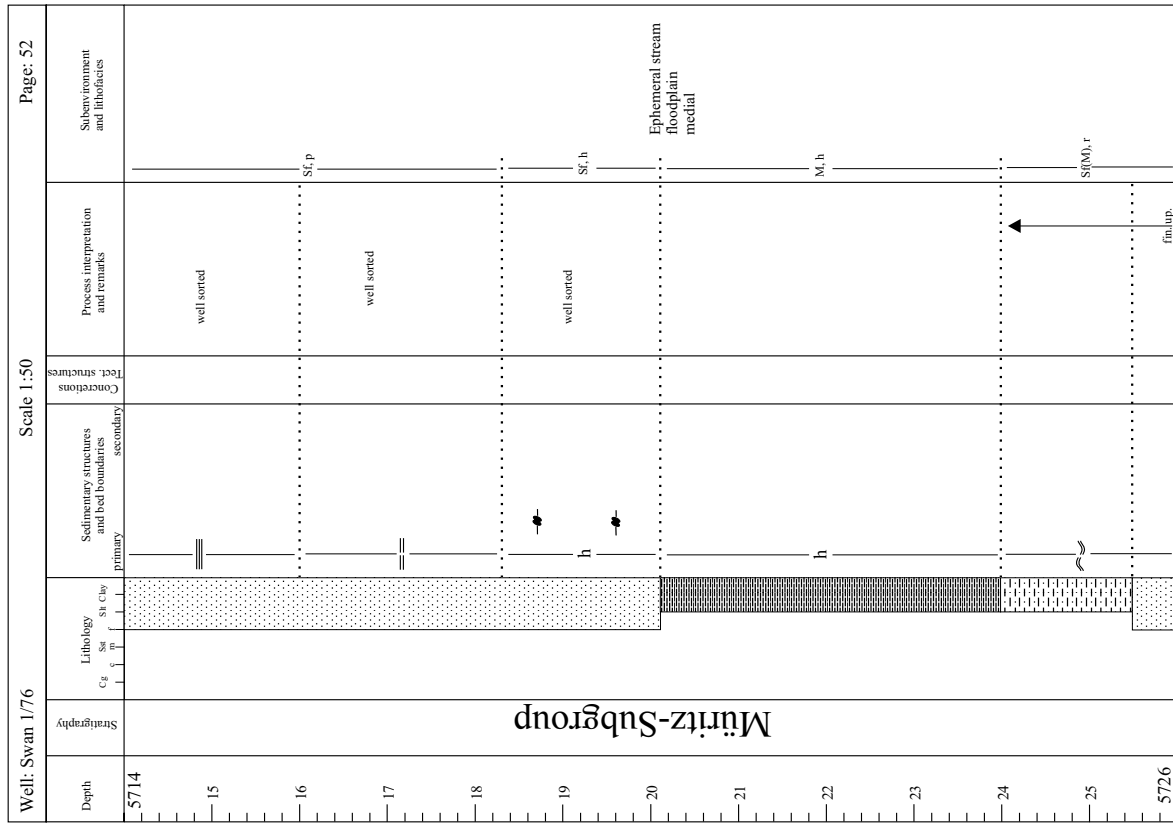


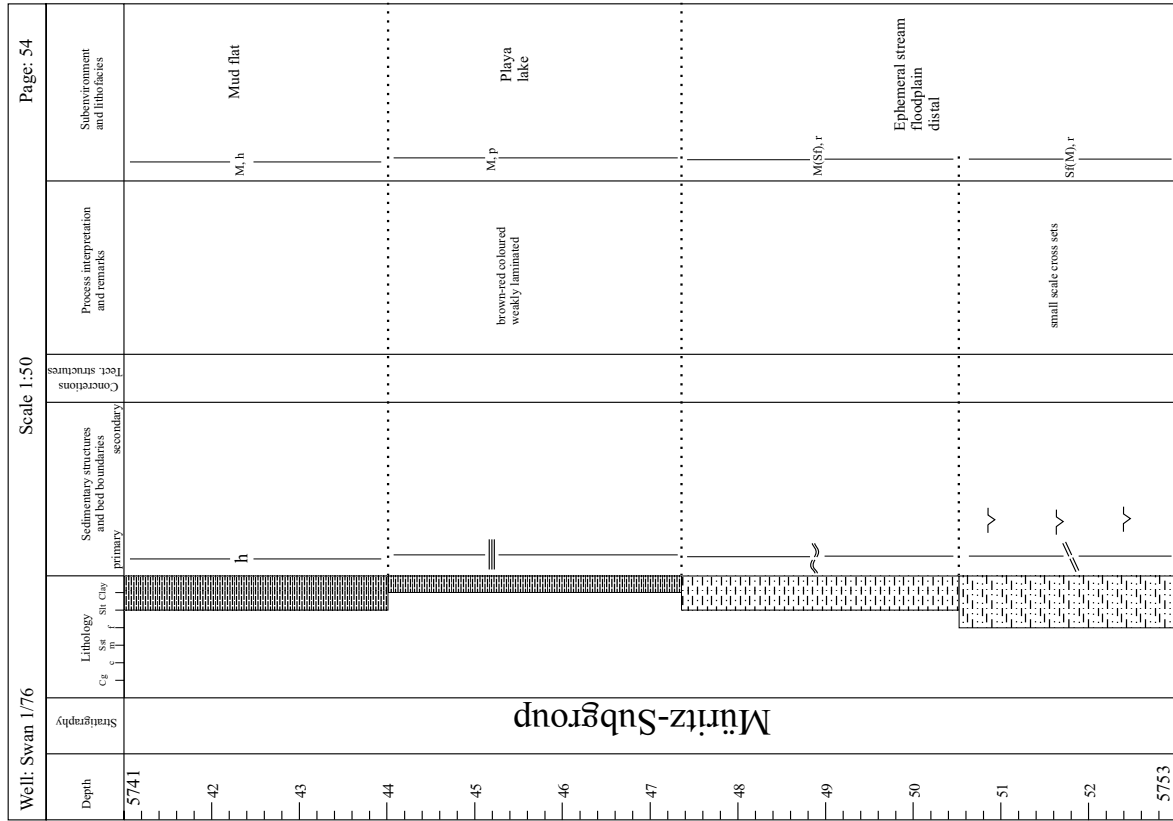
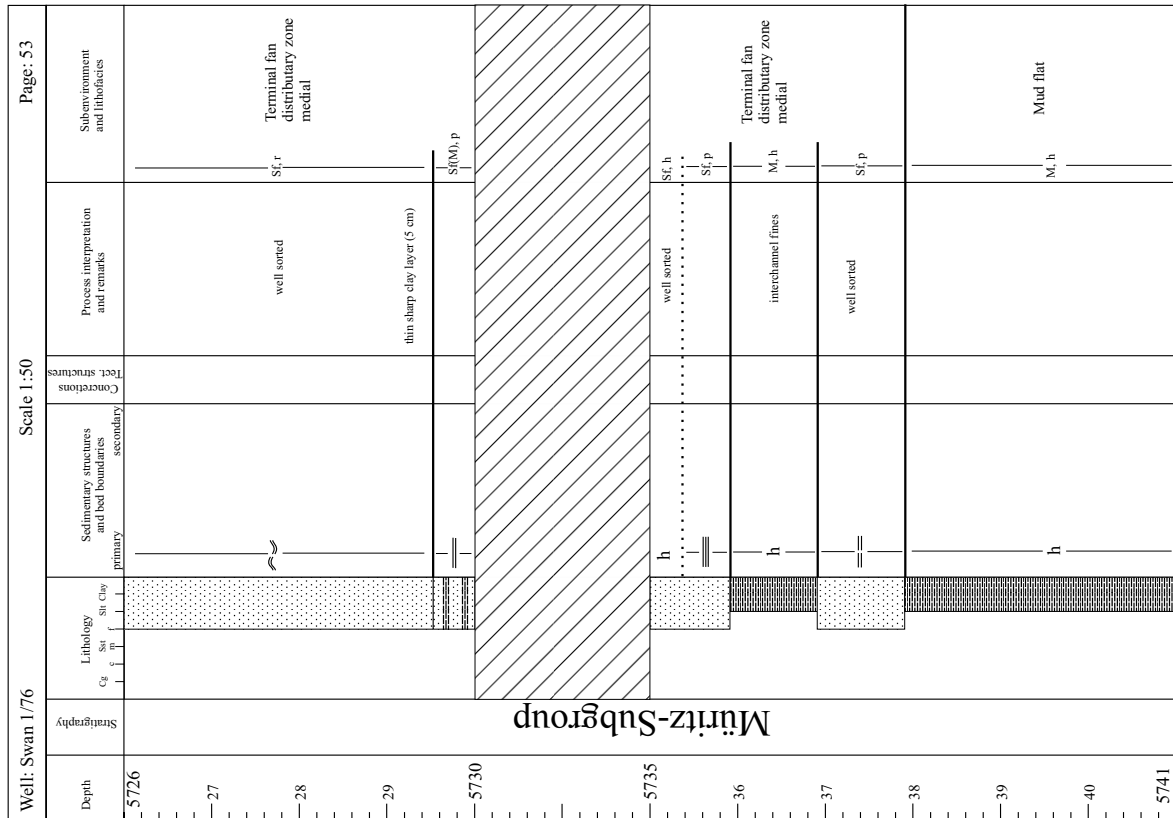


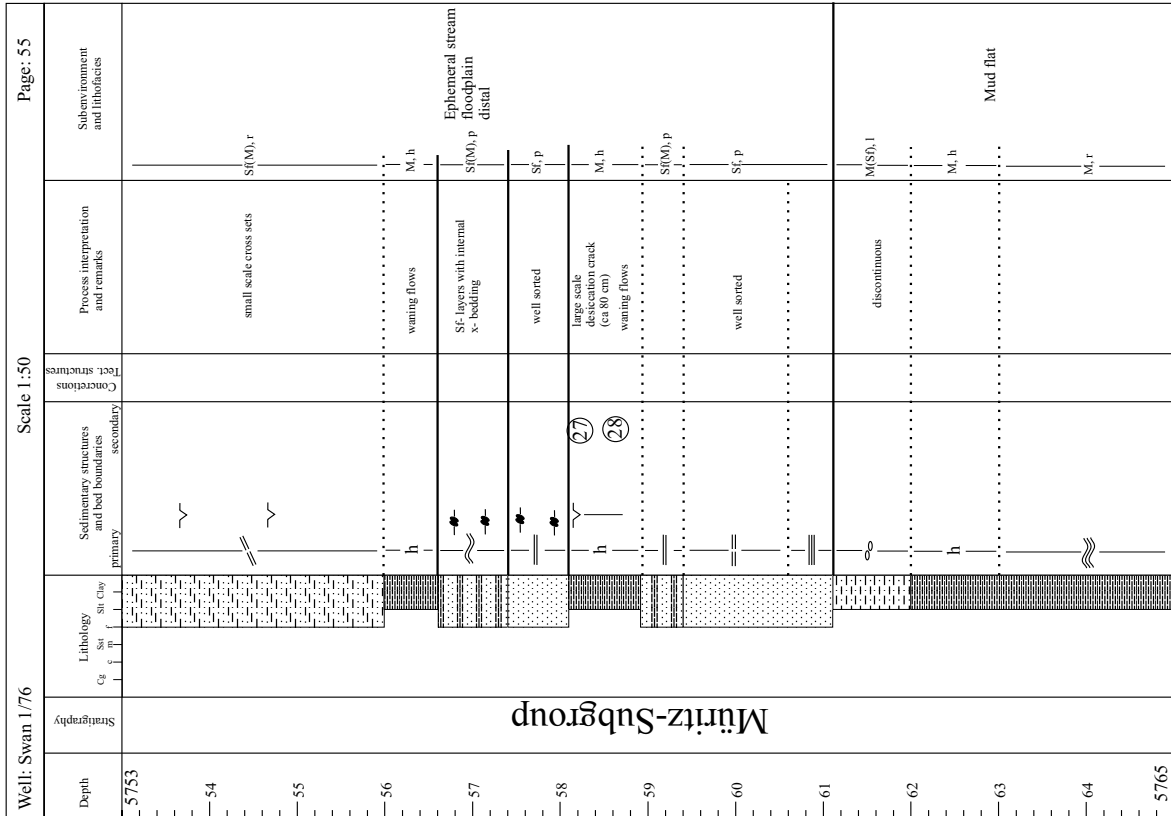
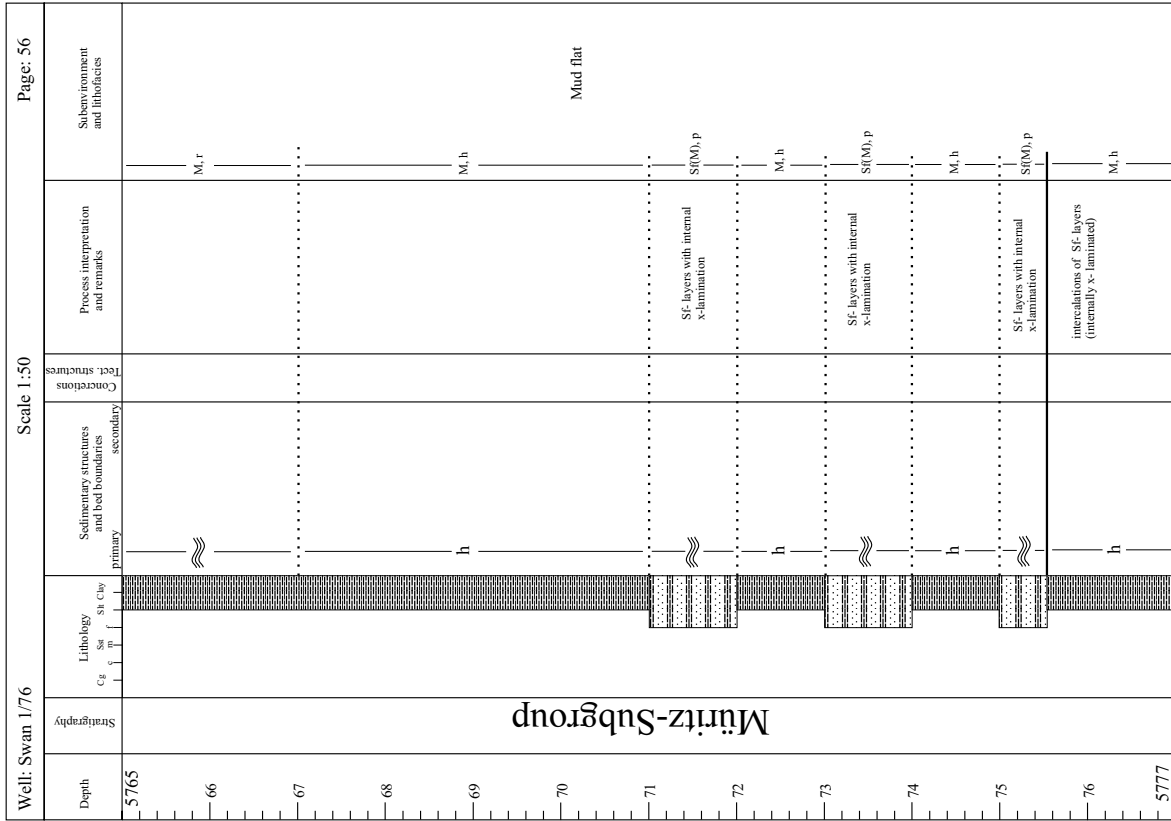


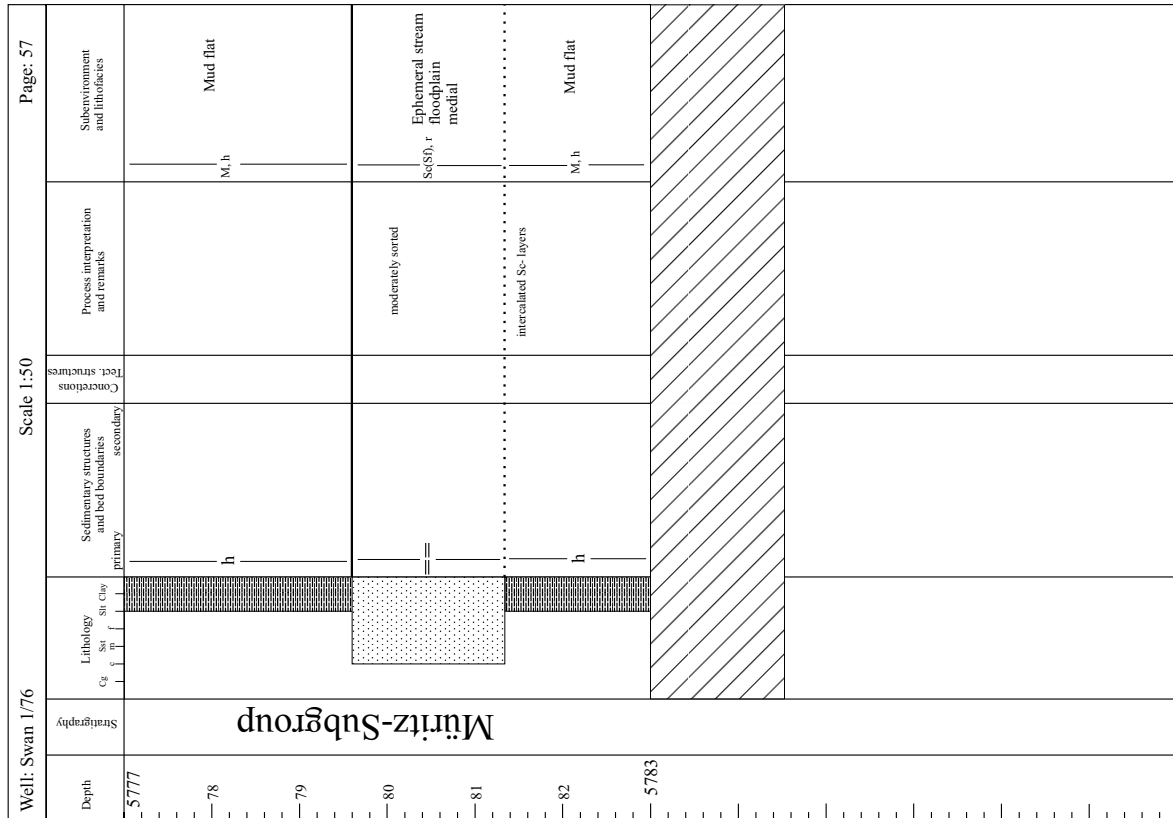






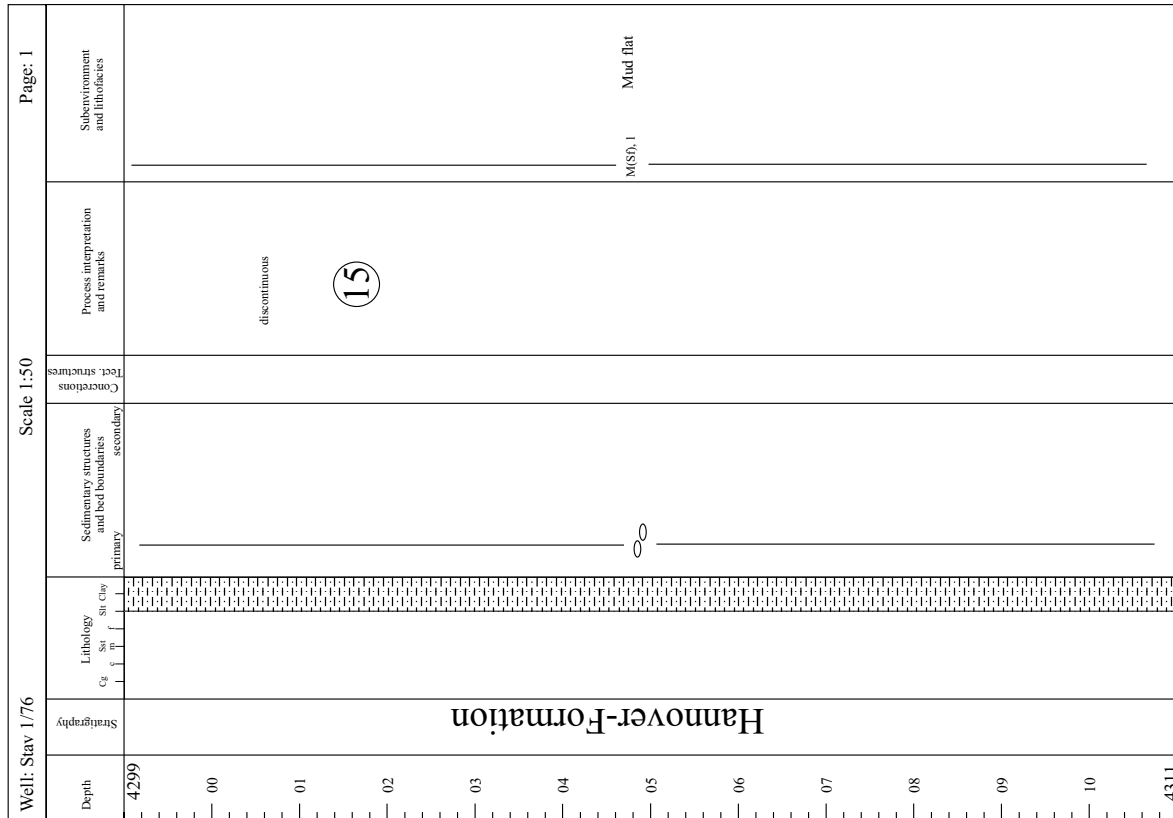
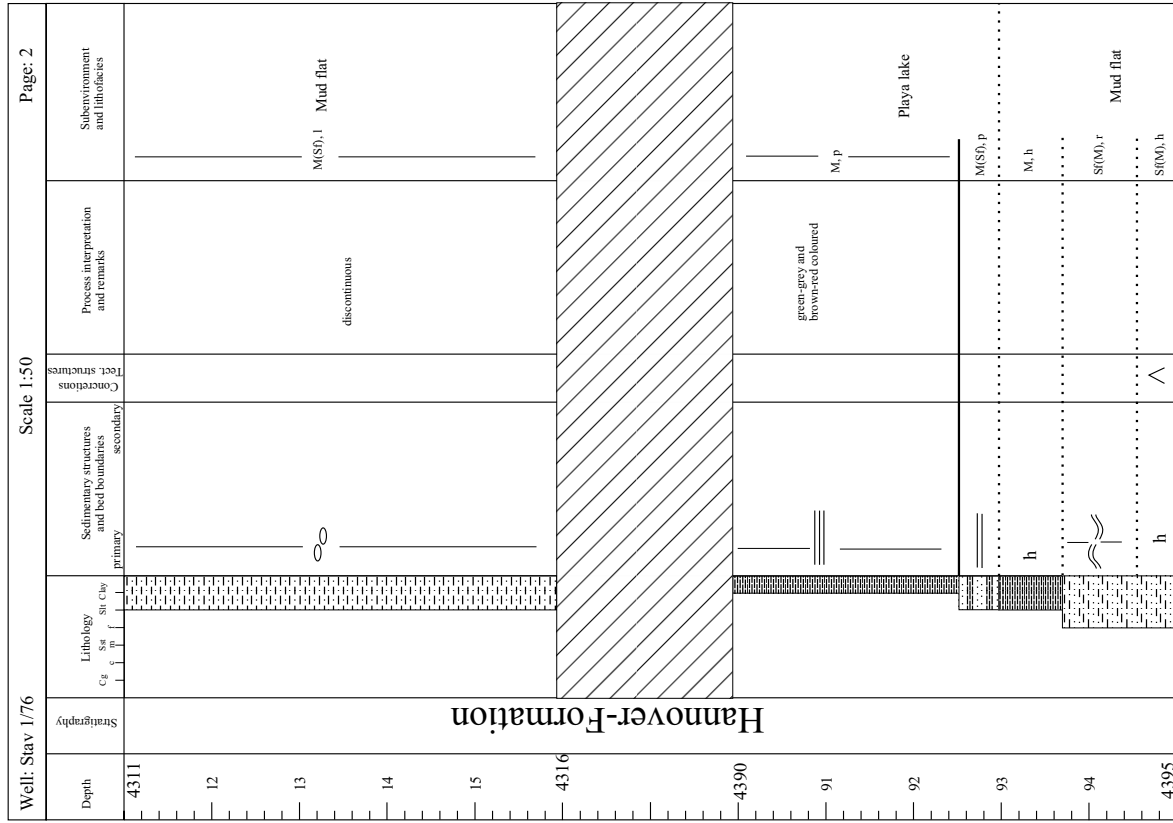


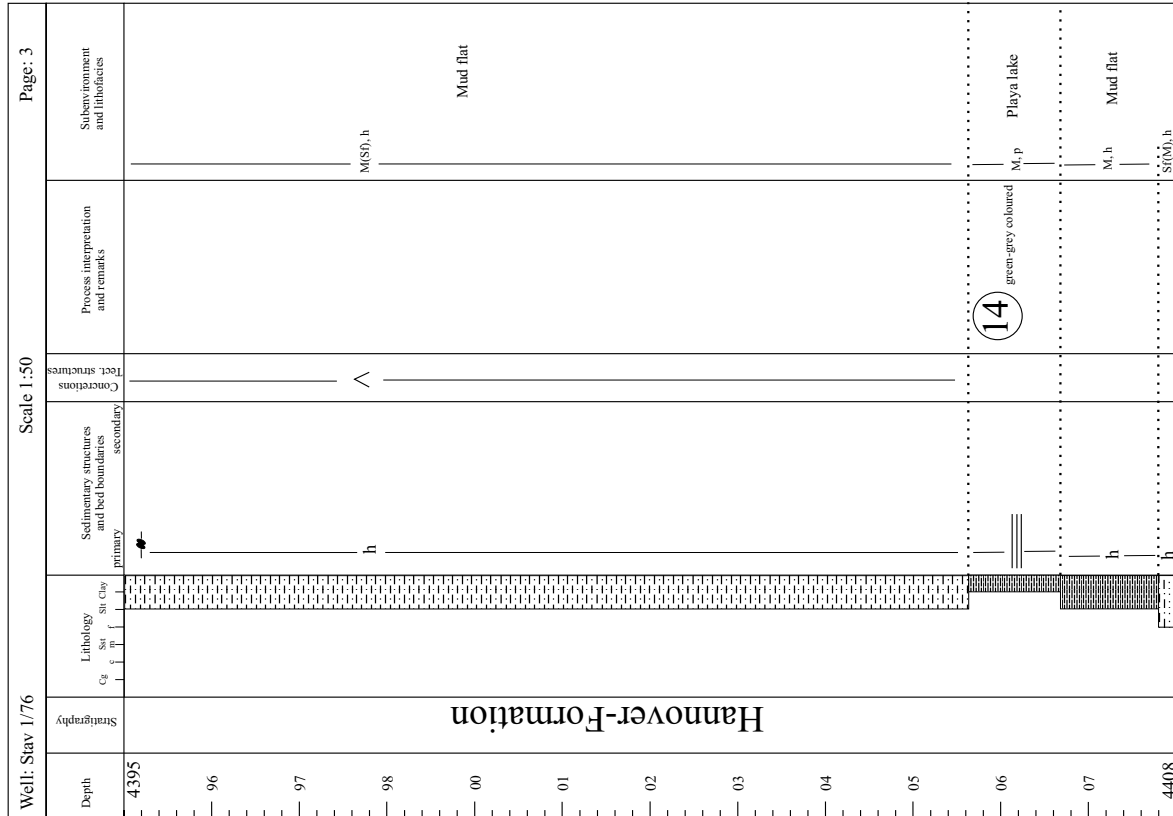
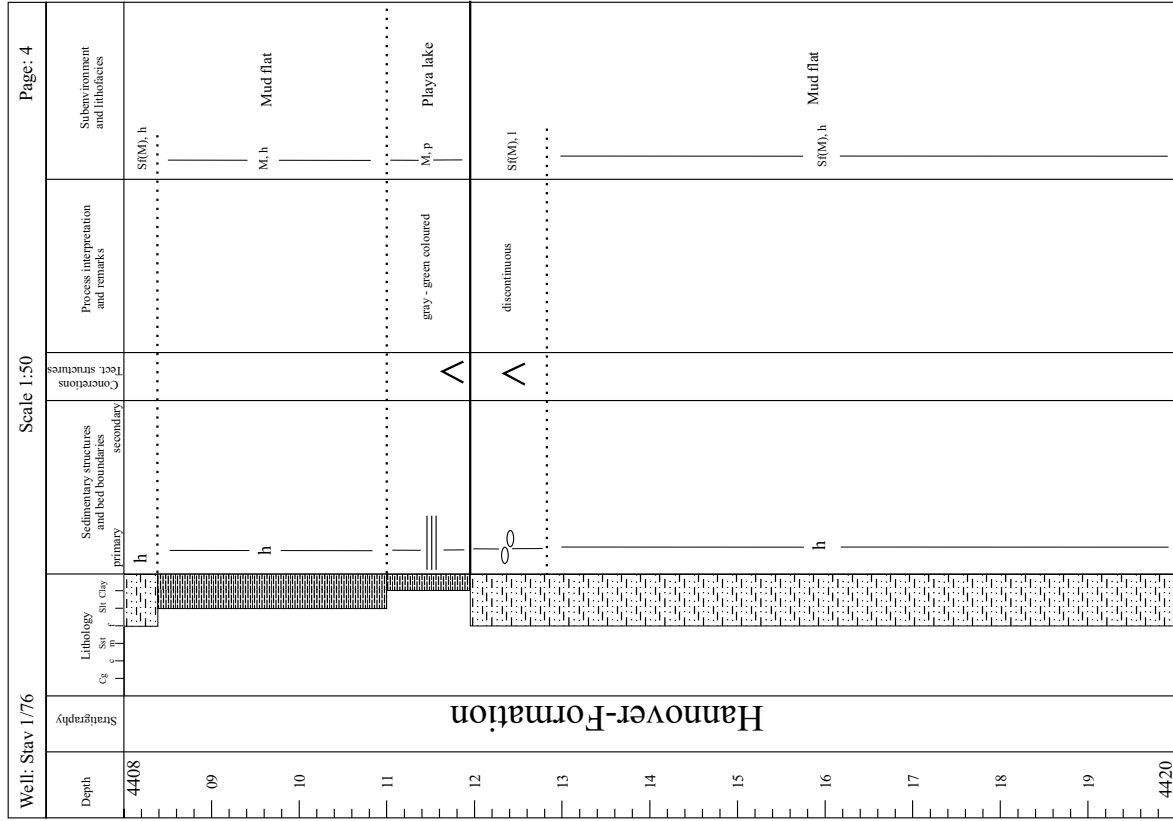


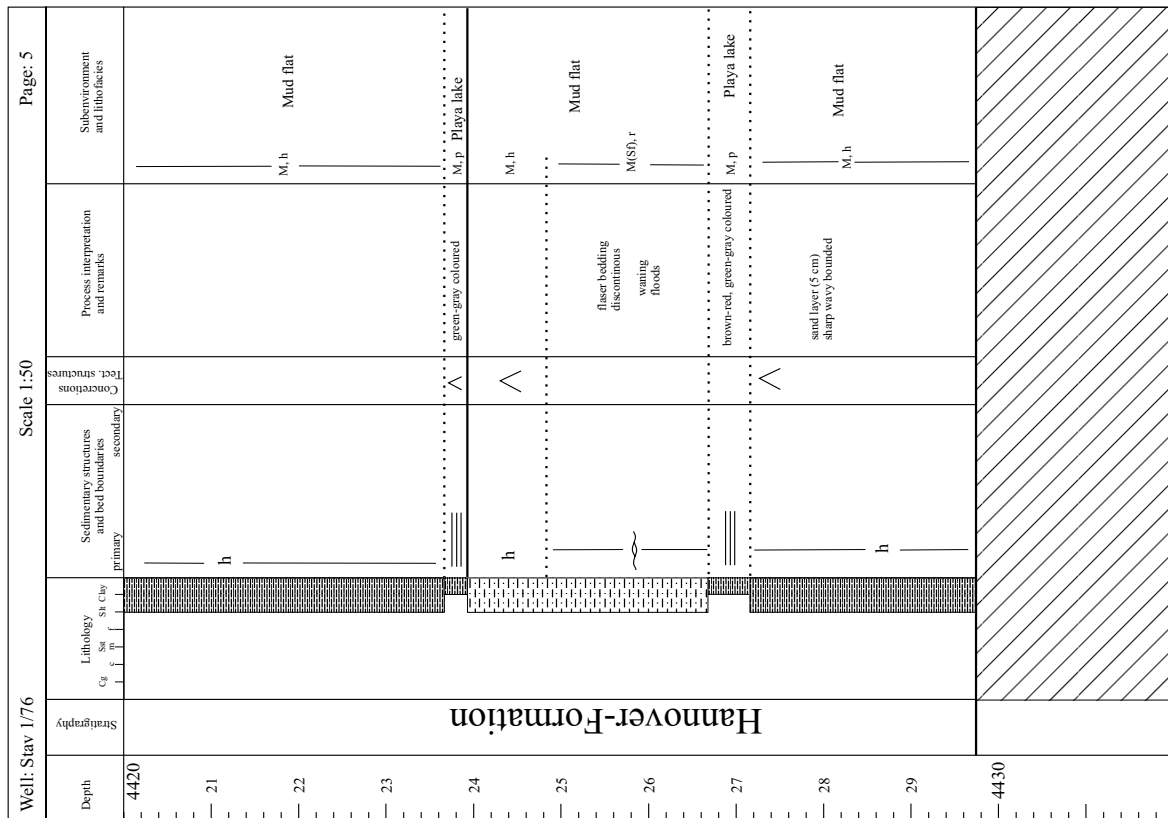
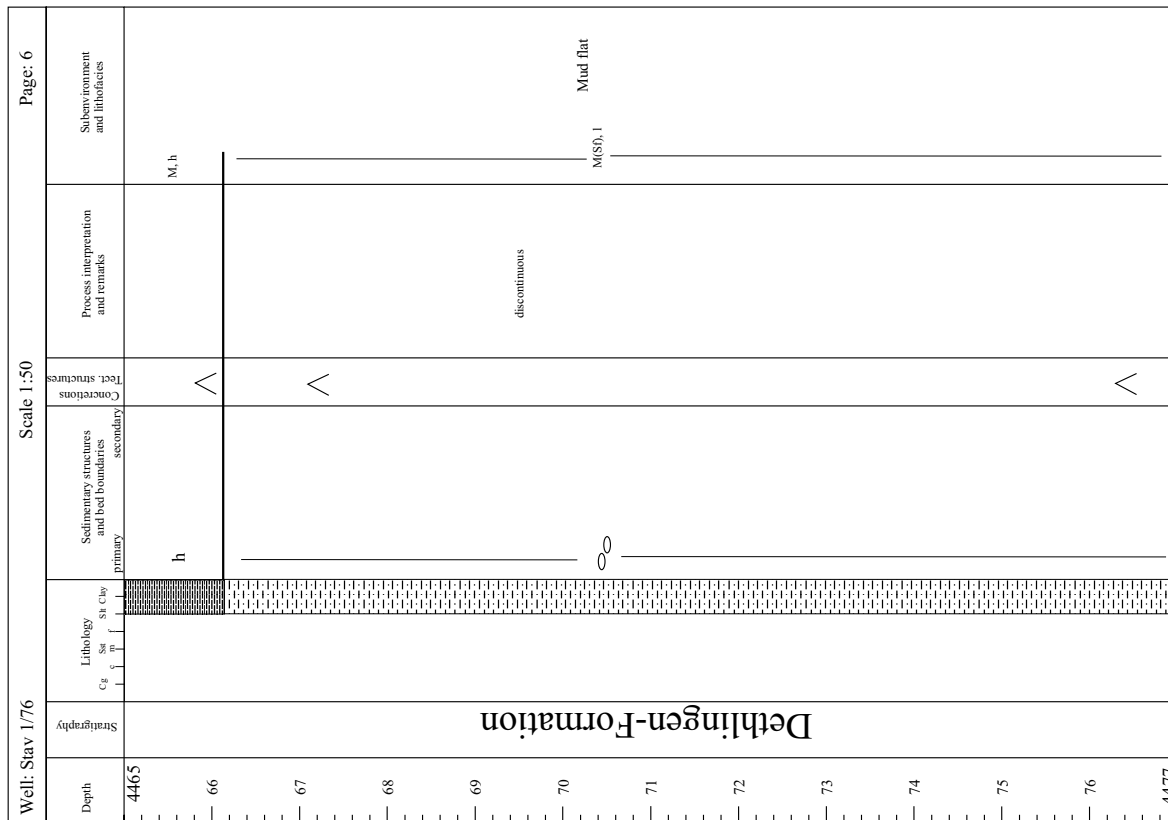


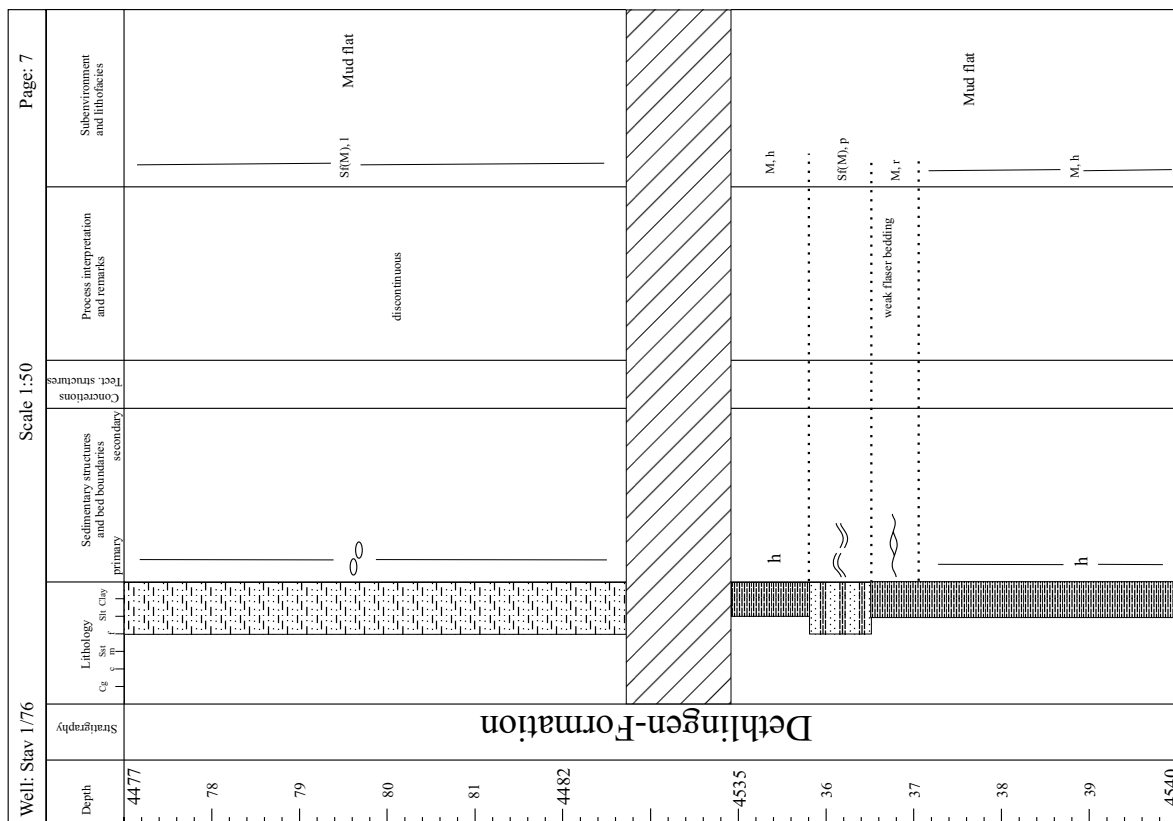
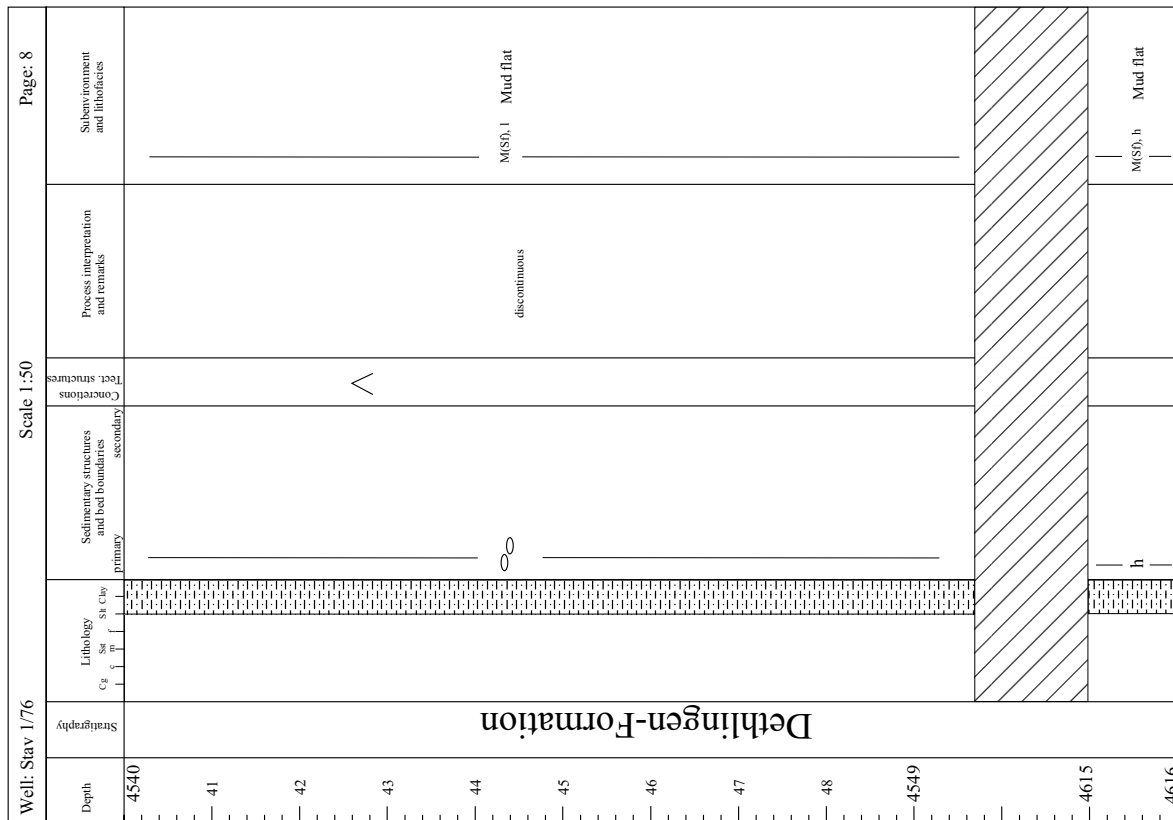
11.1.9 Bohrung Stavenhagen 1/76

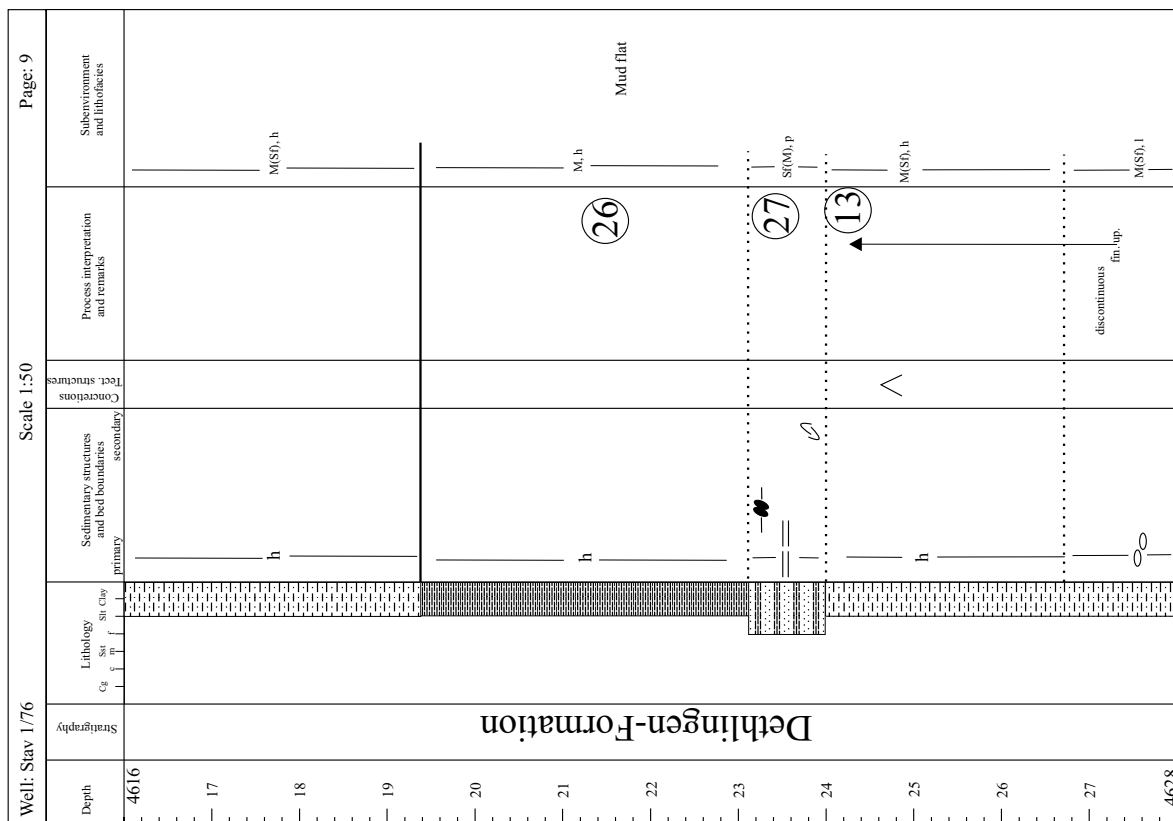
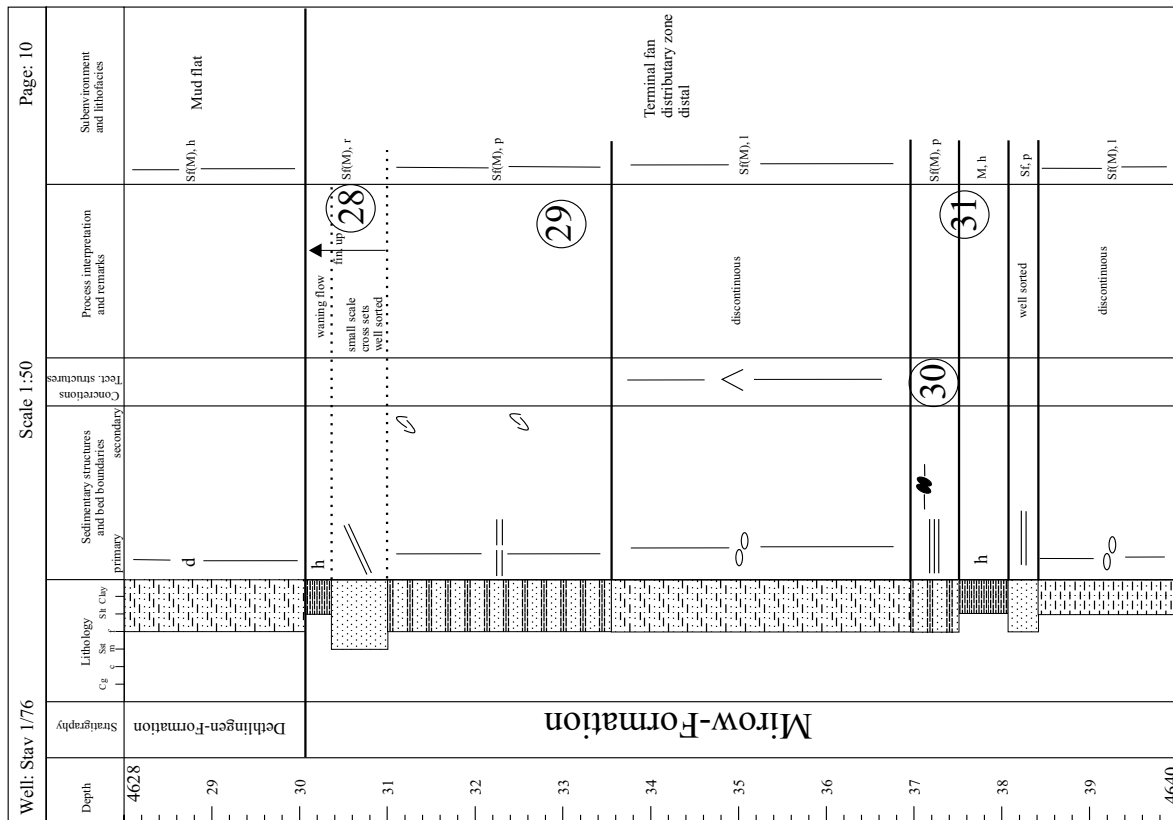
Die Bohrung Stavenhagen 1/76 traf im Teufenintervall von 4301 m bis 4972 m auf sedimentäres Rotliegendes (HOTH ET AL. 1993). Der gekernte Abschnitt beginnt bei KM 4299 und endet bei KM 4961. Insgesamt wurden 355 Kernmeter (=52,9%) aufgenommen.

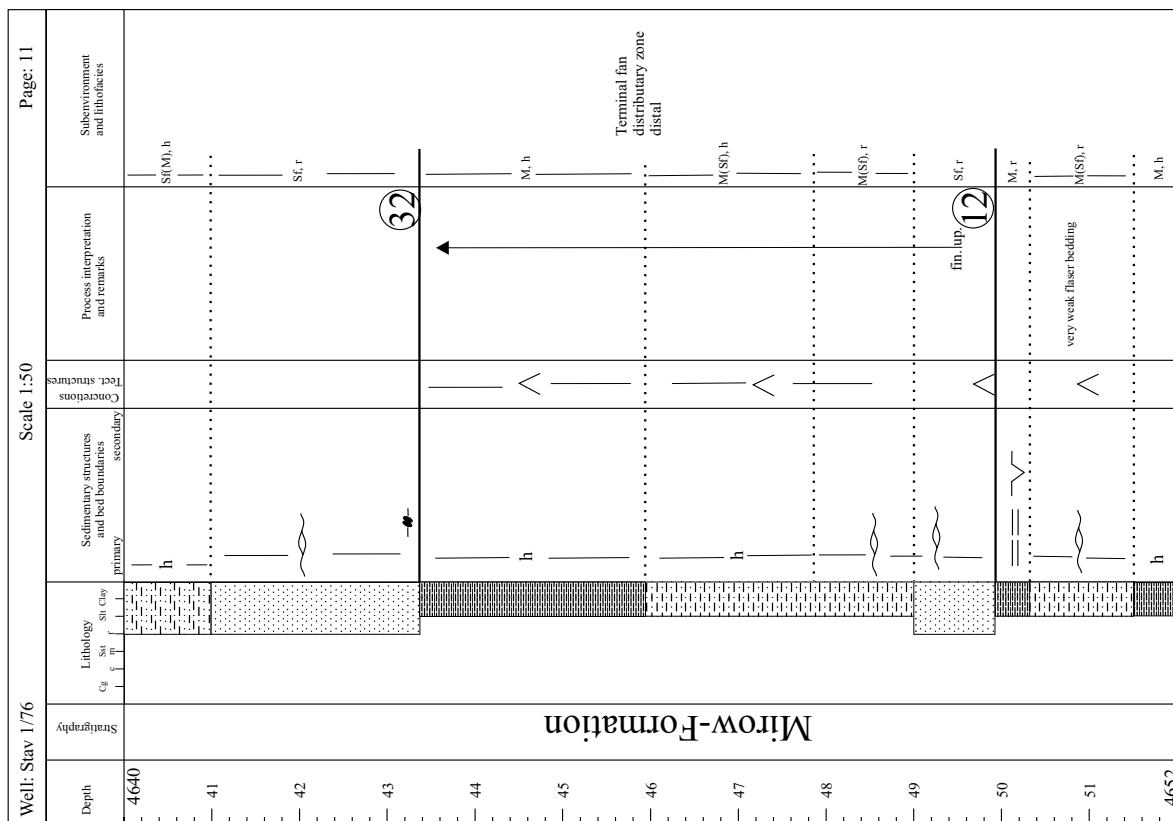
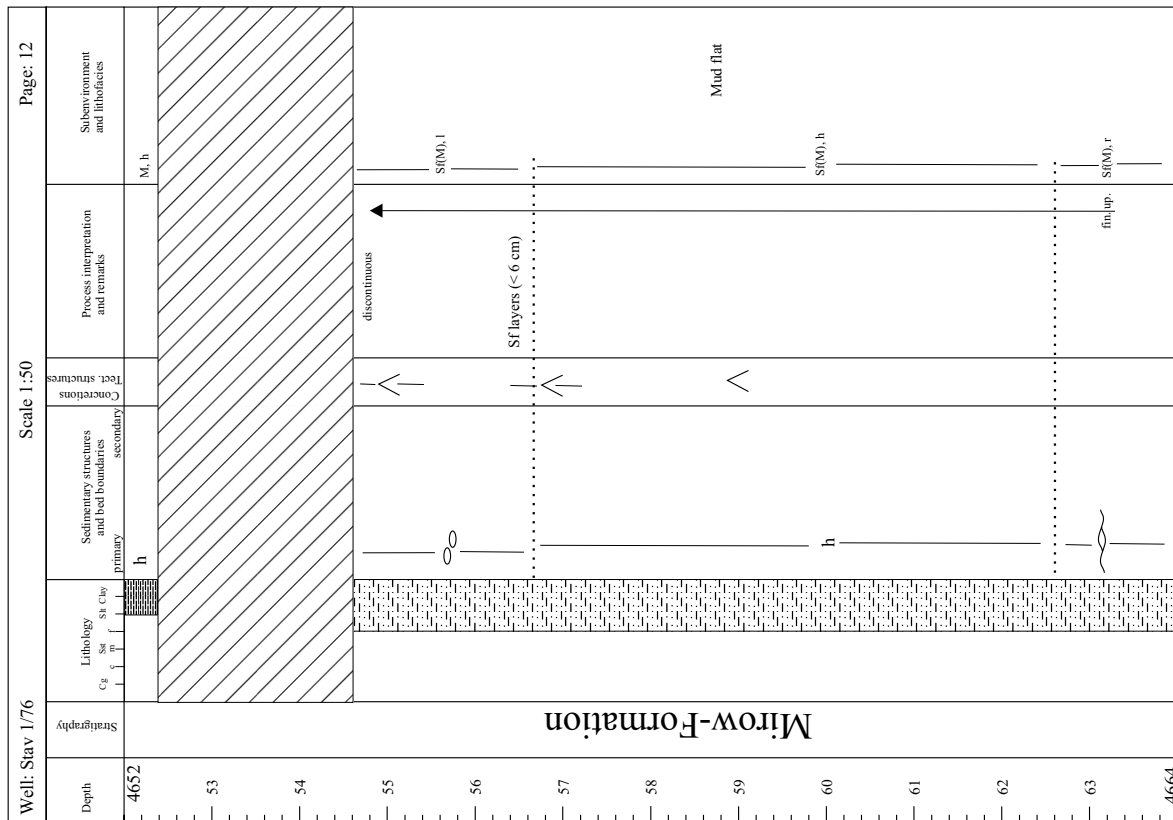


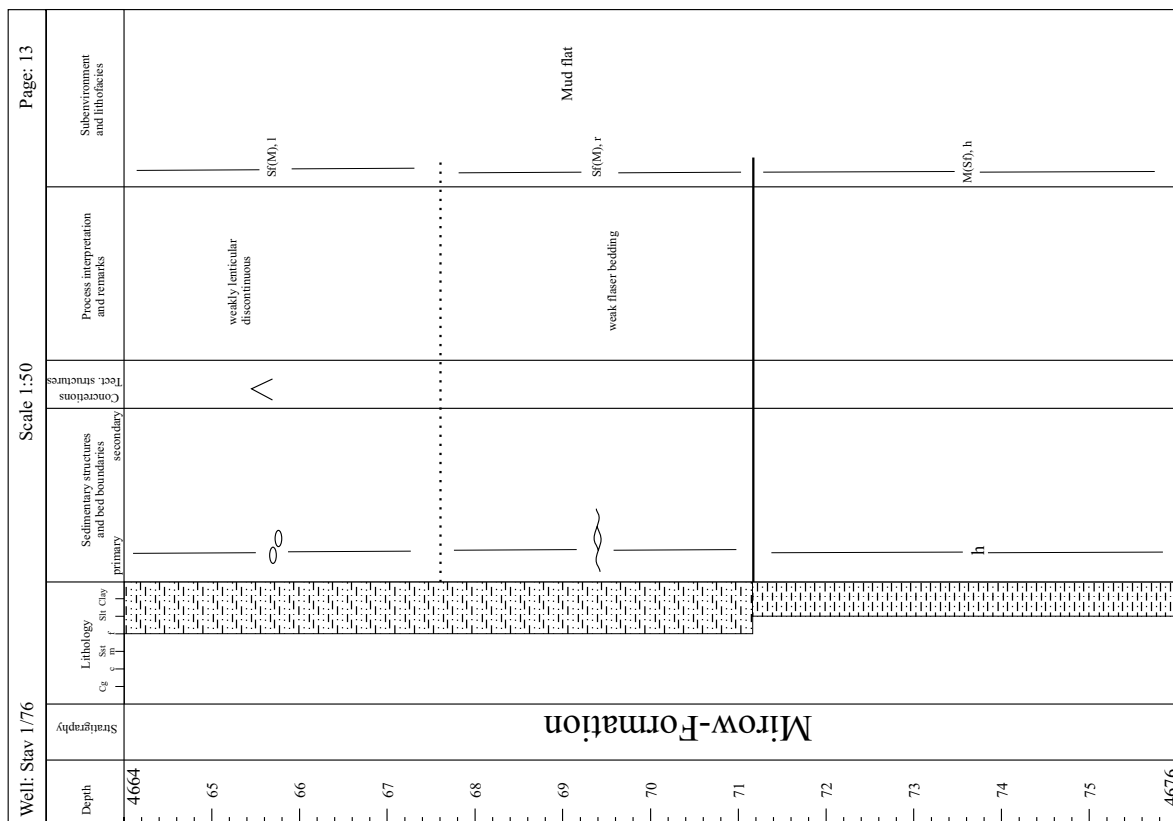
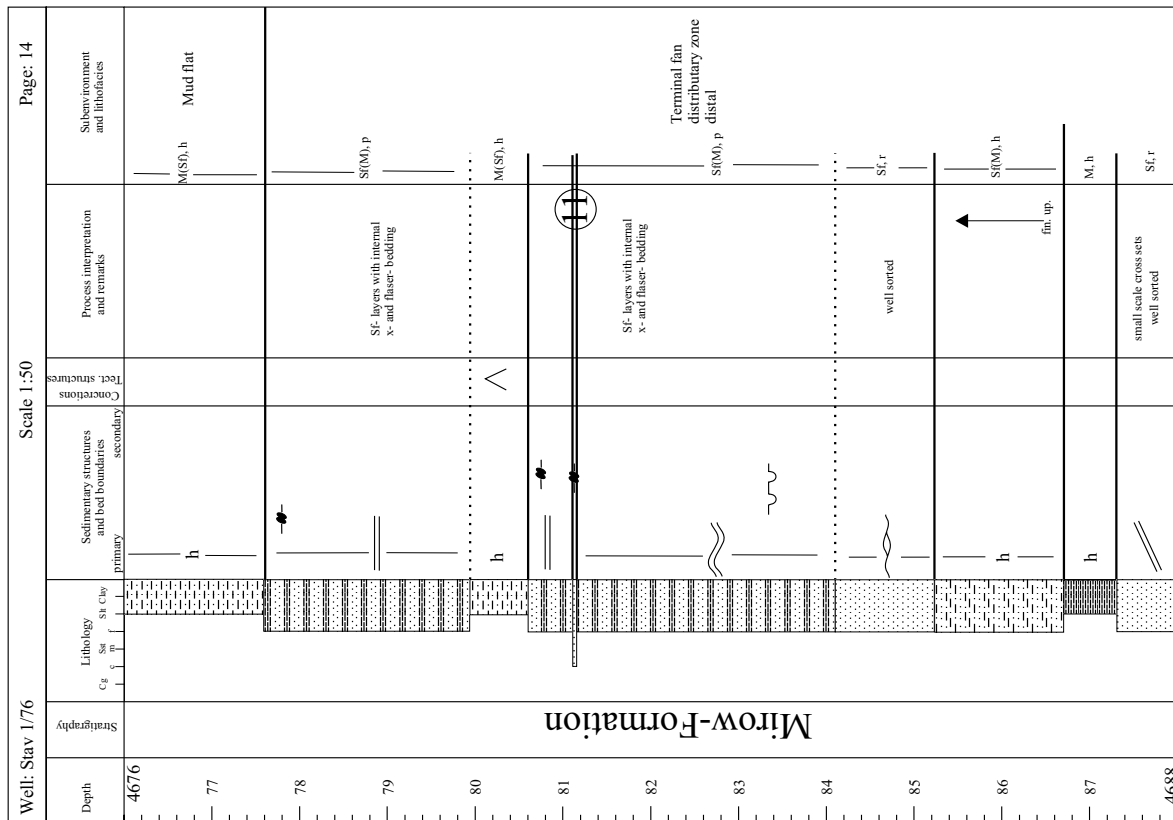


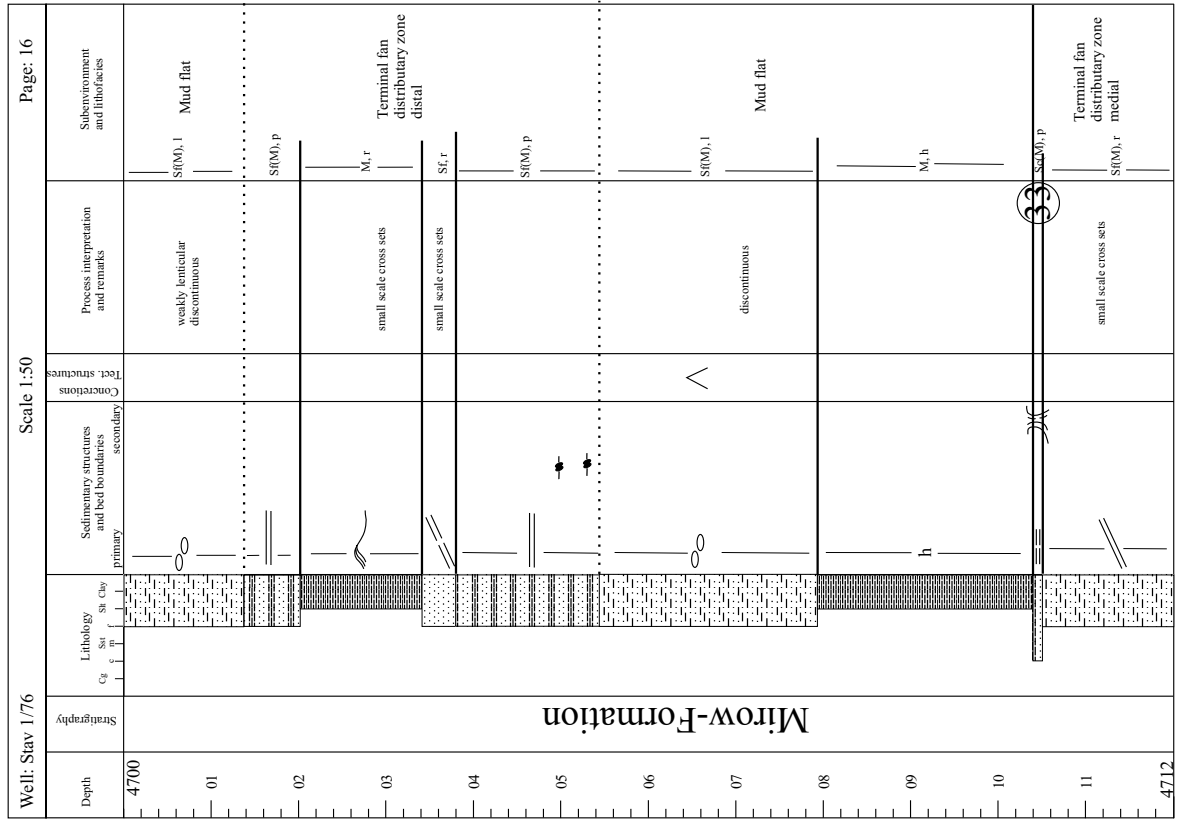
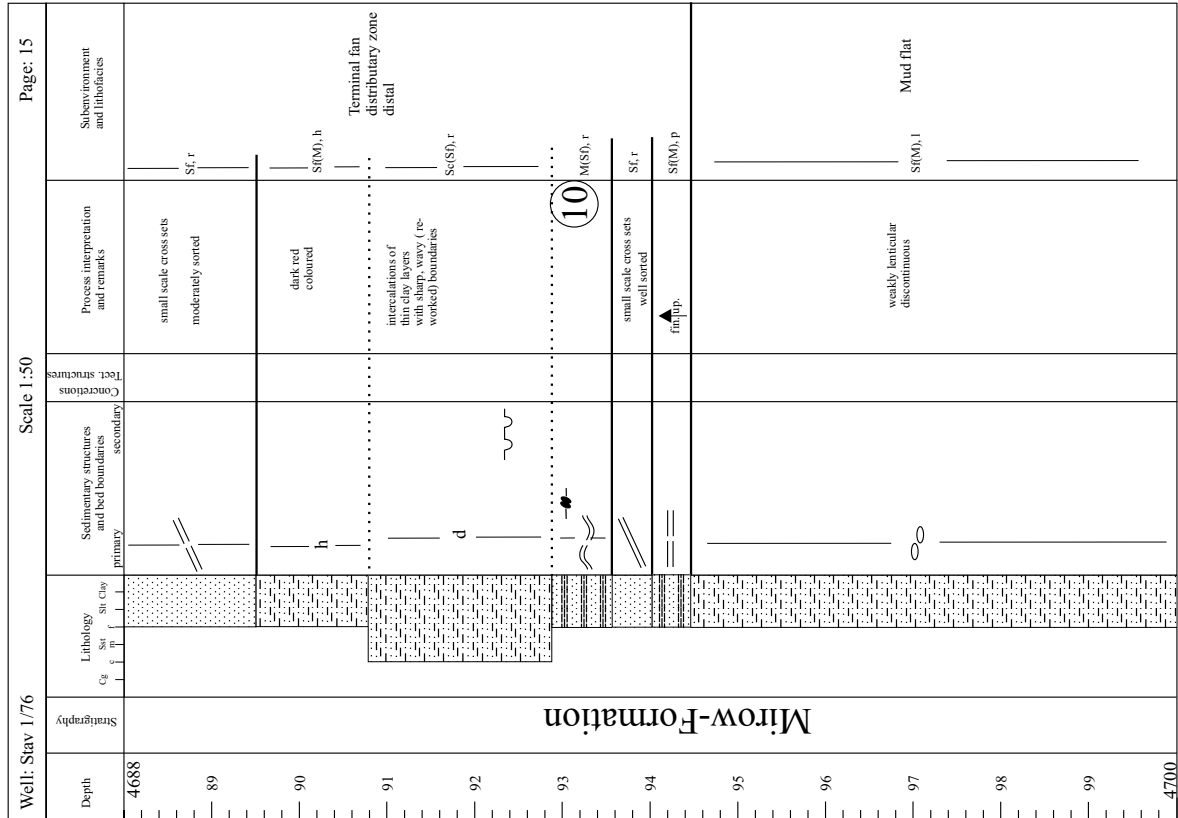


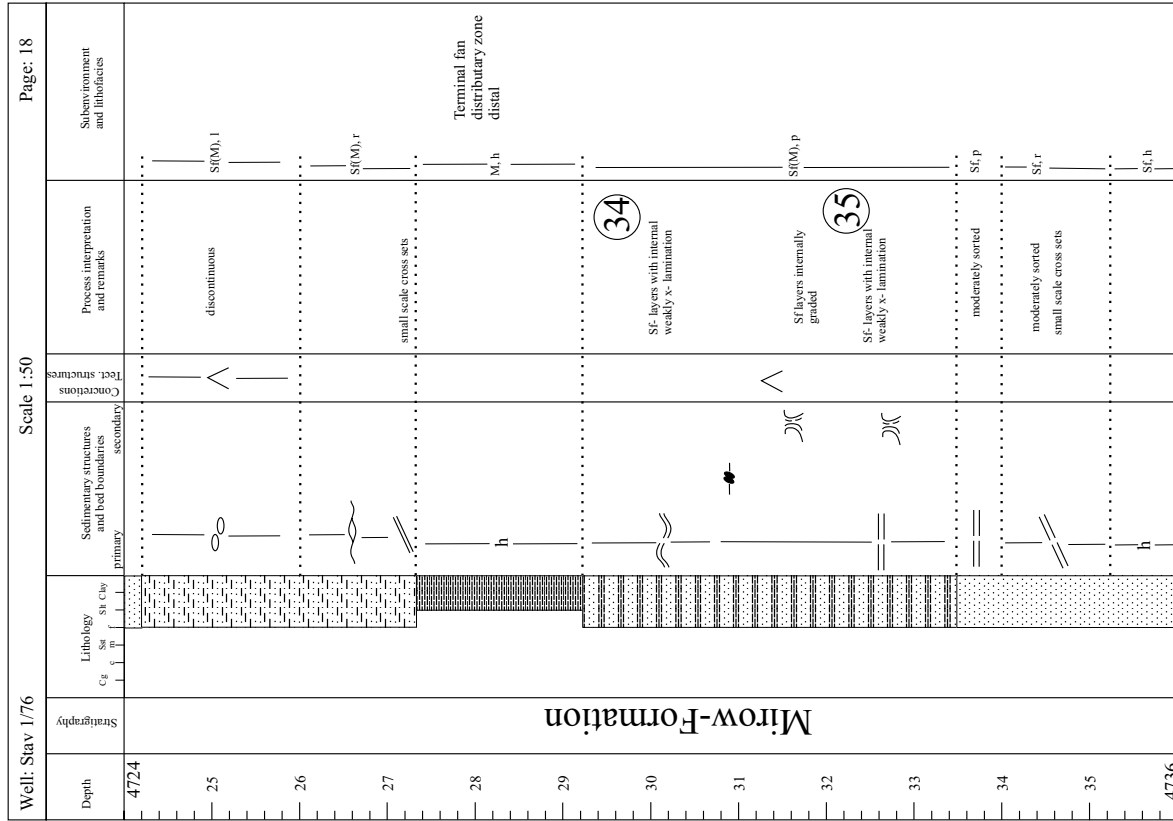
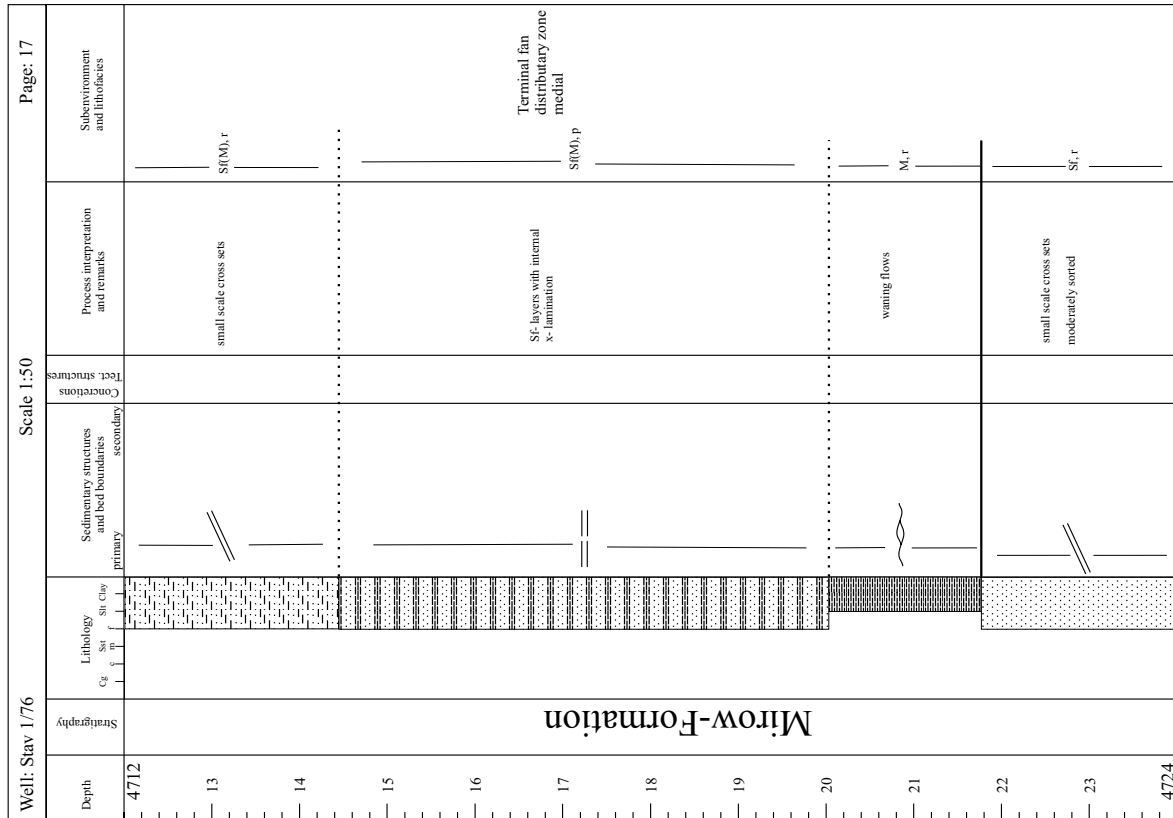


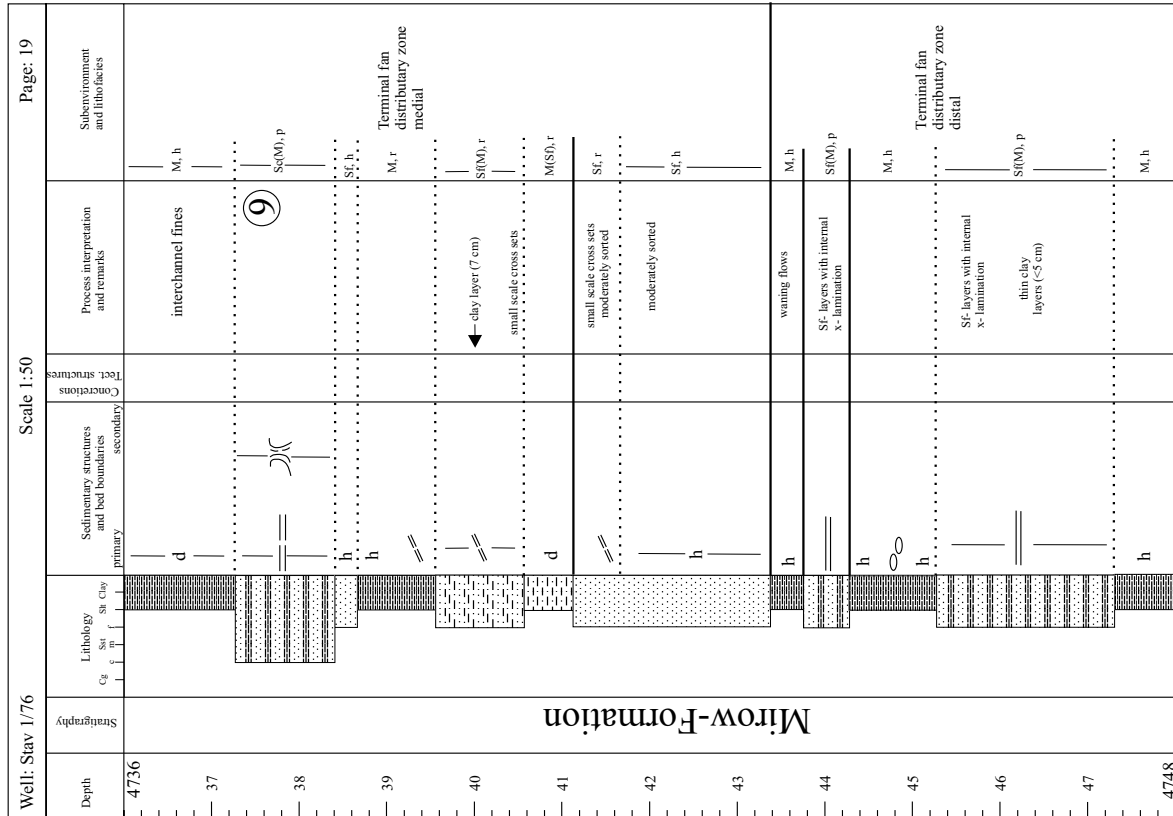
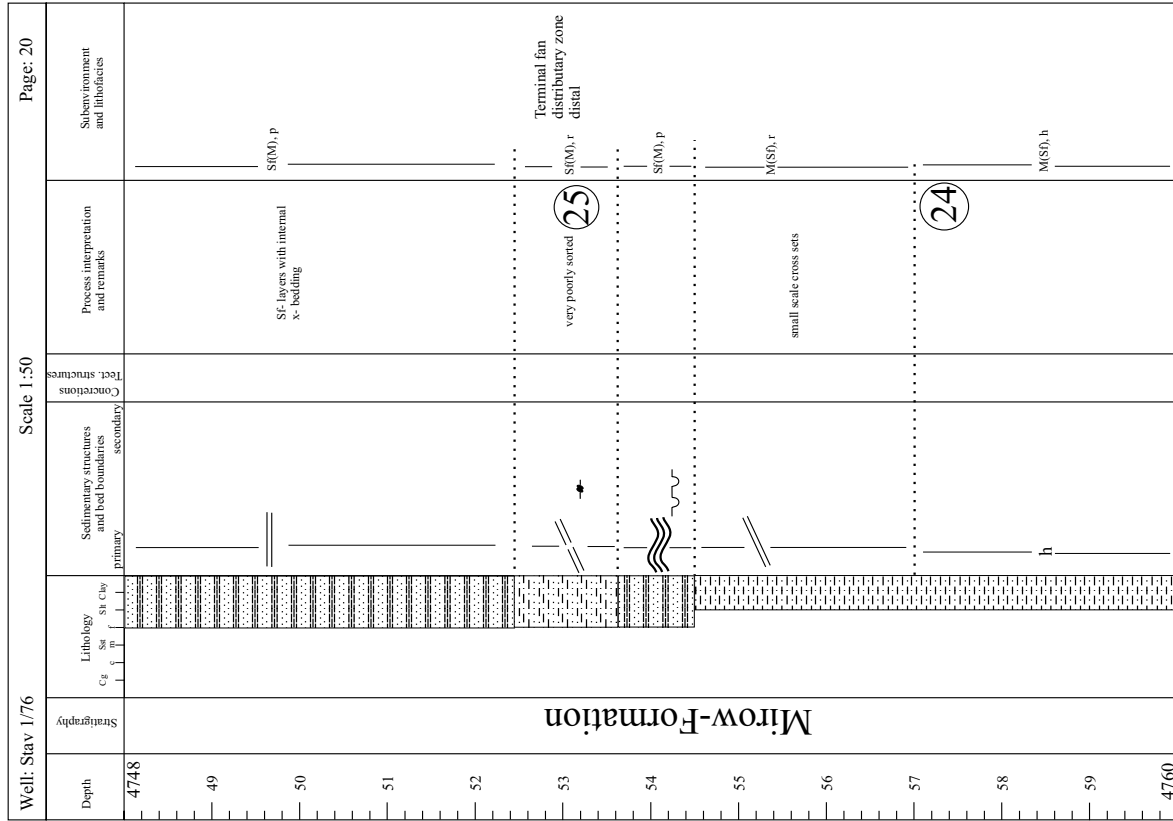


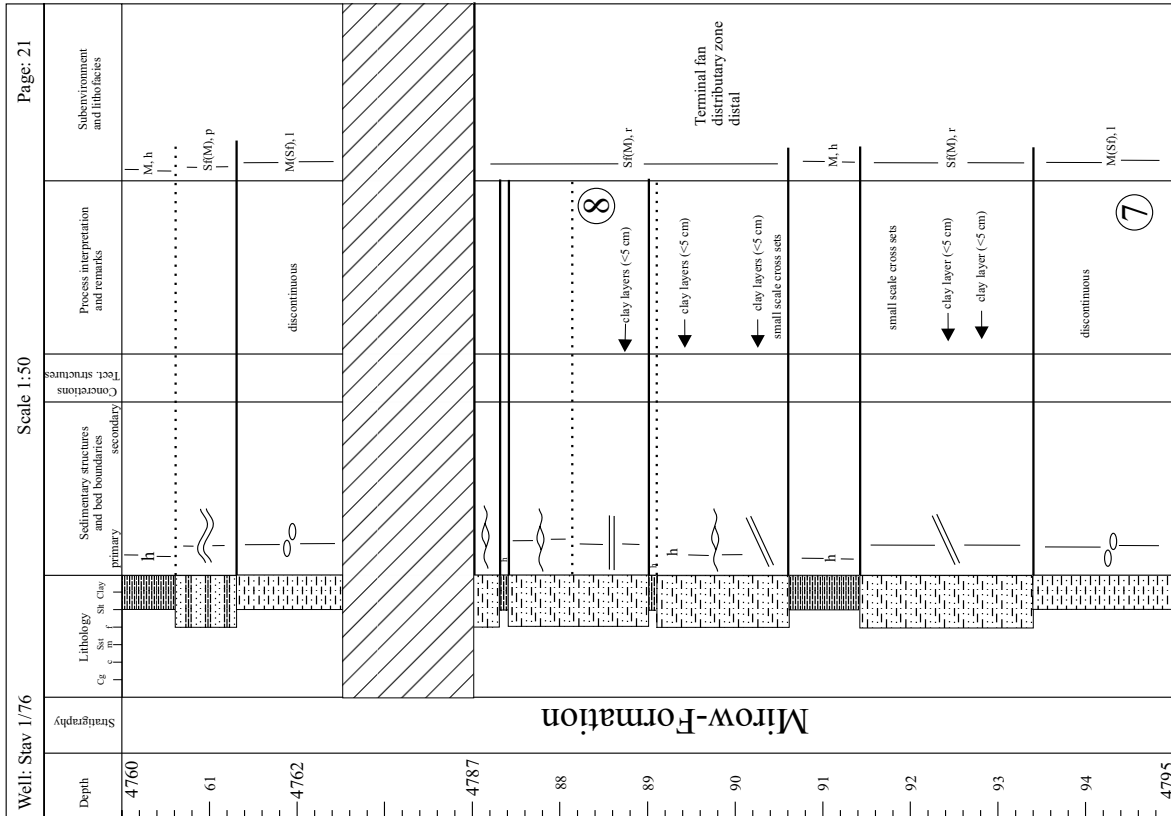
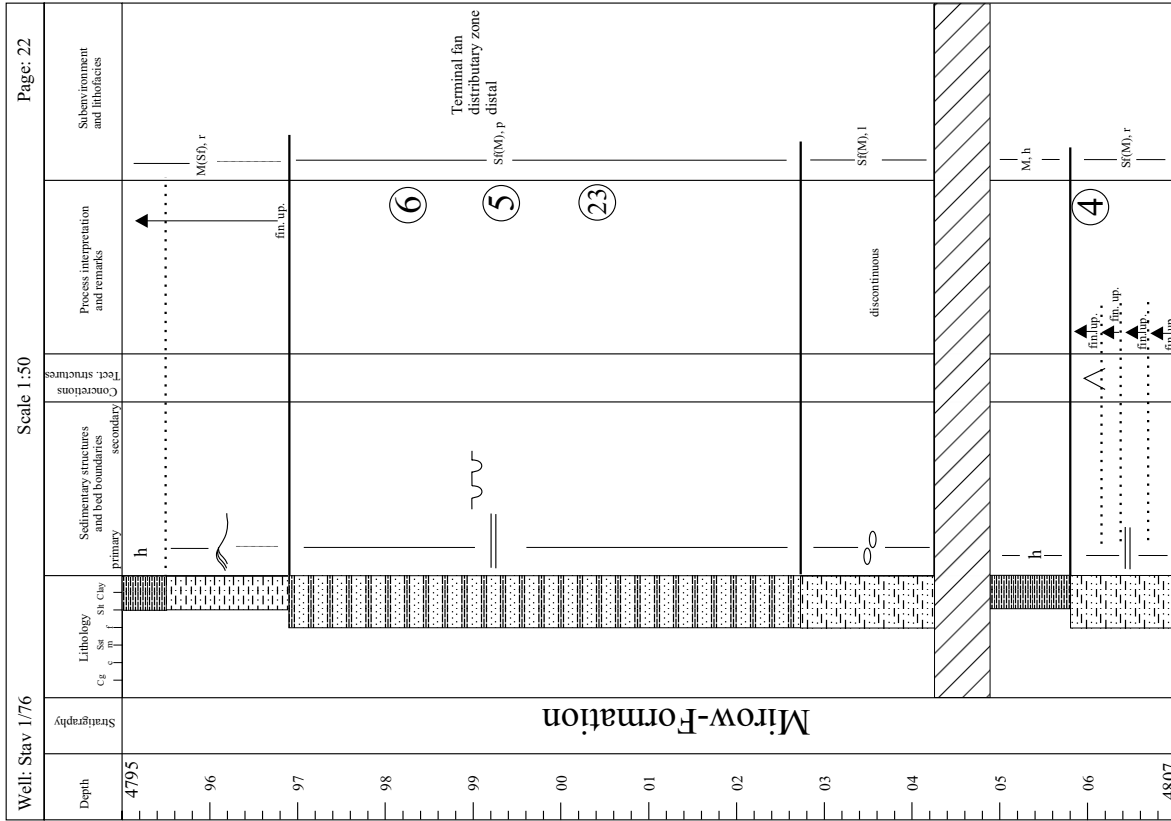


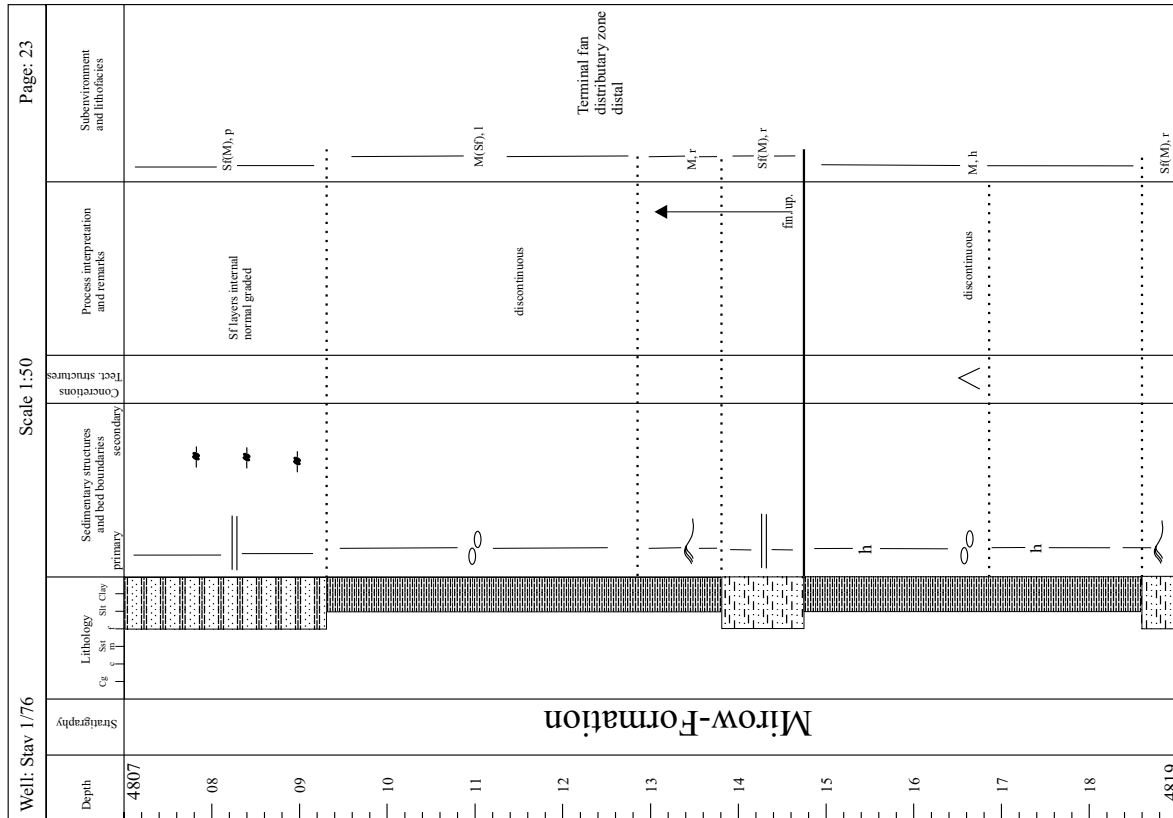
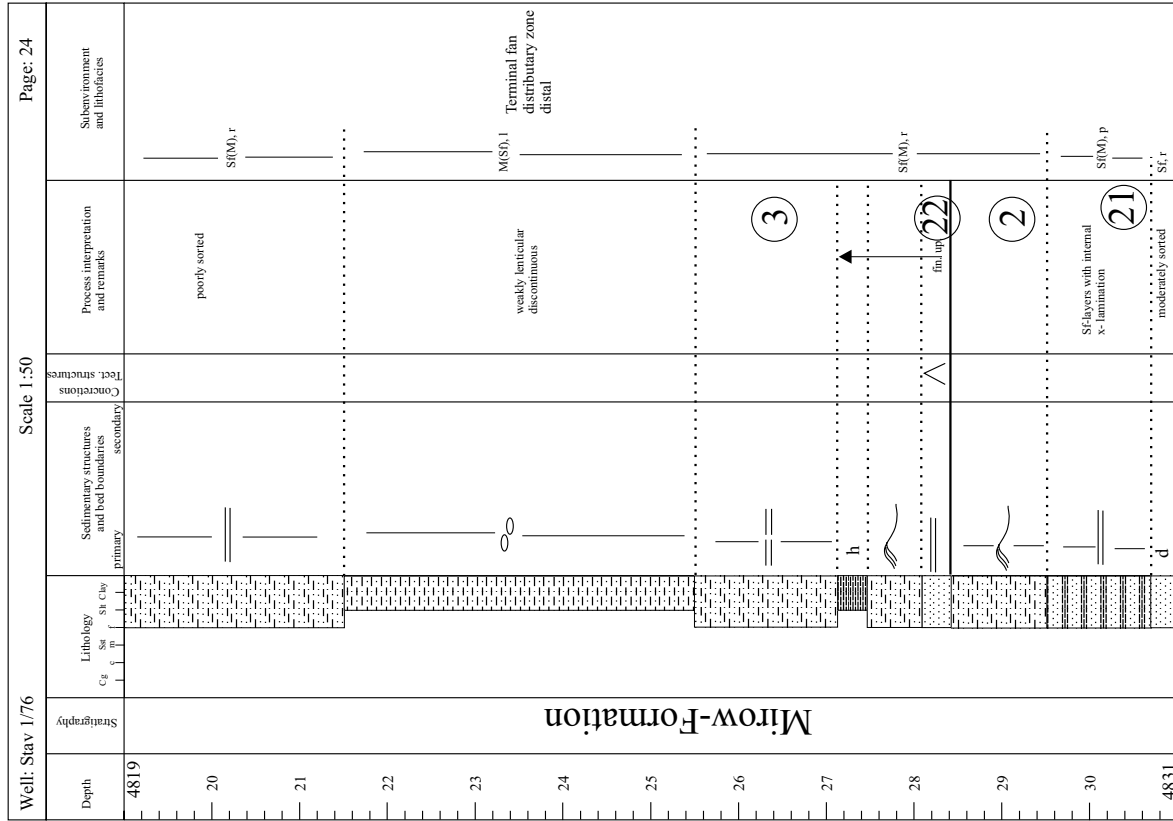


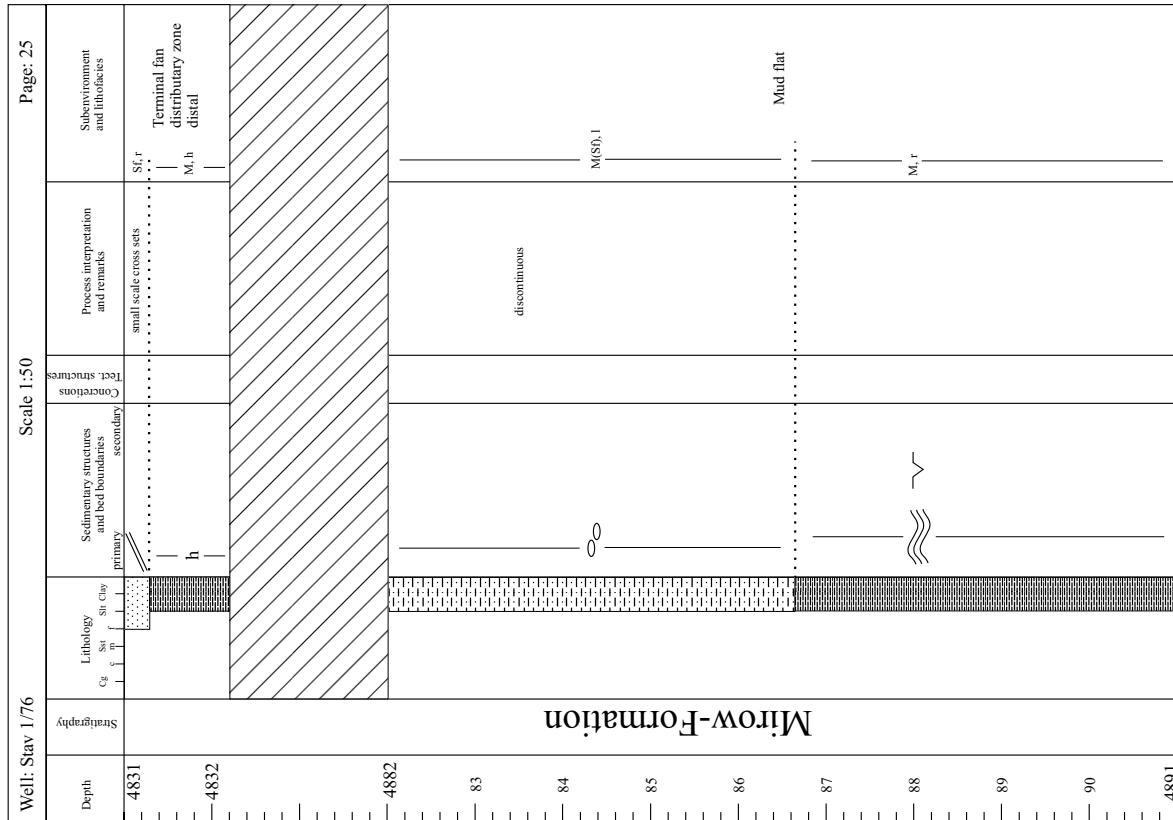
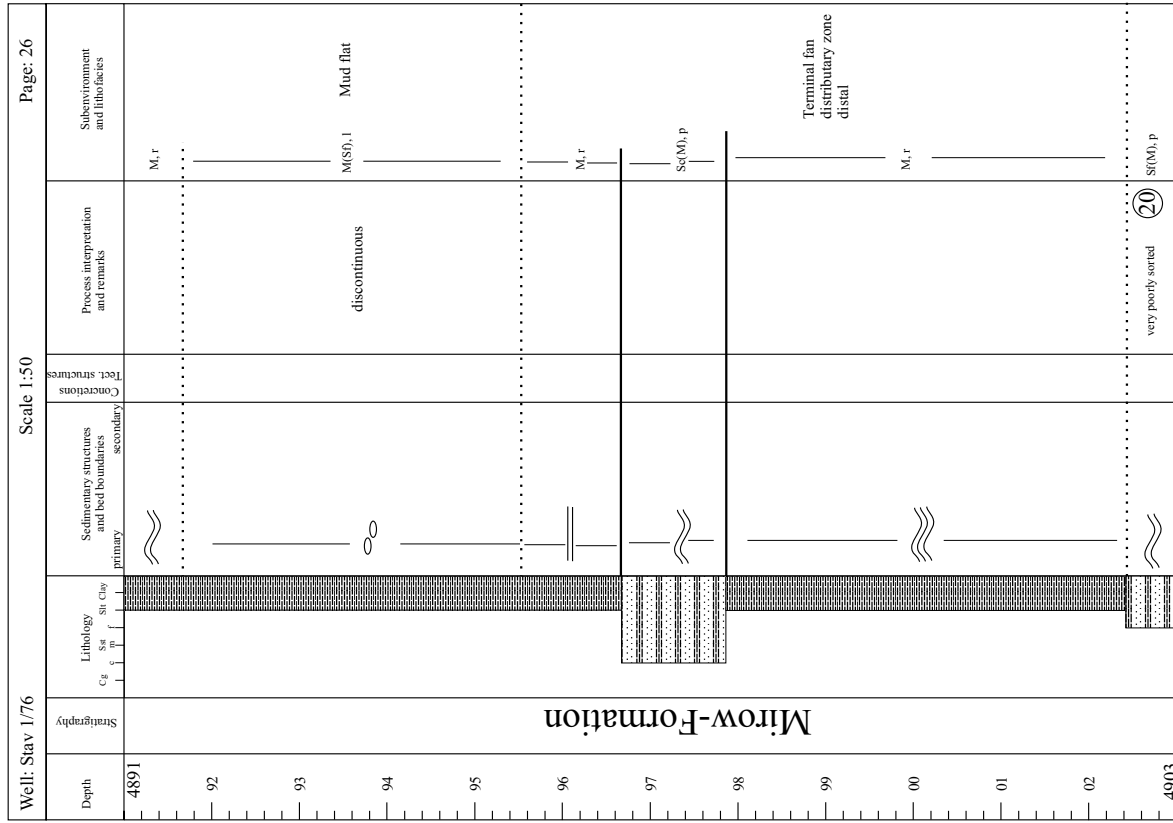


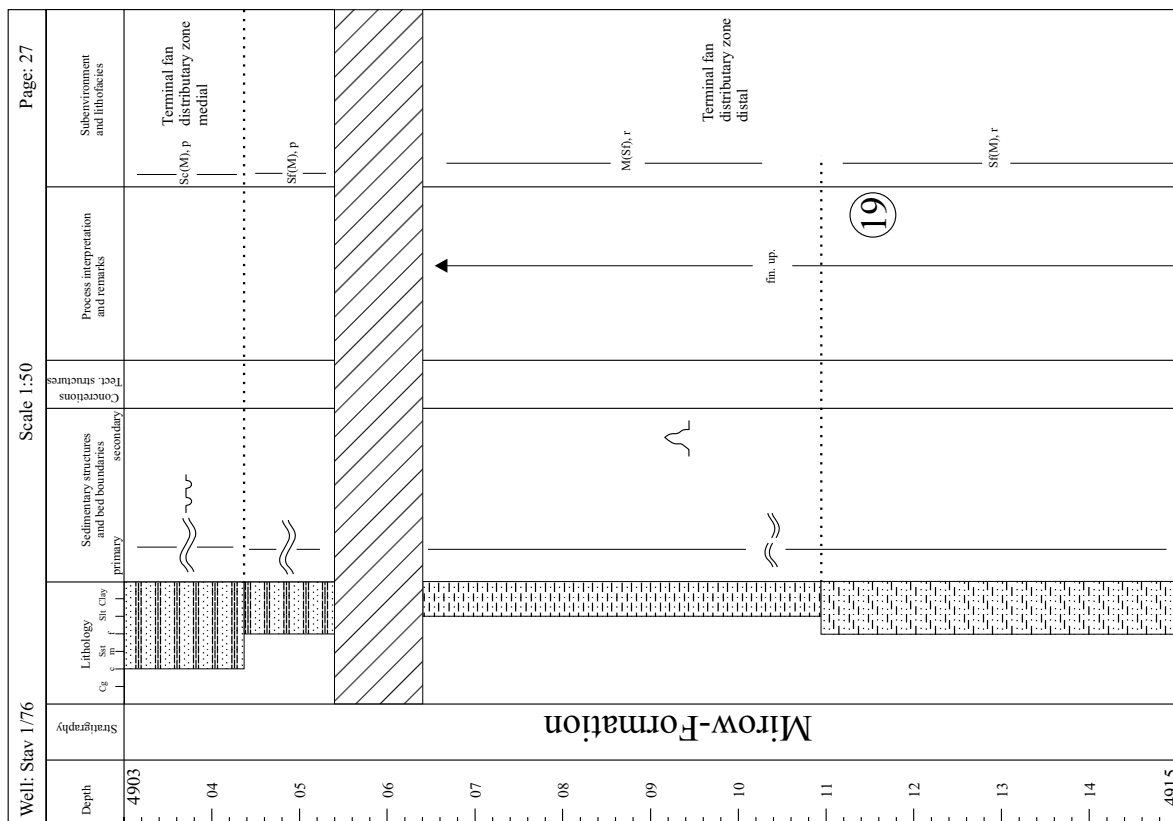
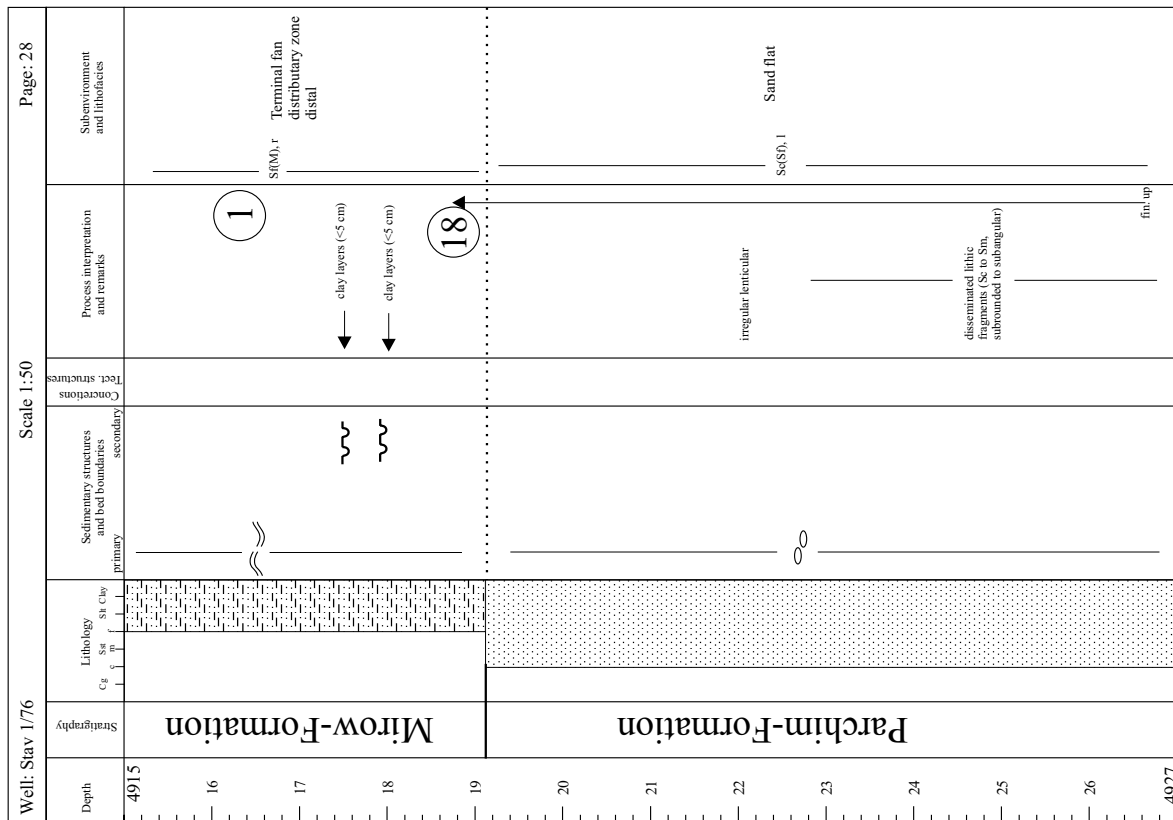


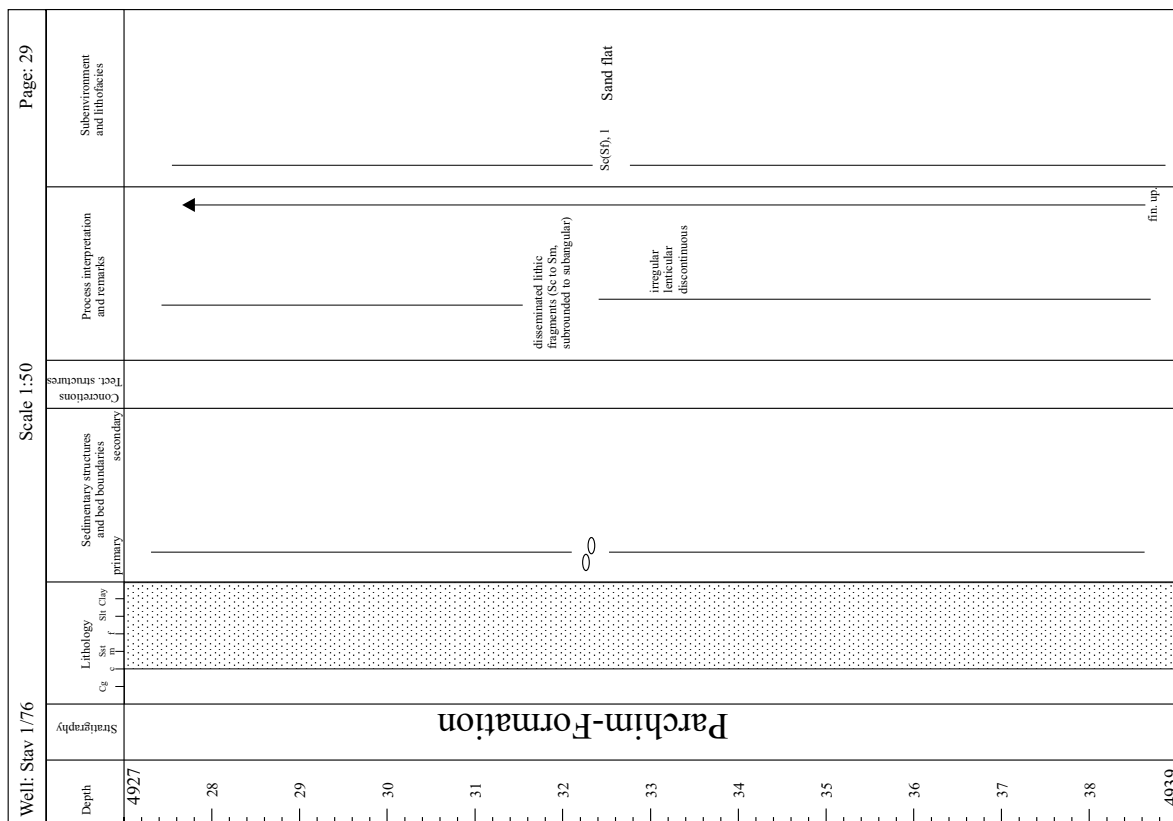
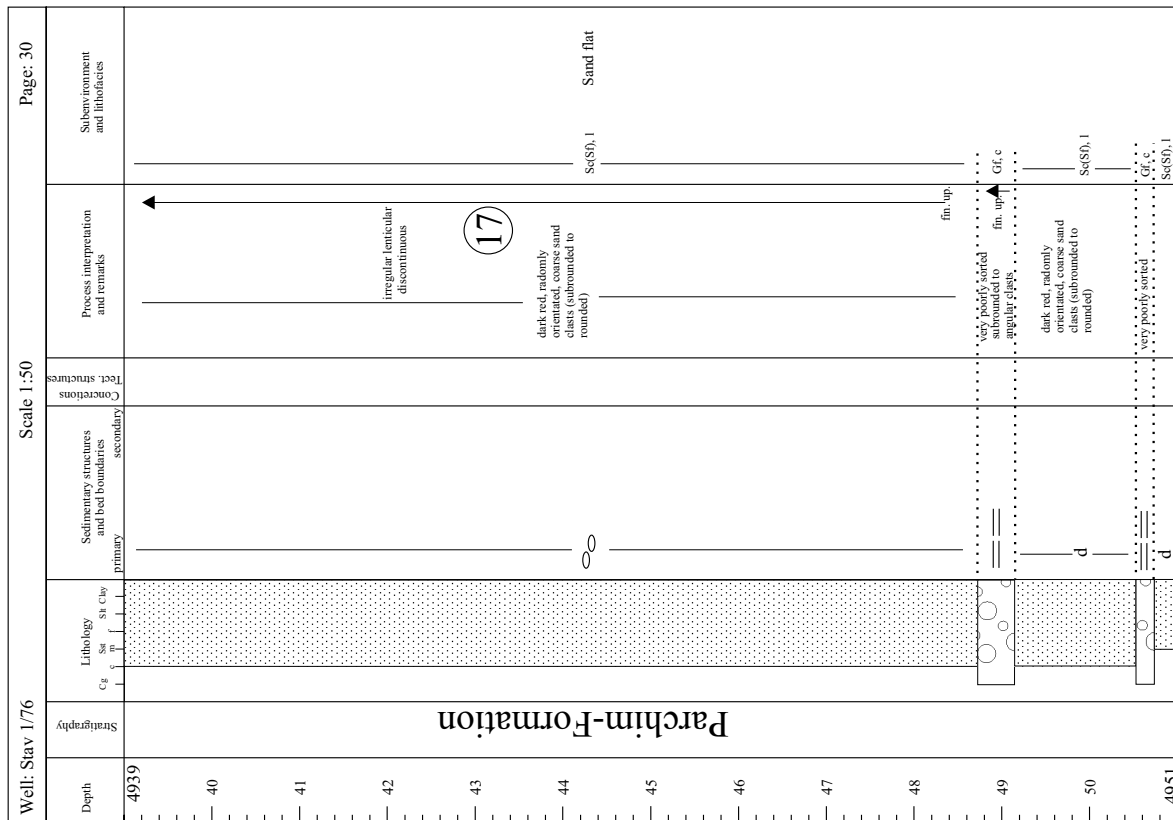


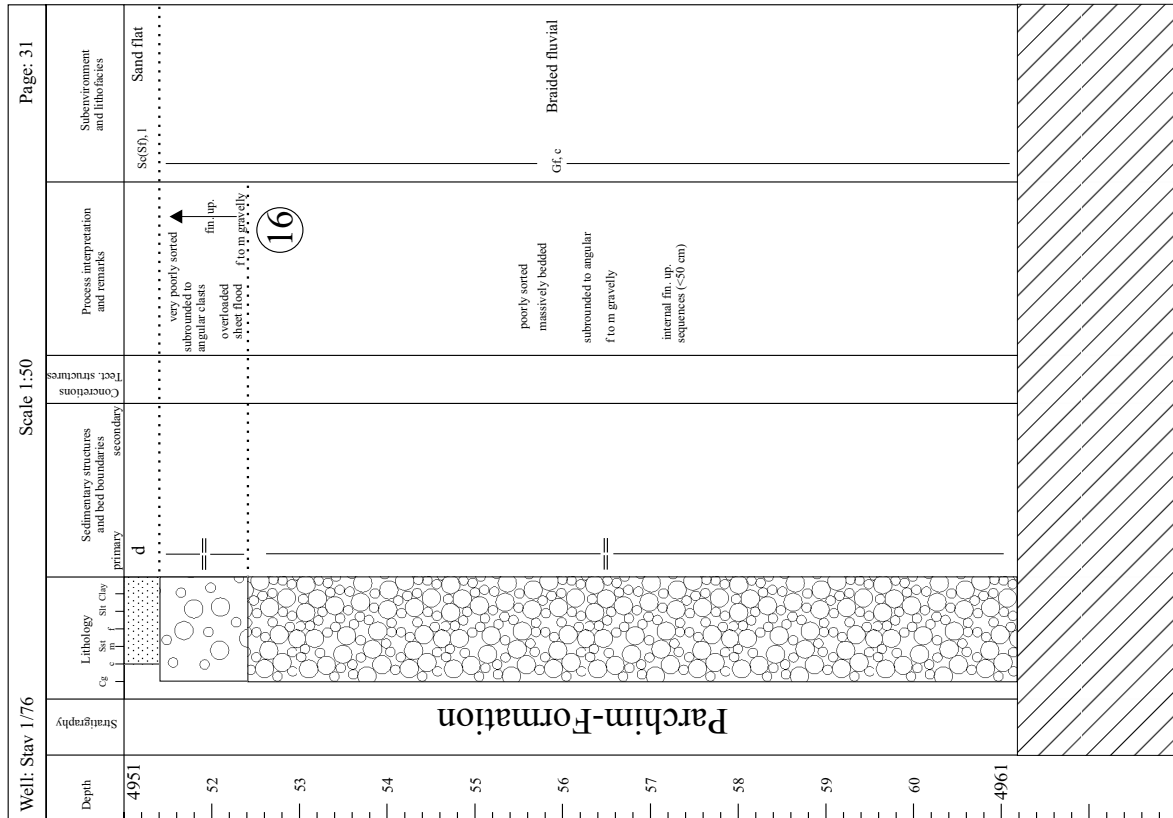








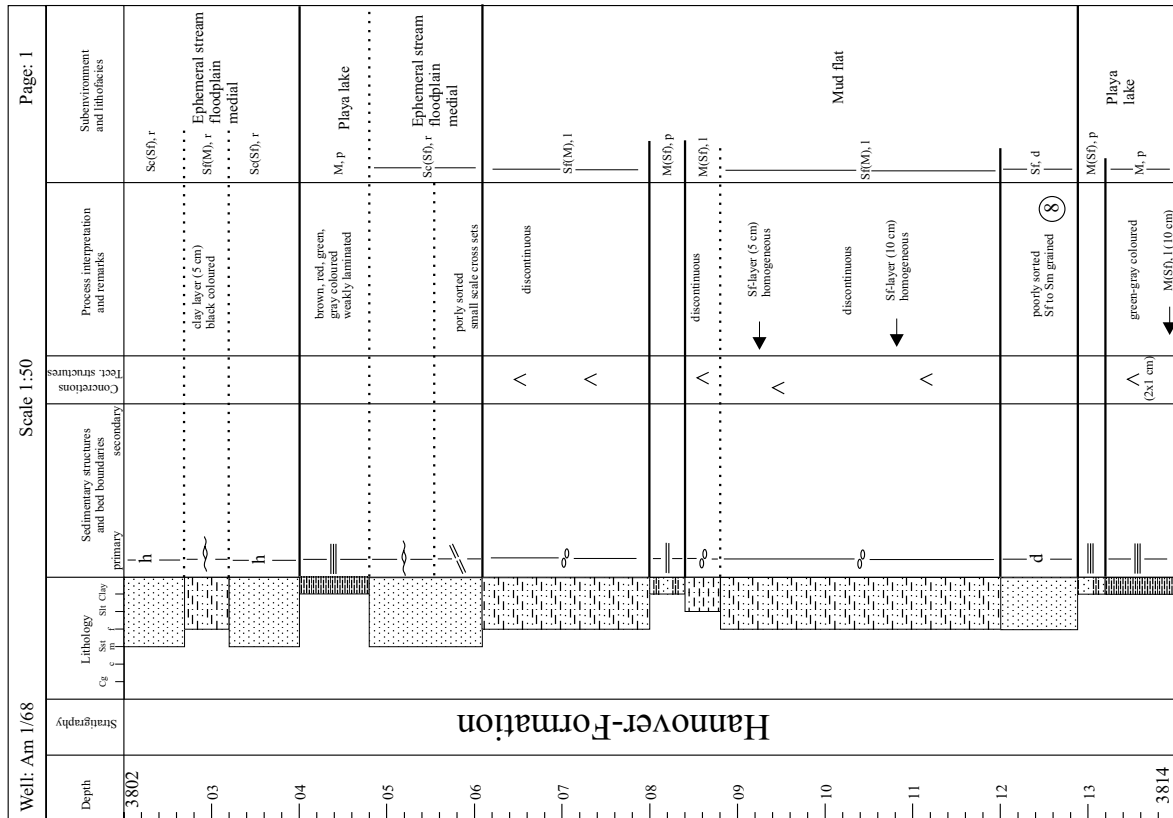
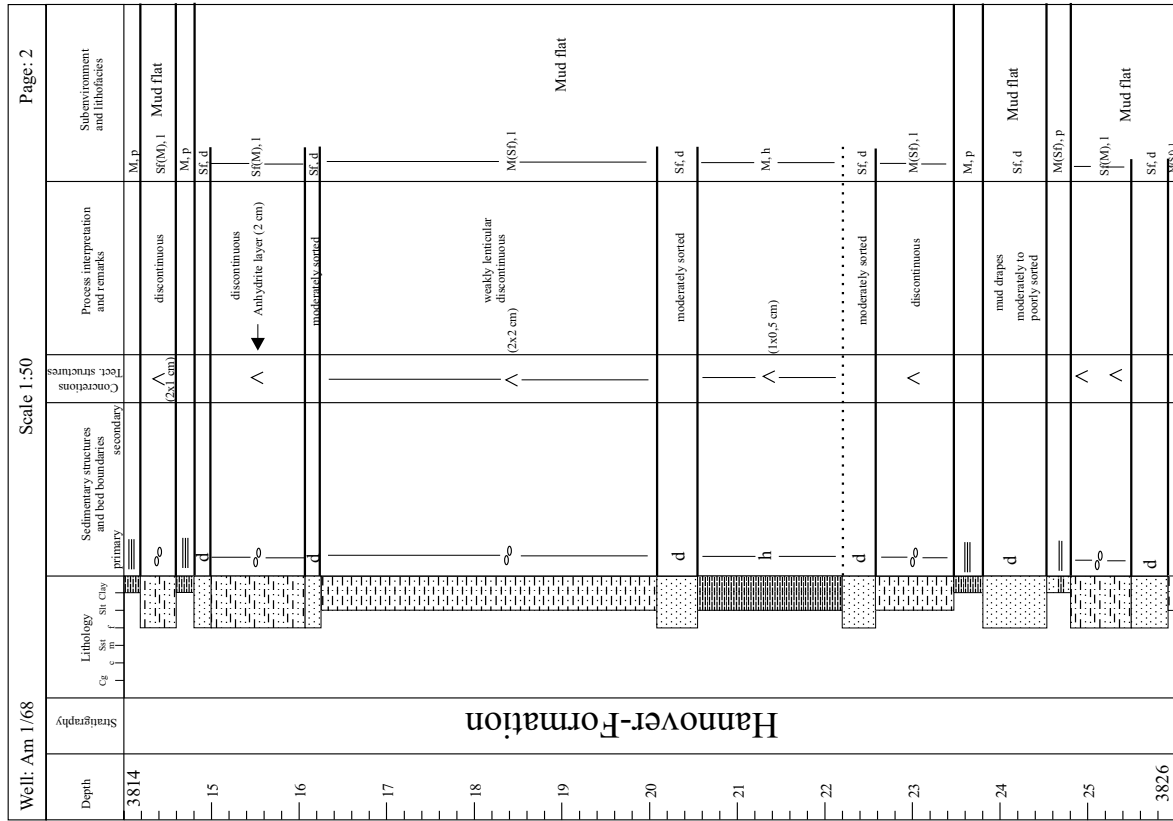


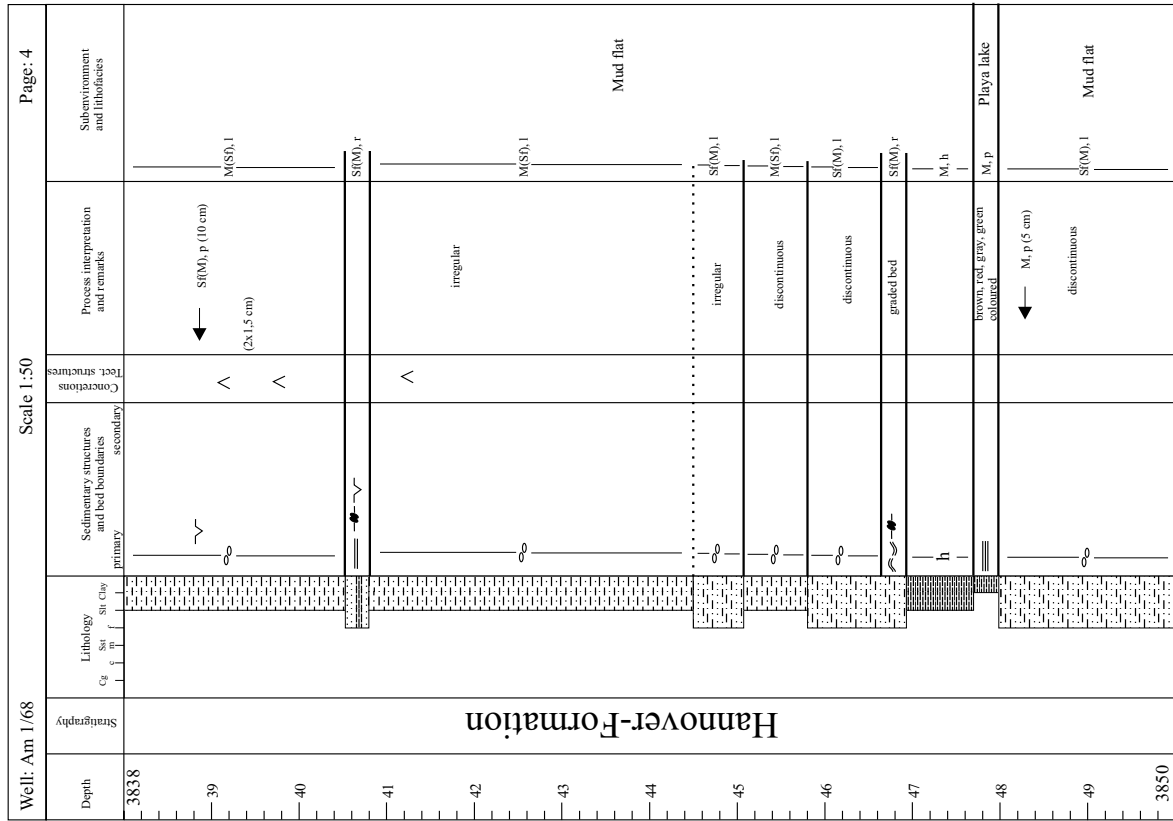
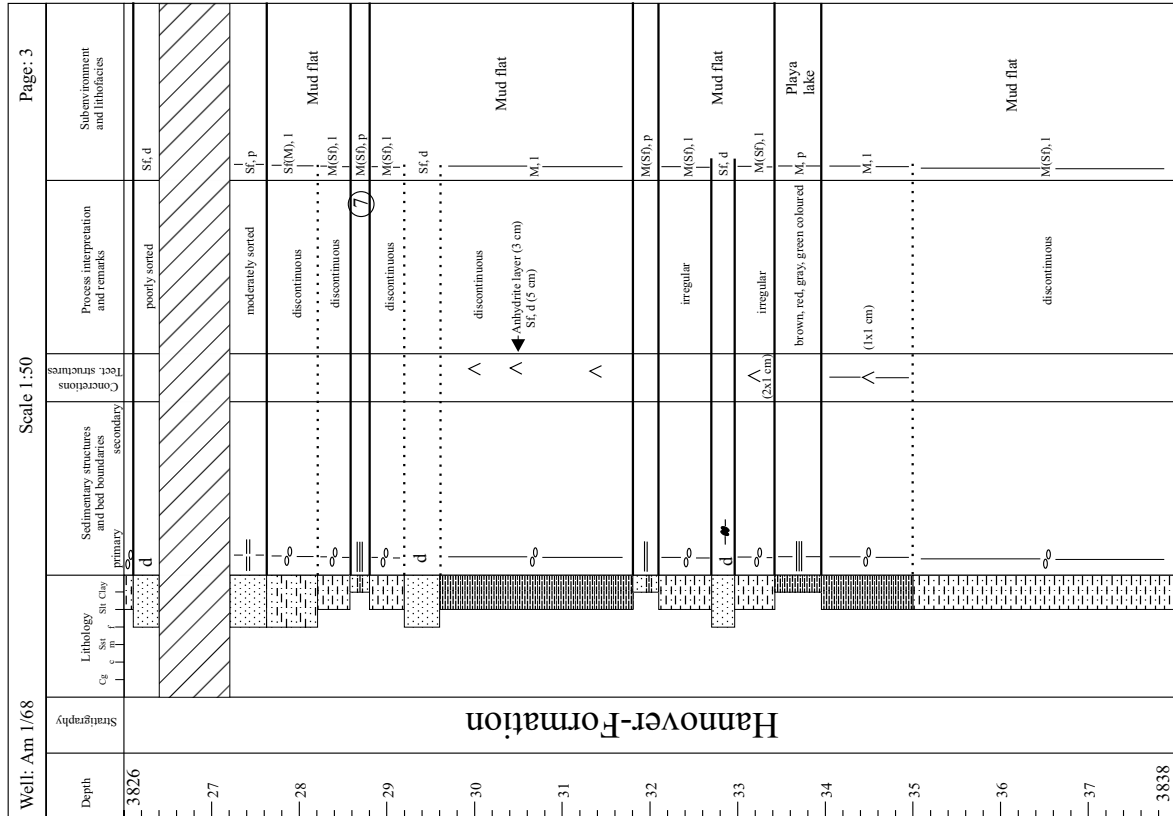


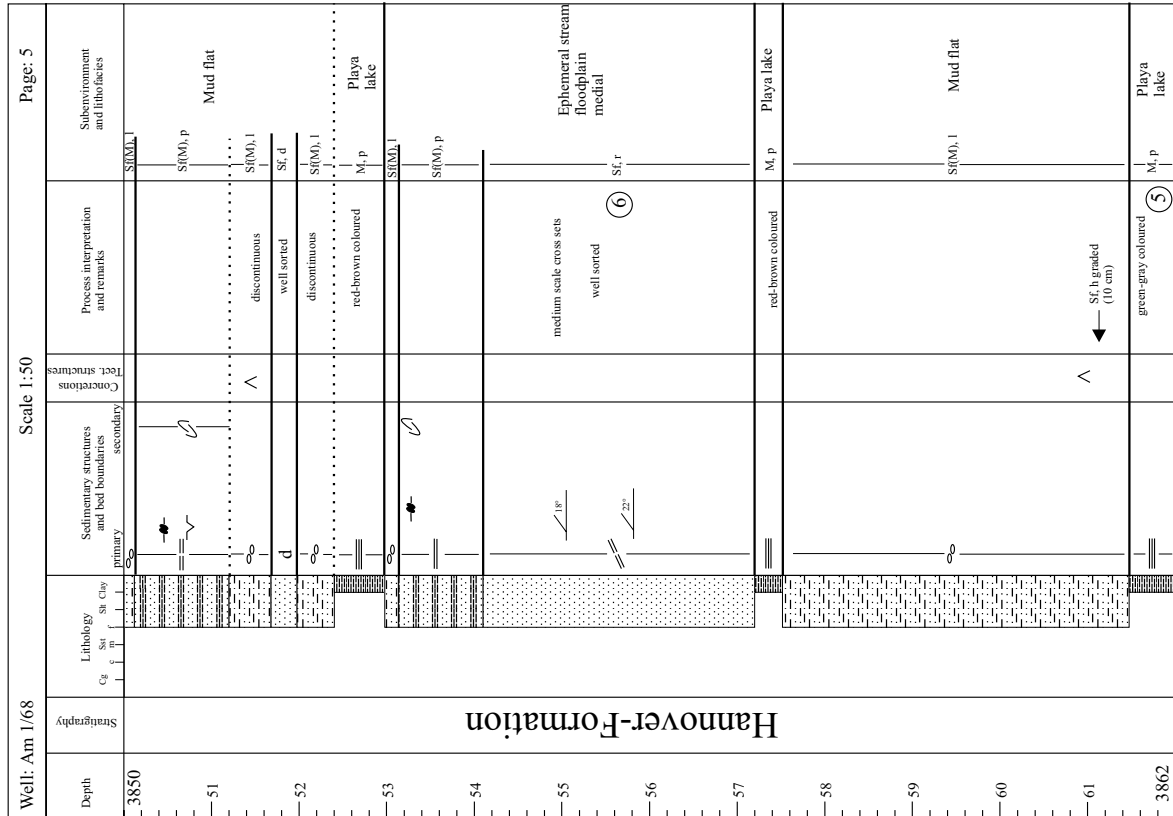
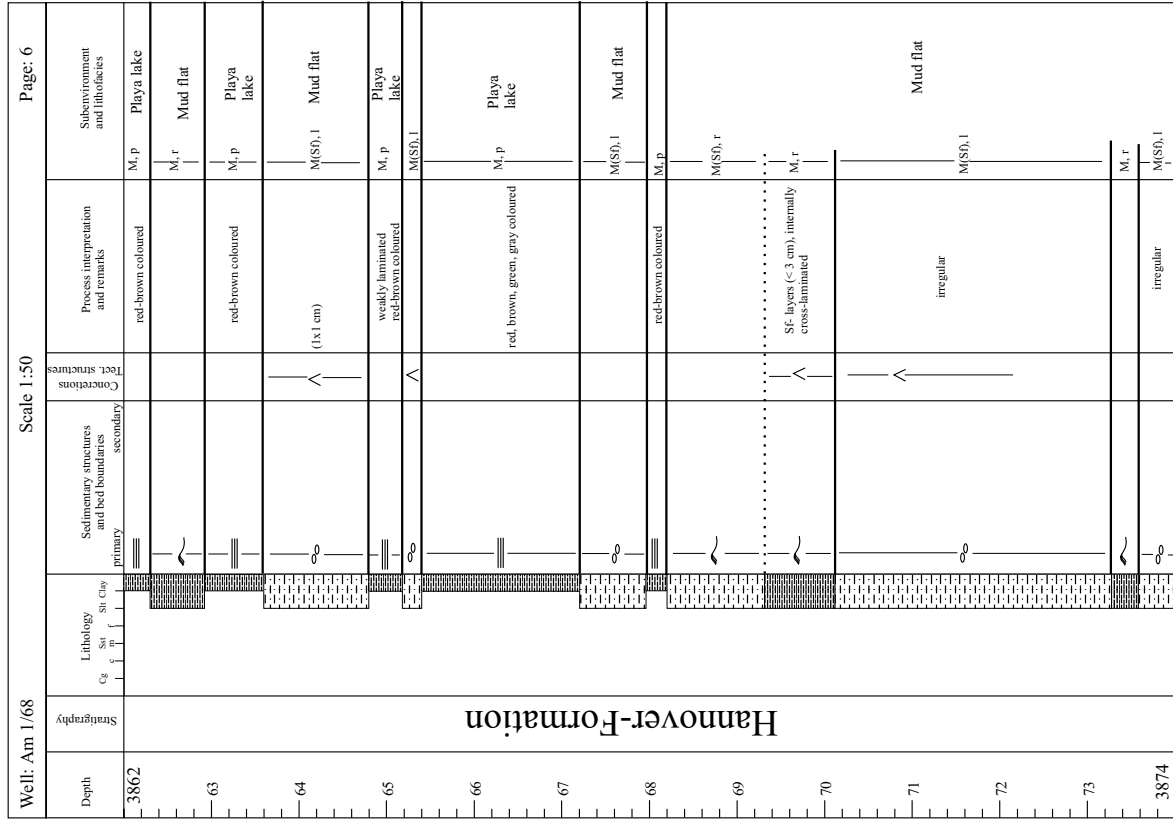
11.2 Brandenburg

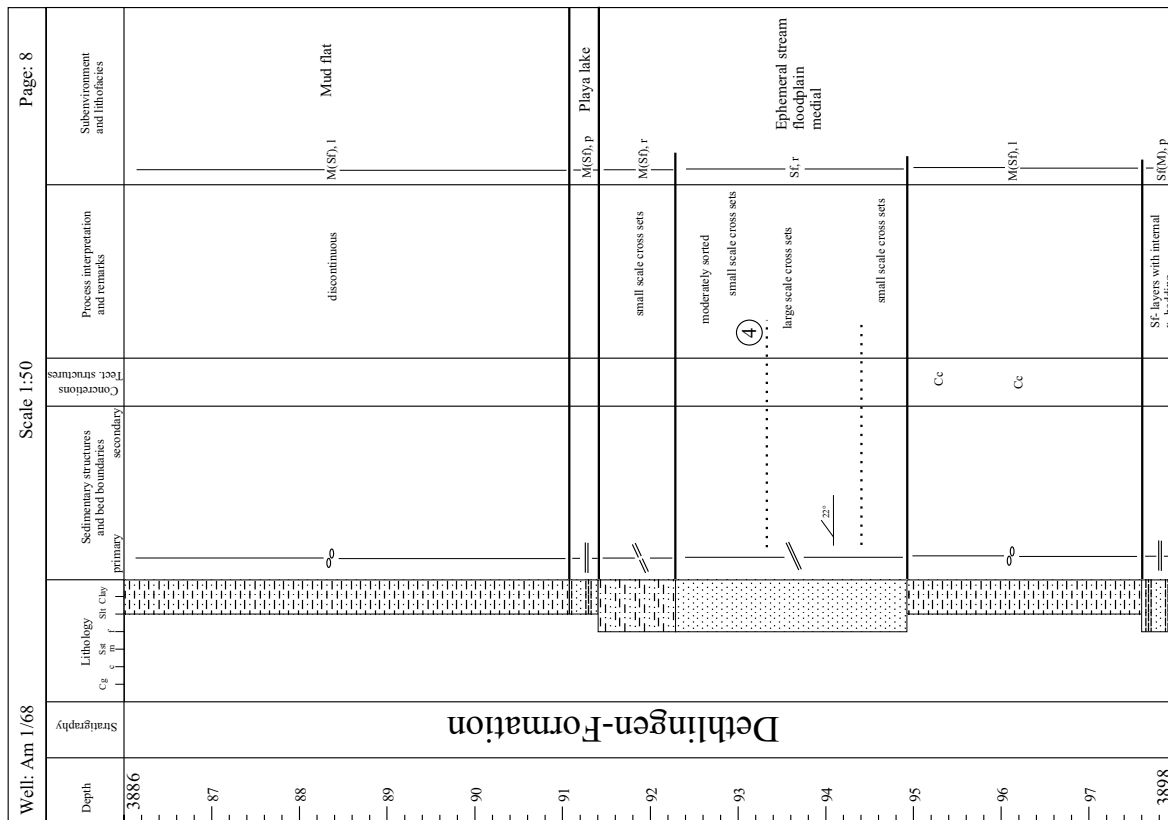
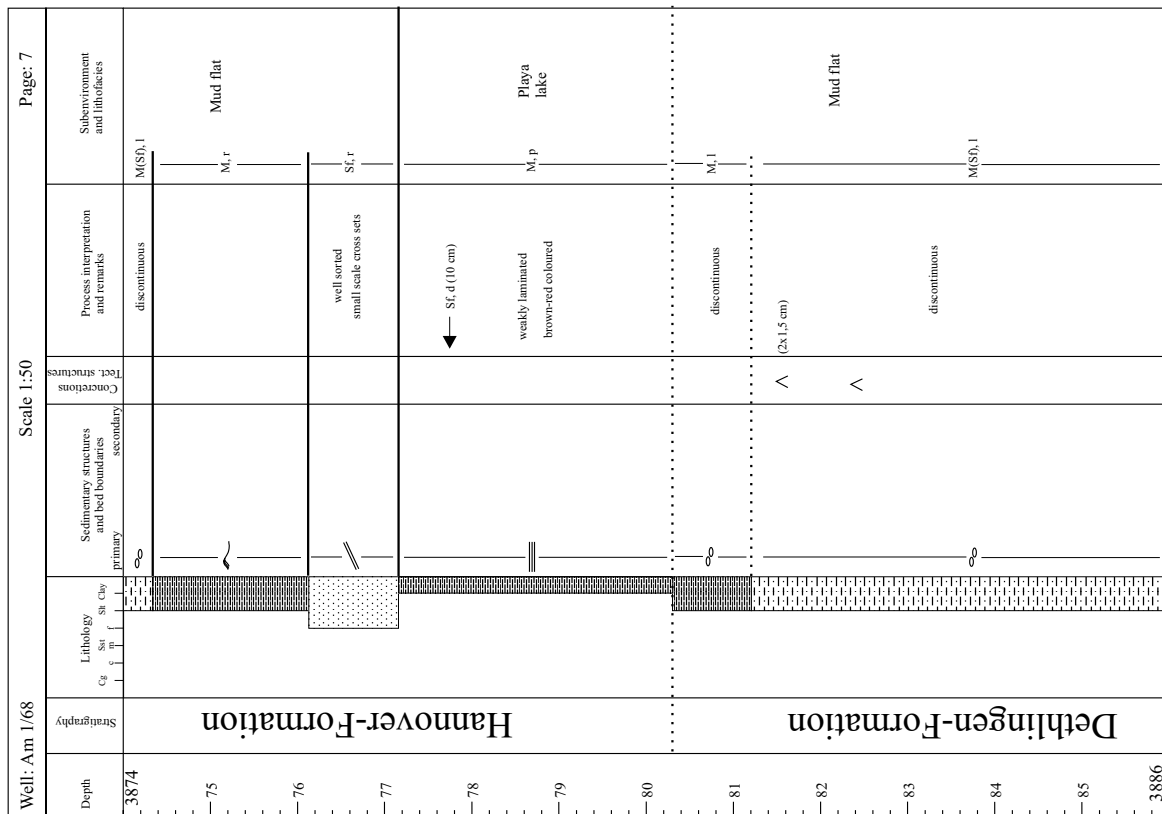
11.2.1 Bohrung Angermünde 1/68

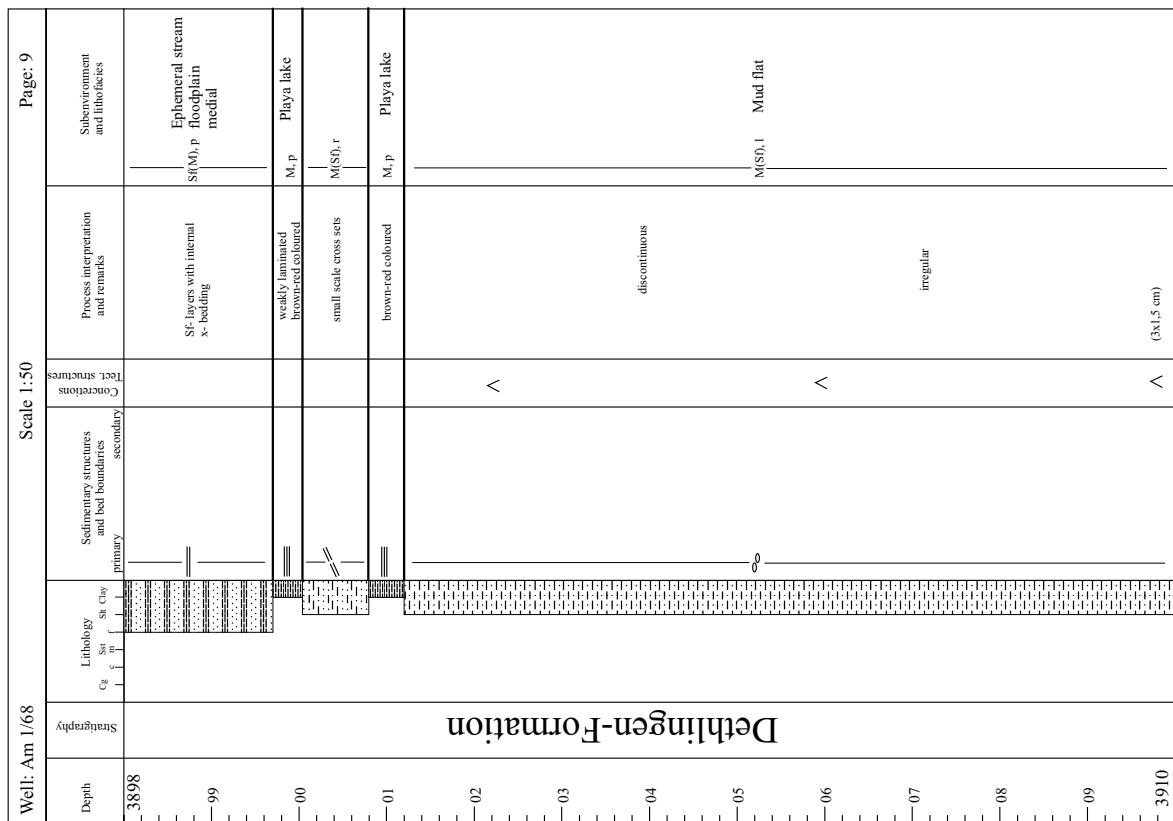
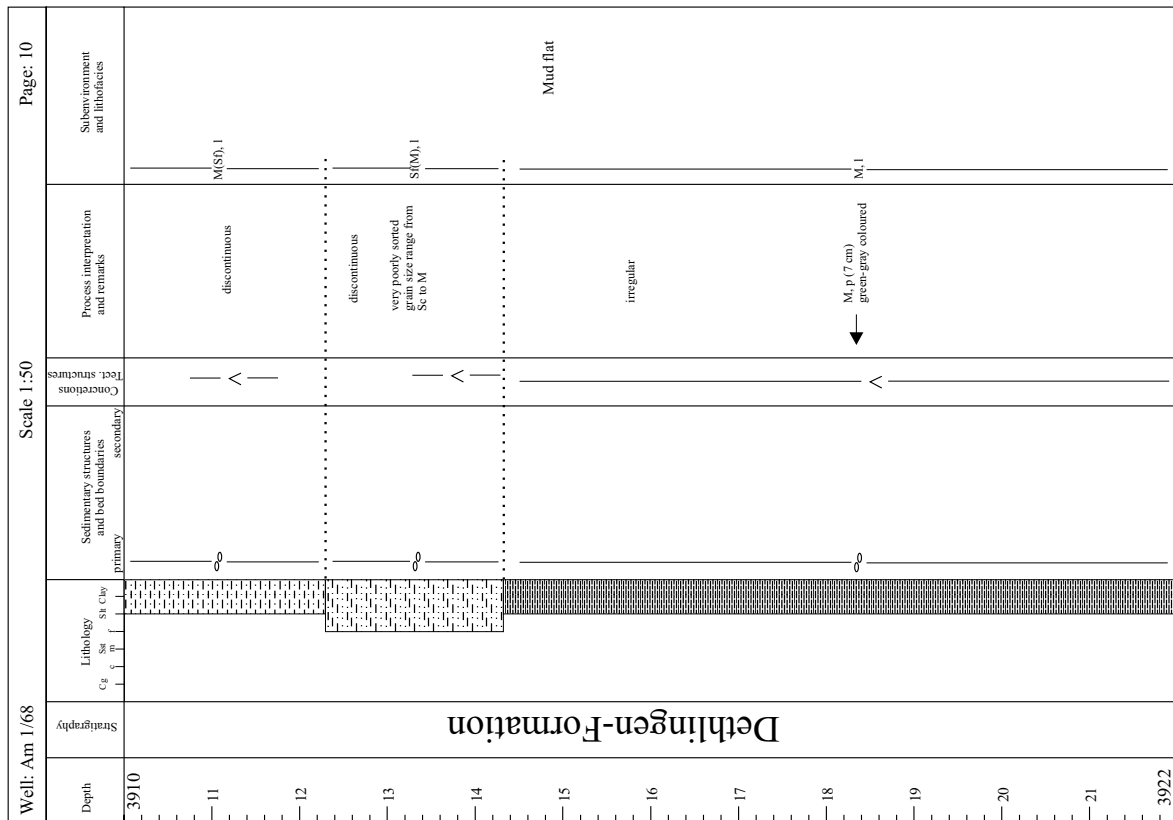
Die Bohrung Angermünde 1/68 schloß das sedimentäre Rotliegende auf einem Teufenintervall von 3801,5 m bis 3945 m mit insgesamt 143,5 m auf (HOTH ET AL. 1993). Die zur Verfügung stehende Kernmarsch setzt bei KM 3802 ein und endet bei KM 3946 und ist bis auf ca. 1,8 m lückenlos.

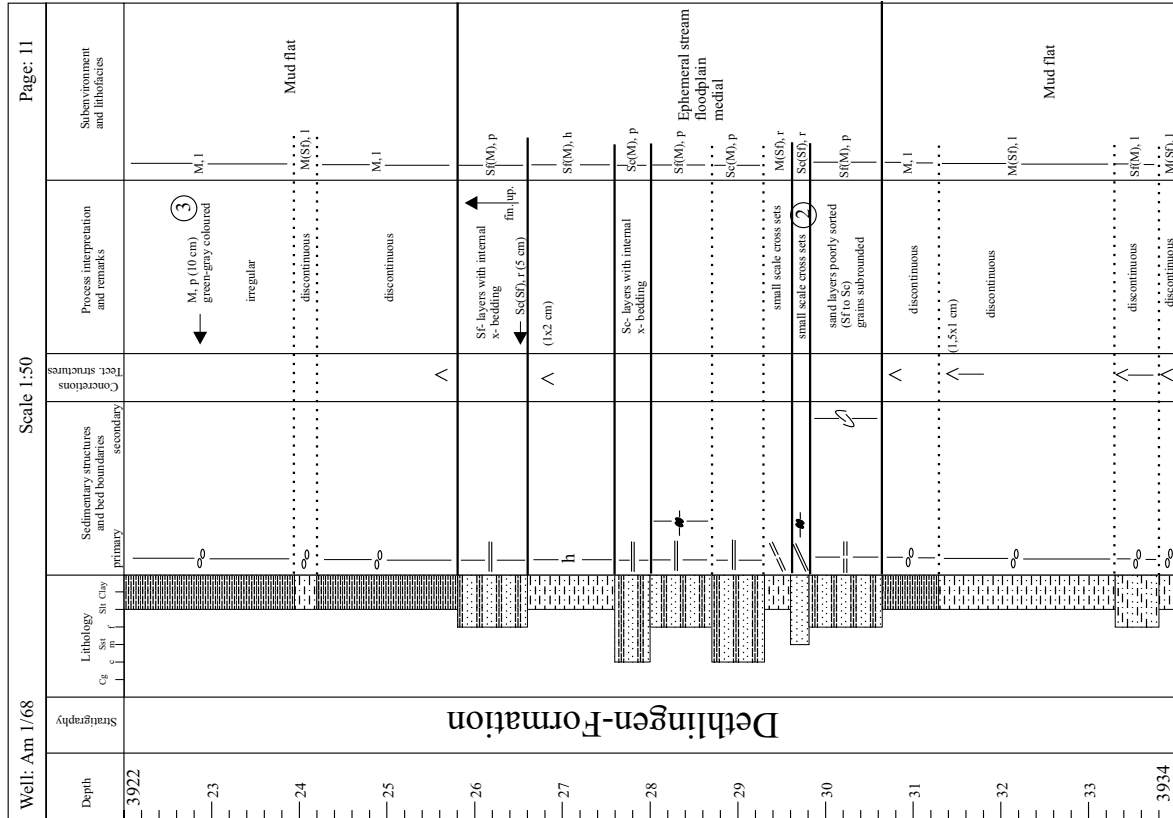
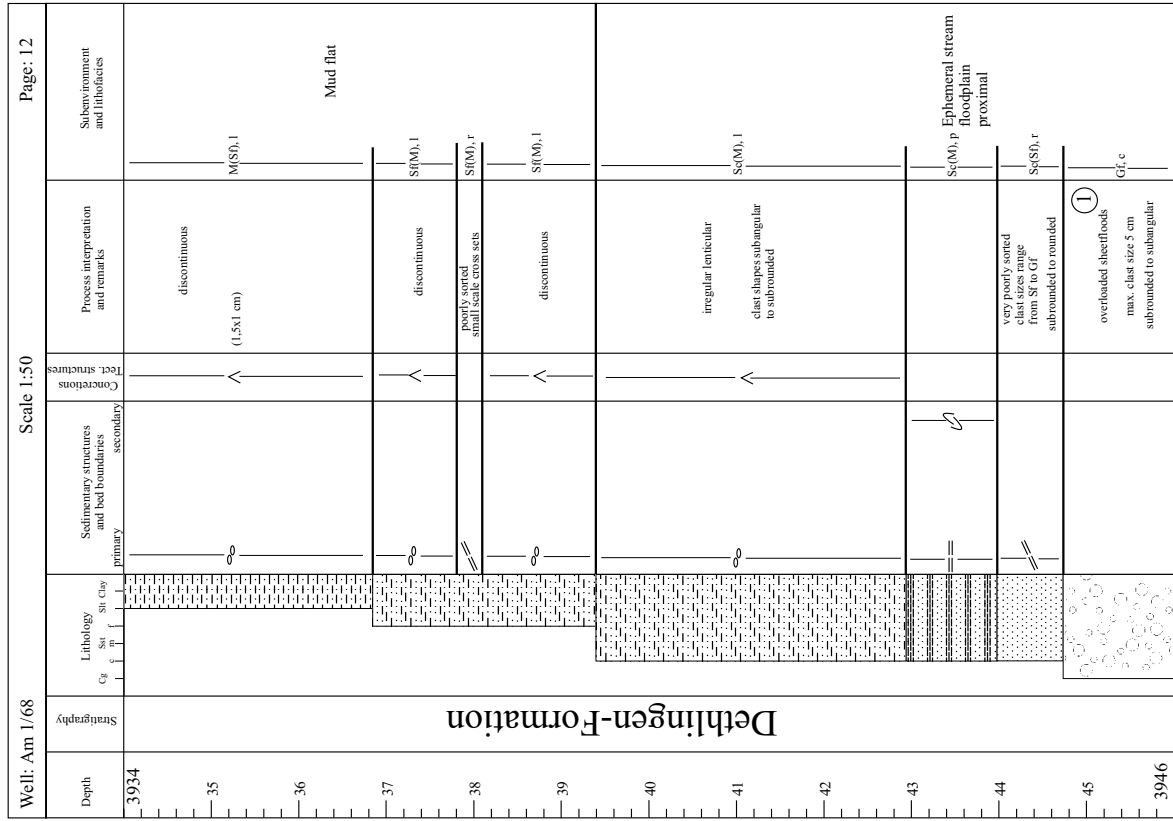






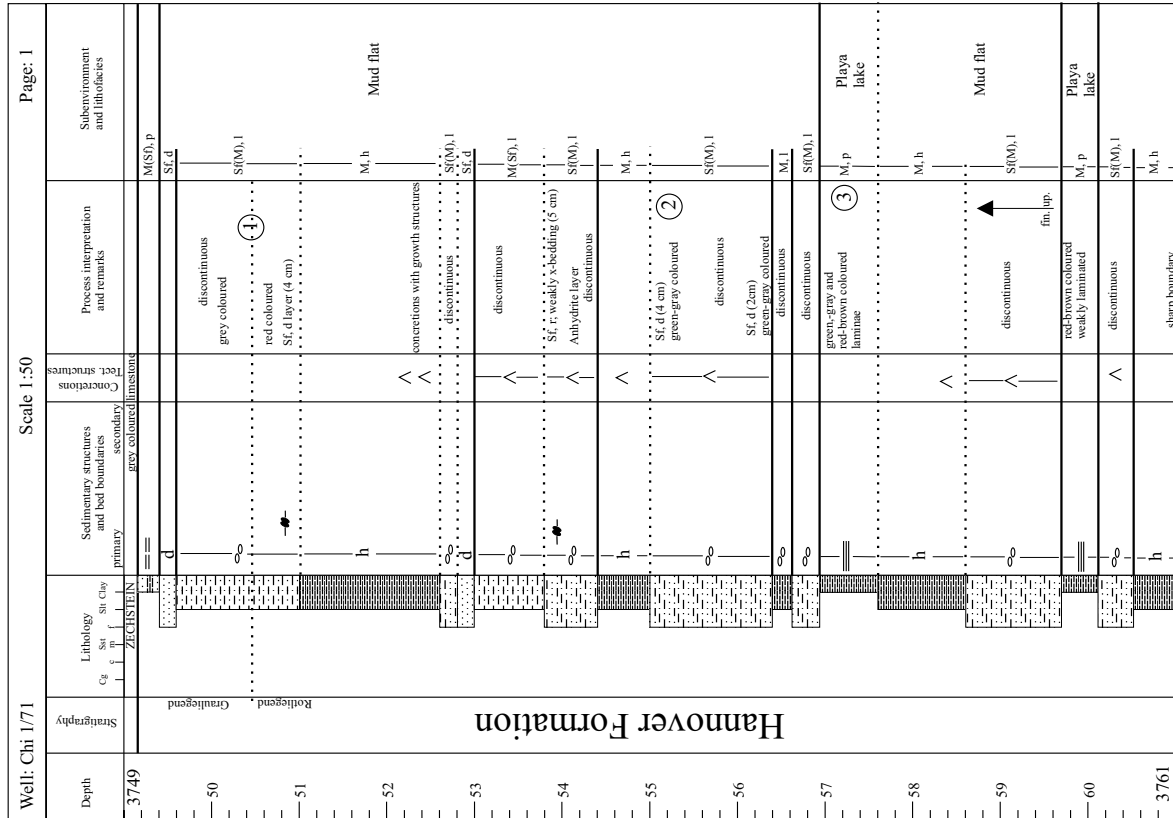
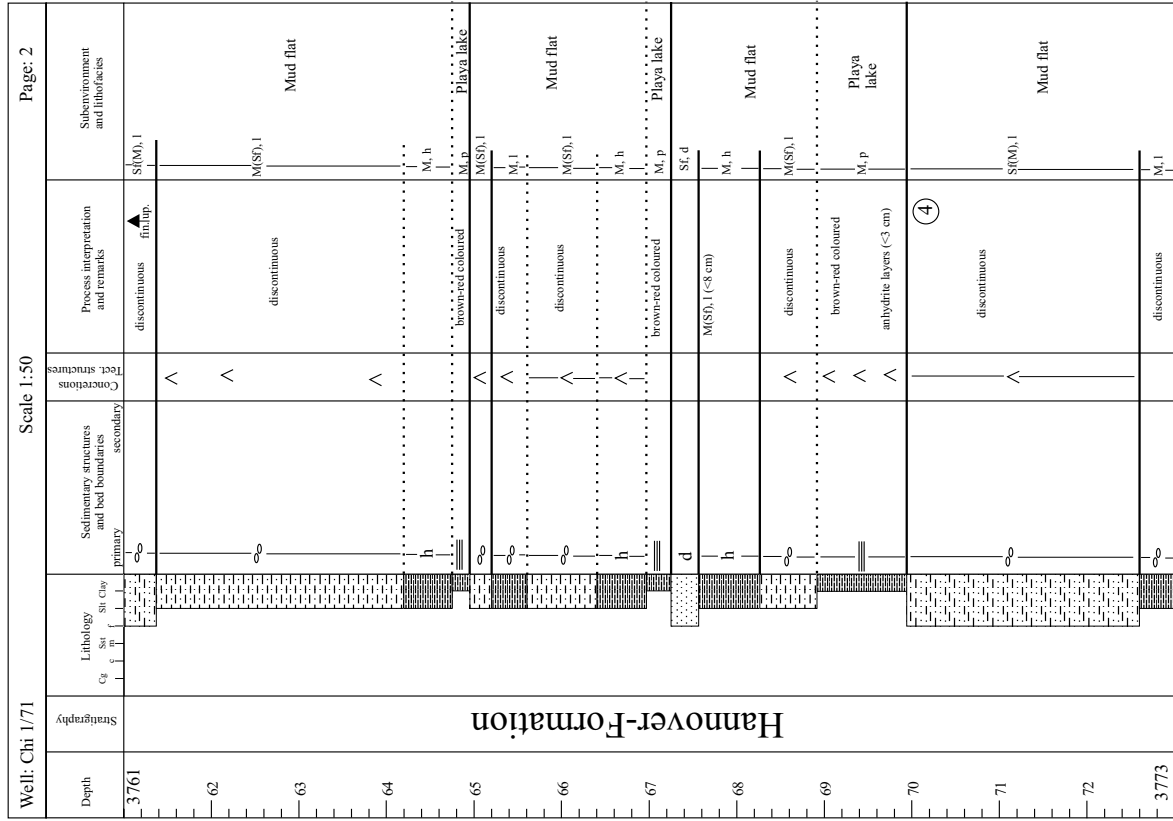


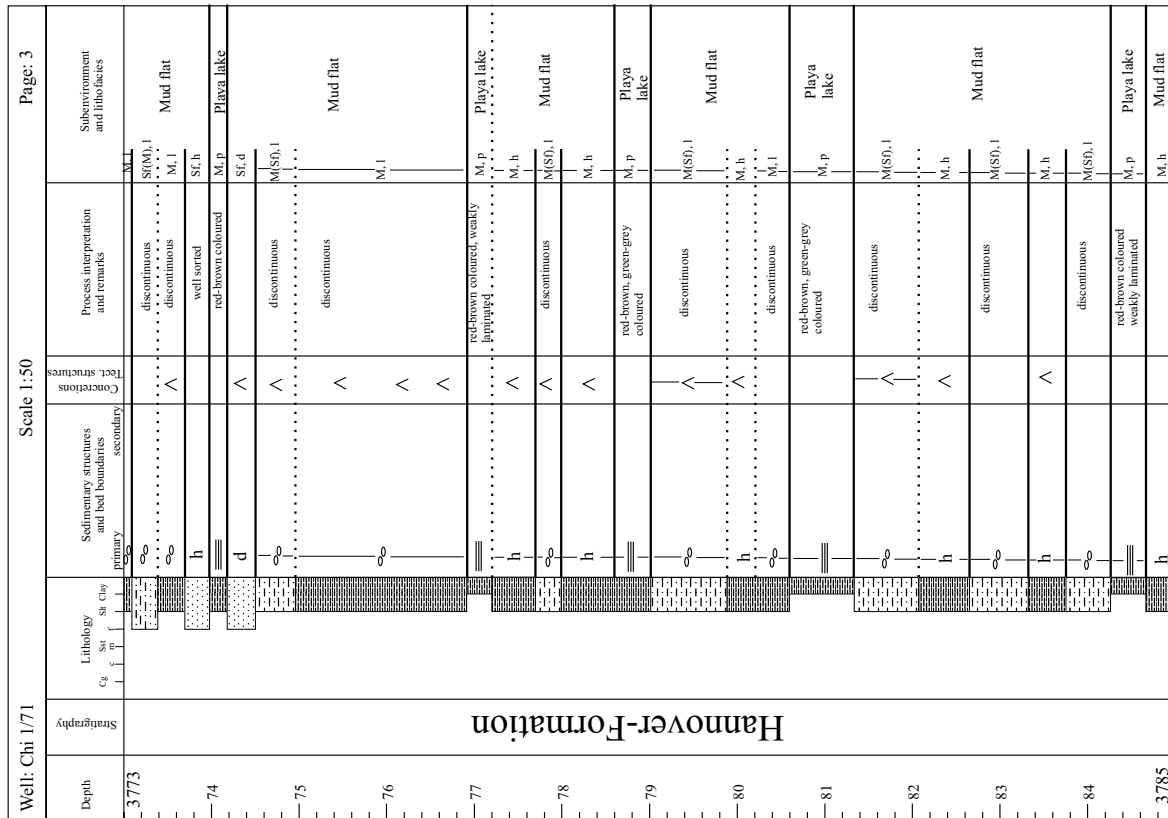
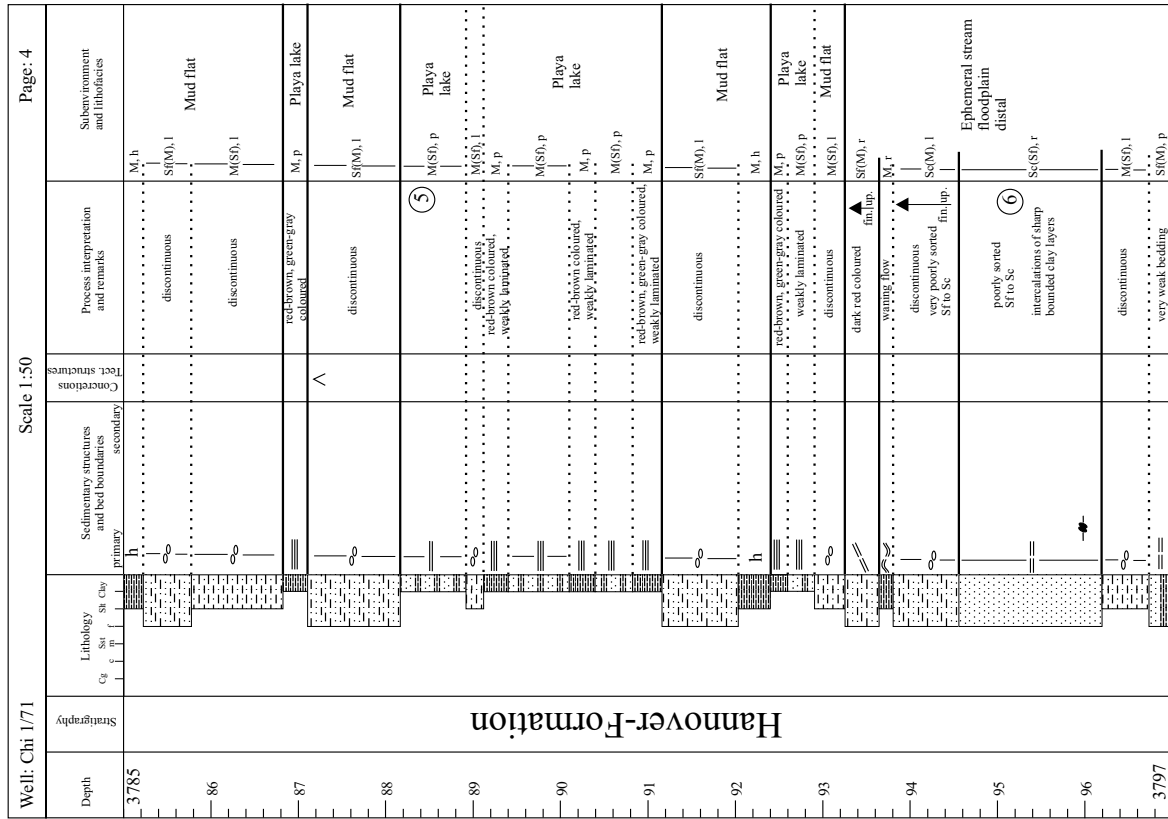


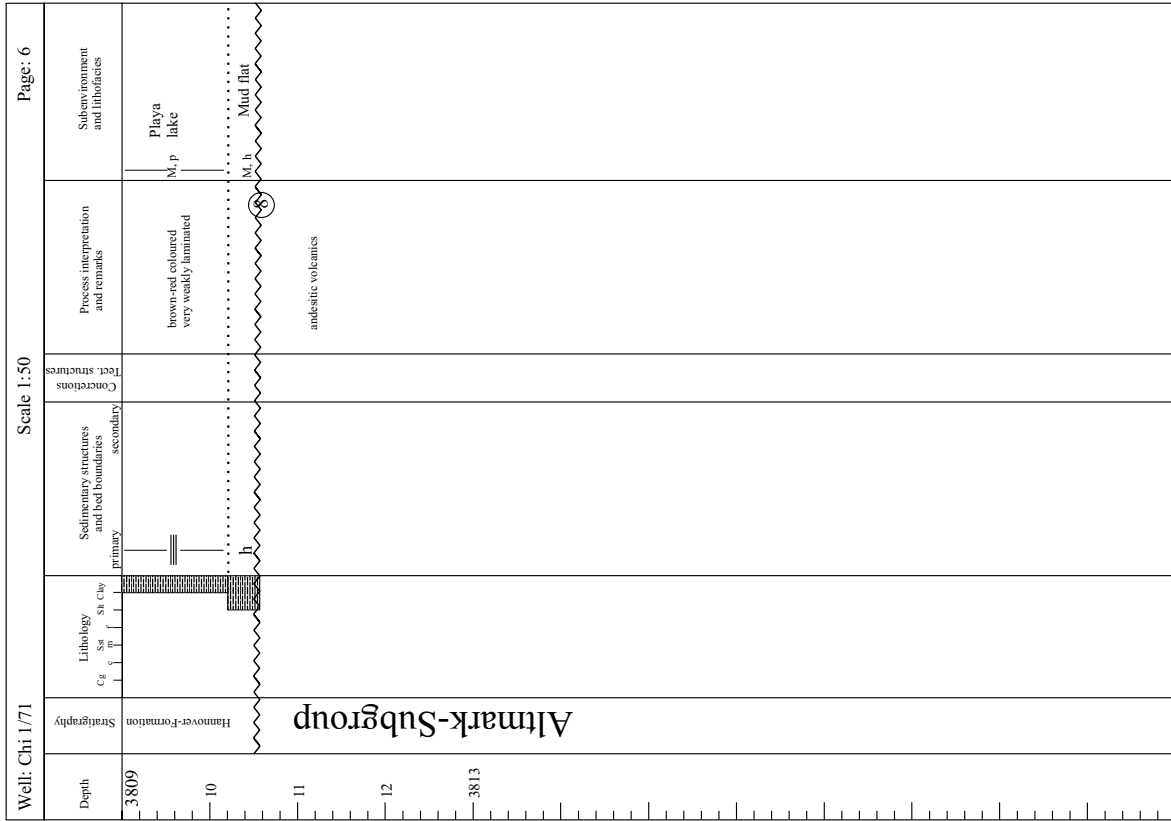
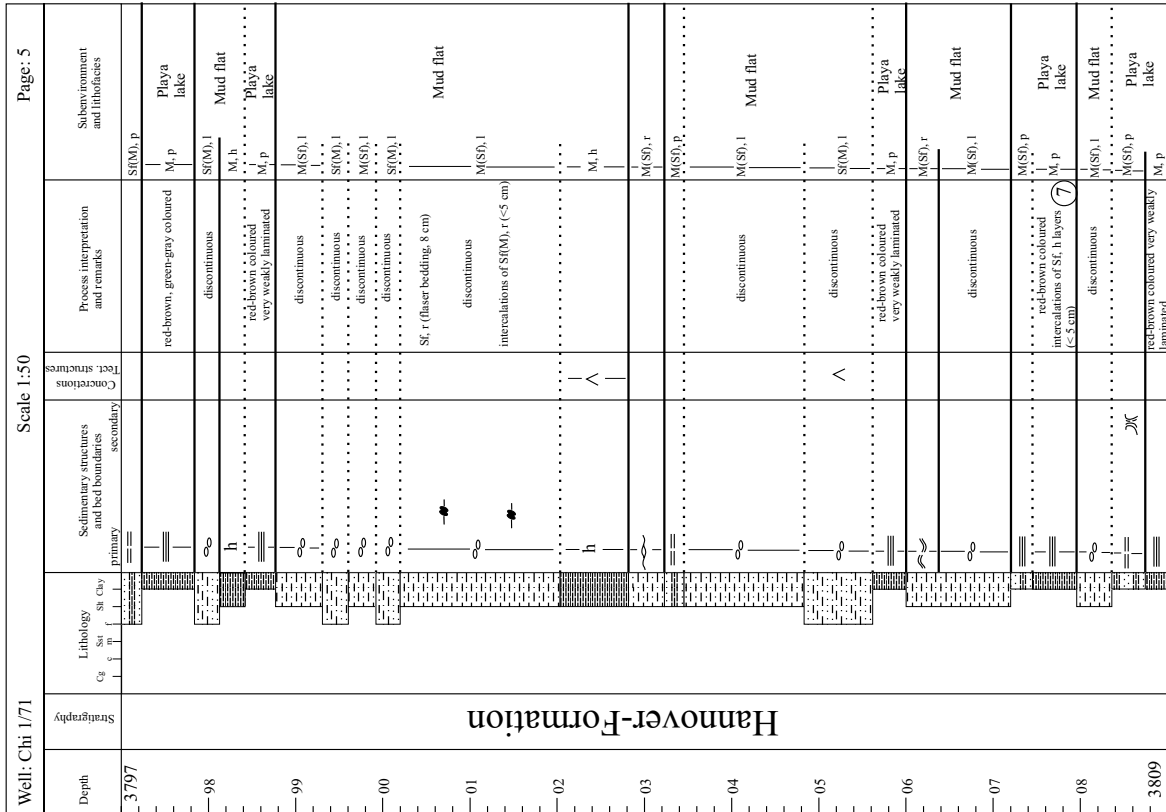


11.2.2 Bohrung Chorin 1/71

Die Bohrung Chorin 1/71 durchteufte das Rotliegende in einer Tiefe von 3761,5 m bis 3822,9 m mit einer Mächtigkeit von 61,4 m (HOTH ET AL. 1993). Die Kernmarsch setzt bei KM 3749,2 m ein, geht bis KM 3810,5 m und ist lückenlos gekernt.

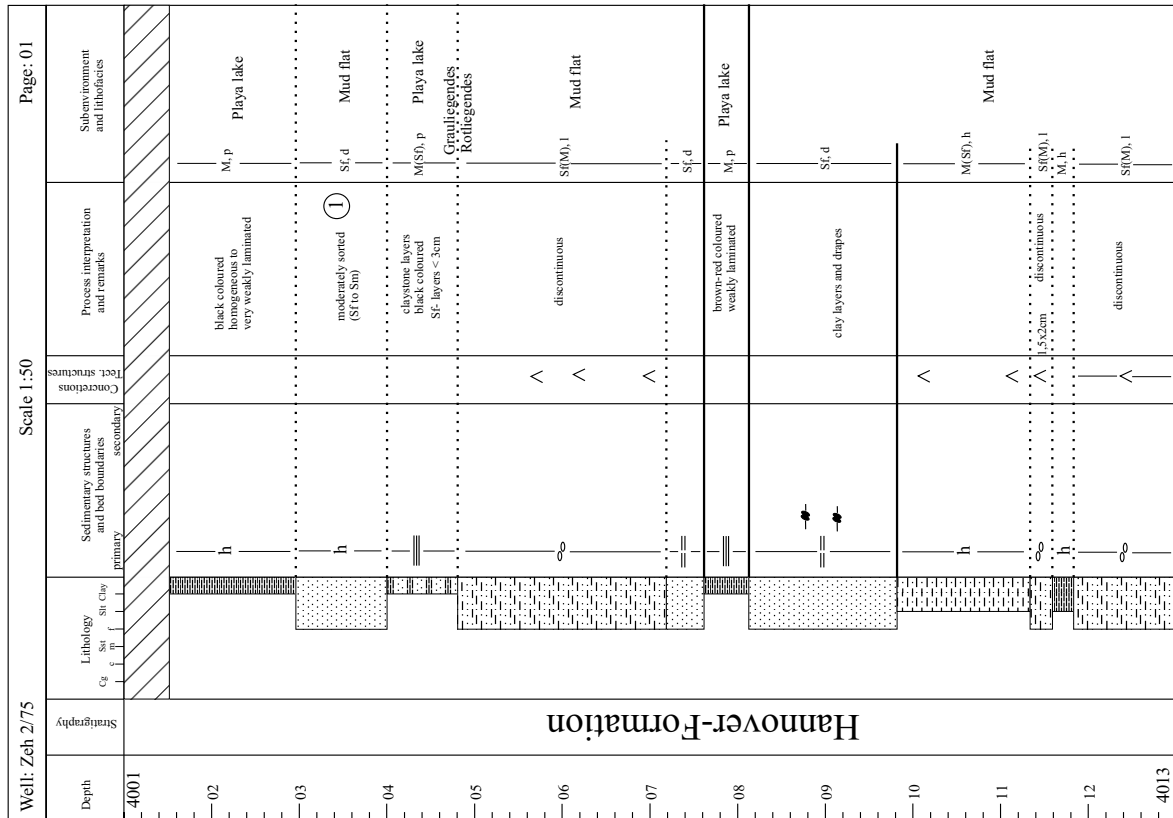
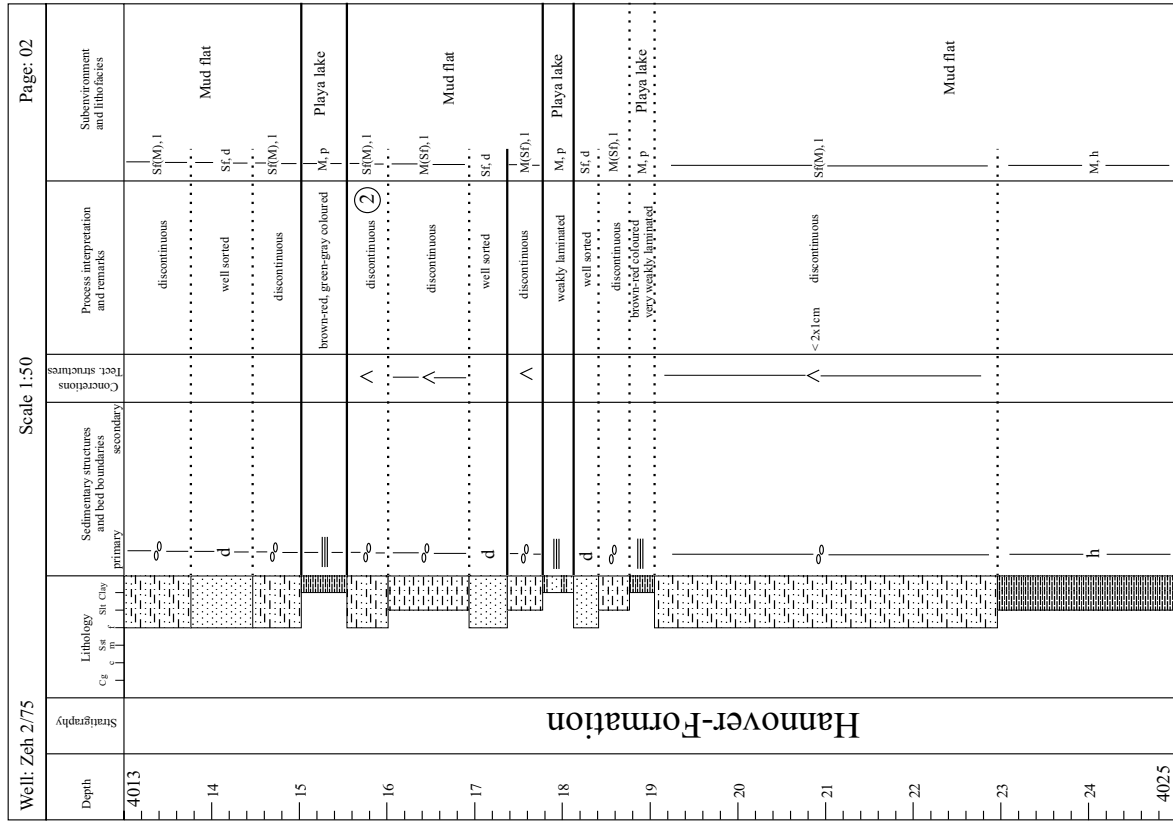


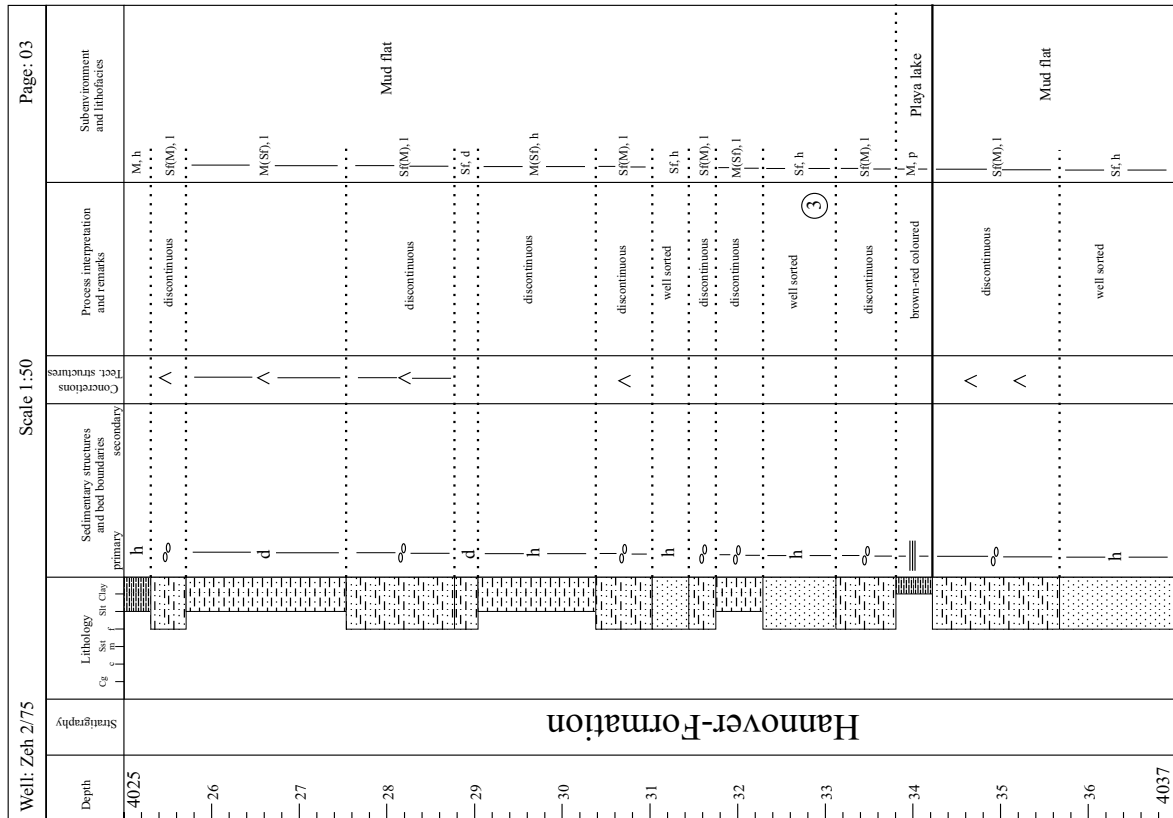
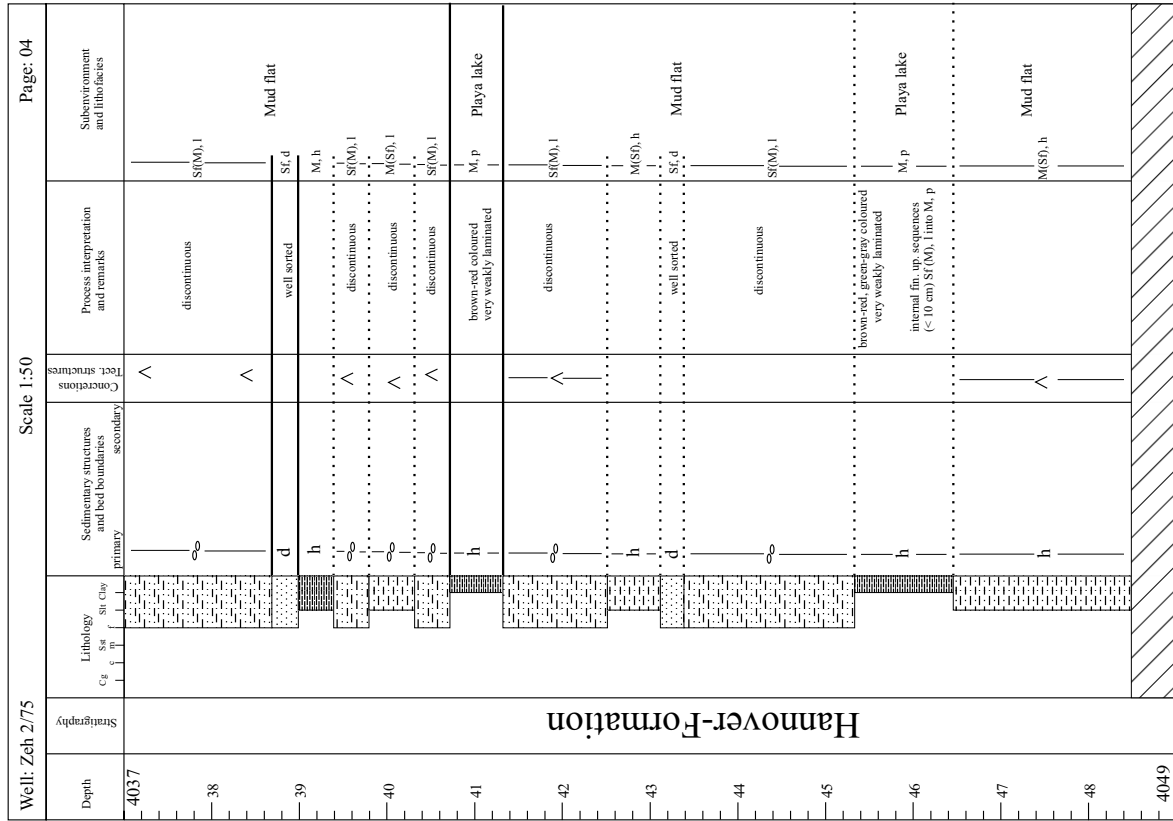


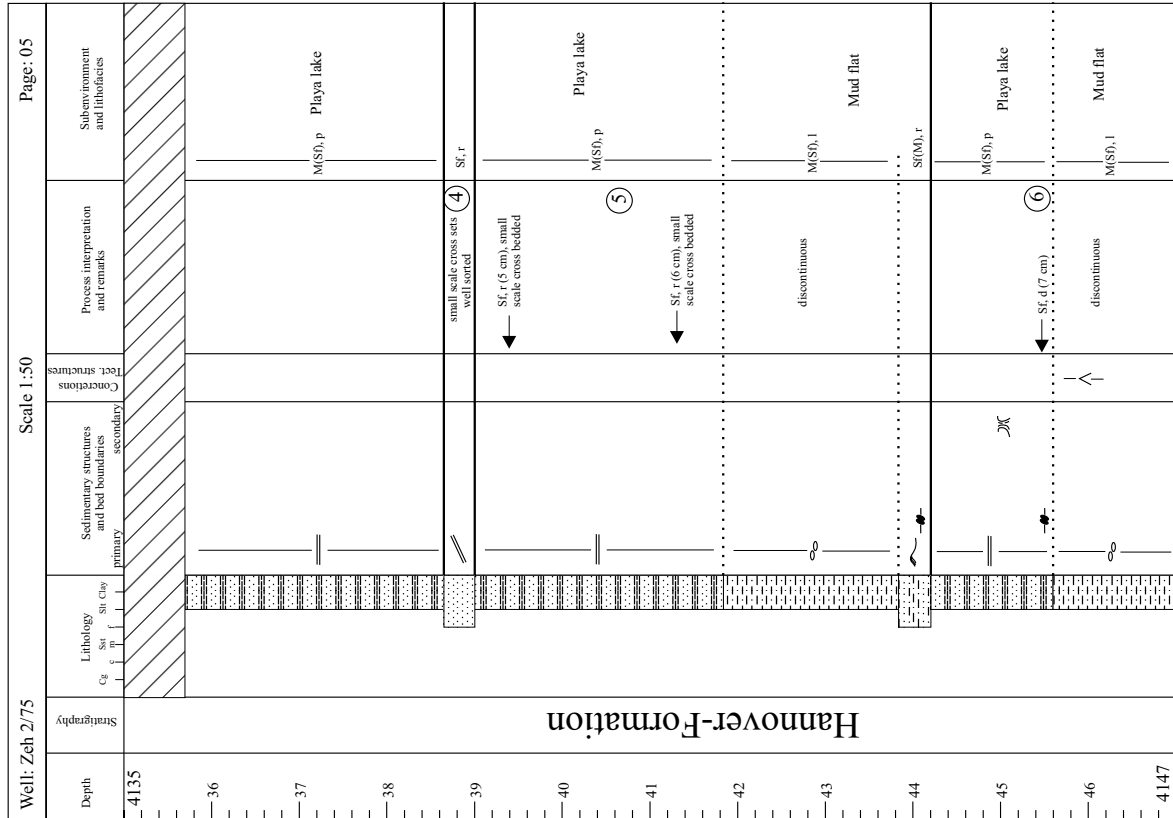
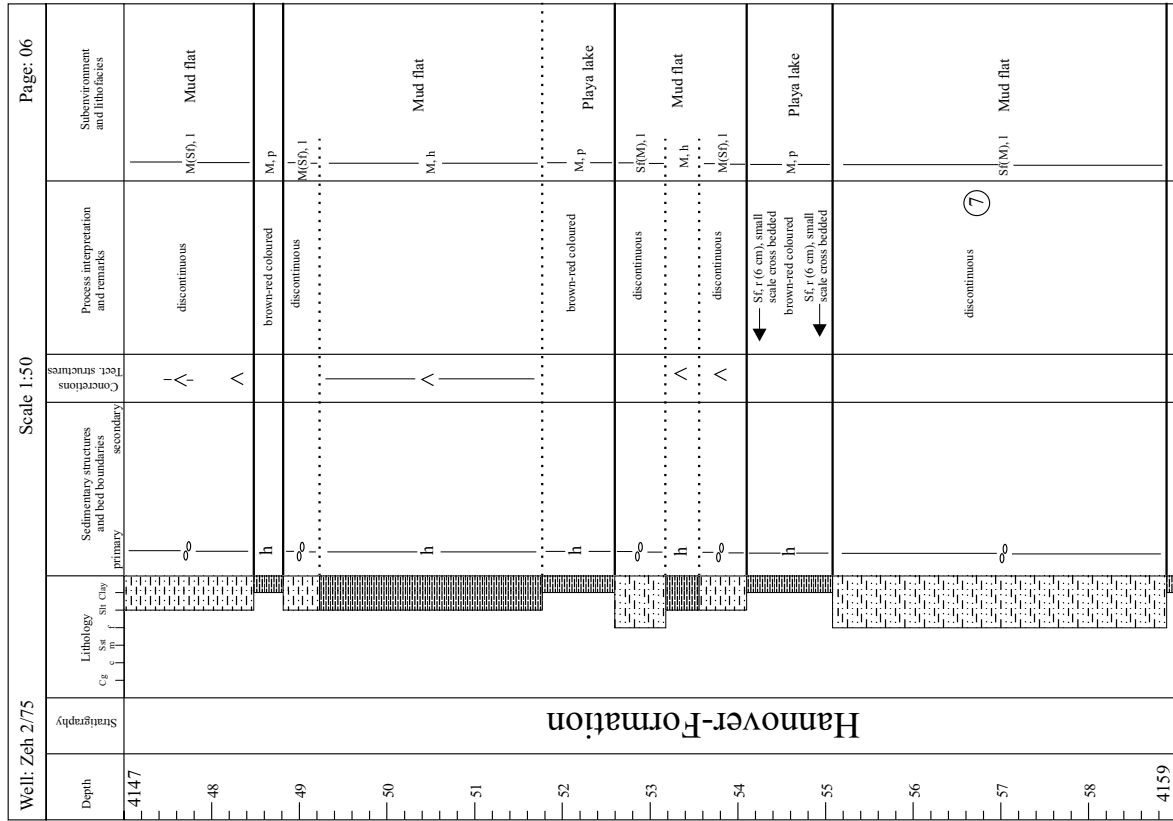


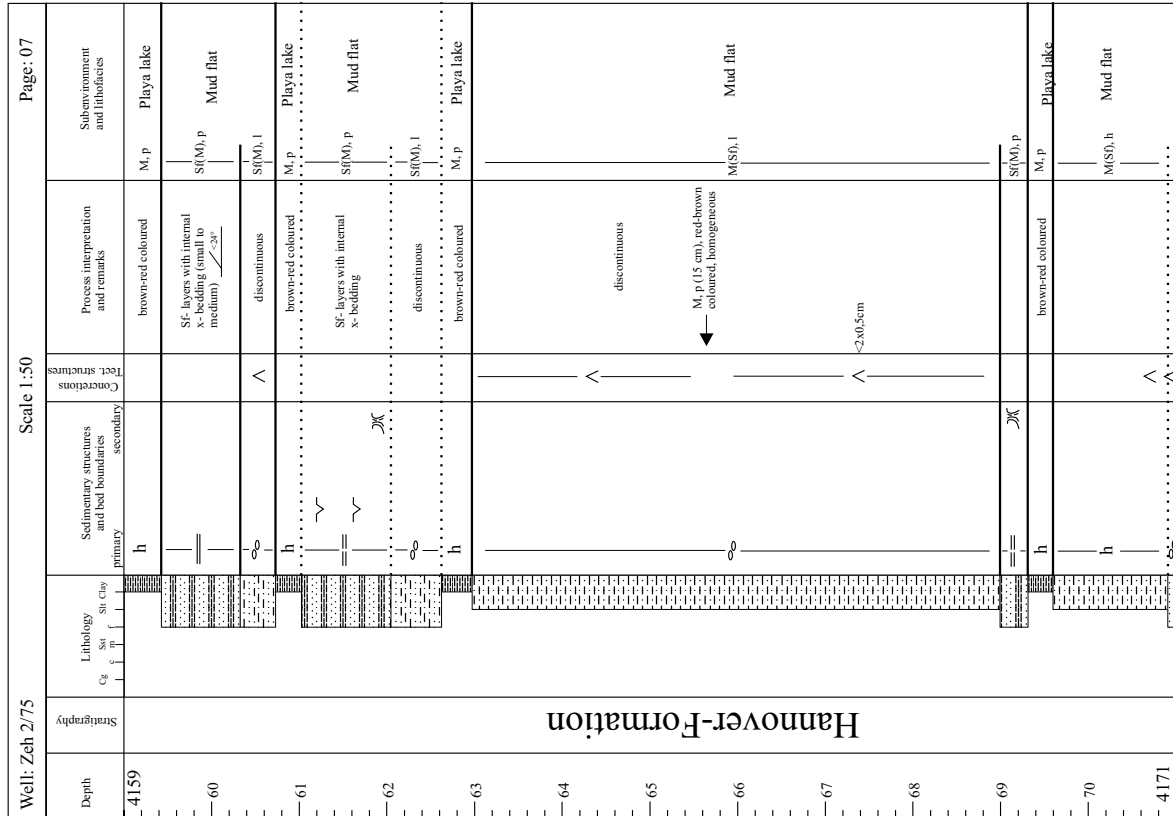
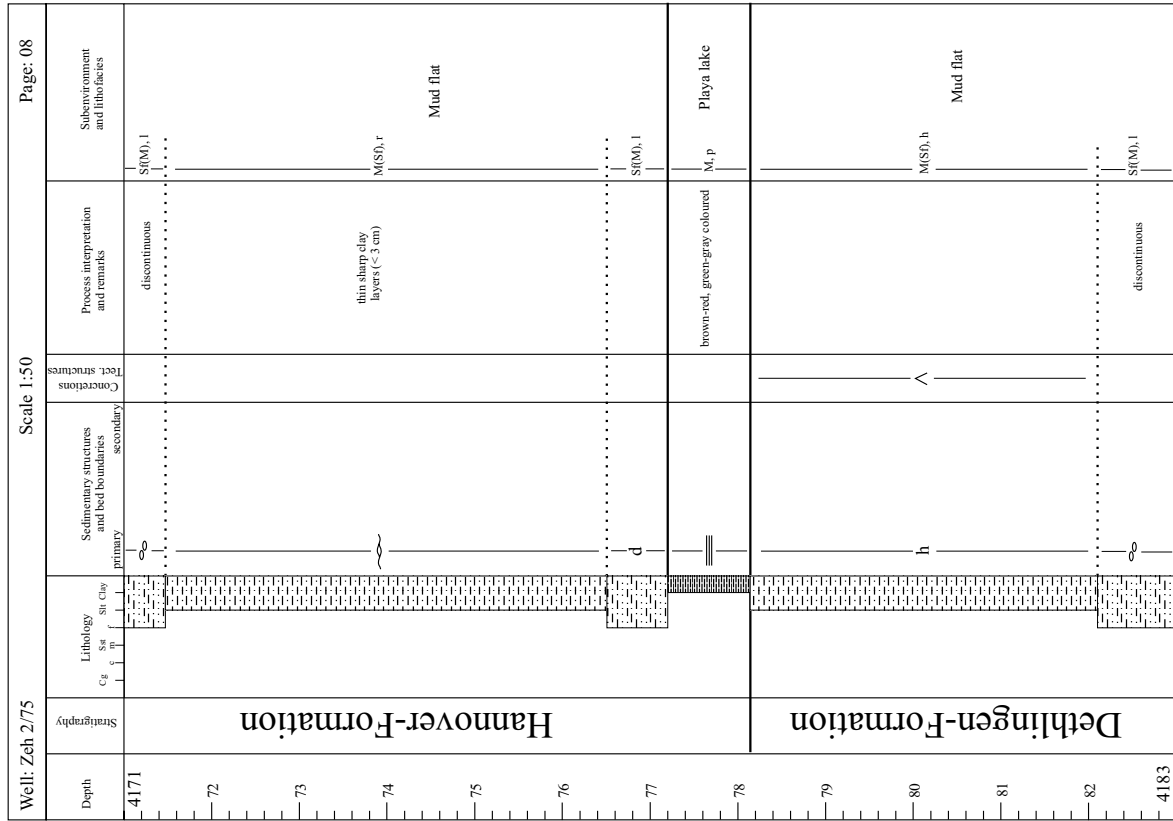
11.2.3 Bohrung Zehdenick 2/75

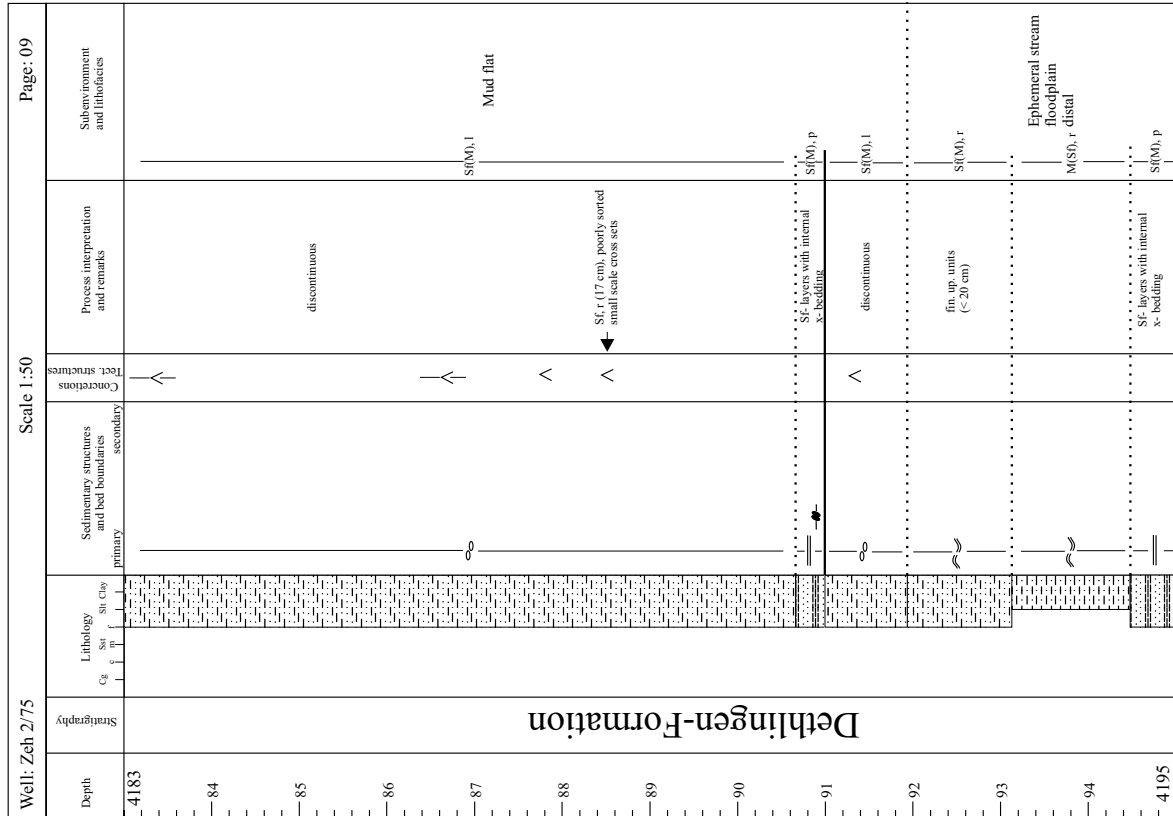
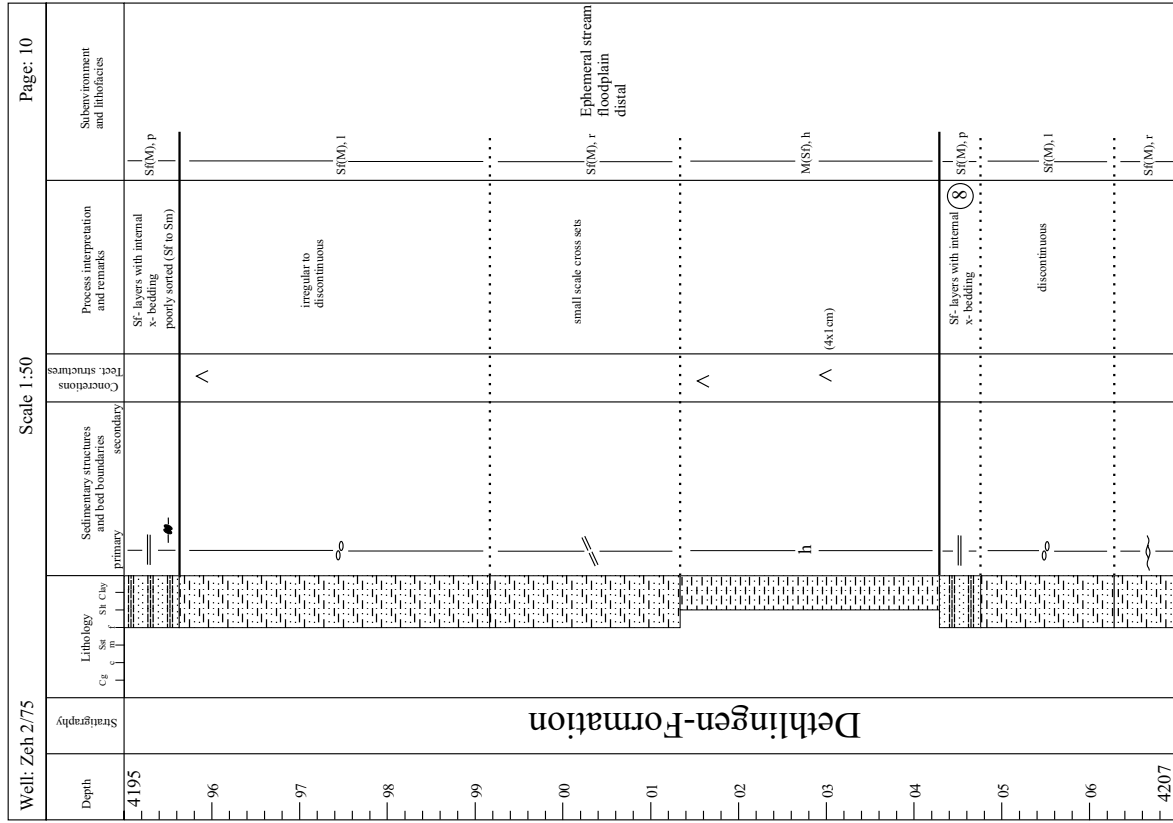
Die Bohrung Zehdenick 2/75 erbohrte Rotliegendes auf einem Intervall von 3999,5 m bis 4494,5 m mit einer Mächtigkeit von 495 m (HOTH ET AL. 1993). Die zur Verfügung stehende Kernmarsch beginnt bei KM 4001,5 und endet bei KM 4492,2. Der Kerngewinn beträgt bei insgesamt 406,5 m Kernmetern rund 82%. Die Obergrenze des Rotliegenden ist nicht gekernt.

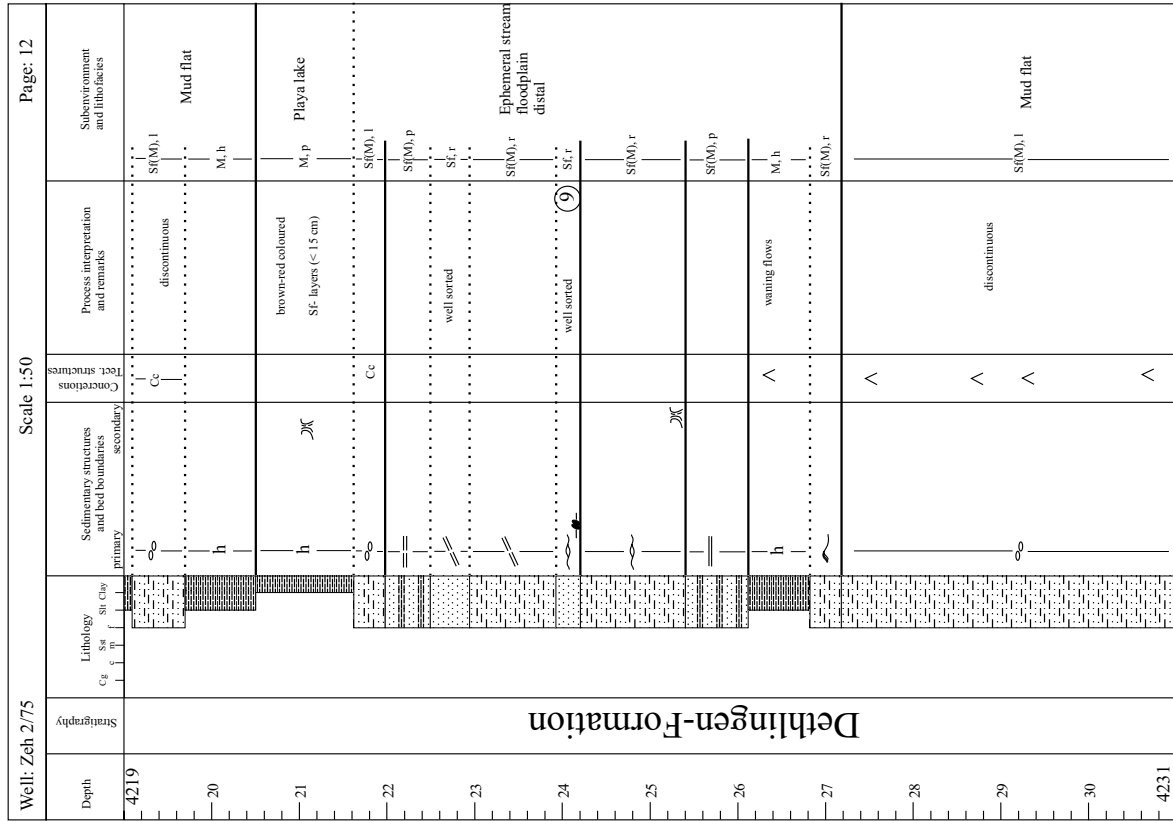
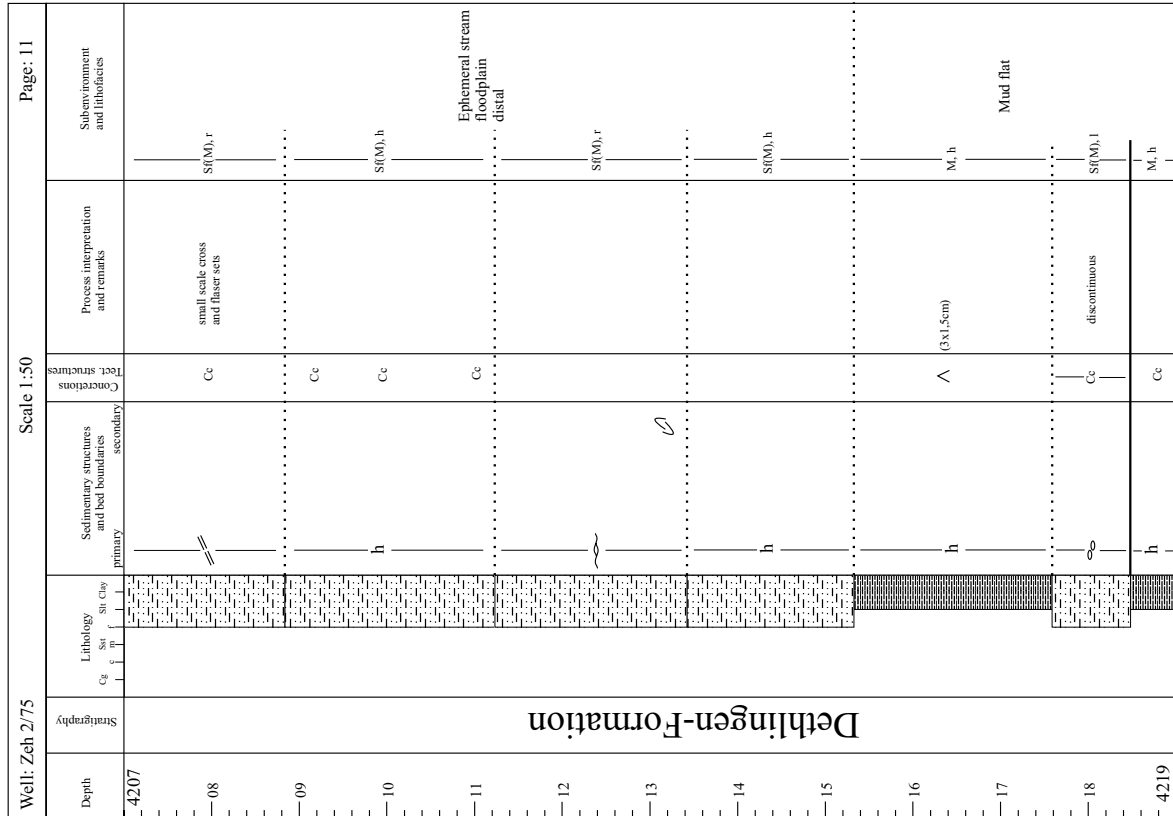


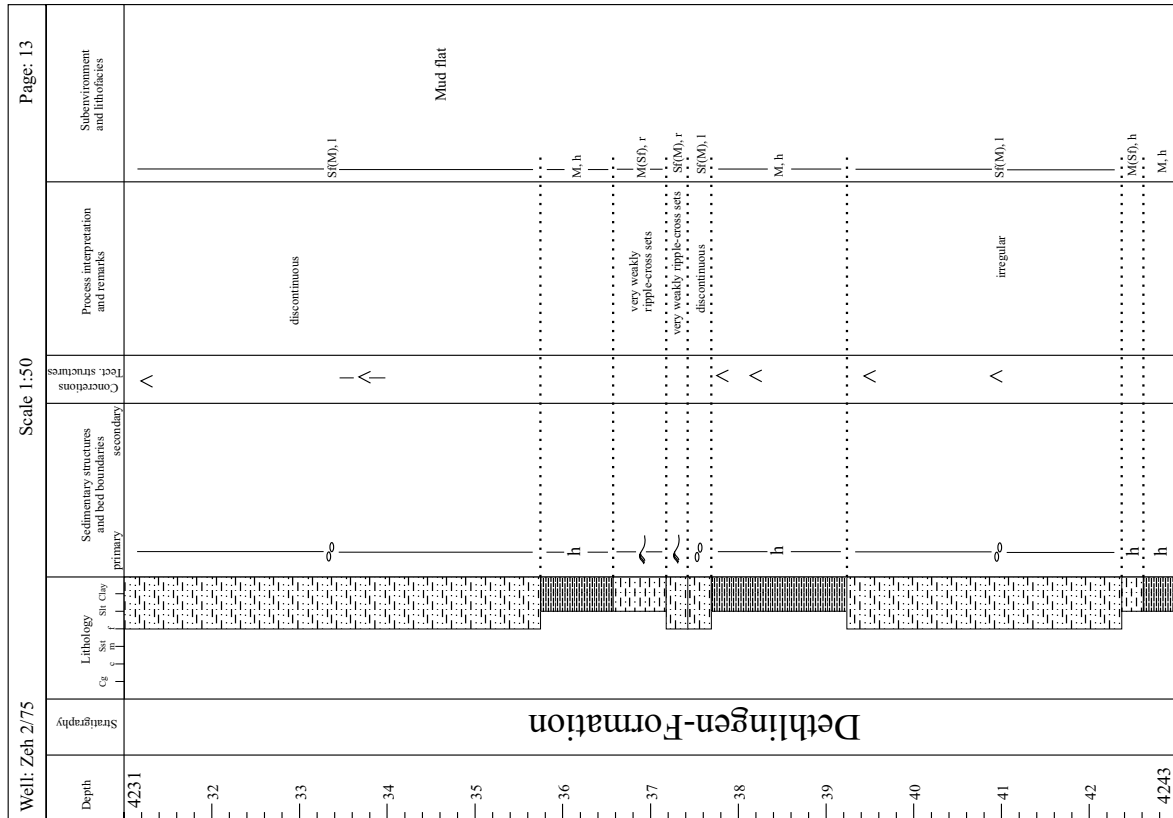
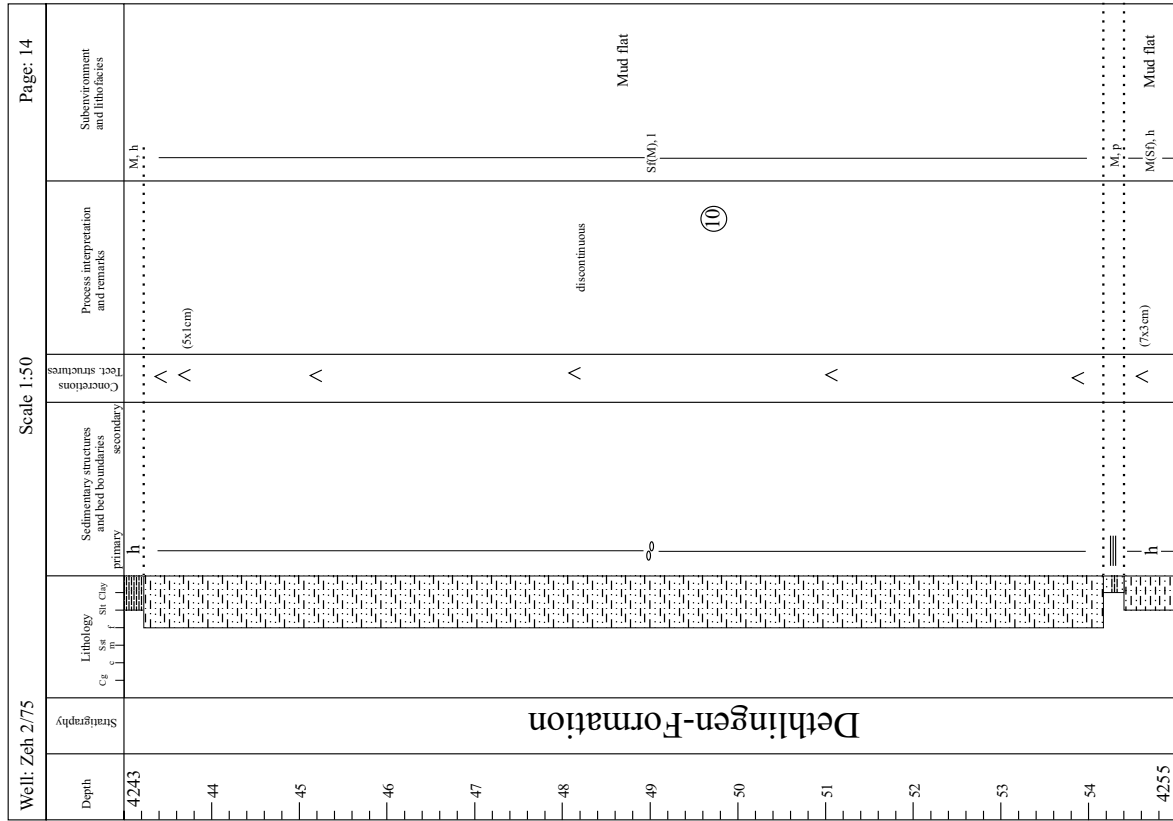


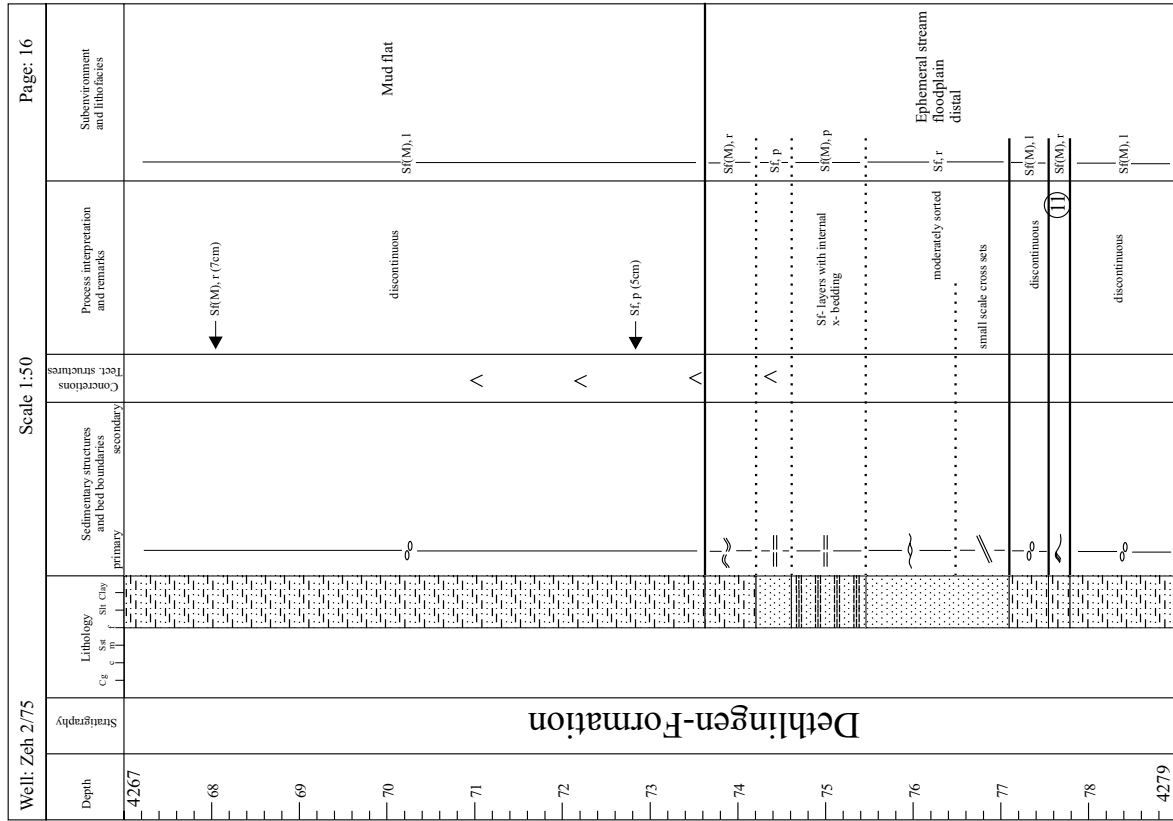
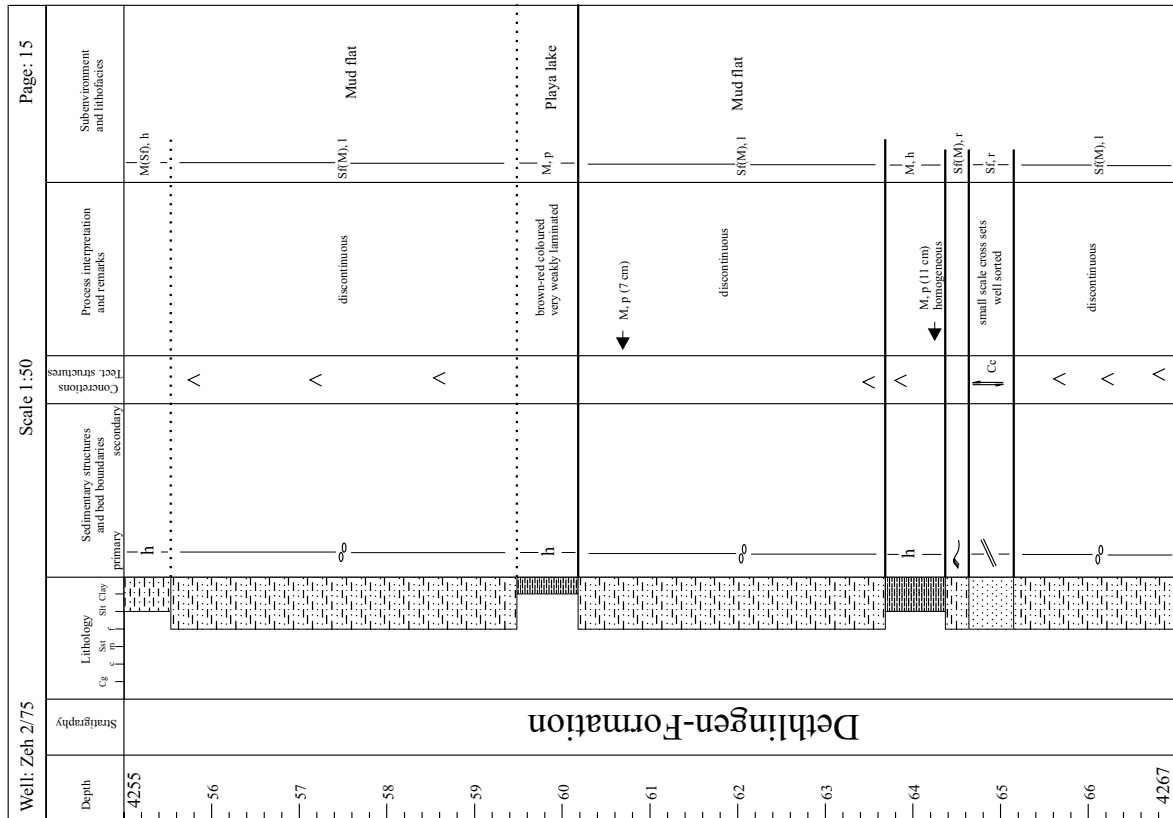


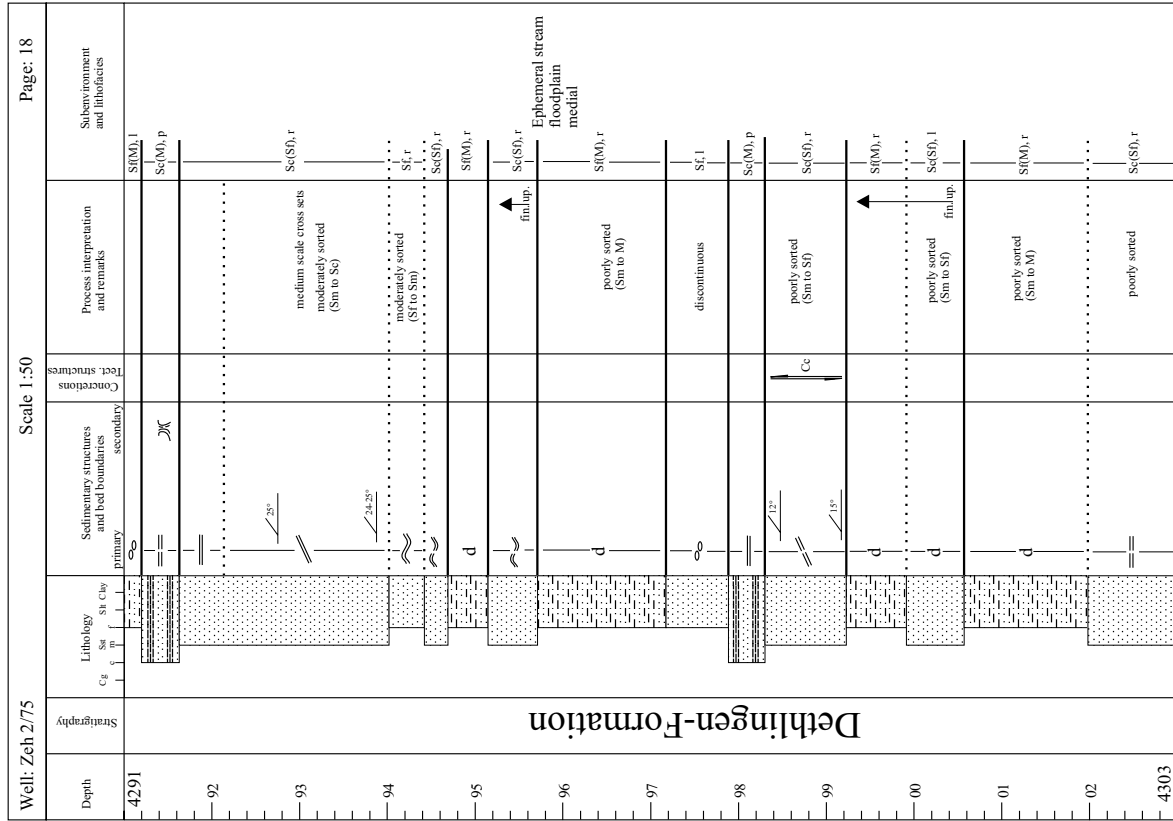
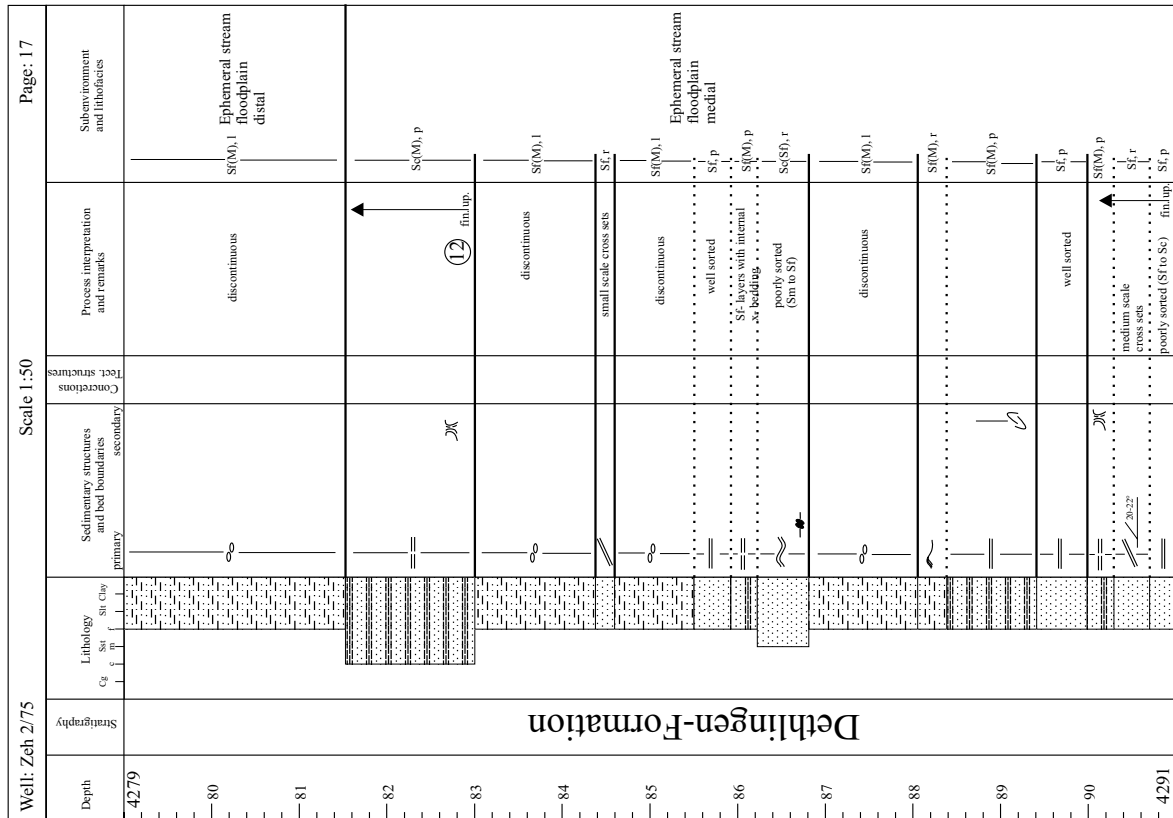


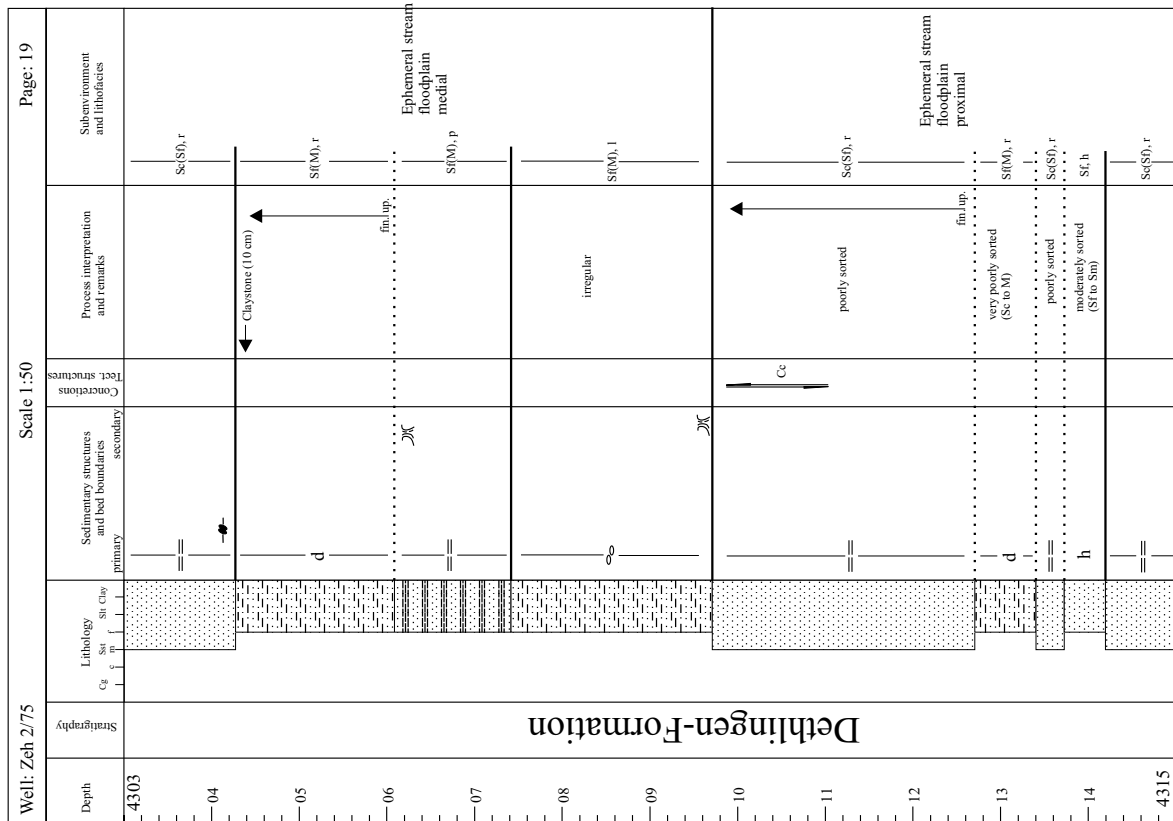
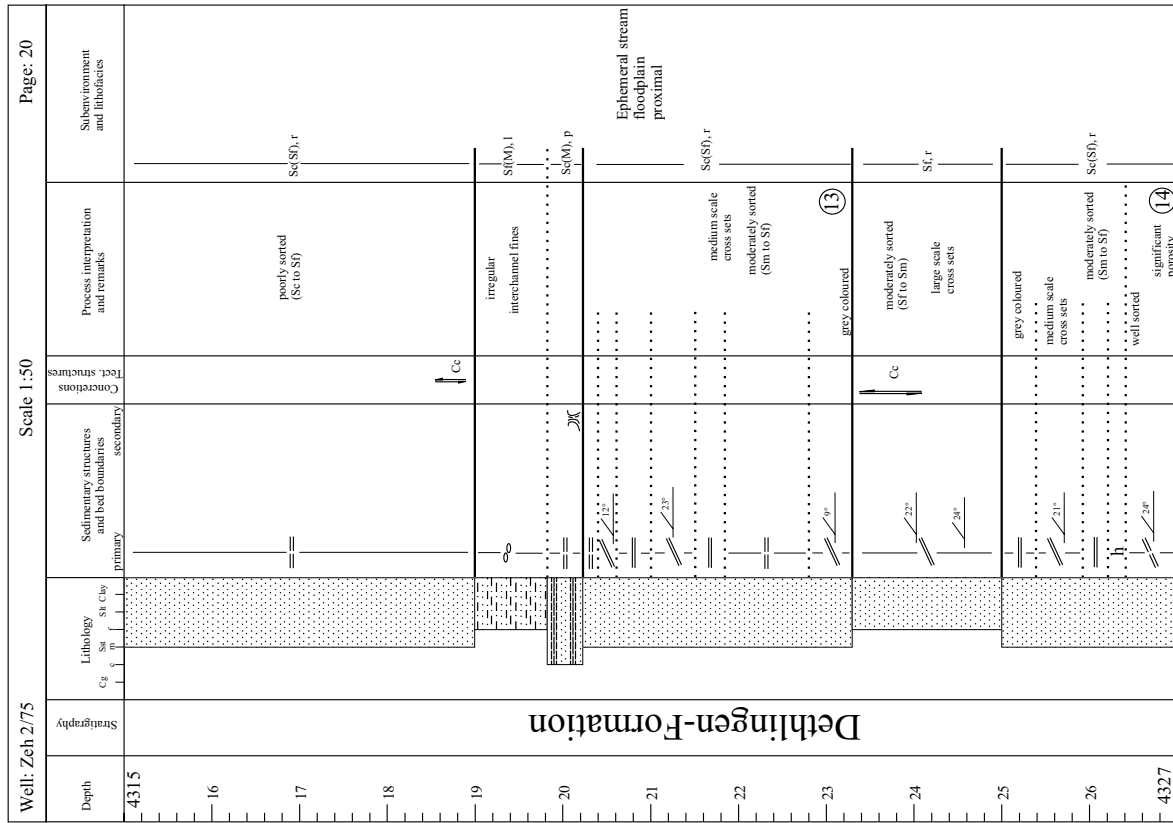


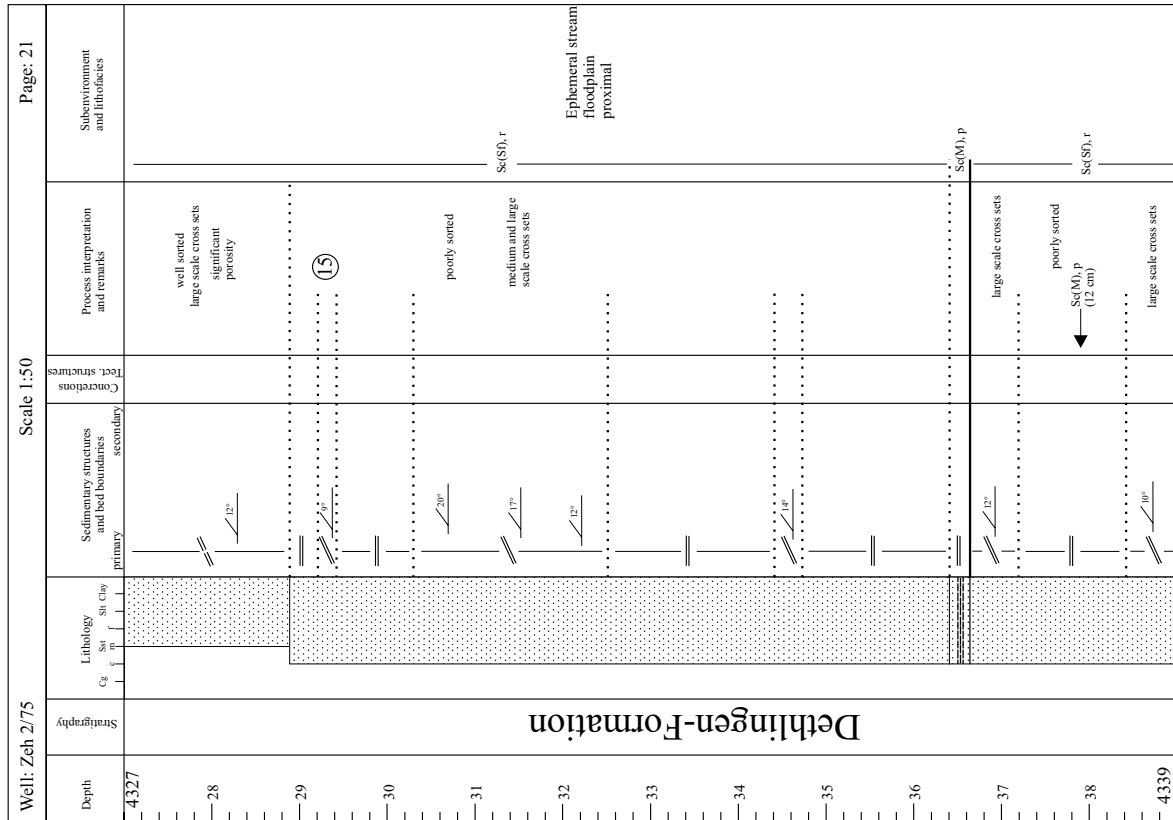
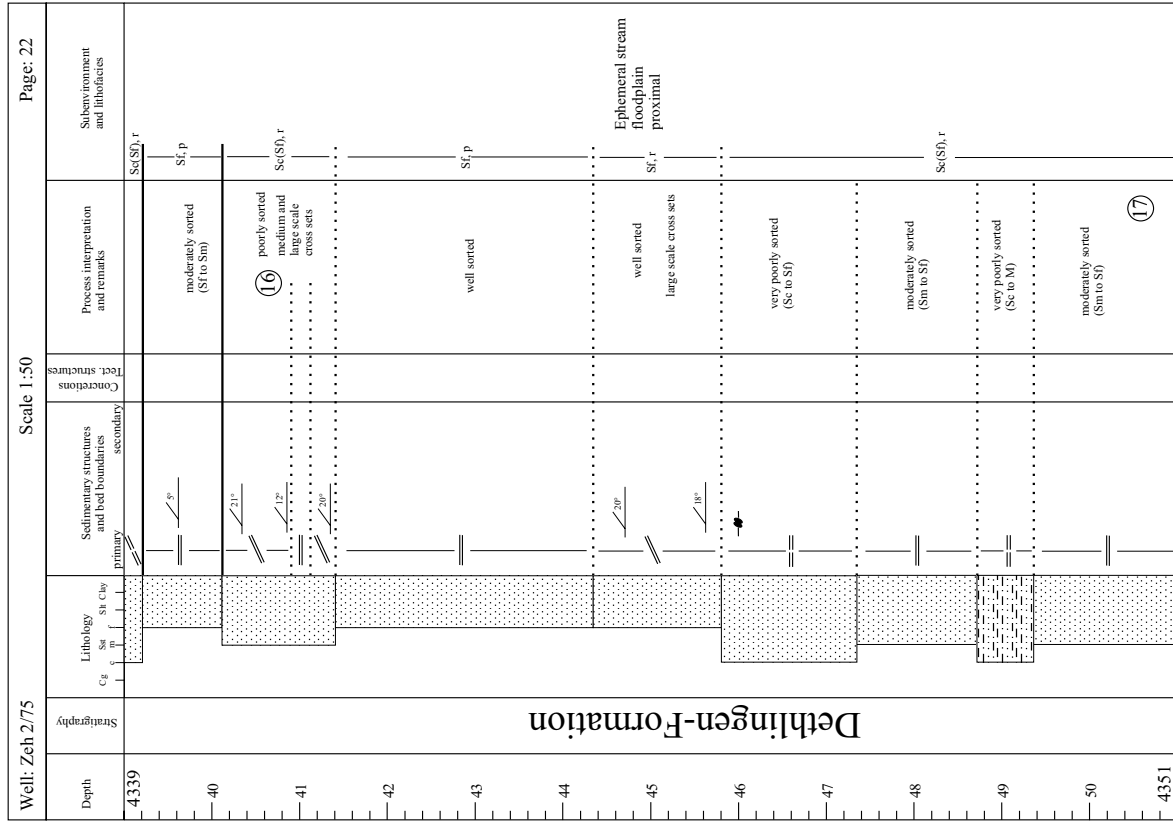


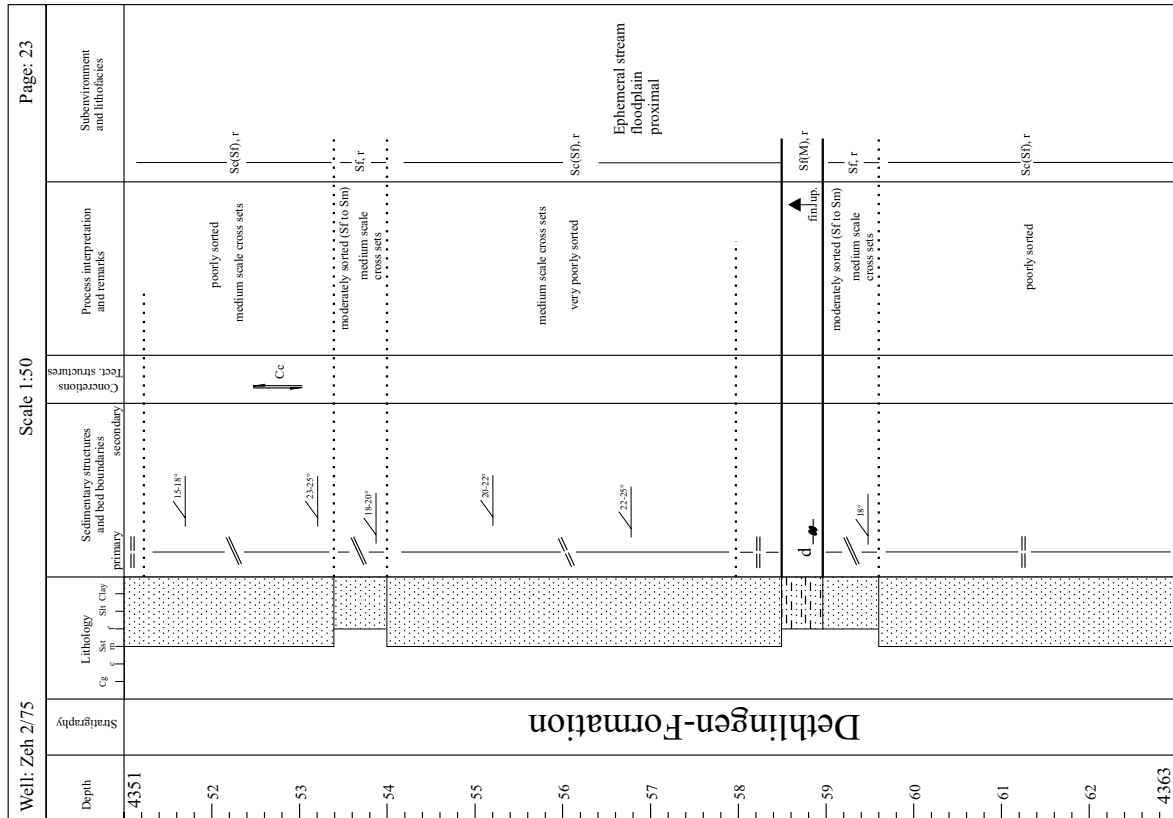
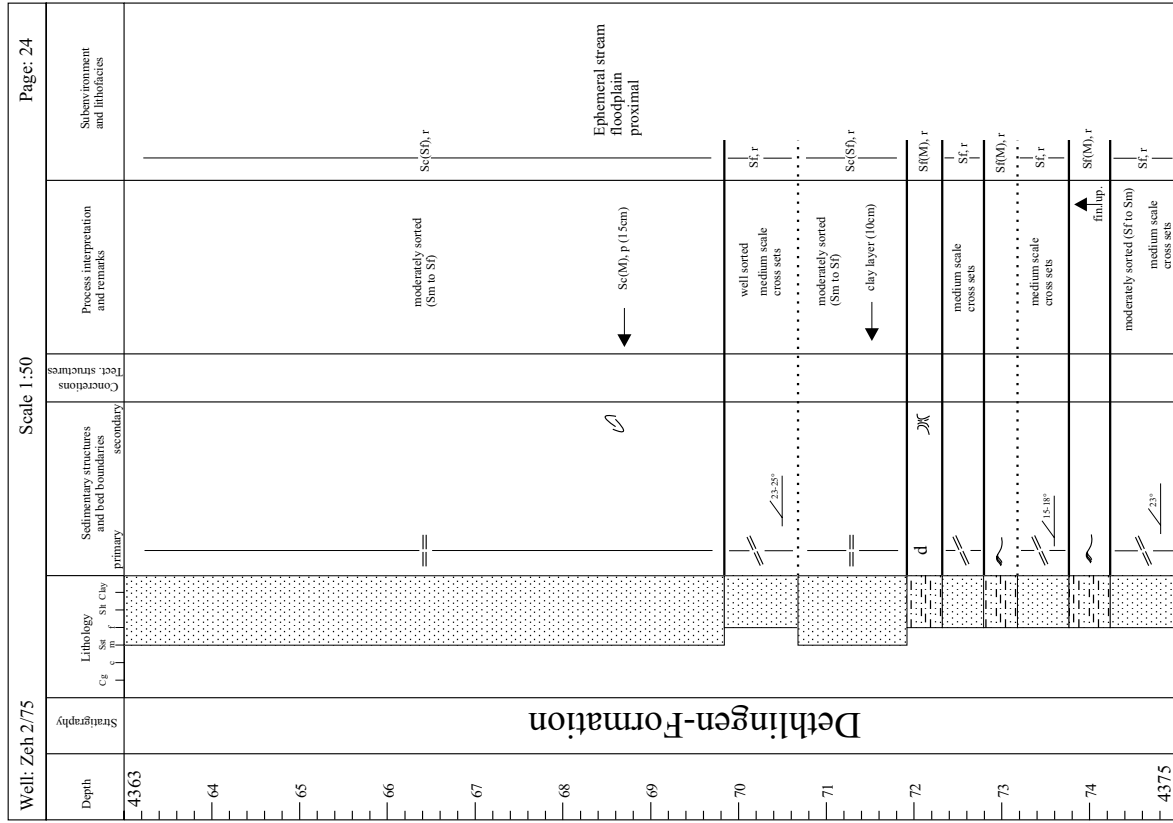


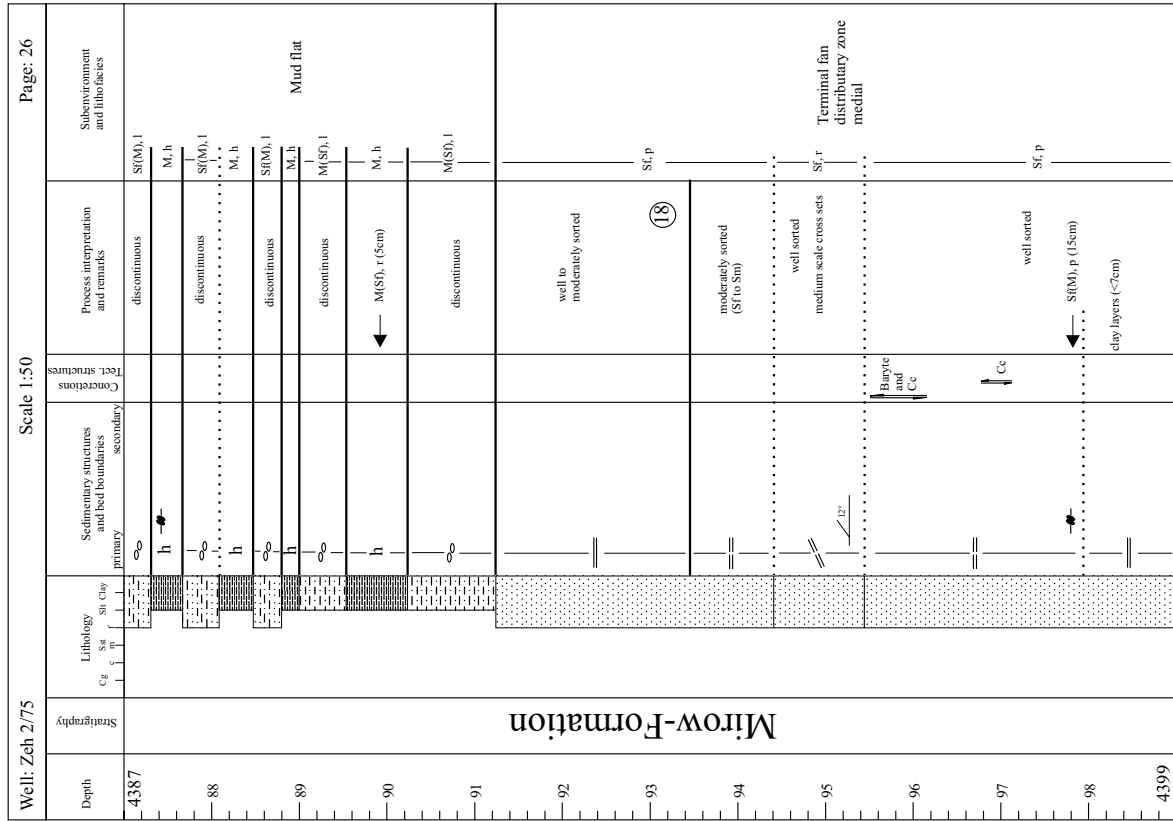
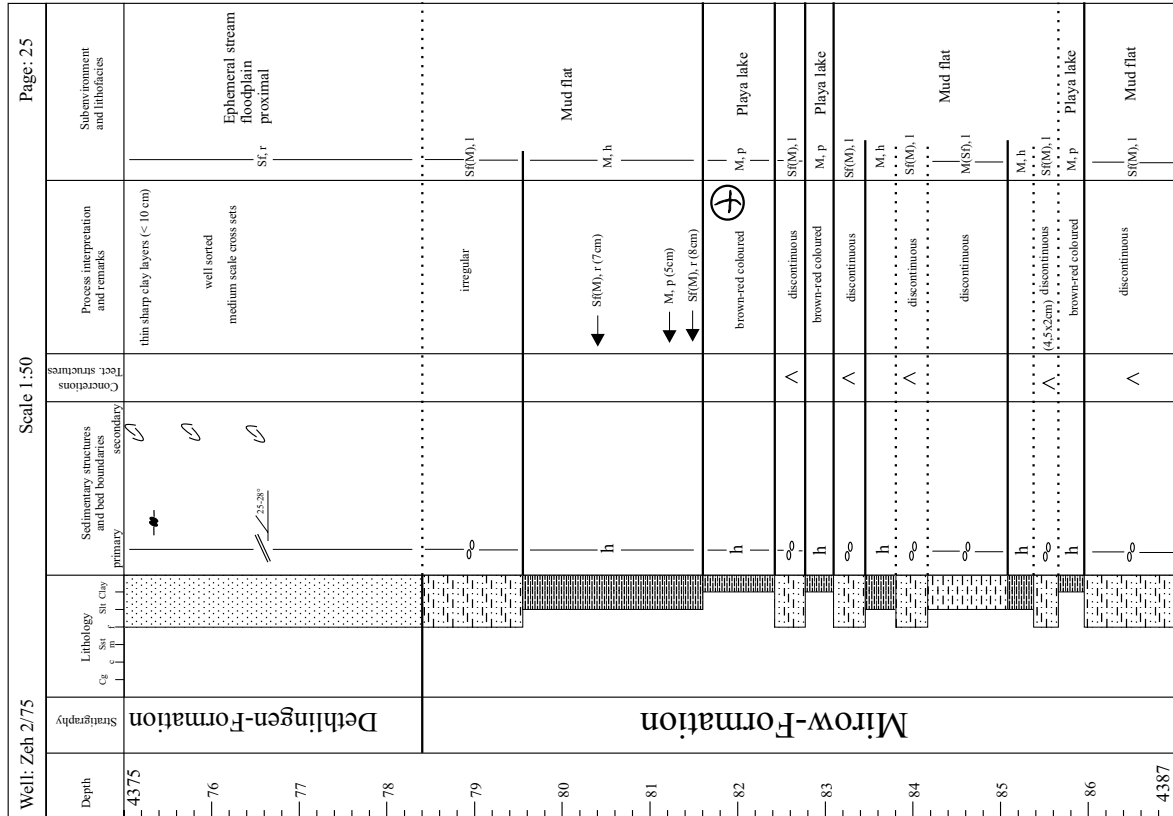


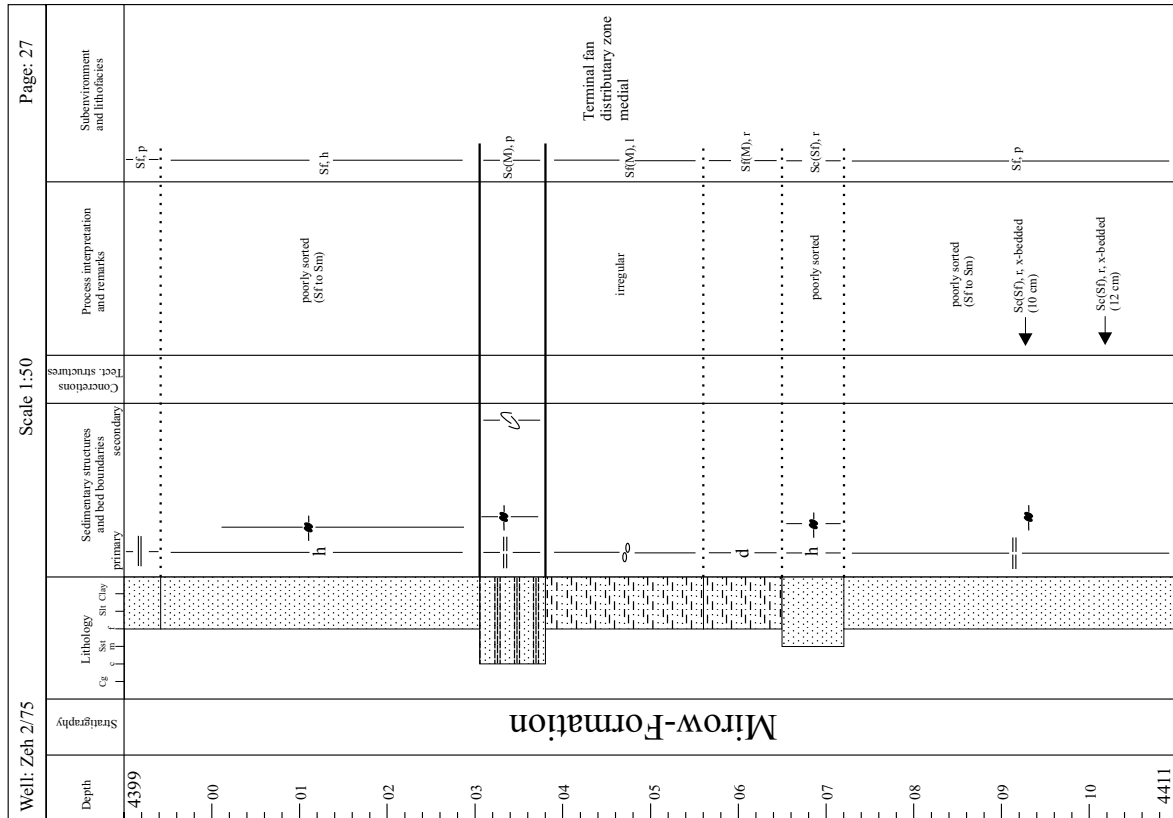
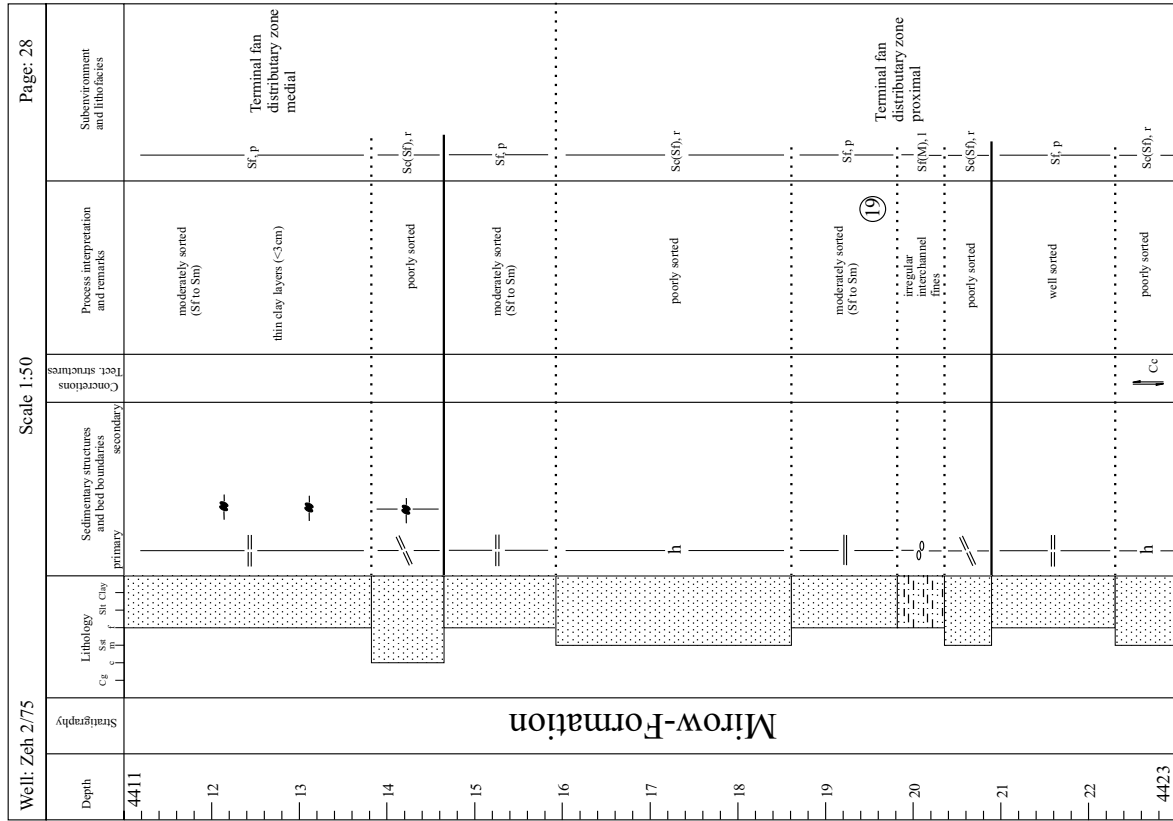


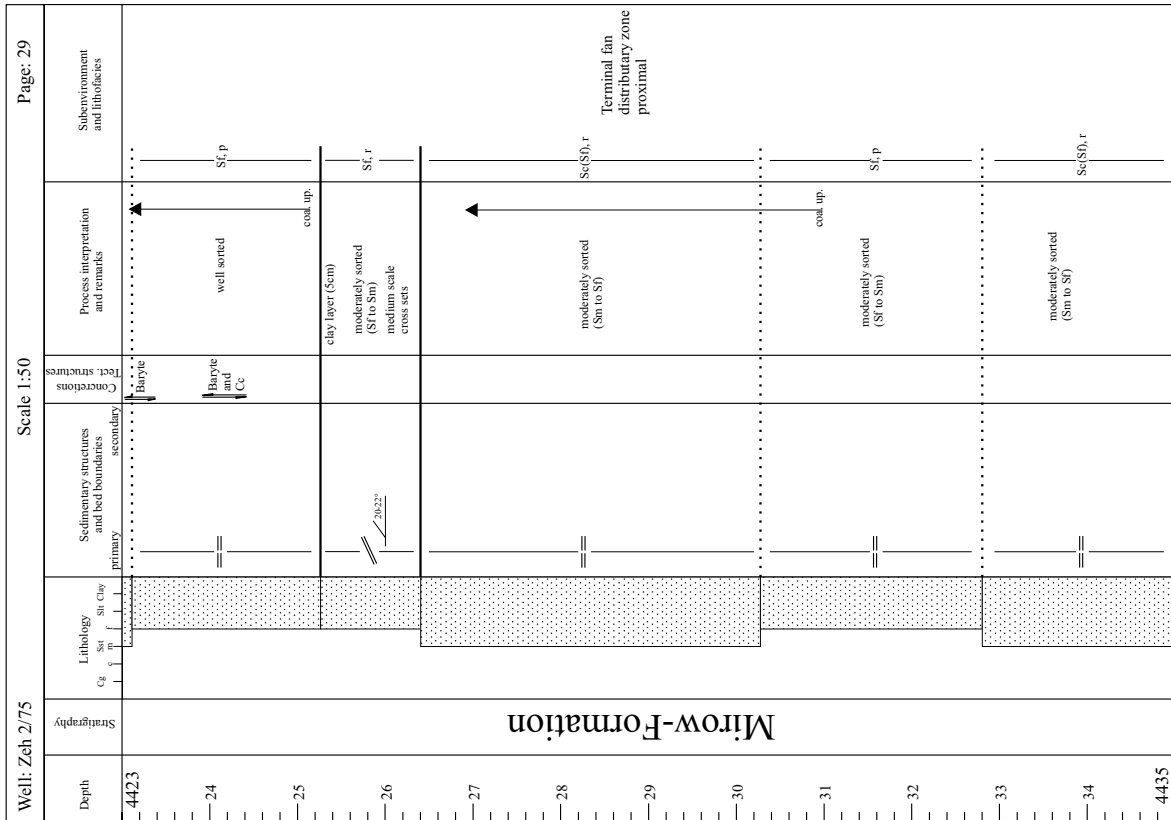
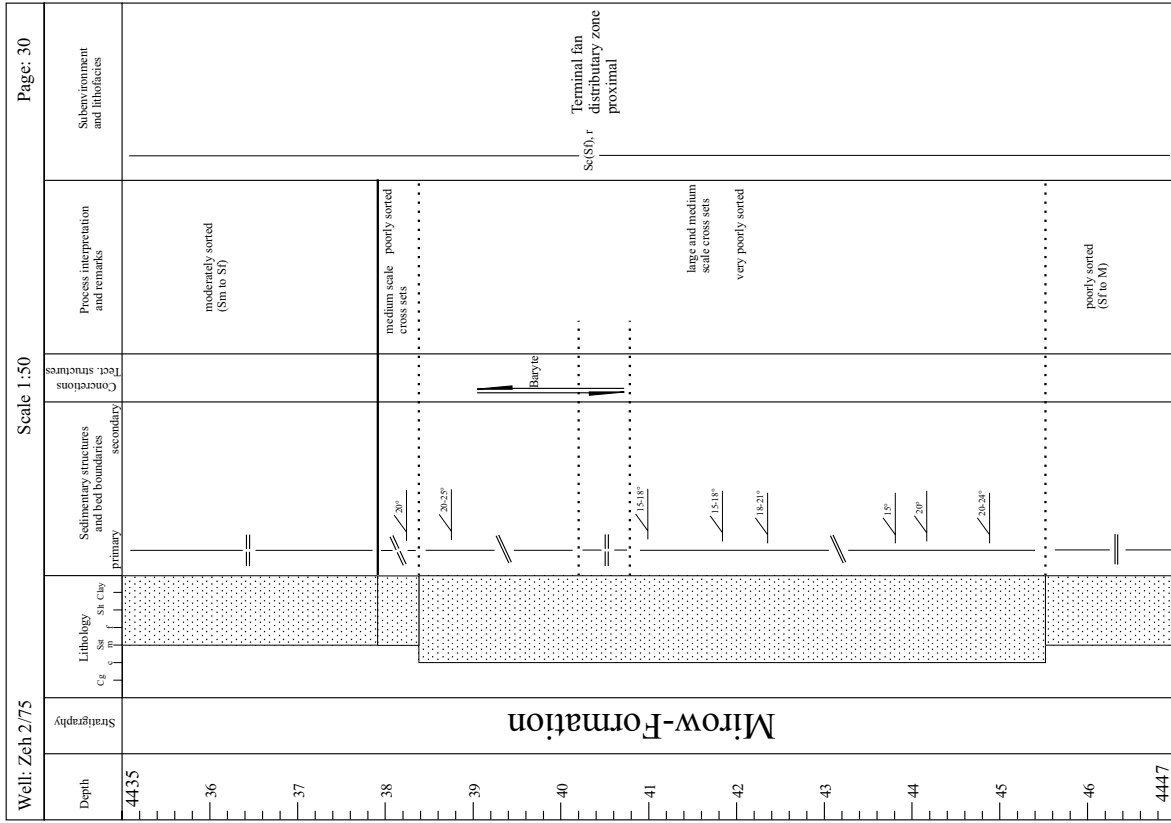


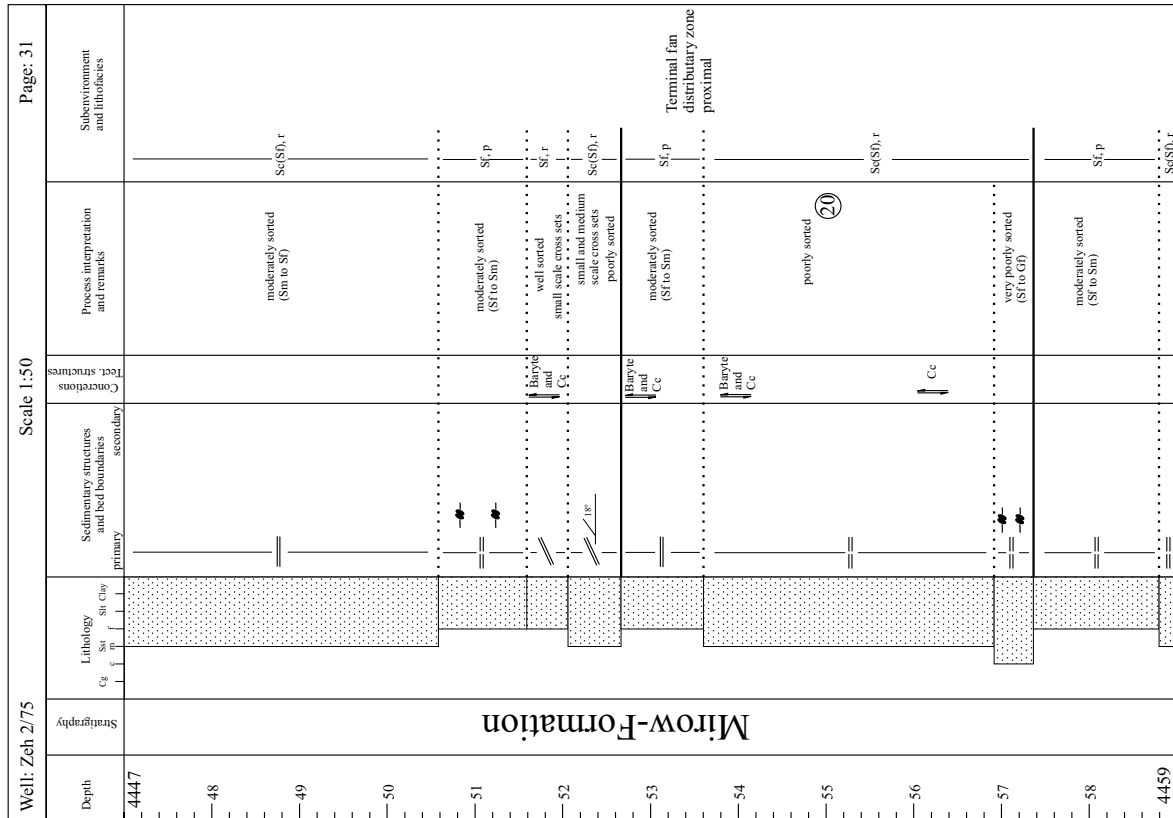
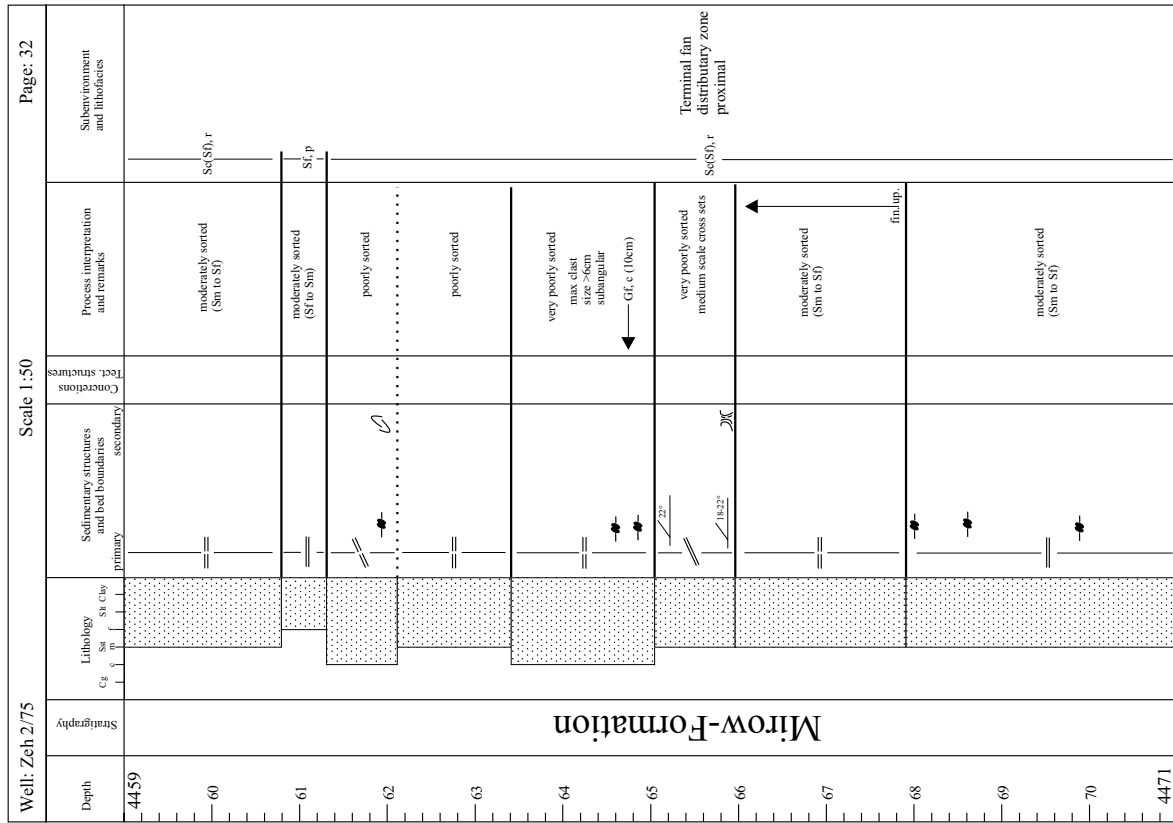


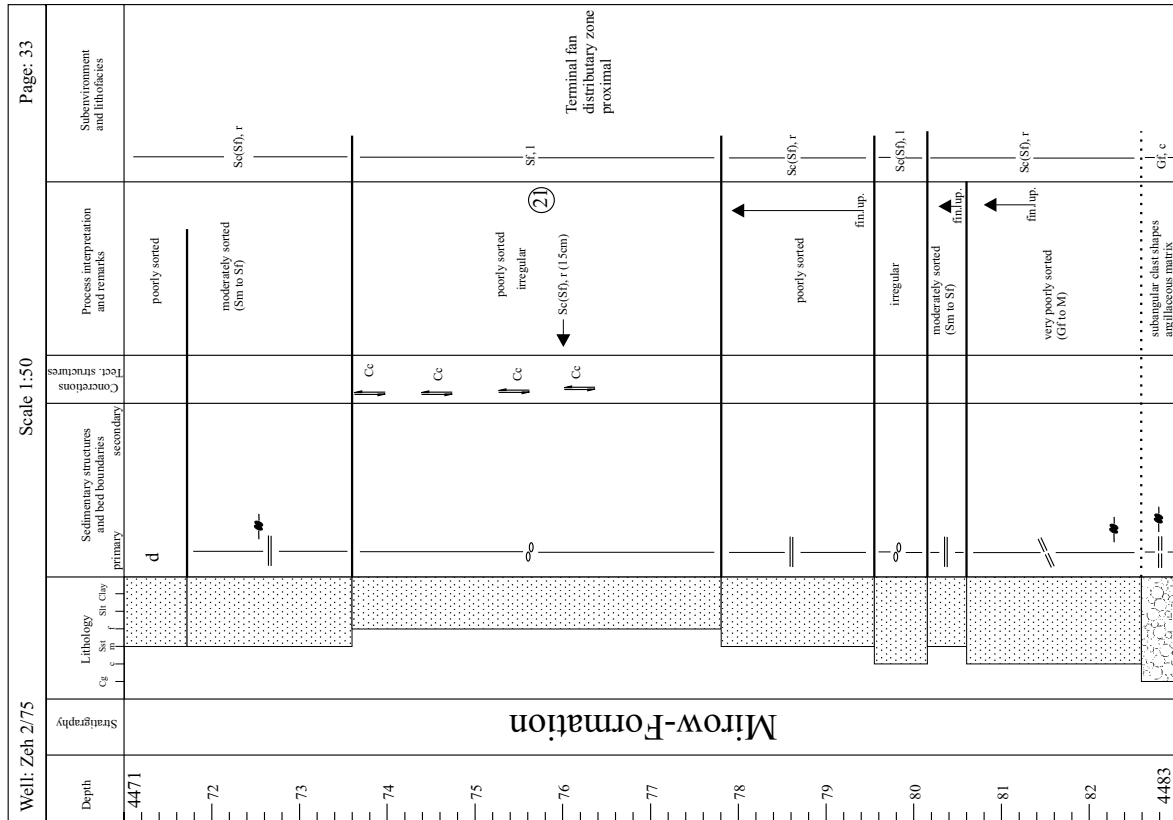
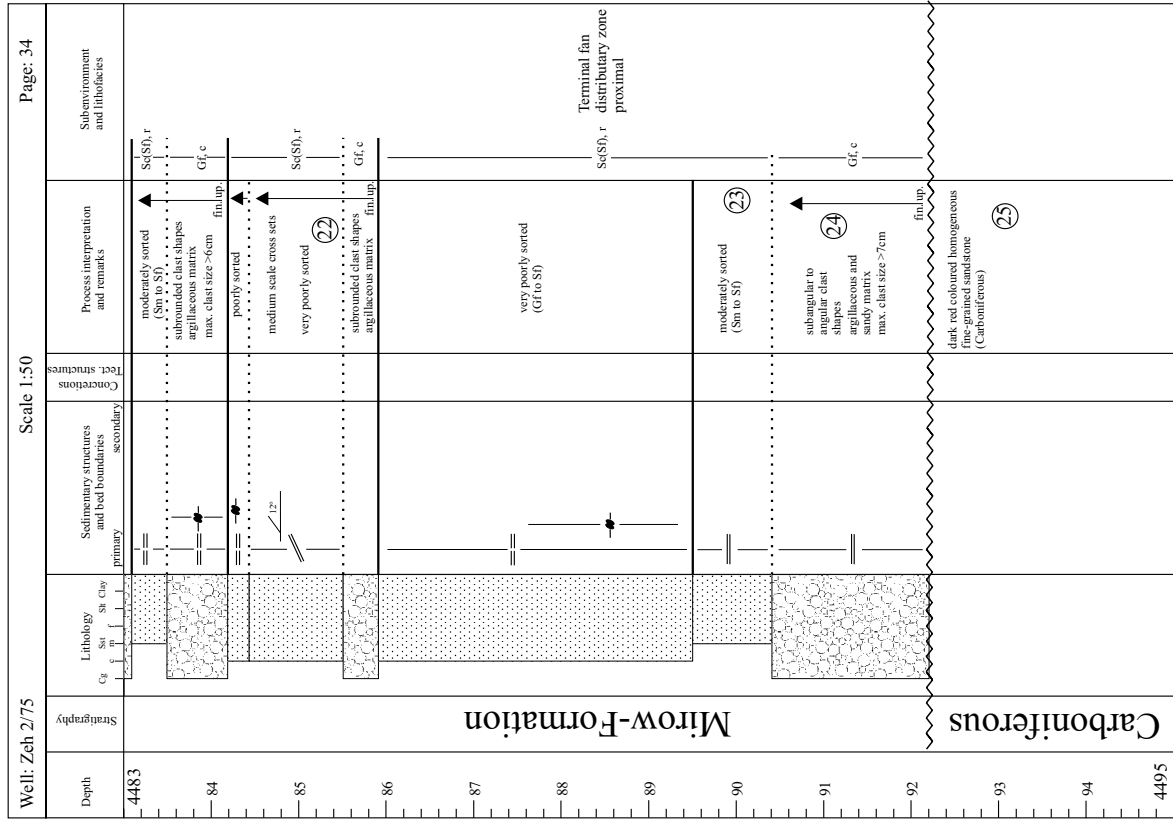












11.2.4 Bohrung Zootzen 1/75

In der Bohrung Zootzen ist das Rotliegende auf einem Teufenabschnitt von 4331,5 m bis 5132,5 m mit einer Mächtigkeit von 801 m angetroffen worden (HOTH ET AL. 1993). Die bearbeitete Kernmarsch setzt bei KM 4331 ein und geht bis KM 5125,9. Insgesamt wurden ca. 693 m aufgenommen, was einen prozentualen Anteil von 86,5% am Gesamtprofil ausmacht.

