

**DIE FOSSILLAGERSTÄTTE KORBACHER SPALTE –  
IHRE ENTSTEHUNG UND EINORDNUNG IN DEN ZECHSTEIN NORD - HESSENS**



Dissertation

zur

Erlangung des Doktorgrades  
der Naturwissenschaften

(Dr. rer.nat.)

dem

Institut für Geologie und Paläontologie  
des Fachbereiches Geowissenschaften  
der Philipps-Universität Marburg

vorgelegt von

**Sven Bökenschmidt**

Marburg/Lahn 2006

## Kurzfassung

Die Fossilagerstätte Korbacher Spalte bei Korbach in Nordhessen ist eine der seltenen Fundstellen, in denen Reste einer oberpermischen Wirbeltierfauna überliefert sind. Die Fauna setzt sich aus Pareiasauriern (Ursprünglichen Reptilien), Archäosauriern (Vorfahren der Dinosaurier) und Therapsiden (Säugetierähnlichen Reptilien) zusammen. Vergleichbare, jedoch wesentlich besser erhaltene Faunen sind aus anderen Teilen Pangäas lediglich aus dem südlichen Afrika und dem südlichen Ural in Russland bekannt.

Im Werra-Karbonat (Zechstein 1) wurde eine mehrere Meter weit geöffnete Spalte angelegt, in deren sedimentärer Füllung die stark fragmentierten Reptilknochen erhalten sind. Die Vorgänge, die zur Entstehung der Spalte sowie ihrer Verfüllung mit Sediment und Fossilien führten, erweisen sich nach sedimentologischen, sedimentpetrographischen und geophysikalischen Untersuchungen als eine Folge rukturer Öffnungsphasen und Umlagerungen im terrestrischen Umfeld. Da das Profil an der Typlokalität, im ehemaligen Steinbruch Fisseler, in jüngerer Zeit erosiv gekappt wurde, kann eine Datierung der Spaltenentstehung dort nicht vorgenommen werden.

Als Schlüsselstellen für eine Datierung sind die neu entdeckten, vollständigen Profile vom Randkarbonat (z1Ca) bis in den Oberen Werra-Ton (z1Tb) bei Vöhl-Dorfitter und in der Bohrung Korbacher Spalte anzusehen. Hier konnten die Entstehung der Spalte und ihre Füllung mit Sediment und Fossilresten an der Grenze zwischen Randkarbonat (z1Ca) und Oberem Werra-Ton (z1Tb) festgelegt werden.

Die Erhaltung der Fossilien zeigt, dass die Korbacher Spalte keine primäre Fossilagerstätte ist. Die Tiere lebten bereits vor der Spaltenöffnung, ihre Überreste wurden mit dem Sediment in die Spaltenfüllung umgelagert. Unter Berücksichtigung der paläogeographischen und paläoklimatischen Situation zur Zeit der Werra-Folge sind die landlebenden Reptilien in faunistische, räumliche und zeitliche Zusammenhänge mit seltenen, sehr gut erhaltenen Funden aus dem Kupferschiefer (z1T) zu bringen. Dadurch kann der Zeitraum eingengt werden, in dem die Reptilien am Ostrand der Rheinischen Masse lebten. Dort ist zur Zeit des Kupferschiefermeeres im Raum Frankenberg/Eder eine Flora überliefert, die den Wirbeltieren als Nahrungsgrundlage diente. Die im Laufe der Werra-Folge zunehmende Aridität des Klimas führte zum Absterben der Flora und entzog der Fauna die Nahrungsgrundlage. Am Ufer des Kupferschiefermeeres verendete Tiere wurden am Meeresboden eingebettet und perfekt erhalten. Auf der Rheinischen Masse verendete Tiere wurden auf der zunehmend verödenden Landoberfläche zunächst in einer primären Fossilagerstätte eingelagert. Als die Korbacher Spalte entstand, führten Starkregenereignisse zu einer Umlagerung von höheren Regionen in die östlich vorgelagerte Küstenebene. Dort wurde die Korbacher Spalte mit Sediment und den durch die Umlagerungen fragmentierten Knochen gefüllt. Die Korbacher Spalte ist somit mindestens eine sekundäre, wahrscheinlich sogar tertiäre Fossilagerstätte, in der eine umgelagerte Wirbeltierfauna aus der Zeit des Kupferschiefers überliefert ist.

# Inhaltsverzeichnis

<b>1</b>	<b>EINLEITUNG</b>	<b>1</b>
<b>1.1</b>	<b>ZIELE</b>	<b>2</b>
1.1.1	ENTSTEHUNG DER SPALTE	2
1.1.2	SEDIMENTOLOGIE DER SPALTENFÜLLUNG	2
1.1.3	DATIERUNG DER SEDIMENTFÜLLUNG DER KORBACHER SPALTE	2
1.1.4	BIOTOPANALYSE	2
<b>2</b>	<b>GEOLOGISCHER RAHMEN</b>	<b>3</b>
<b>2.1</b>	<b>PALÄO GEOGRAPHISCHE LAGE DES UNTERSUCHUNGSGEBIETES</b>	<b>3</b>
<b>2.2</b>	<b>DIE GEOLOGIE IM UMFELD DER KORBACHER SPALTE</b>	<b>5</b>
<b>2.3</b>	<b>DIE STRATIGRAPHIE DES ZECHSTEINS</b>	<b>6</b>
<b>2.4</b>	<b>LITHOSTRATIGRAPHIE</b>	<b>7</b>
2.4.1	ZECHSTEIN 1 WERRA-FOLGE (Z1)	8
2.4.1.1	Productuskalk (z1TCA)	8
2.4.1.2	Werra-Karbonat (z1CA)	9
2.4.1.3	Grenzhorizont (z1Trg)	10
2.4.1.4	Oberer Werra-Ton (z1Tr)	10
2.4.1.5	Oberer Werra-Anhydrit (z1ANr)	11
2.4.2	ZECHSTEIN 2 STAßFURT-FOLGE (Z2)	11
2.4.2.1	Staßfurt-Karbonat „Hauptdolomit“ (z2CA)	11
2.4.3	ZECHSTEIN 3 LEINE-FOLGE	12
2.4.3.1	Leine-Karbonat (z3CA) “Plattendolomit“	12
2.4.4	ZECHSTEIN 4 – 7 ALLER-FOLGE – FULDA-FOLGE (Z4-Z7)	12
<b>2.5</b>	<b>SEQUENZSTRATIGRAPHIE DER WERRA-FOLGE:</b>	<b>12</b>
<b>3</b>	<b>DIE KORBACHER SPALTE</b>	<b>14</b>
<b>3.1</b>	<b>ENTDECKUNGSGESCHICHTE</b>	<b>15</b>
<b>3.2</b>	<b>AUFSCHLUSSBESCHREIBUNG</b>	<b>16</b>
3.2.1	GEOPHYSIKALISCHE ERKUNDUNG DER KORBACHER SPALTE	19
3.2.1.1	Ergebnisse der geophysikalischen Untersuchungen:	20
3.2.1.2	Verlauf der Korbacher Spalte	22
<b>3.3</b>	<b>RANDKARBONAT IM STEINBRUCH FISSELER</b>	<b>23</b>
3.3.1	DIAGENESEGESCHICHTE DES RANDKARBONATES	23
3.3.1.1	Oberflächendiagenese und flache Versenkungsdiagenese	23
3.3.1.2	Tiefe Versenkungsdiagenese	24
3.3.1.3	Telodiagenese	24
3.3.2	SEDIMENTE AM TOP DES RANDKARBONATES	24
3.3.3	ISOTOPENMESSUNGEN AN DER KORBACHER SPALTE	25

<b>3.4</b>	<b>DAS QUARTÄR IM STEINBRUCH FISSELER .....</b>	<b>27</b>
3.4.1	QUARTÄRE SPALTEN.....	27
3.4.2	QUARTÄRE ÜBERDECKUNG DER SPALTE.....	27
3.4.3	ZUSAMMENFASSUNG DER KÄNOZOISCHEN GESCHICHTE .....	28
<b>3.5</b>	<b>DIE SEDIMENTFÜLLUNG DER KORBACHER SPALTE .....</b>	<b>29</b>
3.5.1	MAKROSKOPISCHE BESCHREIBUNG.....	29
3.5.1.1	Randkarbonat-Klaste.....	29
3.5.1.2	Klüfte und Drusen.....	29
3.5.2	PETROGRAPHIE DER SPALTENFÜLLUNG: .....	30
3.5.2.1	Der klastische Anteil.....	31
3.5.3	DAS LIEFERGEBIET DES KLASTISCHEN ANTEILES DER SPALTENFÜLLUNG .....	32
3.5.3.1	Der Karbonat-Anteil: .....	32
3.5.4	DIAGENESE DER SPALTENFÜLLUNG: .....	33
<b>3.6</b>	<b>SEDIMENTSTRUKTUREN IN DER SPALTENFÜLLUNG.....</b>	<b>34</b>
3.6.1	PHASE A: BEREICHE 1 (A & B) UND 2 .....	35
3.6.1.1	Bereich 1 .....	35
3.6.1.2	Bereich 2 .....	36
3.6.2	PHASE B: BEREICHE 3 BIS 5 .....	37
3.6.2.1	Bereich 3 .....	37
3.6.2.2	Bereich 4 .....	38
3.6.2.3	Bereich 5 .....	40
3.6.3	PHASE C: BEREICHE 6 UND 7 .....	42
3.6.3.1	Bereich 6 .....	42
3.6.3.2	Bereich 7 .....	43
3.6.4	INTERPRETATION DER SEDIMENTSTRUKTUREN IN DER SPALTENFÜLLUNG.....	44
3.6.5	SEDIMENTATIONSGESCHICHTE .....	45
<b>3.7</b>	<b>DIE FAUNA .....</b>	<b>47</b>
3.7.1	TAXONOMIE .....	47
3.7.1.1	Unterklasse: Synapsida .....	47
3.7.1.2	Unterklasse: Anapsida .....	48
3.7.1.3	Nicht näher bestimmbare Tetrapoden-Reste:.....	49
3.7.2	DATIERUNG DER FAUNA: .....	49
<b>3.8</b>	<b>TAPHONOMIE.....</b>	<b>50</b>
3.8.1	KONSEQUENZEN FÜR DAS ALTER DER FAUNA .....	53
<b>3.9</b>	<b>DIE ENTSTEHUNG DER SPALTE .....</b>	<b>53</b>
3.9.1	ÖFFNUNG DER KORBACHER SPALTE.....	53
3.9.2	ENTSTEHUNGSZEITPUNKT DER SPALTE .....	54
3.9.3	OFFENE FRAGE DER FEHLENDEN FLORA .....	55

<b>4</b>	<b>DIE BOHRUNG KORBACHER SPALTE .....</b>	<b>56</b>
4.1	RANDKARBONAT.....	57
4.2	GRENZHORIZONT .....	57
4.3	OBERER WERRA-TON .....	60
4.4	ERGEBNISSE DER BOHRUNG KORBACHER SPALTE .....	60
<b>5</b>	<b>DAS PROFIL DORFITTER .....</b>	<b>62</b>
5.1	PROFILAUFNahme: .....	64
5.2	DAS RANDKARBONAT.....	64
5.3	DIE SPALTENFÜLLUNGEN .....	65
5.4	DIE KNOCHENSPLITTER AUS DEN SPALTEN .....	66
5.4.1	KNOCHENHISTOLOGIE.....	66
5.5	DER GRENZHORIZONT .....	67
5.5.1	REM-UNTERSUCHUNGEN DER SEDIMENTE DES GRENZHORIZONTES .....	69
5.5.1.1	Untersuchung der Quarzkörner.....	69
5.5.1.2	Schwerminerale: .....	70
5.6	DER OBERE WERRA-TON .....	70
5.7	DIE ENTWICKLUNG VON GRENZHORIZONT ZU OBEREM WERRA-TON .....	71
5.8	TEKTONIK .....	72
5.9	ZUSAMMENFASSUNG PROFIL DORFITTER.....	73
<b>6</b>	<b>WEITERE BOHRUNGEN .....</b>	<b>74</b>
6.1	BOHRUNG GODDELSHEIM.....	75
6.2	BOHRUNG EISENBERG.....	76
6.3	BOHRUNG NORDENBECK I.....	78
6.4	BOHRUNG BRAUNSEN.....	79
6.5	BOHRUNGEN BAD WILDUNGEN.....	81
6.5.1	BOHRUNG BAD WILDUNGEN 6 .....	81
6.5.2	BOHRUNG BAD WILDUNGEN 7 .....	82
6.5.3	BOHRUNG BAD WILDUNGEN 10 .....	83
6.6	SPÜL- UND SAUGBOHRUNGEN.....	83
6.6.1	BOHRUNG OBERENSE.....	84
6.6.2	BOHRUNG KREISHAUS .....	84
6.6.3	BOHRUNG HÖRINGHAUSEN.....	85
6.7	DER GRENZHORIZONT IN DEN BOHRUNGEN .....	85
6.7.1	VERGLEICH DES GRENZHORIZONTES IN DEN BOHRUNGEN UND DEM PROFIL DORFITTER.....	88
<b>7</b>	<b>DAS ALTER DER KORBACHER SPALTE.....</b>	<b>92</b>
7.1	DER ENTSTEHUNGSZEITRAUM DER KORBACHER SPALTE.....	92
7.2	EINORDNUNG IN DIE SEQUENZSTRATIGRAPIE VON BECKER (2002).....	92

7.3	DAS ALTER DER FAUNA .....	94
<b>8</b>	<b>STEINBRUCH RODENBACH .....</b>	<b>95</b>
8.1	ÄLTERES KONGLOMERAT .....	95
8.2	STÄTTEBERG-SCHICHTEN.....	95
8.3	GEISMARER-SCHICHTEN .....	97
8.4	LITHOSTRATIGRAPHISCHE EINORDNUNG .....	98
<b>9</b>	<b>PALÄOÖKOLOGIE .....</b>	<b>99</b>
9.1	DIE ENTWICKLUNG DES MEERESSPIEGELS.....	99
9.2	DIE KLIMATISCHE ENTWICKLUNG.....	101
<b>10</b>	<b>DAS ALTER DER WIRBELTIERFAUNA .....</b>	<b>103</b>
10.1	HINWEISE AUF LANDLEBENDE REPTILIEN IN DER WERRA-FOLGE .....	103
10.2	DATIERUNG DER FAUNA AUS DER KORBACHER SPALTE.....	104
<b>11</b>	<b>DIE KORBACHER SPALTE ALS „TERTIÄRE“ FOSSILLAGERSTÄTTE .....</b>	<b>106</b>
11.1	DIE ENTSTEHUNGSGESCHICHTE DER KORBACHER SPALTE .....	107
<b>12</b>	<b>ZUSAMMENFASSUNG DER ERGEBNISSE .....</b>	<b>111</b>
12.1	AUSDEHNUNG DER KORBACHER SPALTE .....	111
12.2	SEDIMENTPETROGRAPHIE UND LIEFERGEBIET .....	111
12.2.1	KLASTISCHER ANTEIL.....	111
12.2.2	KARBONATANTEIL .....	111
12.3	ÖFFNUNG DER KORBACHER SPALTE .....	112
12.4	DIE SEDIMENTEINFÜLLUNG IN DIE KORBACHER SPALTE .....	112
12.5	EINORDNUNG DES GRENZHORIZONTES .....	112
12.5.1	VERBREITUNG DES GRENZHORIZONTES .....	113
12.6	ENTSTEHUNGSSALTER DER KORBACHER SPALTE.....	113
12.7	ALTER DER FAUNA .....	113
12.8	ZUSAMMENHANG MIT KUPFERSCHIEFER .....	113
<b>13</b>	<b>LITERATURVERZEICHNIS:.....</b>	<b>115</b>
<b>14</b>	<b>ANHANG .....</b>	<b>121</b>

## Danksagung

Für die Vergabe des Themas und die hervorragende Betreuung der vorliegenden Dissertation danke ich Herrn Prof. Dr. Heinrich Zankl.

Herrn Prof. Dr. Peter Prinz-Grimm danke ich für die Unterstützung und die gute Zusammenarbeit in den letzten Jahren.

Zahlreiche anregende Diskussionen habe ich mit Herrn Prof. Dr. Klaus-Werner Tietze geführt, hierfür danke ich ihm herzlich.

Mein besonderer Dank gilt Herrn Prof. Dr. Gerhard Hahn für eine ausführliche Diskussion über die Korbacher Spalte, ihre Fauna und deren Ökologie, die zur Lösung zahlreicher Fragen sehr fruchtbar war.

Dem Hessischen Landesamt für Umwelt und Geologie (HLUG) danke ich für die Durchführung der Forschungsbohrung Korbacher Spalte, einiger Lockergesteinsbohrungen im Umfeld der Korbacher Spalte und dem Zugang zu Archiv und Bohrkernlager. Besonders Herrn Dr. Heiner Heggemann danke ich für die langjährige kollegiale Zusammenarbeit.

Herrn Prof. Dr. Rüdiger Schulz und seinem Team vom Institut für Geologische Gemeinschaftsaufgaben (Hannover) danke ich für die aufwändigen geophysikalischen Untersuchungen im Umfeld der Korbacher Spalte. Herrn Dipl. Geol. Andreas Kayser danke ich in diesem Zusammenhang für die Bearbeitung und Ergänzung der geophysikalischen Daten im Rahmen seiner Diplomarbeit.

Für die Möglichkeit, an der Grabung Korbacher Spalte im Jahr 1998 teilzunehmen, die langjährige Zusammenarbeit und die Unterstützung bei der Grabung am Profil Dorffitter danke ich Herrn Dr. Eberhard Frey und Herrn Wolfgang Munk vom Staatlichen Museum für Naturkunde in Karlsruhe.

Herrn Dr. Andreas Braun danke ich für die Durchführung der knochenhistologischen Untersuchungen.

Der Gemeinde Vöhl, speziell Herrn Bürgermeister Harald Plünnecke, danke ich für die großzügige Unterstützung bei der Ausgrabung des Profils Dorffitter.

Für die vielschichtige Unterstützung meiner Arbeit danke ich der Stadt Korbach, besonderer Dank gilt Herrn Dr. Völcker-Jansen (Wolfgang-Bonhage-Museum) und seinen Mitarbeiterinnen und Mitarbeitern.

Für die Erlaubnis, die Bohrungen Bad Wildungen zu untersuchen, danke der Firma Harress Pickel Consult AG (Kassel).

Den technischen Mitarbeiterinnen und Mitarbeitern des Fachbereichs Geowissenschaften der Philipps- Universität Marburg sei für ihre Unterstützung bei der Dünnschliffherstellung (Katja Bieber und Werner Schmidtke), die Durchführung der REM-Untersuchungen (Michael Hellwig), der Fotoarbeiten (Achim Weisbrod) und der Röntgenmessungen (Heinz Jepsen) herzlich gedankt.

Für die langjährige, gute Zusammenarbeit nicht nur bei dem Thema Korbacher Spalte danke ich Herrn Dr. Marc Müllenhoff.

Weiterer Dank gilt allen Kolleginnen und Kollegen am Fachbereich Geowissenschaften, speziell Frau PD Dr. Martina Merz-Preiß, Frau Dr. Christiane David, Herrn Dr. Frank Wierich, Herrn Dr. Martin Fellehner und Herrn Dipl. Geol. Christian Kassebaum für die langjährige kollegiale Zusammenarbeit.

Für die Unterstützung meiner Arbeit danke ich meinen Eltern Heidemarie und Volker Bökensmidt, meiner Mutter speziell für die formale Korrektur des Manuskripts. Meiner Frau Barbara danke ich für die vielfältige Unterstützung während der vielen Jahre, in denen diese Arbeit entstand.

# 1 Einleitung

Die Korbacher Spalte ist eine der weltweit sehr seltenen Fundstellen, in denen Knochen-Fragmente von Landwirbeltieren aus dem oberen Perm überliefert sind. Bisher waren oberpermische Tetrapodenfaunen nach SUES & BOY (1988) und SUES & MUNK (1996) lediglich aus Süd- und Ostafrika<sup>1</sup> und von der russischen Tafel<sup>2</sup> bekannt.

In Europa kennt man Zeugnisse permischer Tetrapoden dagegen nur aus wenigen Knochenfunden aus dem Kupferschiefer<sup>3</sup>, aus seinen Äquivalenten in Großbritannien<sup>4</sup> und aus fossilen Fährten aus dem Cornberger Sandstein<sup>5</sup> (Osthessen) und Südtirol<sup>6</sup>.

Die Korbacher Spalte befindet sich im ehemaligen Steinbruch der Firma Fisseler südlich von Korbach (Nordhessen). In den Gesteinen des Werra-Karbonates (Zechstein 1) ist dort eine feinklastische, karbonatisch gebundene Spaltenfüllung aufgeschlossen. Aus dieser sind nach SUES & MUNK (1996) Fossilien der Reptilia-Unterklassen Synapsida (Dicynodontia und Cynodontia) und Anapsida (Archosauromorpha) neben bisher unbekanntenen Formen überliefert.

Als wichtigste Funde gelten nach SUES & BOY (1988) Reste der Therapsidengattung *Procynosuchus*, einem cynodonten Synapsiden, der bisher ausschließlich aus dem Oberperm Südafrikas und Sambias bekannt war und mit den Funden in der Korbacher Spalte erstmals auf der Nordhalbkugel nachgewiesen wurde.

Da detaillierte Untersuchungen zur Sedimentologie und Petrographie der Spaltenfüllung sowie der Entstehungsgeschichte der Fossilagerstätte bisher nicht vorlagen, werden in dieser Arbeit Sedimentologie und Sedimentpetrographie der Spaltenfüllung untersucht. Mit geophysikalischen Untersuchungen wird der Verlauf der Spalte nach Westen ermittelt. Die Ergebnisse aller Untersuchungen dieser Arbeit sollen zu einem detaillierten Bild der Entstehungsgeschichte und der Datierung der Spaltenentstehung führen.

---

<sup>1</sup> Südafrika: Beaufort Group (Karoo Supergroup) siehe KITCHING (1977), KEYSER & SMITH (1979), SMITH (1990) und RUBIDGE (1995). Ostafrika: siehe VON HUENE (1942,1950) und KEMP (1979).

<sup>2</sup> Russland: siehe CHUDINOV (1983).

<sup>3</sup> Siehe: Schaumberg (1982), Haubold & Schaumberg (1985), Wild (1985) und Munk & Sues (1993).

<sup>4</sup> Marl Slate, Cutties Hillock Sandstone Formation und Dumfries und Hopeman Sandstone in Schottland siehe: NEWTON (1893), BENTON & WALKER (1985), EVANS (1988) und EVANS & HAUBOLD (1987).

<sup>5</sup> Siehe: SCHMIDT (1959), HAUBOLD (1984), BOY & FICHTER (1988), FICHTER (1994) und HAUBOLD, LOCKLEY, HUNT & LUCAS (1997).

<sup>6</sup> Val Gardena Sandstein siehe: LEONARDI (1967).



## **1.1 Ziele**

Ziel der Arbeit ist die Klärung der Fragen, wie und wann es zur Entstehung der Spalte und ihrer Sedimentfüllung kam und was uns die Sedimentationsgeschichte über den Lebensraum der Fauna im Zechstein 1 am Rand des Variscischen Gebirges aussagt.

### **1.1.1 Entstehung der Spalte**

Die Vorgänge, die die Entstehung der Korbacher Spalte bewirkt haben, sind bisher nicht näher untersucht worden. Neben der Öffnung der Spalte sind die Einfüllung des Sedimentes und die Herkunft der Fossilien wichtige Zeugen der Landschaftsgeschichte im Oberperm am Ostrand der Rheinischen Masse.

### **1.1.2 Sedimentologie der Spaltenfüllung**

Die Sedimentfüllung der Korbacher Spalte ist bisher nicht näher charakterisiert worden. Zusammensetzung, Genese, Sedimentologie und Liefergebietsanalyse sind wichtige Faktoren bei der Charakterisierung der Vorgänge, die zur Füllung der Korbacher Spalte geführt haben. Auch über den Lebensraum der Fauna können die Ergebnisse dieser Untersuchungen Aufschluss geben.

### **1.1.3 Datierung der Sedimentfüllung der Korbacher Spalte**

In der Literatur gibt es bei Kulick & Paul (1987) und SUES & MUNK (1996) verschiedene Auffassungen über den Entstehungszeitpunkt der Korbacher Spalte. Es wird der Zeitraum zwischen dem Randkarbonat (z1CA) und dem Plattendolomit (z3CA) in Betracht gezogen. Die Datierung erweist sich für die Korbacher Spalte im Steinbruch Fisseler und seiner näheren Umgebung als sehr schwierig.

Durch die Einbeziehung geophysikalischer Untersuchungen in der Umgebung der Korbacher Spalte, durch die Kernbohrung Korbacher Spalte und durch die Entdeckung eines Straßenaufschlusses bei Vöhl-Dorfitter kann die Antwort auf diese Frage nun präzisiert werden.

### **1.1.4 Biotopanalyse**

Über den Lebensraum der in der Korbacher Spalte aufgefundenen Tetrapodenfauna gab es bisher keine Untersuchungen. Das Sediment der Korbacher Spalte und sein Äquivalent im Zechsteinprofil der Korbacher Bucht, in den Kernbohrungen und in einem Aufschluss bei Vöhl-Dorfitter geben Hinweise auf die Herkunft der Fossilien und ihren Lebensraum.

## 2 Geologischer Rahmen

### 2.1 Paläogeographische Lage des Untersuchungsgebietes

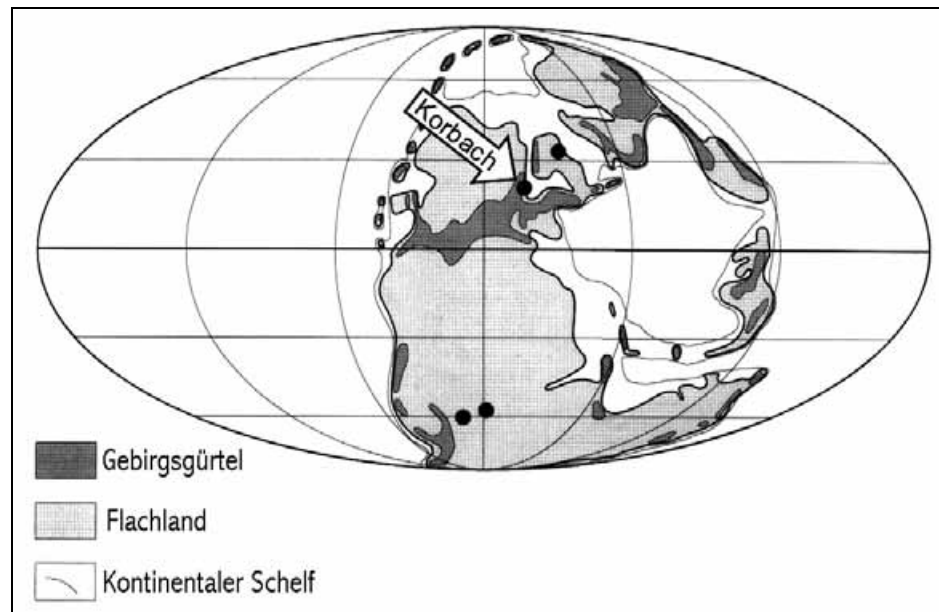
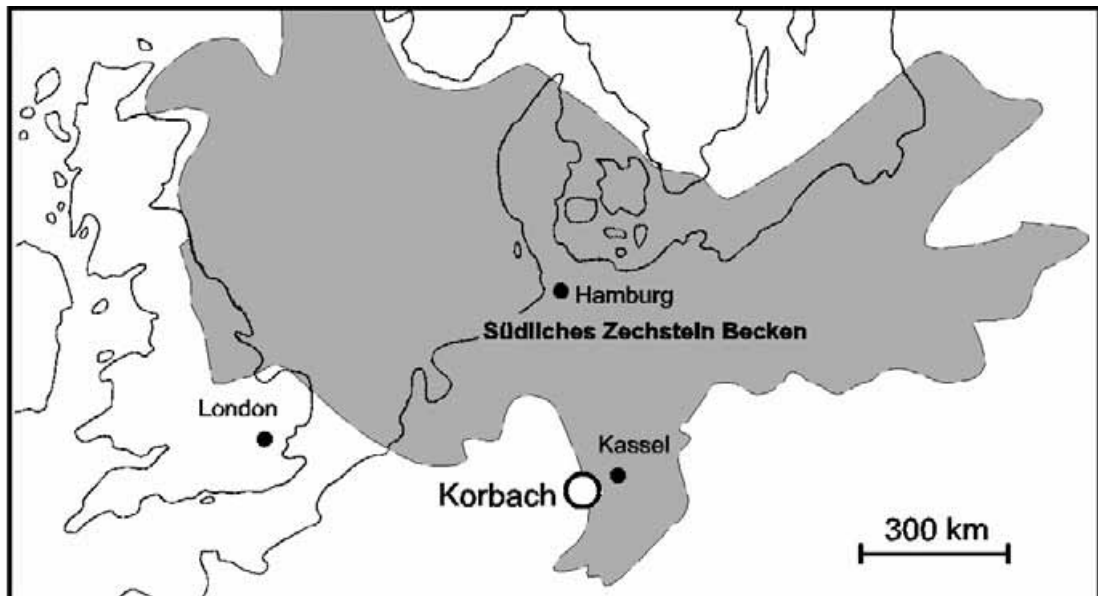


Abbildung 1 Paläogeographische Weltkarte des Oberperms. Die Punkte stellen die Fundstellen terrestrischer Tetrapodenfaunen in Süd- und Ostafrika, Nordrussland und Mitteleuropa (Korbach) auf dem Großkontinent Pangäa dar, verändert nach Sues & Munk (1996).

Am Südrand des sich von England über die Niederlande, Dänemark und Norddeutschland bis nach Polen erstreckenden Zechsteinmeeres befand sich eine nach Süden bis in die Gegend des heutigen Bodensees reichende Senke. Die Westküste befand sich am Ostrand des heutigen Rheinischen Schiefergebirges, im Osten reichte dieses Meeresbecken bis etwa in den Fränkischen Raum zwischen Nürnberg und Kulmbach.

In die Zechstein-Senke transgredierte von Norden das Meer, welches durch Abschnürungen vom Weltozean mehrfach bis zur Salzausfällung eingedampft und anschließend wieder überflutet wurde. Die so entstandenen zyklischen Sedimente werden heute in acht Zechstein-Folgen untergliedert. Jede dieser Folgen enthält einen Zyklus beginnend mit Peliten und Karbonaten, darüber befinden sich Sulfate, Steinsalze und teilweise Kalisalze. Jede Folge entspricht somit einer Transgression mit anschließender Regression des Zechsteinmeeres.

Im Raum Korbach sind lediglich die ältesten drei Folgen des Zechsteins marin entwickelt; alle jüngeren Folgen sind auf Grund der Randlage im Hessischen Zechsteinbecken durch terrestrische Sedimente vertreten.



**Abbildung 2** Paläogeographische Karte des Zechsteinmeeres verändert nach SUES & MUNK (1996).

Der Westrand des Zechsteinmeeres zeigte zu Beginn der Werra-Folge eine in Schwellen und Buchten stark gegliederte Küstenlinie am Ostrand der Rheinischen Masse.

Eine dieser Buchten, die Korbacher Bucht, erstreckte sich von Korbach aus nach Süden als ein nur ca. 4 km schmaler Meeresarm bis in die Umgebung nördlich von Frankenberg, wo sie durch die Waldecker Schwelle von der Frankenger Bucht abgegrenzt war (KULICK & PAUL, 1987).

Heute sind zwischen Kellerwald und Rheinischem Schiefergebirge nur noch Relikte der Gesteine aus der Werra-Folge und Relikte jüngerer Zechsteinfolgen vorhanden. Den südlichsten Bereich der ehemaligen Bucht dokumentieren heute die Sedimente der Stätteberg-Schichten im Steinbruch Rodenbach (Kap. 8) bei Frankenberg (HEGGEMANN ET AL., 2004). HOLZAPFEL (1991) beschreibt diese als die terrestrisch beeinflusste Lagunenfazies im südlichsten Bereich der Korbacher Bucht. Nach HEGGEMANN (2003) verzahnt sich die Lagunenfazies nach Norden mit den Unteren Werra-Karbonaten „Stinkkalk“ im Zentrum der Korbacher Bucht. Einen Überblick über die Verbreitungsgrenzen der Karbonate der einzelnen Zechstein-Folgen gibt KULICK (1997)<sup>7</sup>.

---

<sup>7</sup> KULICK (1997) bezieht sich auf die zweite, leicht veränderte Auflage der GK 25 Blatt 4719 Korbach. In früherer Literatur sind Karte und Erläuterungen als KULICK (1968) zitiert.

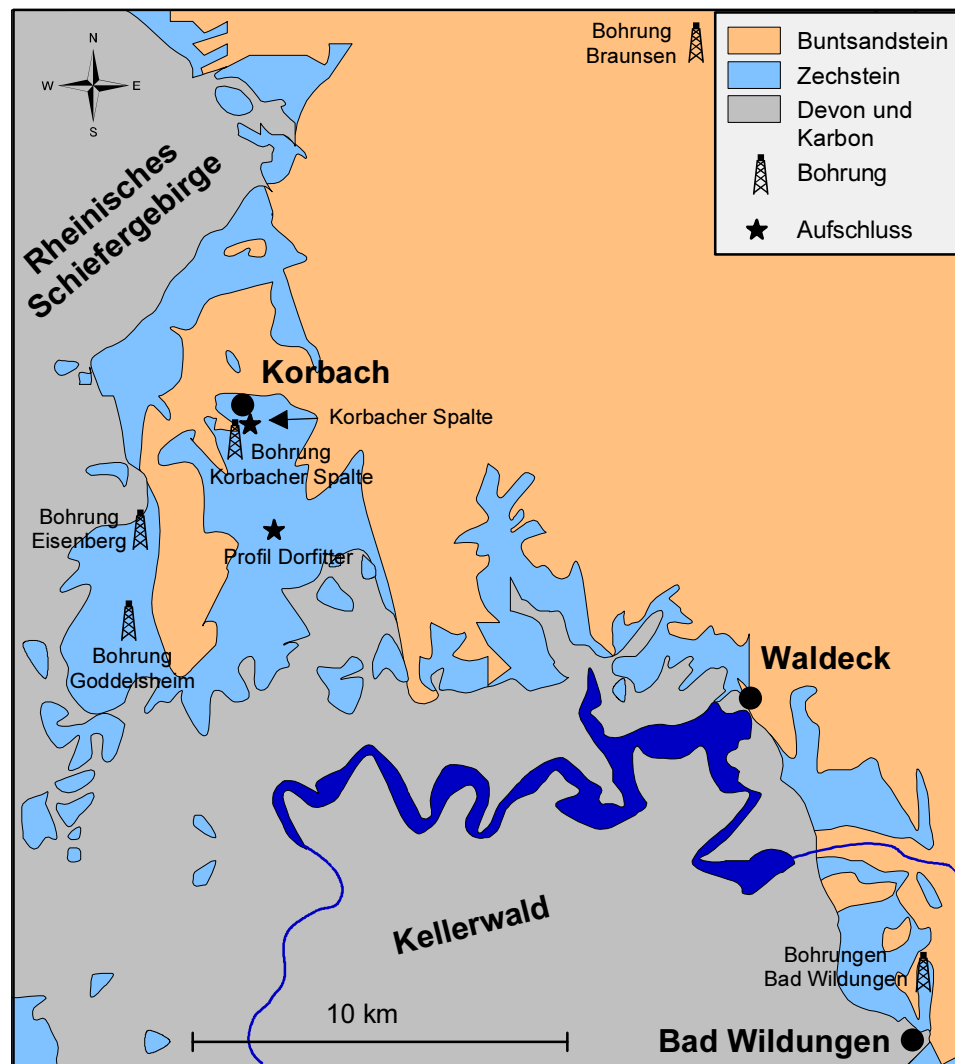


Abbildung 3 Vereinfachte geologische Karte des Arbeitsgebietes mit den untersuchten Aufschlüssen und Bohrungen.

## 2.2 Die Geologie im Umfeld der Korbacher Spalte

Die Geologie der Umgebung von Korbach wird einerseits von den unterkarbonischen Gesteinen des Rheinischen Schiefergebirges und andererseits von den permischen und mesozoischen Gesteinen der Hessischen Senke geprägt.

Korbach befindet sich am westlichen Rand der Hessischen Senke auf der Ense-Scholle, die von Gesteinen des Zechsteins und des Unteren Buntsandsteins aufgebaut wird. Diese wird im Westen durch den Eisenberger Abbruch von den unterkarbonischen Tonschiefern und Grauwacken in Kulmfazies des Rheinischen Schiefergebirges abgegrenzt. Im Osten findet sie ihre Begrenzung am Westheimer Abbruch, der sie von der Meininghausener Scholle aus Gesteinen des Unteren Buntsandsteines abgrenzt. Im Gegensatz zu den durch sudetische Faltentektonik geprägten Gesteinen des Rheinischen Schiefergebirges sind die Gesteine der Ense Scholle durch eine einfache

saxonische Bruchtektonik geprägt. Eine detaillierte Beschreibung des tektonischen Rahmens der Ense Scholle bietet KULICK (1997).

Das lithologische Profil der Ense-Scholle umfasst über dem Untergrund aus Variscischen Gesteinen des Unterkarbons die Zechstein-Folgen 1 bis 3, die den höheren Zechstein repräsentierenden Grenzsande und Teile des Unteren Buntsandsteines in Form der Korbach- oder Calvörde-Folge. Die Gesteine des Zechsteins werden aus den Karbonaten (z1CA, z2CA und z3CA) gebildet; zwischen diesen befinden sich Lagen aus vorwiegend rötlichen Schluff- und Tonsteinen und seltenen Anhydritlagen. Das Quartär auf der Ense-Scholle bilden Löss, Lösslehm und Solifluktionsschutt.

Auch nach Norden und Süden wird die Scholle von den Gesteinen des Rheinischen Schiefergebirges begrenzt. Der Eisenberger Abbruch hat bei Lengefeld mit 200 m seine maximale Sprunghöhe. Nach KULICK (1997) war die Störung zur Zeit des Zechstein 2 noch nicht ausgeprägt, da die Sedimente aus z1 und z2 bis zum Staßfurt-Karbonat beiderseits der Störung in Fazies und Mächtigkeit identisch entwickelt sind. Erst in den Tonsteinen der höheren Staßfurt-Folge und der Leine-Folge sind die Sedimente westlich der Störung geringer mächtig als am Rande der Ense-Scholle.

Die Gesteine der Ense-Scholle fallen nach Westen ein; nach SCHRAFT (2001) ist die Scholle eine Muldenstruktur, deren Ost-West verlaufende Muldenachse unmittelbar südlich von Korbach verläuft und nach Westen abtaucht.

Intern kann der östliche Teil der Ense Scholle als stark herausgehobener Iiter-Halbhorst abgegrenzt werden, hierdurch ist auch die antithetische Rotation der Ense-Scholle zu erklären, die das Einfallen nach Westen bedingt.

Die Fossilagerstätte Korbacher Spalte befindet sich nahe des Ostrand des Ense-Scholle.

### **2.3 Die Stratigraphie des Zechsteins**

Die Zechsteinsedimente der Korbacher Bucht sind stratigraphisch, lithologisch und faziell von verschiedenen Autoren untersucht worden.

RICHTER-BERNBURG (1950) stellte durch Vergleich mit seiner im salinaren Becken gewonnenen Zyklengliederung eine stratigraphisch - lithologische Gliederung in z1 - z3 der Randfazies des Zechsteins in der Korbacher Bucht auf. Weiterhin erarbeitete RICHTER-BERNBURG (1955) eine stratigraphische Neugliederung des Zechsteins in z1 - z4. Diese übertrug SAUER (1964) mit stratigraphischen Argumenten auf die randfaziellen

Zechsteinsedimente am östlichen Rand des Rheinischen Schiefergebirges südlich des Kellerwaldes.

Umfangreiche Untersuchungen zu den Zechsteinsedimenten der Korbacher Bucht führte KULICK (1997) im Rahmen der geologischen Landesaufnahme der GK 25 (Blatt 4719 Korbach) durch. Er stellte eine detaillierte, auf lithostratigraphischen und faziellen Daten beruhende Gliederung des Zechsteins für das Gebiet von Blatt Korbach auf, die durch die Arbeiten von KULICK & PAUL (1987), KULICK (1991) und HORN, KULICK & TIETZE (1993) ergänzt wurde. HOLZAPFEL (1991) entwickelte für die Karbonate der Werra-Folge ein Faziesmodell.

## 2.4 Lithostratigraphie

Im Untergrund der Werra-Folge (z1) liegen im Bereich der ehemaligen Korbacher Bucht die paläozoischen Gesteine des Rheinischen Schiefergebirges aus dem Unterkarbon. Die Zechstein-Folgen z1 – z3 sind in einem zyklischen Wechsel zwischen marinen Karbonatsedimenten, Evaporiten und klastischen, terrestrischen Sedimenten entwickelt. Die jüngeren Zechstein-Folgen (z4 – z7) sind als terrestrische, feinklastische Sabkha-Sedimente mit gelegentlichen, geringmächtigen karbonatischen Zwischenlagen ausgebildet (KULICK, 1997), die in den Unteren Buntsandstein überleiten. Verbreitet finden sich im Raum Korbach die Karbonatgesteine aus z1 – z3, da sie in Oberflächenaufschlüssen anstehen.

### Lithologie der Zechsteinsedimente für den Raum Korbach

	<b>Folge</b>	<b>Abkürzung</b>	<b>Geologische Einheit</b>
<b>z4- z7</b>	Aller- bis Fulda-Folge	z4 - z7	Ton- bis Sandsteine aus Aller- bis Fulda-Folge
<b>z3</b>	Leine-Folge	z3Tr	Oberer Leine-Ton
		z3CA	Leine-Karbonat „Plattendolomit“
		z3T	Unterer Leine-Ton
<b>z2</b>	Staßfurt-Folge	z2Tr	Oberer Staßfurt-Ton
		z2CA	Staßfurt-Karbonat „Hauptdolomit“
		z2T	Unterer Staßfurt-Ton
<b>z1</b>	Werra-Folge	z1ANr	Oberer Werra-Anhydrit
		z1Tr	Oberer Werra-Ton
		z1Trg	Grenzhorizont
		z1CAb	Oberes Werra-Karbonat „Randkarbonat“
		z1CAa	Unteres Werra-Karbonat „Stinkkalk“
		z1TCA	Productuskalk

Tabelle 1 Lithologie der Zechsteinsedimente

Die Lithologie der Sedimente der Werra-Folge wird in dieser Arbeit ausführlich dargestellt, da darin die Füllung der Korbacher Spalte einzustufen ist. Aus den höheren Folgen werden nur die Karbonate kurz eingeführt, sie stehen mit der Entwicklung der Korbacher Spalte in keinem Zusammenhang.

Die lithostratigraphische Gliederung erfolgt in Anlehnung an KULICK (1997) und HEGGEMANN & KULICK (1997). Die Abkürzungen folgen dem Glossar der AG Zechstein der Perm - Trias Subkommission der Deutschen Stratigraphischen Kommission.

#### **2.4.1 Zechstein 1 Werra-Folge (z1)**

Nach der raschen Transgression des Zechstein 1 Meeres in die Korbacher Bucht beschreibt HOLZAPFEL (1991) in seinem Faziesmodell für die Karbonate der Werra-Folge den Productuskalk als Hang-Fazies und den Stinkkalk als Becken-Fazies der beginnenden Karbonat-Sedimentation. Beide Faziestypen waren zunächst von dem stark differenziert ausgeprägten Relief des von paläozoischen Gesteinen gebildeten Untergrundes abhängig und wurden gleichzeitig sedimentiert.

Mit der durch anhaltende Subsidenz des Untergrundes zunehmenden Wassertiefe weitete sich die Becken-Fazies und somit die Stinkkalk-Sedimentation auf den gesamten Sedimentationsraum aus.

Während des Einsetzens der Regression des Zechsteinmeeres und der damit einhergehenden Verflachung begann die Sedimentation des Randkarbonates (Plattform-Fazies). In dem lithologischen Profil ist die Karbonat-Abfolge der Werra-Folge nun in Form von Productuskalk, Stinkkalk und Randkarbonat entwickelt.

Nach KULICK & PAUL (1987) vertreten der Productuskalk und der Kupfermergel im unteren Bereich des Stinkkalkes am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges den Kupferschiefer faziell.

##### **2.4.1.1 Productuskalk (z1TCA)**

Der Productuskalk ist in der Korbacher Bucht die Basis der Zechsteinabfolge. In ihrer normalen Faziesausbildung sind die grauen Rud- und Floatstones<sup>8</sup> dick gebankt und erreichen nach KULICK (1997) eine Mächtigkeit von 4,5 m. Häufig treten Fossilien der für das Gestein namensgebenden Brachiopodengattung *Productus*<sup>9</sup> auf. In Schwellenlagen ist der Productuskalk, wie bei HOLZAPFEL (1991) und REUNING (2000) beschrieben, in

---

<sup>8</sup> Für die englischen karbonatpetrographischen Begriffe Mudstone, Grainstone, Packstone usw. gibt es keine deutschen Begriffe; da es sich um Hauptworte handelt, werden sie in dieser Arbeit groß geschrieben.

<sup>9</sup> Heutiger Name: *Horridonia horrida*

Form kleiner Bioherme als Algen-Bryozoen-Fazies ausgebildet. Nach HOLZAPFEL (1991) ist der Productuskalk in der Korbacher Bucht das Äquivalent des Mutterflözes im Zechsteinbecken.

#### **2.4.1.2 Werra-Karbonat (z1CA)**

Das Werra-Karbonat, die randfazielle Vertretung des Zechsteinkalkes, besteht in der Korbacher Bucht in zwei lithologischen Einheiten:

im unteren Bereich aus dem aus der Literatur auch als Stinkkalk bekannten Zechsteinkalk und im oberen Bereich aus dem ehemals als Schaumkalk bekannten Randkarbonat. Der Übergangsbereich zwischen den lithologischen Einheiten ist über mehrere Profilmeter als Wechsellagerung entwickelt.

PAUL (1985 und 1986) fasst Zechsteinkalk (Stinkkalk) und Randkarbonat als eine lithologische Einheit mit zwei Subzyklen unter dem Namen Zechsteinkalk zusammen, so dass sie auch namentlich mit ihrem Äquivalent im Zechsteinbecken parallelisierbar sind. BECKER (2002) schließt sich dieser Auffassung an.

##### **2.4.1.2.1 Unteres Werra-Karbonat „Stinkkalk“ (z1CAa)**

Für den Stinkkalk war in der Korbacher Bucht in älteren Arbeiten (z. B. bei KULICK 1997 und Sauer 1964) ebenfalls der Name Zechsteinkalk<sup>10</sup> gebräuchlich. Die mittel- bis dunkelgrauen, dichten, bituminösen Mudstones entgasen beim Anschlagen und erhielten daher den Namen Stinkkalk. Das Gestein ist meist gut gebankt, einzelne Bänke können bis zu 20 cm mächtig sein. Nach KULICK (1997) ist der Zechsteinkalk das im Zechsteinbecken am weitesten verbreitete Sediment, welches stets in ähnlicher Fazies erscheint. Auf Blatt Korbach kann der Stinkkalk nach KULICK (1997) bis zu 28 m mächtig sein.

Am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges sind in den untersten Metern des Stinkkalkes bis zu 15 cm mächtige Lagen aus Kupfermergel eingelagert, die KULICK (1997) mit dem Kupferschiefer des Zechsteinbeckens parallelisiert.

##### **2.4.1.2.2 Oberes Werra-Karbonat „Randkarbonat“ (z1CAb)**

Nach KULICK & PAUL (1987) bildet das Randkarbonat östlich des Rheinischen Schiefergebirges einen 10 – 20 km breiten Karbonatwall, der bis zu 100 m mächtig sein

---

<sup>10</sup> PAUL (1985 und 1986) und BECKER (2002) benützen den Namen Zechsteinkalk für das gesamte Werra-Karbonat. Um Verwechslungen zu vermeiden, werden in dieser Arbeit synonym die Formationsbegriffe Stinkkalk und Randkarbonat benutzt.



kann. Dieser Wall wurde nach KULICK & PAUL (1987) im Süden von der Kellerwald-Schwelle und im Norden von der Hunte-Schwelle begrenzt.

Über die lithostratigraphische Korrelation des Randkarbonates mit den Gesteinen im Hessischen Zechsteinbecken gibt es verschiedene Auffassungen. So vertritt KULICK (1991 und 1997) die Meinung, das Randkarbonat sei mit dem Anhydritknotschiefer des Werra-Beckens zu parallelisieren. Die Arbeiten von PAUL (1985 und 1986) und BECKER (2002) klären diese Frage und beschreiben das Randkarbonat in der Korbacher Bucht, am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges, als küstennahe Randfazies des Werrakarbonates.

Das Randkarbonat ist im Raum Korbach z. B. in der Bohrung Korbacher Spalte (siehe Kap. 4) etwa 45 m mächtig und dünnt nach Westen zum Rheinischen Schiefergebirge hin aus. Nach KULICK (1997) wurde erst nach der Ablagerung des Randkarbonates das präpermische Relief des variszischen Untergrundes vollständig ausgeglichen.

Kulick (1997) unterscheidet auf Blatt Korbach innerhalb des Randkarbonates neun Faziestypen, die oftmals auf Grund fazieller oder topographischer Besonderheiten nur lokal entwickelt sind.

Dem Randkarbonat gilt als dem Umgebungsgestein der Korbacher Spalte in dieser Arbeit besonderes Augenmerk, es wird in einem gesonderten Kapitel 3.3 ausführlich behandelt.

#### **2.4.1.3 Grenzhorizont (z1Trg)**

Der in dieser Arbeit als Grenzhorizont bezeichneten Lage am Top des Randkarbonates wurde bisher keine Bedeutung beigemessen. Die maximal 80 cm mächtigen, feinklastischen, meist gelblichen Sedimente stehen in engem Zusammenhang mit der Fossilagerstätte Korbacher Spalte und werden in den Kapiteln Bohrung Korbacher Spalte (Kap. 4) und Profil Dorfitter (Kap. 5) ausführlich behandelt und dokumentiert.

#### **2.4.1.4 Oberer Werra-Ton (z1Tr)**

Die in der Korbacher Bucht im Hangenden des Randkarbonates folgenden feinklastischen, rotbraunen Sedimente wurden früher als „Braunroter Salztou“ an die Basis des Zechstein 2 gestellt (z. B. KULICK, 1997). Auf Grund ihrer Erkenntnisse aus dem Werra-Becken stellen JUNGWIRTH & SEIDEL (1968) und KÄDING (1978) diese Sedimente als Oberen Werra-Ton in den Zechstein 1. Der in seinem oberen Bereich befindliche Obere Werra-Anhydrit stützt diese Einstufung (BECKER, 2002; BÖKENSCHMIDT ET AL., 1999).

Die Sedimente können nach KULICK (1997) am Rande des Rheinischen Schiefergebirges inklusive der Sulfate des Oberen Werra-Anhydrites zwischen 5 m und 40 m mächtig sein, wobei die Mächtigkeit stark schwankt. Nach Kulick (1987) keilt der Obere Werra-Ton nördlich und östlich von Kassel aus. Die rotbraunen Sedimente sind als teilweise (bis zu 50 %) karbonatisch gebundene, tonige bis schluffige Feinsandsteine ausgeprägt, welche zum Hangenden hin feinkörniger werden. Als Konkretionen oder dünne Lagen von wenigen Zentimetern Dicke treten karbonatisch gebundene Sandsteinbänke auf.

Den Ablagerungsraum von Oberem Werra-Ton und Oberem Werra-Anhydrit beschreibt BECKER (2002) als Tonsteinebene bzw. klastisch dominierte Sabkha einer Küstenebene. In diese wurden an ihrem Westrand vom Rheinischen Schiefergebirge fluviatile Sande geschüttet (KULICK, 1968 und RICHTER-BERNBURG, 1950). Die evaporitischen Einschaltungen und der Obere Werra-Anhydrit belegen nach BECKER (2002) zeitweise marine Einflüsse. Karbonatisch gebundene Lagen im unteren Teil des Oberen Werra-Tones wurden diagenetisch gebildet (siehe Kap. 5.6) und geben keinerlei Hinweis auf marine Einflüsse während der Sedimentation.

#### **2.4.1.5 Oberer Werra-Anhydrit (z1ANr)**

Im Hangenden des Oberen Werra-Tones folgt nach KULICK (1987) die letzte Evaporitphase des Zechstein 1 in Form des Oberen Werra-Anhydrites. KULICK (1997) kartierte den Anhydrit noch als Zwischensalinar (z2,ty) und stellte die Einheit in den Zechstein 2. Der Obere Werra-Anhydrit kann maximal 25 m mächtig und von Lagen feinklastischer, roter Sedimente unterbrochen sein, die den Sedimenten im Hangenden und im Liegenden des Anhydrites gleichen. Der teils massive und teils mit Ton- und Schluffsteinen wechsellagernde Anhydrit ist nach BECKER (2002) nahezu im gesamten hessischen Zechsteinbecken verbreitet und eignet sich somit sehr gut als lithostratigraphischer Leithorizont.

#### **2.4.2 Zechstein 2 Staßfurt-Folge (z2)**

##### **2.4.2.1 Staßfurt-Karbonat „Hauptdolomit“ (z2CA)**

Die Karbonatabfolge des Zechstein 2 wurde von MÖHRING (1909) auf Grund ihres Aussehens als „Kavernöser Kalk“ bezeichnet. Die weißgrauen bis gelblichweißen Kalk- und Dolomitsteine haben häufig ein löchriges Gefüge, welches nach KULICK (1997) auf die frühdiagenetische Auslaugung von eingelagerten Sulfat- und evtl. Halitkomponenten zurückzuführen ist. KULICK (1997) gibt als maximale Mächtigkeit für den Hauptdolomit auf Blatt Korbach 10 m an. In der Umgebung von Korbach befindet sich wenig oberhalb

des z2CA eine bis zu 4,5 m mächtige Folge aus Schaumkalken<sup>11</sup>, die z. B. in Bohrkernen leicht mit dem Randkarbonat verwechselt werden kann.

### **2.4.3 Zechstein 3 Leine-Folge**

#### **2.4.3.1 Leine-Karbonat (z3CA) “Plattendolomit“**

Die nach KULICK (1997) 5 - 21 m mächtigen Karbonate des Plattendolomites sind auf Blatt Korbach in verschiedenen Faziesausprägungen (KULICK, 1997) anzutreffen, die lokal sehr stark variieren können. Die Mächtigkeit der Einheit kann stark schwanken; im Bereich Korbach sind in die Kalk- und Dolomitgesteine klastische Sedimente eingeschaltet, beckenwärts, nach Osten, nehmen diese ab. Der obere Bereich des Leine-Karbonates ist als Ton- Dolomitstein-Wechselfolge ausgebildet.

#### **2.4.4 Zechstein 4 – 7 Aller-Folge – Fulda-Folge (z4-z7)**

Die ca. 15 m mächtigen, roten bis violetten Sandsteine und Konglomerate der jüngeren Zechsteinfolgen werden auch als Grenzsande bezeichnet, die Gesteine leiten in den Unteren Buntsandstein über (KULICK, 1997). Die Sedimente wurden im Zechstein der Hessischen Senke ausführlich von HUG (2004) und HUG & GAUPP (2006) bearbeitet.

## **2.5 Sequenzstratigraphie der Werra-Folge:**

In Anlehnung an die sequenzstratigraphischen Untersuchungen im Weser-Ems-Gebiet und in Südost-Brandenburg von STROHMENGER ET AL. (1996 a & 1996 b), STROHMENGER & STRAUSS (1996) und LEYRER (1999) sowie an die Sequenzstratigraphie für das nordöstliche England von TUCKER (1991) entwickelte BECKER (2002) das folgende sequenzstratigraphische Modell für die Sedimente der Werra-Folge im hessischen Bereich des Zechsteinbeckens:

Am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges wird die Werra-Folge von BECKER (2002) in die drei Zechstein-Sequenzen ZS 1, ZS 2 und ZS 3 untergliedert, die jeweils von Sequenzgrenzen ZSB (Zechstein-sequence-boundary) begrenzt werden.

---

<sup>11</sup> KULICK (1997) beschreibt in der Bohrung 24 Nordenbeck 2 gelbliche Porenkalksteine, die er als Pseudo-Oolith anspricht. Diese treten in der Bohrung Nordenbeck 1 (Kap. 6.3) nicht auf. Das Gestein konnte in Bohrkernen der Stadt Korbach, die als Versuchsbohrungen 1993 in dem Neubaugebiet am Südring niedergebracht wurden, ebenfalls beobachtet werden. Bei Erschließungsarbeiten im Rahmen von Erweiterungsarbeiten des o.g. Wohngebietes 2002 waren die gelben Porenkalksteine oberflächennah als massive Einheit aufgeschlossen. In der unmittelbaren Nachbarschaft des Baugebietes abgeteufte Bohrung Korbacher Spalte (Kap. 4) wurden oberhalb des z2CA einzelne Bänke dieses Gesteins erbohrt, es scheint somit zumindest lokal verbreitet zu sein.

Die Basis des Zechsteins bildet die ZSB 1, sie ist in der Korbacher Bucht durch das präpermische Paläorelief des Variszischen Gebirges gekennzeichnet.

In der ZS 1 wurden Productuskalk, Kupfermergel, Stinkkalk und Randkarbonat als vollständig marine Sequenz sedimentiert. Am Top des Randkarbonates befindet sich nach BECKER (2002) die ZSB 2.

Während der ZS 2 war die Korbacher Bucht subaerisch exponiert, so dass keine marinen Sedimente dokumentiert sind. Im Zechsteinbecken kamen in der ZS 2 nach BECKER (2002) der Untere Werra-Anhydrit und das Werra-Steinsalz zur Ablagerung. Zum Hangenden wurden die Evaporite von der ZSB 3 begrenzt. Darüber folgen die Sedimente der ZS 3. Dies sind der Obere Werra-Ton und der Obere-Werra-Anhydrit. In der Korbacher Bucht sind die Zechsteinsequenzen ZS 1 und ZS 3 im Vergleich mit dem hessischen Bereich des Zechsteinbeckens vollständig ausgebildet. Die ZS 2 ist nicht entwickelt, dies hat zur Folge, dass in der Korbacher Bucht die ZSB 2 und die ZSB 3 zusammenfallen.

Lithostratigraphie Korbach		Sequenzstratigraphie nach Becker (2002)
Oberer Werra-Anhydrit		ZS 3
Oberer Werra-Ton		
Werra - Karbonat	Randkarbonat	ZS 1
	Stinkkalk	
	Productus-Kalk	
		ZSB 3 ZSB 2 ZSB 1

**Tabelle 2 Die Lithostratigraphie der Werra-Folge in der Korbacher Bucht in Korrelation mit der Sequenzstratigraphie von Becker (2002).**

### 3 Die Korbacher Spalte

Die Korbacher Spalte befindet sich am südlichen Stadtrand der Kreisstadt Korbach (Landkreis Waldeck-Frankenberg, Nordhessen). Im ehemaligen Kalksteinbruch der Firma Fisseler ist die Fossilagerstätte auf Blatt 4719 Korbach bei **R:** <sup>34</sup>91760; **H:** <sup>56</sup>80800 aufgeschlossen. Seit 1997 ist die Stadt Korbach Besitzer des Steinbruchbereiches, in dem die Korbacher Spalte liegt; sie ließ die Steinbruchwände gegen Einsturz sichern und errichtete die Überdachung der Fossilagerstätte.

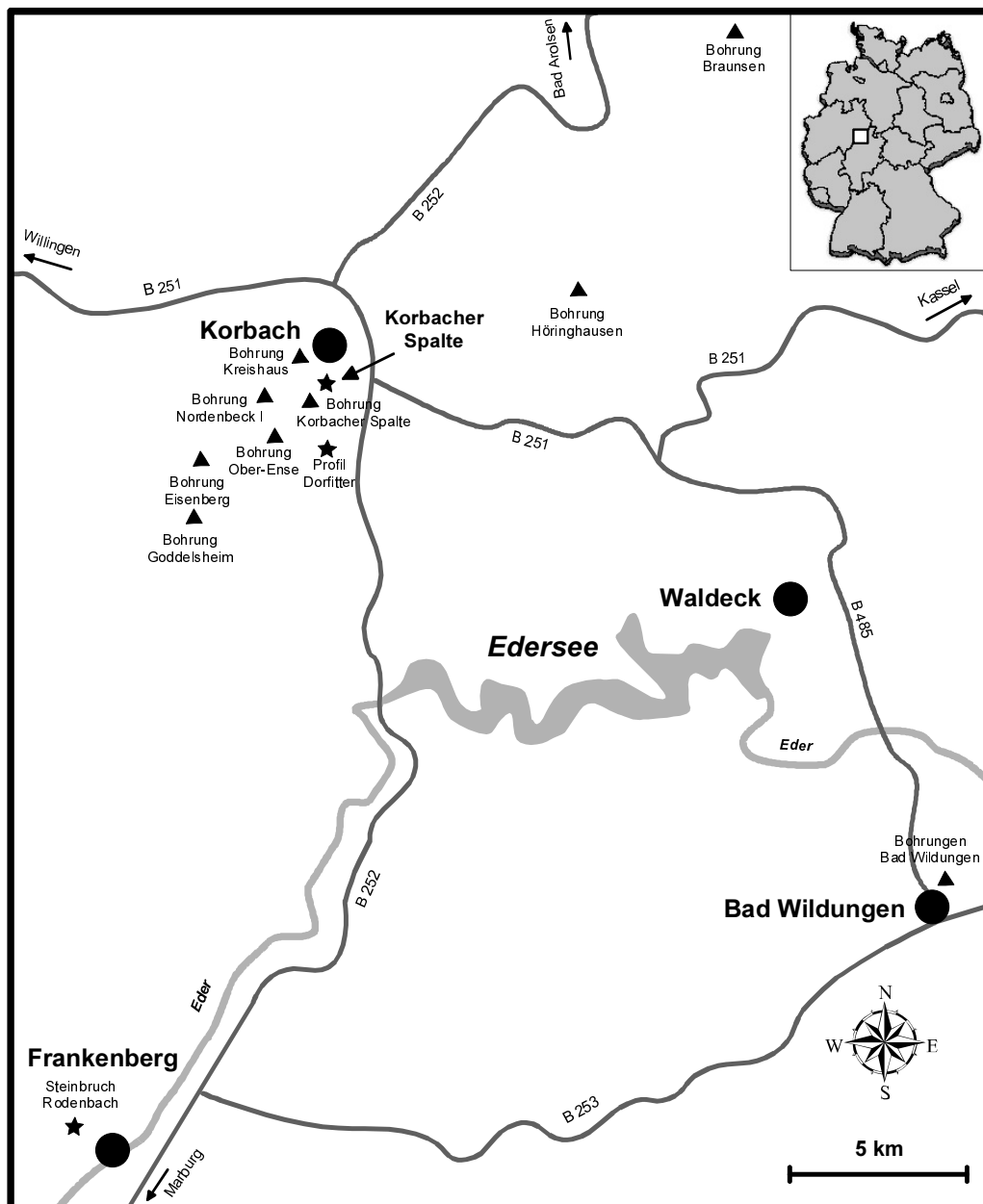


Abbildung 4 Übersichtskarte des Arbeitsgebietes mit den untersuchten Aufschlüssen ★ und Bohrungen ▲.

### 3.1 Entdeckungsgeschichte



**Abbildung 5 Die Korbacher Spalte im Frühjahr 2003**

Ihre erste Erwähnung erfuhren Spalten im ehemaligen Steinbruch Fisseler bei MÖHRING (1909). Er beschrieb „...im nordwestlichen Teil des Schwalenstöckerschen Steinbruchs<sup>12</sup> südlich Corbach“ eine lettenführende Spalte, deren Sedimentfüllung er als Einquetschung von Letten aus dünnen Zwischenlagen des unteren Zechsteins interpretierte. Er dokumentierte diese Spalte als 0,5 – 1 m breit, NO-SW streichend und mit 40° nach NW einfallend. Wenige Meter südlich entdeckte er eine weitere, parallele Spalte, die mit rotem, feinem Sandstein gefüllt war und mit 80° nach NW einfiel.

Bei den von MÖHRING (1909) beschriebenen Spalten dürfte es sich auf Grund der Einfallrichtungen nicht um die heutige Korbacher Spalte, sondern um eine Begleitspalte gehandelt haben, da die von ihm erwähnte Spalte im Steinbruch nach Süden einfällt<sup>13</sup>.

---

<sup>12</sup> Heute: Ehemaliger Steinbruch der Firma Fisseler

<sup>13</sup> Es ist zu vermuten, dass es sich bei der mit Letten gefüllten Spalte ebenfalls um eine permische und bei der mit rotem Sandstein gefüllten um eine quartäre Spalte gehandelt hat. Da der Steinbruch bis in die 80er Jahre des letzten Jahrhunderts in Betrieb war, sind die Angaben von Möhring (1909) leider nicht mehr nachprüfbar.

Die Entdeckungsgeschichte der heutigen Korbacher Spalte begann mit ihrem Auffinden durch J. KULICK im Jahre 1964 und ihrer erstmaligen Beschreibung in KULICK (1997). Er zog für die Datierung der unbestimmten Wirbeltierfossilien zunächst das Pleistozän in Betracht. Erstmals in KULICK & PAUL (1987) wurde die Korbacher Spalte als oberpermisch bezeichnet.

Die von KULICK gesammelten Fossilien wurden von SUES & BOY (1988) als permzeitliche Therapsidenreste identifiziert. Ausschlaggebend war ein Bruchstück eines linken Unterkiefers, welcher noch mit Zähnen besetzt war und der oberpermischen frühen Therapsidengattung *Procynosuchus sp.* zugeordnet werden konnte.

In Zusammenarbeit von J. KULICK mit E. FREY und W. MUNK vom Staatlichen Museum für Naturkunde in Karlsruhe (SMNK) wurden von 1991 bis 1998 mehrere Grabungskampagnen in der Korbacher Spalte durchgeführt, die ca. 2500 Fundkomplexe zu Tage förderten. Erste Ergebnisse dieser Forschungsarbeiten sind bei SUES & MUNK (1996) und in einem unveröffentlichten Manuskript bei SUES, MUNK & FREY (1998) dargestellt. Die Bearbeitung des Fundmaterials durch das SMNK dauert noch an, alle Funde aus der Korbacher Spalte werden dort bearbeitet und archiviert.

### **3.2 Aufschlussbeschreibung**

Das Umgebungsgestein der Korbacher Spalte bildet das Randkarbonat. Es besteht aus teilweise dichten, großteils als Schaumkalk ausgebildeten Dolomit- und Kalksteinen, die eine Bankmächtigkeit von bis zu 60 cm erreichen. Karbonatpetrographisch sind die Schaumkalke, wie auch bei BECKER (2000) beschrieben, als Ooid-Grainstones einzustufen. Das Randkarbonat wird in Kapitel 3.3 ausführlich behandelt.

In diesem Umgebungsgestein klafft eine sich nach unten verjüngende Spalte, die an der oberen Steinbruchkante 4 m breit ist und sich in 12 m Tiefe auf 0,5 m verengt. Bisher ist die Spalte bei Grabungen bis in eine Tiefe von 21 m erschlossen, wo sie nur noch wenige Zentimeter Breite aufweist.

Für die Tiefenerstreckung der Spalte vermuten SUES, MUNK & FREY (1998) nach mündlicher Mitteilung von KULICK, dass die Korbacher Spalte sich bis in die tieferen Sedimente der Werra-Folge oder eventuell sogar bis in die liegenden Gesteine des Unterkarbons erstreckt. Diese sind im Steinbruch nach ihren Angaben in einer Tiefe von ca. 30 m erbohrt.

Die Spalte hat eine Streichrichtung von 60°. Nach Osten ändert die Spalte ihre Richtung zu einer Streichrichtung von 92° und ist am Wandfuß mit einer Breite von 0,6 m etwa 10 m weit nach Südosten aufgeschlossen. Innerhalb der Überdachung verläuft ein nach

Süden streichender Spaltenfieder etwa 5 m westlich der Steinbruchwand. Dieser ist ebenfalls mit permischem Material gefüllt und stellt eine bei der Entstehung der Korbacher Spalte angelegte Querstruktur dar.

In der Südostwand des ehemaligen Steinbruches tritt eine weitere Spalte zu Tage. Sie ist mit einer Breite von 50 cm und etwa 1,70 m Höhe wesentlich kleiner aufgeschlossen. Deren gelbliches und grauviolettes Spaltenfüllungsmaterial ist mit dem der Korbacher Spalte identisch. Obwohl keine größeren, permischen Wirbeltier-Knochenfragmente in dieser Spalte zu finden sind, ergaben Schlämmprouben, dass auch diese Spalte Knochensplitter im Bereich  $< 1\text{mm}$  enthält. Die senkrecht stehende Spalte streicht mit  $120^\circ$ . Ihre Überdeckung bildet quartärer Boden. Vermutlich handelt es sich um die Fortsetzung der Korbacher Spalte nach Südosten. Auch ein Auffiedern der Spalte innerhalb des Steinbruchareales kann nicht ausgeschlossen werden. Dies ist nicht mehr überprüfbar, da sich im Steinbruch eine anthropogene Auffüllung von mehreren Metern Mächtigkeit befindet. Der Verlauf der Korbacher Spalte im Steinbruch Fisseler ist zusammenfassend in Abb. 9 dargestellt.

Nach KULICK (1997) ist die Spalte weiter nach Osten über den Kuhbach hinweg bis zum Kollsberg nachweisbar, wo sie in mehrere kleinere Spalten aufspaltet, die mit Calcit und etwas Schwerspat ausgeheilt sind. Heute ist die Spalte auf Grund anthropogener Veränderungen nach Osten nicht mehr eindeutig über den Aufschluss hinaus zu verfolgen.

Die Spalte weitet nach SUES, MUNK & FREY (1998) nach Westen auf und ist 35 m westlich der Steinbruchwand 8 m breit. Ihr Verlauf nach Westen ist Gegenstand der geophysikalischen Untersuchungen (Kap. 3.2.1).

In der Südwand des ehemaligen Steinbruches sind nur wenige Zentimeter breite Klüfte aufgeschlossen, die ebenfalls gelbliches Füllungsmaterial enthalten. Auffällig ist in diesen Klüften das vermehrte Auftreten von dunkelbraun verwitterten Randkarbonatklaste. In den Kluffüllungen konnten keine Wirbeltierfossilien nachgewiesen werden.

Im Steinbruch werden Randkarbonat und Spaltenfüllung von der heutigen Geländeoberfläche durch Abtragung gekappt. Auch aus der näheren Umgebung waren bisher keine Aufschlüsse bekannt, in denen ein Übergang in die hangenden Schichtglieder des höheren Zechsteins zu beobachten waren. Daraus ergibt sich das Problem, welchem überlagernden Niveau die Sedimente der Spaltenfüllung zuzuordnen sind. Die Beantwortung dieser Frage ist für die Datierung des Entstehungsaltes der Korbacher Spalte zwingend notwendig.





**Abbildung 6 Die kleine Spalte in der südöstlichen Steinbruchwand.**

Die oberen, als Rosettenkalk ausgeprägten (KULICK, 1997) Meter des Randkarbonates sind im Steinbruch erodiert, waren allerdings nach SUES & MUNK (1996) in Form eines Horizontes aus Rosettenkalk-Versturzblöcken mit bis zu 0,6 m Durchmesser innerhalb der Spaltenfüllung in einer Tiefe von 5 m nachzuweisen. Über die Mächtigkeit des als Rosettenkalk beschriebenen Bereiches macht KULICK (1997) keine Angaben. Diese Blöcke sind bis in ihren Kern gerötet und von Eisen- und Manganoxidkrusten überzogen. Dies lässt nach SUES & MUNK (1996) und SUES, MUNK & FREY (1998) auf eine subaerische Verwitterung und somit auf eine Exposition des Rosettenkalkes als oberstem Teil des Randkarbonates bereits vor Öffnung und Verfüllung der Korbacher Spalte schließen.

### **3.2.1 Geophysikalische Erkundung der Korbacher Spalte**

Die geophysikalischen Untersuchungen wurden im Rahmen geophysikalischer Geländepraktika gemeinsam mit Herrn Prof. Dr. Rüdiger Schulz vom Institut für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben (**GGA**) in Hannover durchgeführt. Es fanden zwei Messkampagnen im Mai 1999 und im Juni 2000 statt.

Die Ziele der geophysikalischen Untersuchungen waren:

- den Verlauf der Korbacher Spalte in Richtung Westen zu verfolgen,
- eventuell vorhandene Querspalten zu finden,
- eine eventuelle Überdeckung der Spalte aufzufinden, welche die Datierung des Entstehungsalters der Spalte ermöglichen würde.

Das Messgebiet befindet sich westlich des Steinbruches Fisseler auf einer landwirtschaftlichen Fläche und erstreckt sich ca. 100 m in Nord - Süd und 160 m in Ost - West Richtung. Auf dieser Fläche wurde ein Raster von Messpunkten in 1 m Abständen angelegt. Als Basispunkt für das Messraster diente ein Grenzstein im Punkt R: <sup>34</sup>91705 und H: <sup>56</sup>80741. Die Basislinie (X-Koordinate) streicht mit 157°, die Y-Achse mit 67° in westlicher Richtung (siehe Abb. 7).

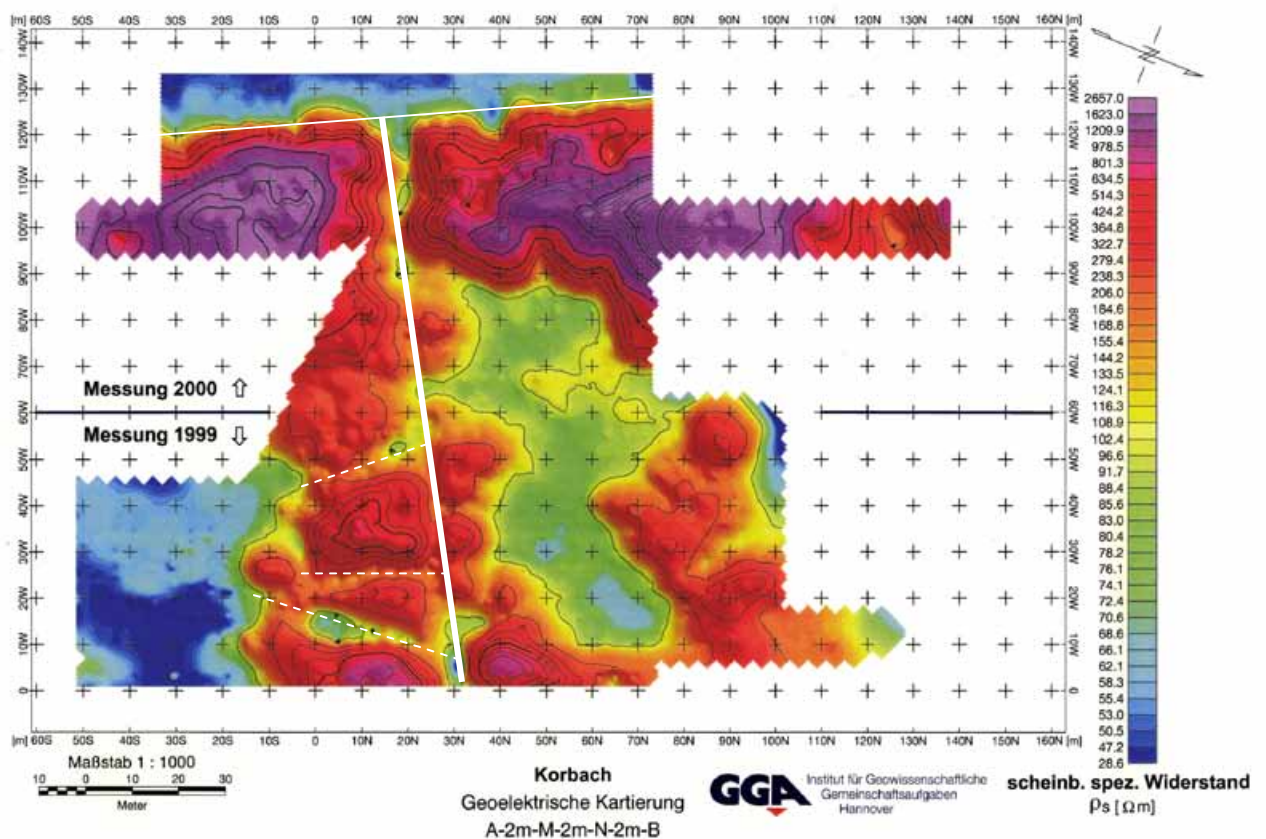
Die Korbacher Spalte (Steinbruchkante innerhalb der Überdachung) befindet sich 40 m östlich der Basislinie und schneidet diese bei etwa X = 30 - 35 m.

Als kartierende geophysikalische Messverfahren wurden flächendeckend Bodenradar (ZIEKUR 2000), ein vom GGA selbst entwickeltes geoelektrisches Kartierungsverfahren mit der „Mobilen Elektronen Gruppe“ (MEG) (SÜDEKUM & SAUER 1995 und SÜDEKUM 2000) und die geomagnetische Kartierung (SÜDEKUM & SAUER 1995, SAUER & SÜDEKUM, 1999 und SÜDEKUM 2000) eingesetzt. Weiterführende Messungen auf Teilflächen des Messgebietes wurden mit dem Verfahren der Elektromagnetik „MaxMin“ (VOGELANG, 1998) und gammaspektroskopischen Messungen der natürlichen Gesteins-Radioaktivität (SAUER 2002) durchgeführt.

Zur Korrelation der Messergebnisse mit dem lithologischen Profil der Bohrung Korbacher Spalte (siehe Kap. 4) und der genaueren Charakterisierung von Störungen im Messgebiet führte KAYSER (2001) gezielte geoelektrische Sondierungen in Form von Schlumberger-Halbmessungen durch.

Wie bereits vor Beginn der Messungen bekannt war, eignen sich alle hier angewandten Methoden nicht, um die Tiefenerstreckung der Korbacher Spalte zu erforschen, da sie nur oberflächennahe Strukturen erfassen können.

Zur Überprüfung der Ergebnisse der geophysikalischen Untersuchungen wurden in Zusammenarbeit mit dem HLUG 13 Sondierungsbohrungen niedergebracht. Ziel war es, den Verlauf der Korbacher Spalte zu bestätigen, die Querstrukturen aus den geophysikalischen Untersuchungen näher zu charakterisieren, den Versatz von Störungen zu erkennen und die Tiefenlage der Randkarbonatoberfläche festzustellen. Gerätebedingt konnte nur bis zur Festgesteinsoberfläche gebohrt werden.



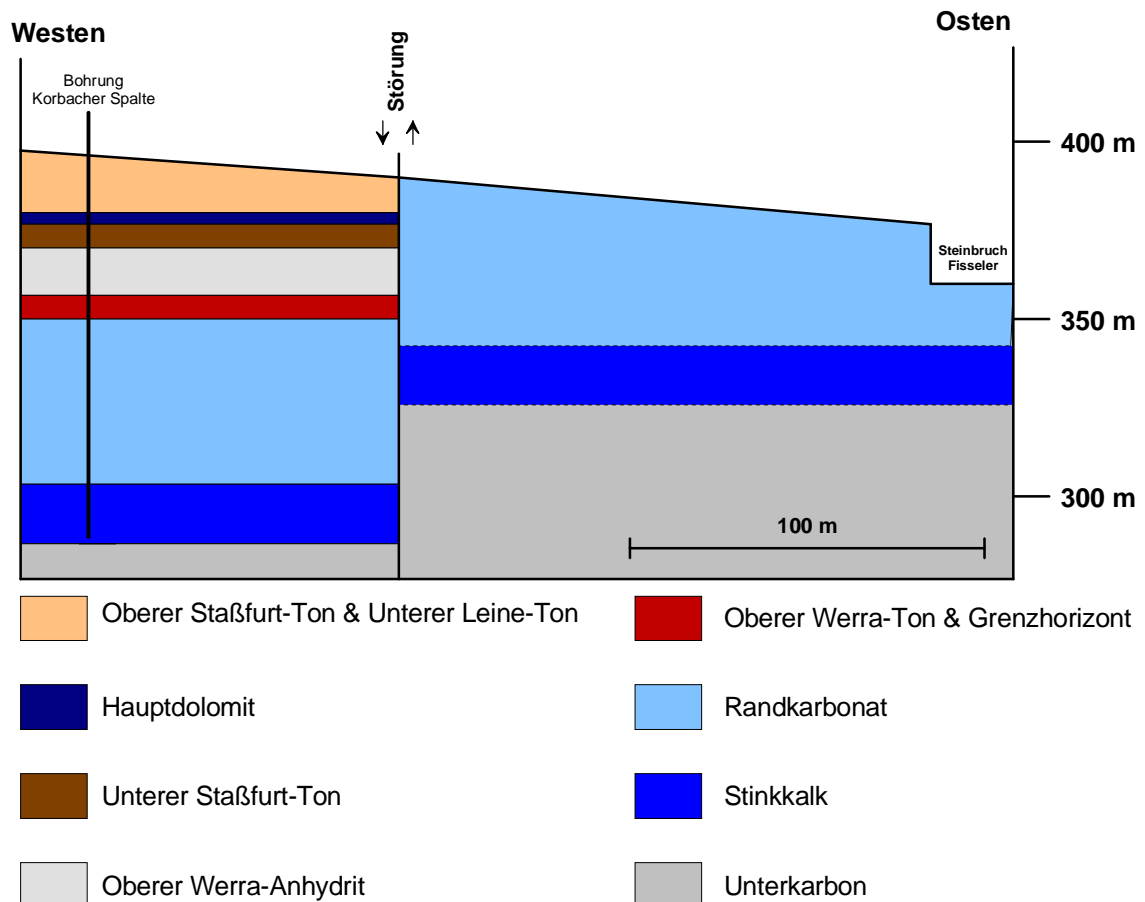
**Abbildung 7** Die Ergebnisse der Geoelektrischen Kartierung mit der MEG zeigen die Kontraste der scheinbaren spezifischen Widerstände der oberflächennah anstehenden Gesteine sehr deutlich. Rote und violette Bereiche entsprechen den hohen, scheinbaren spezifischen Widerständen von Kalksteinen und blaue bis grüne Bereiche den niedrigen, scheinbaren spezifischen Widerständen von Ton- und Schluffsteinen. Der mit 63° streichende Spaltenverlauf (dicke, durchgezogene Linie) und die mit 155° streichende Querstörung (dünne, durchgezogene Linie) sind in der Auswertung dieser Methode exemplarisch deutlich zu erkennen. Die gestrichelten Linien zeigen die Lage der Querspalten.

### 3.2.1.1 Ergebnisse der geophysikalischen Untersuchungen:

Die Korbacher Spalte kann im Randkarbonat mit 63° streichend 110 m weit nach Westen verfolgt werden. Von der Steinbruchwand aus entspricht dies 150 m. Dort ist sie von einer mit 155° streichenden Störung versetzt.

Westlich der Störung steht an der Oberfläche der Obere Staßfurt-Ton und in einer Tiefe von 2,6 m das Staßfurt-Karbonat an. Der Versatz der Störung beträgt unter

Berücksichtigung des Mächtigkeitsprofils der nahe gelegenen Bohrung Korbacher Spalte zwischen 28 m und 38 m. Eine eventuelle Fortsetzung der Korbacher Spalte westlich der Störung wäre somit in dieser Tiefe zu vermuten. Der genaue Betrag des Versatzes der Störung ist davon abhängig, wie viel vom Randkarbonat östlich der Störung bereits erodiert wurde, als Maximum sind 10 m anzunehmen.



**Abbildung 8 Vereinfachte Profildarstellung des Messgebietes. Westlich der Störung steht, durch die Bohrung Korbacher Spalte nachgewiesen, das komplette Zechsteinprofil vom Stinkkalk bis in den Unterer Leine-Ton an. Östlich der Störung steht das Randkarbonat an der Oberfläche an und die jüngeren Sedimente der Werra-Folge sind erodiert. Die Datierung der Korbacher Spalte ist somit in diesem Bereich nicht möglich.**

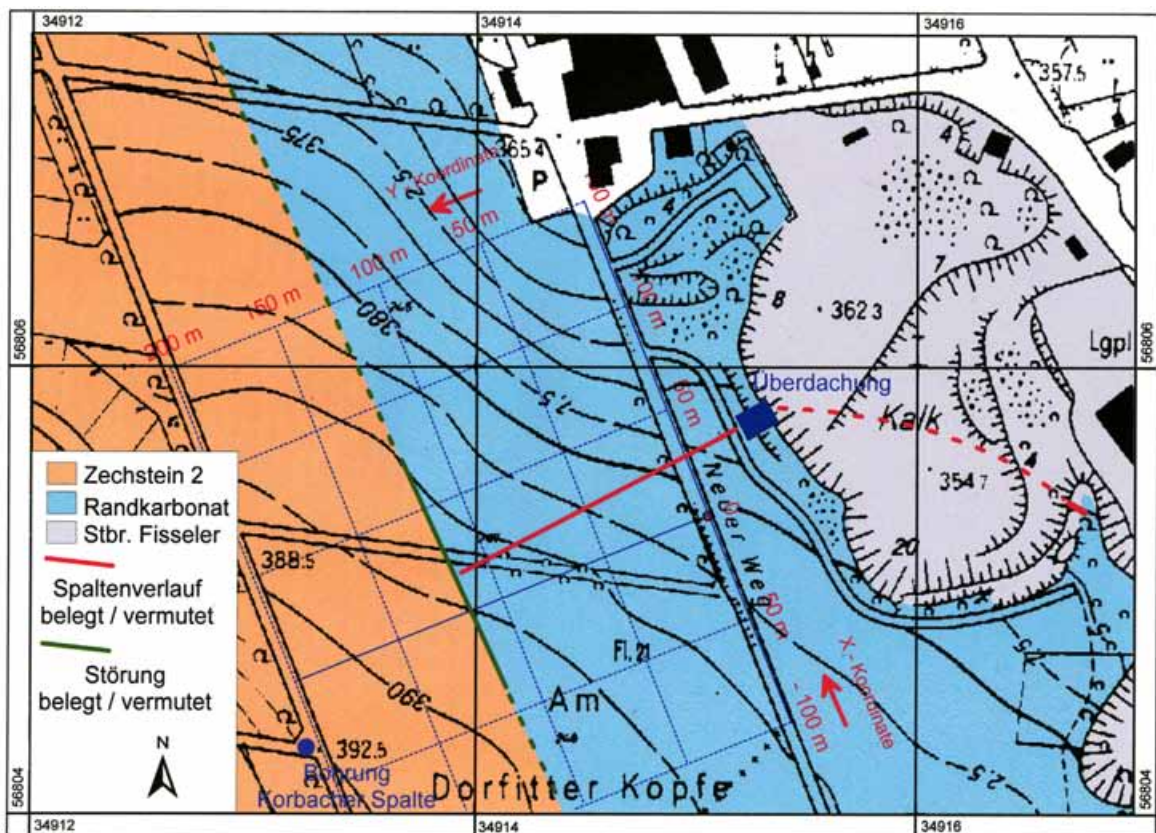
Östlich der mit 155° streichenden Querstörung kann eine Überdeckung der Korbacher Spalte durch jüngere permische Sedimente ausgeschlossen werden. Die Altersstellung der Korbacher Spalte ist dort nicht zu ermitteln. Westlich der Störung zeigen die Ergebnisse der Bohrung Korbacher Spalte (siehe Kap. 4), dass das Randkarbonat von Grenzhorizont, Oberem Werra-Ton, Oberem Werra-Anhydrit und der Zechsteinfolge 2 überlagert wird.



Auf Grund der Tatsache, dass die Spalte bereits von den Sedimenten des Oberen Werra-Tones überdeckt wird (siehe Kap. 4 & 5), ist es nicht möglich, die Spalte weiter westlich nochmals an der Erdoberfläche zu finden; hier stehen, wie aus der GK 25 Blatt 4719 Korbach (KULICK, 1997) hervorgeht, die Sedimente der Zechsteinfolgen 2 und 3 an.

Zur Korbacher Spalte gibt es Querspalten, deren erbohrte Sedimentfüllungen pleistozänes Alter haben. Sedimentfüllungen permischen Alters konnten nicht nachgewiesen werden.

### 3.2.1.2 Verlauf der Korbacher Spalte



**Abbildung 9** Der Verlauf der Korbacher Spalte im Steinbruch Fisseler und seiner Umgebung.

Für den Verlauf der Korbacher Spalte kann festgestellt werden, dass sie, wie die Ergebnisse der geophysikalischen Untersuchungen belegen, vom Steinbruch Fisseler aus nach Westen  $63^\circ$  streichend 150 m weit nachzuweisen ist. Dort ist sie von einer mit  $155^\circ$  streichenden Störung abgeschnitten und nicht weiter nach Westen zu verfolgen. Östlich der Überdachung im Steinbruch biegt die Spalte in eine mit  $92^\circ$  streichende Richtung um und wird nach einigen Metern von einer mehrere Meter mächtigen, anthropogenen Aufschüttung überdeckt, so dass sie in der Steinbruchsohle nicht weiter verfolgt werden kann. Erst in der südöstlichen Steinbruchwand ist nach 140 m nochmals auf der Länge von wenigen Metern eine Spalte aufgeschlossen (siehe Kap.

3.2). Ob es sich dort tatsächlich um die Fortsetzung der Korbacher Spalte handelt oder ob sie unter der Aufschüttung auffiedert oder einer anderen tektonisch vorgezeichneten Richtung folgt, kann auf Grund der anthropogenen Aufschüttung nicht nachgewiesen werden. Östlich des Steinbruches Fisseler ist die Spalte heute nicht mehr eindeutig weiterzuverfolgen.

### **3.3 Randkarbonat im Steinbruch Fisseler**

Dem Randkarbonat als Umgebungsgestein der Korbacher Spalte gilt besonderes Augenmerk.

Es besteht aus hellgrauen bis leicht ockerfarbenen, mächtig gebankten Kalk- und Dolomitsteinen, die im Steinbruch Fisseler meist als oolithischer Schaumkalk entwickelt sind. Die Kalk- und Dolomitgesteine weisen in Aufschlüssen Bankmächtigkeiten von bis zu 0,8 m auf. Sedimentpetrographisch sind als Hauptfaziestypen dichte Mudstones und Ooid Pack- / Grainstones ausgebildet. Diese beiden Faziestypen treten wechsellagernd und sich lateral verzahnend auf. BECKER (2002) bezeichnet das Randkarbonat als schräggeschichtete Ooid-Grainstones seiner Shoal-Fazies.

Die Oolithe weisen häufig Schrägschichtungskörper im cm- bis dm-Bereich auf, die nach RICHTER-BERNBURG (1950) meist in östlicher Richtung einfallen.

Die 0,2 – 0,5 mm großen Ooide sind meist diagenetisch herausgelöst. Auf Grund der dadurch entstandenen Hohlräume, die dem Gestein ein schaumiges Aussehen verleihen, wurde das Gestein in der Literatur auch als Schaumkalk bezeichnet (z.B. RICHTER-BERNBURG, 1950).

Die detaillierte sedimentpetrographische Interpretation des Randkarbonates und seiner Diagenesegegeschichte lieferten BECKER & ZEEH (1999), BECKER (2002) und ZEEH & BECKER (2005) (siehe Kapitel 3.3.1). Auch diese Untersuchungen zeigen, dass das Randkarbonat in einem Flachwasserbereich nahe der Küste des Zechsteinmeeres abgelagert wurde.

#### **3.3.1 Diagenesegegeschichte des Randkarbonates**

Nach der Sedimentation des Randkarbonates am Ostrand des Variscischen Gebirges durchlief das Gestein die folgenden drei Diagenesephasen, in denen jeweils verschiedene Diageneseereignisse stattfanden (BECKER, 2002):

##### **3.3.1.1 Oberflächendiagenese und flache Versenkungsdiagenese**

Bereits vor dem Trockenfallen der Korbacher Bucht, noch in der Zechstein-Sequenz 1, wurde das Gestein einer Oberflächendiagenese und einer flachen

Versenkungsdiagenese unterzogen.

Hierbei kam es zu den folgenden Veränderungen im Gestein: Die instabilen Karbonatminerale Aragonit und Hoch-Mg- Calcit wurden während des HST (highstand-system-tract) im marin-phreatischen Bereich durch hypersaline Lösungen zu stabilem Niedrig-Mg- Calcit transformiert. Das Gestein wurde mit feingranularem Calcitzement zementiert und anschließend dolomitisiert.

Nach dem Trockenfallen, während der Zechstein-Sequenzen 2 und 3, wurde das Gestein durch unveränderte meteorische Fluide bei oberflächennahen Bedingungen dedolomitisiert. Dies ist auch unter geringmächtiger Überdeckung durch terrestrisches Sediment möglich. In diesem Zeitraum fand auch die Verkarstung der Randkarbonat-Oberfläche statt.

### **3.3.1.2 Tiefe Versenkungsdiagenese**

Unter der Überdeckung durch jüngere permische und triassische Sedimente wurde das Randkarbonat einer durch Styliolithen dokumentierten Drucklösung unterzogen. Es entstanden subvertikale Klüfte, welche die Styliolithe durchschlugen und mit blockigem, sparitischen Calcitzement gefüllt wurden. Dieser wurde stellenweise durch Anhydrit verdrängt.

### **3.3.1.3 Telodiagenese**

Während der Heraushebung, die nach BECKER (2002) seit dem Lias (Pliensbachium) andauert und am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges in der Oberkreide unterbrochen war, wurden offene Klüfte durch Gips zementiert.

Seit dem Pleistozän sind die bis an die Erdoberfläche herausgehobenen Zechstein-Gesteine meteorischen Wässern ausgesetzt, dies hatte Verkarstung und die Vergipsung der Anhydrite zur Folge. Auch die Bildung von grobzonierten Blockzementen in Lösungsporen, Drusen und Klüften datieren in diese spätdiagenetische Phase.

### **3.3.2 Sedimente am Top des Randkarbonates**

Am Top des Randkarbonates sind verschiedene geologische Vorgänge zu beobachten. Für die Korbacher Bucht beschreibt KULICK (1997) in einem ehemaligen Steinbruch am Krollsberg, ca. 500 m südöstlich des Steinbruches Fisseler, an der Randkarbonat-Oberkante ein 1,5 m mächtiges Profil aus dünnplattigen, dunkelgrauen, z. T. ockerfarbig verwitternden, schwach bituminösen, mergeligen Kalksteinen. Diese leiten seiner Ansicht nach zu den Stinkkarbonaten der tieferen Korbacher Bucht über. Sie treten in Bohrungen nur östlich von Korbach auf.

Des weiteren erwähnt KULICK (1997) aus dem Ostteil des Blattes Korbach, z. B. in Felsen östlich von Ober-Werbe, kieselige Bildungen an der Oberkante des Randkarbonates. Als deren westlichstes Vorkommen führt er den Schanzenberg südlich des Steinbruches Fisseler an. Am Gasthof Opperbach, an der B 251 nördlich der Ortschaft Alraft, beschreibt KULICK (1997) über dem Randkarbonat einen bis zu 80 cm mächtigen roten Tonstein. Über diesem folgen ein bis zwei in der Mächtigkeit stark schwankende, max. 1 m mächtige Kalksteinbänke, die den beschriebenen Stinkkalken am Krollsberg sehr ähnlich sind. In diesen fanden sich bis zu 10 cm große Karneolknötchen, die an der Bankoberseite gehäuft auftraten.

Nach Kulick sind im tiefsten Teil des „Braunroten Salztone“ (heute: Oberer Werra – Ton, z1Tr) unmittelbar über dem Randkarbonat bis zu 10 cm große, seltener bis zu kopfgroße Karneolknötchen zu finden. Für das Verbreitungsgebiet gibt er den Raum von Blatt 4419 Kleinenberg an der Diemel bis Blatt 5020 Gilserberg am Kellerwald an. Die Karneolknötchen bilden für die Kartierung der Grenze Randkarbonat/ Oberer Werra-Ton einen guten Leithorizont (KULICK, 1997).

Im Süddeutschen Zechsteinbecken gibt es nach PAUL (1985) in Wetterau, Spessart und Odenwald teilweise tiefreichende Verkarstungserscheinungen am Top des Werra-Karbonates, die überwiegend mit roten Tonsteinen ausgefüllt sind. Im Spessart beschreibt er an der Oberkante der Karbonat-Sedimentation eine Caliche-Kruste, die er als deutlichen Hinweis auf eine Regression am Ende der z1CA-Sedimentation anführt. Auch in allen in dieser Arbeit untersuchten Bohrungen (siehe Kap. 4 und Kap. 6) sowie in dem Profil bei Vöhl-Dorfitter (Kap. 5) und BÖKENSCHMIDT ET AL. (1999) sind die oberen Meter des Randkarbonates verkarstet, Karneolknötchen konnten nicht nachgewiesen werden. Auf das Randkarbonat folgen hier stets der Grenzhorizont und der Obere Werra-Ton.

### **3.3.3 Isotopenmessungen an der Korbacher Spalte**

Die Verkarstungsgeschichte des Randkarbonates wurde von BECKER & ZEEH (1999), BECKER (2002) und ZEEH & BECKER (2005) mit isotopengeochemischen und geochemischen Messungen im Steinbruch Korbacher Spalte untersucht.

Die Isotopenwerte von Kohlenstoff ( $\delta^{13}\text{C}$ ) und Sauerstoff ( $\delta^{18}\text{O}$ ) zeigen in der unmittelbaren Umgebung der Korbacher Spalte eine größere Spannweite als alle anderen von BECKER (2002) im Randkarbonat gemessenen Proben. In dem dedolomitierten Umgebungsgestein der Korbacher Spalte wurden jeweils ein Vertikalprofil und ein Horizontalprofil beprobt.



Die Isotopenmessungen des an der nördlichen Flanke der Spalte angelegten Vertikalprofils zeigten niedrige  $\delta^{13}\text{C}$ - und  $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopenwerte an der Steinbruch-Oberkante und in 4 m Tiefe Messwerte, die dem normal entwickelten Randkarbonat entsprechen. Dies gibt einen deutlichen Hinweis auf eine frühere Exponierung des Gesteins an der Oberfläche.

Ein Horizontalprofil wurde von N nach S jeweils bis in eine Entfernung von 15 m zur Spalte und 12 - 14 m unterhalb der Steinbruchoberkante angelegt. Die Messungen zeigen einen deutlichen Rückgang der  $\delta^{13}\text{C}$ - und  $\delta^{18}\text{O}$ -Messwerte erst in unmittelbarer Nähe der Spalte. Da die Werte jedoch nicht so niedrig sind wie im obersten Bereich des Vertikalprofils, geht BECKER (2002) davon aus, dass die Entfernung zu einer vadosen Zone größer war als an der Steinbruch-Oberkante. In 3 m Entfernung zur Spalte entsprechen die Messwerte bereits denen ursprünglichen Dolomits, so dass kein vadoser Einfluss mehr nachzuweisen ist.

Die niedrigen  $\delta^{13}\text{C}$ - und  $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopenwerte an der Steinbruchoberkante und in unmittelbarer Umgebung der Korbacher Spalte konnten nach BECKER (2002) nur durch einen ausreichenden Durchfluss von Fluiden mit aus der Bodenluft angereichertem leichtem  $\text{CO}_2$  während der Diagenese erniedrigt werden.

Als Zeitraum der Dedolomitisierung des Randkarbonates in der Umgebung der Korbacher Spalte zieht BECKER (2002) 2 Phasen in Betracht:

- den Zeitraum zwischen dem Ende der Ablagerung des Randkarbonates und der Ablagerung der Buntsandsteines. (In diesem Zeitraum sieht er einen permanenten Wechsel zwischen marinen und terrestrischen Bedingungen, unterbrochen von zwei kurzen marinen Phasen in z2 und z3. Im gesamten Zechstein herrschten zeitweise gute Bedingungen für die Dedolomitisierung des Randkarbonates durch meteorische Wässer. Der Beginn kann bereits am Top des Randkarbonates gelegen haben, da hier nach den sequenzstratigraphischen Untersuchungen von BECKER (2002) die Zechstein-Sequenz 1 endet.)
- die bis heute andauernde meteorische Phase seit dem Pleistozän.

Becker (2002) hält auf Grund der Isotopenanalysen und der paläogeographischen Lage am Rande des Zechsteinbeckens den früheren Zeitraum für wahrscheinlicher, kann aber auch die seit dem Pleistozän andauernde Exponierung als Ursache der niedrigen Isotopenwerte nicht eindeutig ausschließen.

Die  $\delta^{13}\text{C}$ -Untersuchung des karbonatischen Anteils in den Sedimenten der Spaltenfüllung lieferte nach BECKER (2002) keinerlei Hinweis auf die Beteiligung

permischen Meerwassers bei der Füllung der Korbacher Spalte, so dass die Entstehung im terrestrischen Bereich anzunehmen ist.

Da Karstspalten und Lösungshohlräume im oberen Bereich des Randkarbonates meist mit gelbem, permischem Schluffstein gefüllt sind (siehe Kap. 4 und Kap. 6), ist eine Verkarstung im erstgenannten Zeitraum nachgewiesen; eine weitere Verkarstungsphase seit dem Pleistozän überprägte diese.

### **3.4 Das Quartär im Steinbruch Fisseler**

#### **3.4.1 Quartäre Spalten**

Im Steinbruch Fisseler treten neben der permischen Spalte pleistozäne Karstspalten auf. Die mit rotbraunen, tonigen bis kiesigen Sedimenten gefüllten Spalten durchziehen im Bereich der permischen Spalte sowohl das Umgebungsgestein als auch die permische Spaltenfüllung (siehe Abb.5).

Die postpermischen Spalten sind durch Verkarstungsprozesse entstanden, die an vorhandenen postpermischen Klüften Hohlräume und Schlotten in das Umgebungsgestein und die permische Spaltenfüllung gelöst haben. Sichtbar sind diese Verkarstungserscheinungen im oberen Bereich der Südflanke der Korbacher Spalte und direkt in der permischen Spaltenfüllung.

An den Sedimentfüllungen der jungen Spalten wurden von MÜLLENHOFF (1999) Geröllanalysen durchgeführt. Diese ergaben einen Komponentenbestand von überwiegend paläozoischem Schiefergebirgsmaterial (Tonschiefer, Grauwacken, Schwarz- und Kieselschiefern und Gangquarzen), aber auch Klaste aus Buntsandstein und den Grenzsanden des höheren Zechsteins. Die klastischen Sedimente liegen in den Spalten meist geschichtet vor, so dass von einem aquatischen Transport des Materials ausgegangen werden kann.

Zeitlich parallelisiert MÜLLENHOFF (1999) die Spaltenfüllungen mit den alt- bis mittelpleistozänen „Höheren Terrassen“ des Kuh-Baches, die bei Kulick (1997) beschrieben sind, der diese auch aus Schlottenfüllungen im Zechsteinkalk aus dem Steinbruch Bauch bei Dorfitter beschreibt.

#### **3.4.2 Quartäre Überdeckung der Spalte**

Das heutige Bodenprofil im Hangenden der Korbacher Spalte wurde von MÜLLENHOFF (1999) untersucht, über der rotbraunen, pleistozänen Spaltenfüllung des untersuchten Profils trat ein mehrschichtiges Bodenprofil mit zwei pleistozänen Lagen zu Tage.

Den unteren Teil des Profils bildet ein ca. 80 cm mächtiger Basisschutt, der überwiegend aus scherbilig verwitterndem Randkarbonat und permischem Spaltenfüllungsmaterial besteht, in seinem oberen Bereich aber auch Material aus pleistozäner Spaltenfüllung mit Komponenten aus Buntsandstein und Gangquarzen enthält.

Die obere pleistozäne Lage bildet ein ca. 90 cm mächtiger Deckschutt, dessen Komponenten bei erhöhtem Schluffanteil überwiegend aus Schiefergebirgsmaterial (Tonschiefer, Grauwacken und Gangquarzen), aber auch aus Buntsandstein und Randkarbonat bestehen. Der Deckschutt ist als vollständig entkalkte Lösslehmfließerde ausgebildet, in die Terrassenmaterial des Kuhbach - Gewässersystems eingearbeitet ist. Den Deckschutt bezeichnet MÜLLENHOFF (1999) als Parabraunerde, die sich durch Lessivierungsprozesse im Lösslehm entwickelt hat. Zwischen den beiden Schuttdecken befand sich im Aufschluss eine flache, mit lehmig bis sandigem Schluff gefüllte Linse, deren gerundete Feinkieskomponenten überwiegend aus Buntsandstein und Tonschiefer, seltener aus Gangquarzen und Kieselschiefer bestanden. Komponenten aus Randkarbonat fehlten völlig. Auf Grund der undeutlich zu erkennenden Schichtung, der Form der Linse und ihrem Geröllspektrum deutet MÜLLENHOFF (1999) die Linse als fluviatiles Rinnensediment, dessen Alter vermutlich jungpleistozän ist.

### **3.4.3 Zusammenfassung der känozoischen Geschichte**

MÜLLENHOFF (1999) fasst die jüngste Landschaftsgenese im Gebiet der Korbacher Spalte wie folgt zusammen:

Die Karstspalten und Karstschlotten wurden vermutlich bereits durch eine jungtertiäre tektonische Phase angelegt und durch Verkarstung von Randkarbonat und permischer Spaltenfüllung erweitert. Im Altpleistozän lagerte das Gewässersystem des Kuhbachs über der entstandenen Karstlandschaft Terrassensedimente ab. Spätestens im Jungpleistozän, evtl. aber auch bereits während der Riss-Eiszeit, wurde diese Terrasse von einer Solifluktionsschuttdecke überdeckt. In der Riss / Würm-Warmzeit fand eine intensive Bodenbildung statt. Abschließend deckte ein holozäner Deckschutt das Profil ab. Gegen Ende der Würm - Eiszeit überlagerte eine Lösslehmfließerde als Deckschutt das Schichtpaket.

## **3.5 Die Sedimentfüllung der Korbacher Spalte**

### **3.5.1 Makroskopische Beschreibung**

Sedimentpetrologische, mineralogische und sedimentologische Analysen der an Wirbeltierknochen reichen Sedimentfüllung der Korbacher Spalte lagen bisher nicht vor. Sie besteht aus gelblichen und grau- bis rötlichvioletten karbonatischen Schluffsteinen. Makroskopisch sind im Sediment Kluste aus verwittertem Randkarbonat, mit Karbonatzement ausgeheilte Klüfte und mit Kristallen ausgekleidete Drusen zu beobachten. In weiten Bereichen ist das Material manganfleckig. In dem heute aufgeschlossenen Bereich der Spaltenfüllung können Sedimentstrukturen beobachtet werden (siehe Kap. 3.6).

#### **3.5.1.1 Randkarbonat-Kluste**

Besonders im oberen Bereich der Spaltenfüllung und an den Spaltenwänden treten häufig eckige braune Kluste auf, die bis zu mehreren Zentimetern groß sein können. Es handelt sich um karbonatisch erhaltene Kluste aus Randkarbonat, die mehr oder weniger stark verwittert sein können; das Spektrum reicht von nahezu unverwittertem Randkarbonat bis hin zu stark verwitterten, dunkelbraunen, zu Grus zerfallenden Kluste. Die braune Farbe ist auf eine Eisen- und Manganimpregnation zurückzuführen, wie auch die geochemischen Analysen von ZEEH & BECKER (2005) unterstreichen.

Es liegt nahe, dass diese Kluste aus Randkarbonat vor ihrer Einfüllung in die Korbacher Spalte längere Zeit subaerisch exponiert waren. Solche Randkarbonat - Scherben finden sich auch an der heutigen Randkarbonat-Oberfläche unterhalb des pleistozänen Bodenprofils. Im Dünnschliff lassen die dunkelbraunen Kluste ihr ursprünglich oolithisches Gefüge erkennen (Tafel 3, ).

Die Randkarbonat-Oberfläche war somit vor der Sedimentation einer Verkarstung ausgesetzt, der obere Bereich wurde durch Verwitterung mit Fe und Mn angereichert.

#### **3.5.1.2 Klüfte und Drusen**

Die gesamte Spaltenfüllung ist von dünnen, mit Calcitzementen verheilten Klüften durchzogen und enthält häufig mit Calcitkristallen ausgekleidete Drusen, die bis zu mehreren Zentimetern Größe erreichen können. Nach ZEEH & BECKER (2005) sind die mit „grob zonierte Blockcalcit“ ausgekleideten Drusen einer jüngeren Verkarstungsphase zuzuschreiben.

### **3.5.2 Petrographie der Spaltenfüllung:**

Zur Ermittlung der petrographischen Zusammensetzung wurden zahlreiche Proben röntgendiffraktometrisch untersucht, der Gesamtkarbonatgehalt (Calcit und Dolomit) wurde nach MÜLLER & GASTNER (1971) ermittelt und die Mineralzusammensetzung semiquantitativ nach TRIBUTH & LAGALY (1991) bestimmt.

Es ergaben sich die folgenden Analyseergebnisse:

Bei stark schwankendem Karbonatgehalt bis max. 50 % besteht der nichtkarbonatische Anteil überwiegend aus Quarz und zu maximal einem Drittel aus Illit, Kaolinit tritt in Spuren auf. Die rötlichviolette Färbung in manchen Bereichen des Sedimentes ist auf Spuren von Hämatit zurückzuführen. Die geochemischen Analysen von ZEEH & BECKER (2005) ergeben für diese Bereiche hohe Fe- und niedrige Mn-Gehalte, wohingegen in den gelben Anteilen der Spaltenfüllung die Mn-Gehalte höher und die Fe-Gehalte niedriger sind. Das gelbe Sediment ist mehr oder weniger intensiv von spätdiagenetisch gewachsenen Mangandendriten durchzogen, die häufig von Klüften und Rissen im Sediment ausgehend in dieses hineinwachsen, aber auch innerhalb von spätdiagenetischen Kluffüllungen auftreten (Tafel 6, ).

In Dünnschliffen wird deutlich, dass das Sediment aus Quarzkörnern besteht, die in einer feinkörnigen Matrix schwimmen (siehe Tafel 3, & ). Die Größe der Quarzkörner ist in der Regel unter 250 µm, so dass sie als Grobschluff bis Feinsand bezeichnet werden können (siehe Tafel 4, & ). Die gut sortierten Körner sind nicht gerundet. Das Verhältnis von Quarzkörnern zu Matrix variiert, in manchen Bereichen sind die Quarzkörner dicht gepackt, in manchen fehlen sie fast vollständig. Hierbei ist festzustellen, dass die grau-violetten Bereiche des Sedimentes in der Regel grobkörniger sind als die gelben Bereiche. Selten sind in Dünnschliffen Glimmerplättchen zu erkennen.

Die Matrix setzt sich aus einer Illit-Grundmasse, feinsten Quarzpartikeln und wenige µm großen, frühdiagenetisch gewachsenen, feingranularen Calcitkristallen zusammen (Tafel 3, , & ).

In einigen Bereichen ist die Matrix von poikilitisch, spät diagenetisch gewachsenem Calcit verdrängt (siehe Tafel 3, & ).

In Lösungsrückständen des Sedimentes konnten Schwerminerale nachgewiesen werden (siehe Kap 3.5.2.1.3 und Tafel 2).

Zusammenfassend kann festgestellt werden, dass sich das Gestein aus einer klastischen Komponente, bestehend aus Quarz, Illit und sehr wenig Karbonat, und

einem diagenetisch entstandenen Karbonatanteil zusammensetzt. Beide Anteile werden im Folgenden getrennt voneinander betrachtet.

### **3.5.2.1 Der klastische Anteil**

#### **3.5.2.1.1 Quarzanteil:**

Die max. 250 µm großen, eckigen Quarzkörner haben matte Oberflächen. Im REM wird deutlich, dass diese stark angelöst sind (siehe Tafel 1, - ). Auf den Oberflächen sind gelegentlich neue, winzige Quarzspitzen diagenetisch aufgewachsen (siehe Tafel 1, & ), die der kristallographischen Orientierung der Körner folgen.

Die Anlösung der Quarzkörner erschwert es festzustellen, wie die Körner transportiert wurden. Nur sehr wenige Körner, deren Oberfläche nicht angelöst ist, weisen auf einen äolischen Transport des Sedimentes hin (siehe Tafel 1, & ). Diese können allerdings auch in ein aquatisch transportiertes Sediment eingeweht sein und beweisen keinen generellen äolischen Transport des Sedimentes.

Als mögliche Ursachen für die Anlösung der Quarzkörner kommen eine Bodenbildung während der Exposition an der Erdoberfläche oder diagenetische Prozesse in Betracht. Einige der Quarzkörner innerhalb der Spaltenfüllung sind als rötlicher Karneol ausgebildet. Sie zeigen, dass im Liefergebiet des klastischen Sedimentanteiles eine Bodenbildung stattgefunden hat.

#### **3.5.2.1.2 Illitanteil**

Der Illit bildet die ursprüngliche feinkönige Matrix des Gesteins, er ist großteils, wie auch der Quarz, als klastisches Sediment in den Ablagerungsraum transportiert worden. REM - Untersuchungen zeigen aber auch, dass ein kleiner Teil des Illits im Ablagerungsraum in Form blättriger Kristalle authigen entstanden sein kann.

#### **3.5.2.1.3 Schwerminerale**

In den mit dem Rasterelektronenmikroskop untersuchten Schlämmrückständen konnten in der Fraktion < 63 µm Schwerminerale untersucht werden (siehe Tafel 2). Zirkon ist mit Abstand das dominierende Schwermineral, untergeordnet konnten Apatit, Monazit, Rutil, Granat, Anatas, Turmalin und Gold identifiziert werden. Alle Körner sind mindestens leicht kantengerundet bis gut gerundet, dies bedeutet, dass sie nicht authigen gewachsen sind, sondern aus dem Liefergebiet des Sedimentes umgelagert wurden.

Als authigen gewachsenens Schwermineral tritt gelegentlich Baryt auf, der pseudomorph nach Calcit kristallisiert ist (siehe Tafel 2, ).

### **3.5.3 Das Liefergebiet des klastischen Anteiles der Spaltenfüllung**

Die Kulm - Grauwacken des Unterkarbons am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges zeigen ein sehr ähnliches Schwermineralspektrum (DENEKE 1977), welches ebenfalls von Zirkon dominiert wird und alle begleitenden, in der Spaltenfüllung identifizierten Schwerminerale enthält.

Das Gold hat seinen Ursprung in den paläozoischen Gesteinen der etwa 4 km westlich der Korbacher Spalte gelegenen Goldlagerstätte des Eisenbergs, die bei KULICK, MEISL & THEUERJAHN (1997) ausführlich dargestellt ist<sup>14</sup>. Das Vorkommen des Goldes gibt einen deutlichen Hinweis auf den Ostrand des Variscischen Gebirges als Liefergebiet für den klastischen Anteil der Sedimentfüllung. Auch unter Berücksichtigung der paläogeographischen Situation im Zechstein ist dieses Liefergebiet das wahrscheinlichste.

Als Verwitterungsprodukt der Unterkarbonischen Gesteine wurden die Quarzkörner, die Tonmineral-Matrix und die Schwerminerale vom Ostrand des Variscischen Gebirges umgelagert und in die Sedimentfüllung der Korbacher Spalte eingelagert.

#### **3.5.3.1 Der Karbonat-Anteil:**

Der Karbonatanteil des Sediments setzt sich aus mehreren Komponenten zusammen:

1. aus klastischem Eintrag aus dem Randkarbonat, der nur einen kleinen Teil des Gesamtkarbonates liefert.
2. aus frühdiagenetisch entstandenem, feingranularem Calcit in der Matrix (Tafel 3, , & ) des Sedimentes. (Dieser entsteht nach FÜCHTBAUER (1988) in klastischen Sedimenten unter Anwesenheit einer Tonmatrix, wie dies auch bei der Sedimentfüllung der Korbacher Spalte der Fall ist.)
3. aus spätdiagenetisch entstandenem Calcit, der das Gefüge des Sedimentes in einigen Bereichen lagenweise in Form poikilitischer Calcitkristalle überwächst. (Diese umschließen stets mehrere Quarzkörner und verdrängen die Matrix weitestgehend. Nach FÜCHTBAUER (1988) entstehen poikilitische Karbonatzemente häufig als spätdiagenetische Zemente in Sandsteinen.)
4. aus spätdiagenetischen Calcit - Blockzementen in Kluffüllungen und Hohlräumen des Gesteins. (Diese Zemente können aus mehreren, späteren Diagenesephasen stammen.)

---

<sup>14</sup> In der Goldlagerstätte Eisenberg wurde das Gold vor rund 300 Ma hydrothermal angereichert, die Lagerstätte befindet sich in Kluffüllungen der „Kieseligen Übergangsschichten“ des Unterkarbons.

#### **3.5.4 Diagenese der Spaltenfüllung:**

Die diagenetisch gebildeten Karbonate in der Spaltenfüllung können mit der Diageneseabfolge im Randkarbonat (BECKER, 2002) parallelisiert werden (siehe Kap. 3.3.1).

1. Die frühdiagenetisch in der Matrix entstandenen feingranularen Calcite sind sehr bald nach der Einfüllung oder schon davor während der flächenhaften Verbreitung des Sedimentes entstanden. Dies geschah noch in den Zechstein-Sequenzen 2 und 3 während der Oberflächen- und der flachen Versenkungsdiagenese. Dies kann parallel zu der Dedolomitisierung und Verkarstung des Randkarbonates geschehen sein.
2. Die spätdiagenetisch gebildeten poikilitischen Calcizemente ersetzen bereichsweise Teile der Matrix. Sie entstanden während der tiefen Versenkungsdiagenese, dies kann nach FÜCHTBAUER (1988) gleichzeitig mit der Drucklösung im liegenden Randkarbonat abgelaufen sein.
3. Die Bildung blockiger Calcizemente in Kluffüllungen und Hohlräumen der Spaltenfüllung ist wie im Randkarbonat in dem langen Zeitraum der tiefen Versenkungsdiagenese und der Telodiagenese vermutlich in mehreren Phasen erfolgt. Mögliche Zementation durch Sulfatkristalle (Anhydrit), die heute durch Karbonatzemente ersetzt sind, sind an den Anfang dieser Phase zu stellen.



### 3.6 Sedimentstrukturen in der Spaltenfüllung

In dem heute noch aufgeschlossenen unteren Teil der Korbacher Spalte sind Sedimentstrukturen erhalten, in denen ein Ausschnitt der Sedimentationsgeschichte beispielhaft erfasst werden kann. Es sind drei Phasen (A, B, C) der Sedimenteinfüllung nachzuweisen, die jeweils in verschiedene Teilbereiche ( - ) untergliedert werden können. Die Phasen werden teilweise durch Diskordanzen voneinander getrennt. Die Sedimentstrukturen sind stark vom Relief der mit etwa 75° in südlicher Richtung einfallenden nördlichen Spaltenwand beeinflusst.

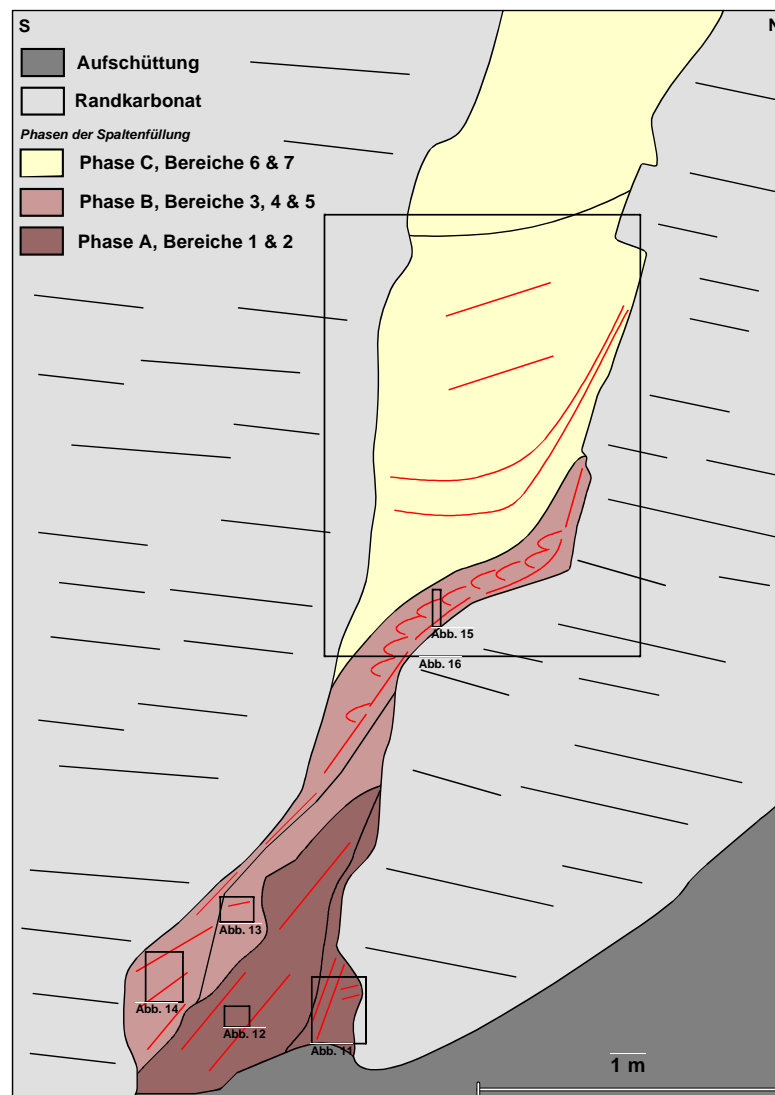


Abbildung 10 Die drei Phasen der Sedimenteinfüllung (A, B, C) können in die Bereiche - unterteilt werden. Auf Grund der von den Spaltenwänden und der jeweils älteren Spaltenfüllung vorgegebenen synsedimentären Topographie entstanden in den Bereichen unterschiedliche Sedimentstrukturen. Die roten Linien zeigen das jeweilige Einfallen der Schichtung in den verschiedenen Bereichen der Spaltenfüllung.

### 3.6.1 Phase A: Bereiche 1 (a & b) und 2

In Phase A wurde der tiefere Teil der Spalte gefüllt. In dieser Phase können 2 Teilbereiche unterschieden werden (siehe Abb. 10 & ).

#### 3.6.1.1 Bereich 1

In diesem sind zwei unterschiedlich einfallende Teilbereiche zu erkennen (1 a & 1 b). Bereich 1 a liegt unterhalb eines kleinen Überhanges der nördlichen Spaltenwand. In dem lamellar feingeschichteten, überwiegend violetten Schluff- bis Feinsandstein lassen wenige, nur 1 - 2 mm mächtige Lagen aus gelbem, schluffigem Sediment die Schichtung erkennen.



Abbildung 11 Phase A, Bereich 1: An die nördliche, mit ca. 70° nach Süden einfallende Spaltenwand aus Randkarbonat (gelblichgraubraun, im rechten Bildbereich) sind nebeneinander die Bereiche 1a und 1b angelagert, deren internes Schichtfallen stark variiert. Es handelt sich um zwei umgelagerte Sedimentpakete, deren Internschichtung aus einer Wechsellagerung von rötlichvioletten und gelbgrauen Lagen besteht. Die Internschichtung fällt im Bereich 1a mit 20° nach S und im Bereich 1b mit 70° nach S parallel zur nördlichen Spaltenwand ein. Die Sedimentpakete wurden zunächst ca. 1,5 – 2,0 m oberhalb auf einem Vorsprung der nördlichen Spaltenwand abgelagert und durch Rutschungen in den tieferen Spaltenteil umgelagert. Am linken Bildrand ist ein Teil der Sedimentfolge des Bereiches 2 angeschnitten.

Diese fällt mit 20° nach Süden ein. In der Schichtung eingeregelt treten Lagen von „mud flakes“ aus gelbem Sediment auf. Fleckenartige gelbe Bereiche sind auf größere Intraklaste oder auf kleinere Rutschungen zurückzuführen. Die Abgrenzung zu Bereich 1 b ist als scharfe, senkrecht verlaufende Grenze ausgebildet.

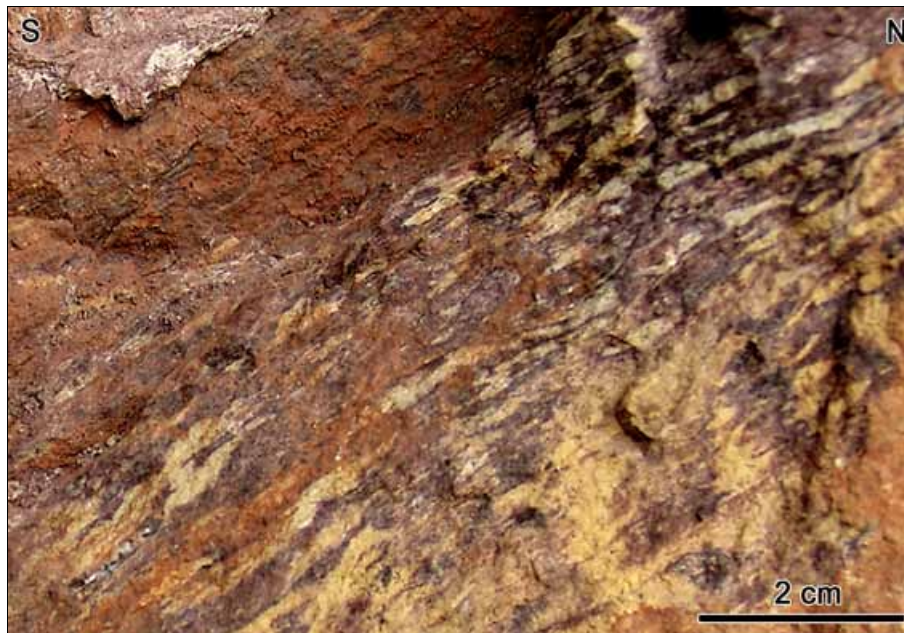
Das violette Sediment des Bereiches 1 b ist von 1 - 3 mm mächtigen Lagen aus grauem Sediment durchzogen. Die Schichtung fällt mit 70° nach Süden ein und liegt im oberen Teil des Sedimentkörpers parallel zur nördlichen Spaltenwand. Stellenweise zeigen die grauen Lagen Rutschfalten. Intraklaste aus grauem und gelbem Sediment sind meist eingeregelt. Nach Süden wird der Sedimentkörper von einer scharfen Grenze von Bereich 2 abgetrennt. Da die Schichtung mit 70° sehr steil steht, kann das Sediment nicht auf einer derart steilen Fläche abgelagert worden sein. Daraus ist zu schließen, dass es sich bei diesem Teil der Spaltenfüllung um dezimetermächtige Sedimentpakete handelt, die in einem höheren Bereich auf flachen Vorsprüngen der Spaltenwand entstanden. Sie sind später in Form zusammenhängender Sedimentpakete im plastischen Zustand in ihre heutige Position abgerutscht, so dass die interne Schichtung nun sehr steil steht. Die Bereiche 1 a und 1b dokumentieren Umlagerungsereignisse.

#### **3.6.1.2 Bereich 2**

Im Bereich 2 ist das Sediment im Millimeterbereich flaserig geschichtet, die Schichtung fällt mit 35° nach Süden ein. In dem als Matrix auftretenden violetten Schluff- bis Feinsandstein befinden sich Lagen aus grauen, seltener gelben „mud flakes“ von bis zu 3 mm Dicke (siehe Tafel 4, ). Diese sind meist in der Schichtung eingeregelt, können aber auch durch synsedimentäres Rutschen aus der Schichtung herausrotiert sein. Das violette, grobschluffige und gradierte Material dieses Bereiches ist gröber als das Material der feinschluffigen, gelben „mud flakes“.

Knochenfragmente sind in der Schichtung eingeregelt. Im oberen Bereich des Sedimentkörpers wird die Schichtung deutlicher; statt der Lagen aus Intraklaste treten durchhaltende Schichtglieder aus grauem und gelbem Feinschluff auf. Diese zeigen stellenweise synsedimentäre Rutschfalten, die während der Umlagerung des Sedimentes in der Spalte entstanden sind. Das Material ist nach der Einfüllung in die Spalte zunächst oberhalb seiner heutigen Position auf einem Vorsprung der nördlichen Spaltenwand abgelagert und danach in seine heutige Position umgelagert worden, dabei wurde es aufgearbeitet und erneut in seiner heutigen Struktur sedimentiert.

Die Begrenzung zu Bereich 3 ist als unregelmäßiges Erosionsrelief (Diskordanz) ausgebildet, welches eine kurze Phase dokumentiert, in der die Sedimentschüttung in die Spalte unterbrochen war.



**Abbildung 12 Phase A, Ausschnitt aus Bereich 2: Die mit 35° nach Süden einfallende flaserige Schichtung wird von gelblichgrauen, wenige Zentimeter großen, plattigen „mud flakes“ in einer rötlichvioletten Matrix aufgebaut. Die „mud flakes“ sind gut eingeregelt. Knochenfragmente treten in diesem Ausschnitt nicht auf.**

### **3.6.2 Phase B: Bereiche 3 bis 5**

Dieser Teil der Spaltenfüllung besteht überwiegend aus feingeschichtetem Schluff- bis Feinsandstein mit einer Wechsellagerung von rötlichvioletter Grobschluff und gelblichen, feinschluffigen Lagen. In den rötlichvioletten Lagen lässt sich häufig eine Gradierung nachweisen.

Die von Bereich 3 bis in den Bereich 5 durchgehenden Schichten lagern sich diskordant an das Relief der älteren Spaltenfüllung der Phase A sowie im oberen Teil der Phase B an die mit 30° nach Süden einfallende nördliche Spaltenwand an.

#### **3.6.2.1 Bereich 3**

Bereich 3 besteht aus homogenem gelbem Schluffstein, in dem keine Schichtung zu erkennen ist. In dem Sedimentkörper befinden sich wenige plattige Intraklaste aus grau-violettem, intern feingeschichtetem Sediment mit Durchmessern bis zu 15 cm (siehe Abb. 13). Die Begrenzung zu Bereich 4 ist unregelmäßig, von Süden zieht sich die Schichtung aus Bereich 4 in das homogene Sediment des Bereiches 3 hinein.





**Abbildung 13 Phase B, Bereich 3:** Das Sediment besteht aus homogenem gelbem Schluffstein, in dem keine Schichtung zu erkennen ist. Selten sind plattige Intraklaste aus grau-violettem, geschichtetem Schluffstein eingelagert, die bis zu 15 cm groß sind (siehe Bildmitte).

#### **3.6.2.2 Bereich 4**

Im Bereich 4 sind die Schluff- bis Feinsandsteine parallel im Millimeterbereich lamellar feingeschichtet (siehe Tafel 4, ). Die Wechsellagerung aus violetter Grobschluff bis Feinsandstein und gelbem Feinschluff ist gut zu erkennen. Häufig weisen die violetten Lagen eine Gradierung auf. Das feinkörnige, gelbe Material füllt das Kleinrelief der größeren Lagen auf. Die feinkörnigen, gelben Lagen sind nach der Sedimentation teilweise als „mud flakes“ aufgearbeitet und wie die Knochenfragmente meist schichtparallel eingeregelt.

Im Gestein treten Mikroversätze auf, die in verschiedene Richtungen einfallen und die Schichtung um wenige Millimeter versetzen (vergl. Tafel 4, & ). Sie halten vertikal nur wenige Millimeter durch, die nächstfolgenden Schichtglieder überlagern die Mikroversätze ungestört. Sie sind während der Sedimentation entstanden und auf synsedimentäre Rutschung des Sedimentes zurückzuführen.

Stellenweise treten vertikal zur Schichtung sich nach unten verjüngende Risse auf, die stets mit gelbem, feinschluffigem Sediment gefüllt sind (siehe Tafel 4, ). Wie auch die häufig aufzufindenden synsedimentären Rutschfalten können sie auf die Rutschung des Sedimentes im plastischen Zustand zurückgeführt werden (vergl. Tafel 4, ).

Das Einfallen der Schichtung nach Süden beträgt im unteren Teil des Bereichs 50°, nimmt nach oben sukzessive auf 30° ab und setzt sich nach oben bis in den Bereich 5 fort. Dies zeigt, dass das Relief aus Spaltenwand und der älteren Spaltenfüllung durch



eine kontinuierliche Sedimentation aufgefüllt wurde. Nach oben geht Bereich 4 mit einem nur wenige Zentimeter mächtigen Band aus feingeschichtetem, zumeist grau-violettem Sediment in den Bereich 5 über. Hier fällt die Schichtung mit  $50^\circ$  nach Süden ein und liegt parallel zur südlichen Spaltenwand.



**Abbildung 14 Phase 2, Bereich 4:** Das feingeschichtete Sediment aus rötlichvioletten und gelblichgrauen Lagen ist von synsedimentären Versätzen und von synsedimentären Rutschfalten (vergl. Tafel 4, ) durchzogen (im obersten Bildbereich zu erkennen).

### 3.6.2.3 Bereich 5

Auf dem mit 30° nach Süden einfallenden Teil der nördlichen Spaltenwand befindet sich ein Sedimentkörper aus zunächst wenigen Zentimetern lamellar feingeschichtetem Schluffsediment. Die Schichtung fällt mit 30° parallel zur Spaltenwand nach Süden ein. Darüber folgen Schichtungskörper im Zentimetermaßstab, die übereinander greifen und durch Diskordanzen voneinander getrennt sind (siehe Tafel 4, & ).

Diese Sedimente sind rötlichviolett bis grau violett und enthalten häufig eingeregelt gelbliche Intraklaste, die gelegentlich invers gradiert sind (Abb. 15). Plattige Knochenfragmente und selten auftretende Glimmerplättchen sind ebenfalls in die Schichtung eingeregelt.

Innerhalb der einzelnen Schichtungskörper sind verschiedene Strukturen zu beobachten (siehe auch Abb. 15):

- Wechsellagerung aus rötlichvioletten Lagen, in denen die schluffig bis feinsandigen Quarzkörner gradiert eingelagert sind, und wesentlich dünneren, feinkörnigeren, gelben Lagen.
- Lagenweise treten „mud flakes“ aus gelbem Feinschluff auf, diese weisen zum Teil inverse Gradierung auf und zeichnen die interne Schichtung der Sedimentkörper nach. Die invers gradierten „mud flakes“ sind während der Umlagerung rotiert worden.
- Sedimentkörper, in denen weder Schichtung noch Intraklaste zu erkennen sind, bestehen aus einem Resediment aus Quarzsilt und feinschluffiger bis toniger, karbonatischer Matrix.

Als synsedimentär entstandene Strukturen treten, wie auch in den Bereichen 3 und 4, Mikroversätze (vergl. Tafel 4; & ), mit gelbem Internsediment gefüllte Risse (vergl. Tafel 4; ) und Rutschfalten auf, die auch hier ein gravitatives Rutschen des Sedimentes im plastischen Zustand zeigen.

Die Begrenzungen der einzelnen Schichtungskörper zueinander sind oftmals als Diskordanzen ausgebildet (siehe Abb. 15). Die Sediment-Rutschkörper in Bereich 5 sind durch gravitatives Abgleiten des Sedimentes an der mit 30° nach Süden geneigten nördlichen Spaltenwand entstanden.

Das Sediment der Bereiche 4 und 5 wurde zeitgleich gebildet. Die Unterschiede in den Sedimentstrukturen sind auf die unterschiedliche Neigung des Untergrundes zurückzuführen.



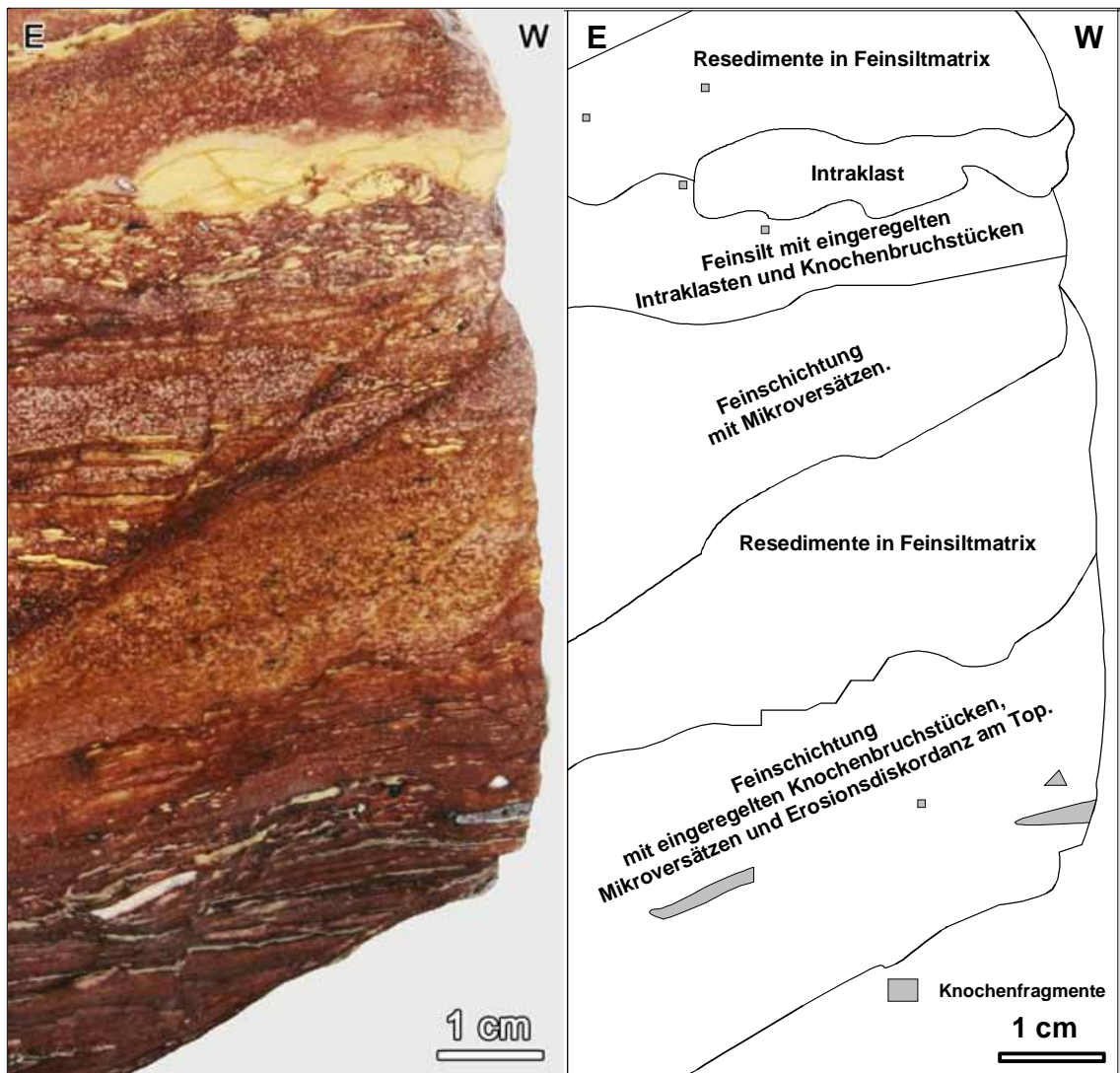


Abbildung 15 Phase B, Bereich 5: Anschliff eines Handstückes. Es sind verschiedene Schichtungskörper zu erkennen, die einander überlagern. Der unterste Schichtungskörper ist feingeschichtet aus rötlichvioletter Sediment mit gelblichgrauen Lagen. Die Schichtung ist von synsedimentär entstandenen Mikroversätzen durchzogen. Knochenfragmente sind in der Schichtung eingeregelt. Zum Hangenden wird der Schichtungskörper durch eine Erosionsdiskordanz begrenzt. Die Erosionsfläche wird von dem folgenden Schichtungskörper aus ungeschichtetem und geflecktem Resediment überlagert. Die Abgrenzung zu dem nächsten Schichtungskörper ist als Gleitfläche ausgebildet. Im Hangenden folgt erneut ein feingeschichteter Sedimentkörper, der von Mikroversätzen durchzogen ist. Darüber folgt ein Sedimentkörper aus gelben Intraklaste in rötlichvioletter Matrix, die Intraklaste sind invers gradiert und in der Schichtung eingeregelt. Einzelne „mud flakes“ sind durch synsedimentäre Rutschung leicht gefaltet. Oberhalb folgt ein mehrere Zentimeter großer Intraklast aus gelbem Feinschluffsediment. Den Abschluss bildet wieder ein Körper aus fleckig erscheinendem Resediment aus gelbem Material in rötlichvioletter Matrix, in dessen oberem Teil größere gelbe „mud flakes“ auftreten, die teilweise synsedimentär gefaltet sind.



Mit dem Ende dieser Sedimentationsphase war der untere Teil der Spalte (im heutigen Aufschluss bis in ca. 2 m Höhe) mit Sediment ausgefüllt. In dem verbleibenden freien Raum der Phase C waren die Einflüsse der Topographie der Spaltenwände nicht mehr so ausgeprägt, dass sie großen Einfluss auf die Sedimentstrukturen innerhalb der Spaltenfüllung hatten. Synsedimentäres Rutschen war an den steil stehenden Spaltenwänden nicht mehr möglich. Die Spalte wurde nun kontinuierlich mit Sediment gefüllt.

### **3.6.3 Phase C: Bereiche 6 und 7**

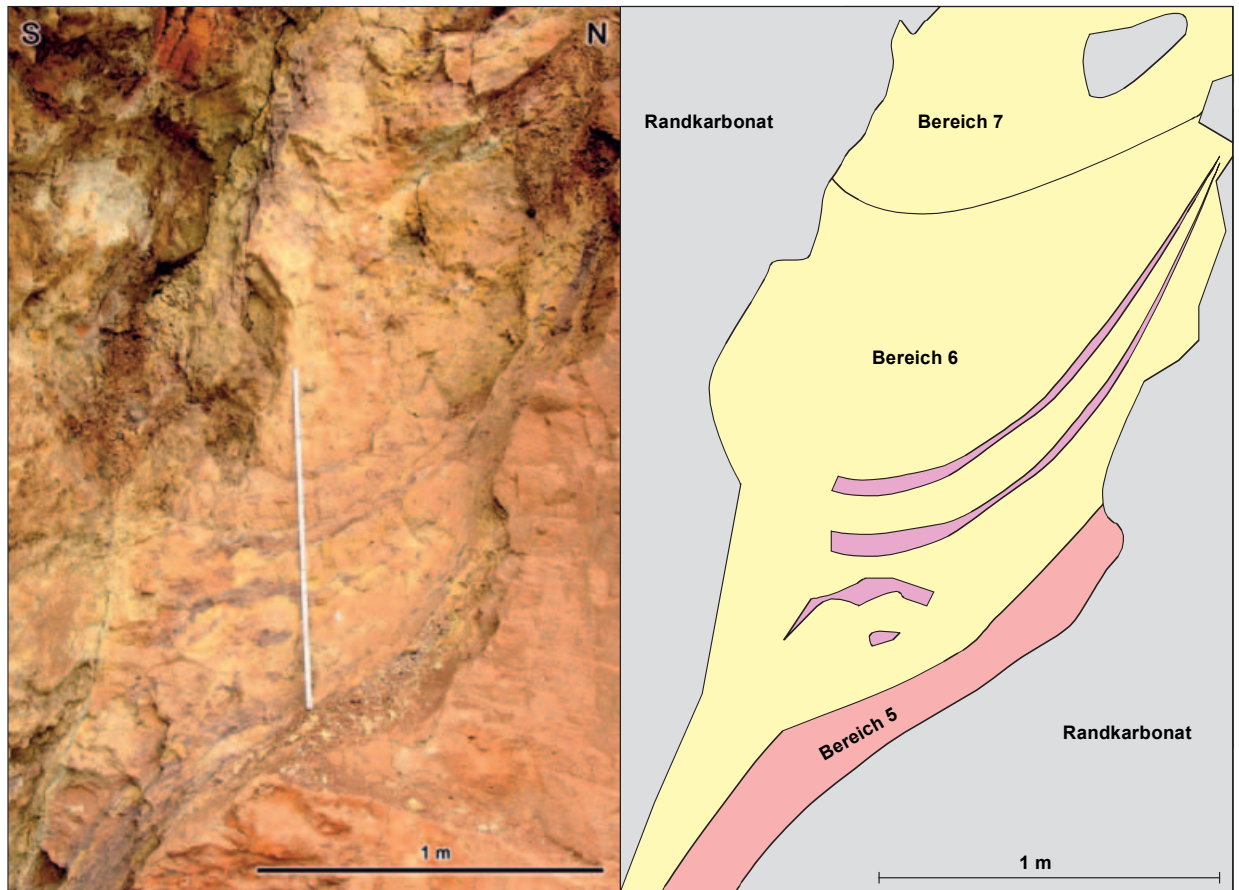
Zwischen den Phasen B und C bzw. den Bereichen 5 und 6 ist keine scharfe Grenze ausgebildet. Die Abgrenzung erfolgt auf Grund des Farbwechsels von überwiegend violetterem Sediment in Bereich 5 zu überwiegend gelbem Sediment in Bereich 6. Der Übergang ist als kontinuierliche Sedimentationsabfolge ausgebildet.

#### **3.6.3.1 Bereich 6**

Im Bereich 6 befindet sich großteils homogenes gelbes Schluffsediment, in dem auf Grund mangelnder Farbkontraste des Sedimentes keine Schichtung zu erkennen ist. Zu dem darunter liegenden Bereich 5 ist keine deutliche Grenze auszumachen, Bereich 6 geht kontinuierlich aus diesem hervor. Auffällig sind zwei Lagen aus grau-violetterem, feingeschichtetem Grobschluff mit gelben Intraklasten. Diese Lagen fallen im Zentrum der Spalte mit nur wenigen Grad nach Süden ein und lagern sich an die nördliche Spaltenwand nahezu parallel an, wo sie schließlich auskeilen (Abb. 16). Das Einfallen beträgt dort etwa 70°.

Des Weiteren treten bis zu 20 cm große, intern feingeschichtete Sedimentpakete aus grau-violetterem Material auf, die in verschiedene Richtungen einfallen und oftmals durch synsedimentäre Rutschung gefaltet bzw. verbogen sind.

Zum Hangenden nimmt die Zahl der Intraklasten ab. Größere Knochenfragmente sind in diesem Teil der Spaltenfüllung nicht eingeregelt. Entlang der südlichen Spaltenwand ist das Sediment bräunlich verwittert und von vielen Mangandendriten durchzogen, was auf die Nähe zu einer sich im Hangenden anschließenden pleistozänen Karstspalte zurückzuführen ist.



**Abbildung 16 Phase C, Bereiche 6 & 7: (Maßstab = 1 m)** Der obere, von beiden Seiten vom Randkarbonat begrenzte Teil der Korbacher Spalte zeigt die Entwicklung des Sedimentes in den Bereichen 6 und 7. Das Sediment geht mit einem kontinuierlichen Übergang aus Bereich 5 hervor, es ist keine Grenze in Form einer Diskordanz oder Ähnlichem zu erkennen. Die Bereiche wurden auf Grund des Farbunterschiedes zwischen dem rötlichvioletten Sediment in Bereich 5 und dem gelben Sediment in Bereich 6 voneinander getrennt. In dem überwiegend homogenen, gelblichen Sediment ist auf Grund mangelnder Farbkontraste keine Schichtung zu erkennen. In Bereich 6 treten in der Bildmitte grauviolette Intraklaste und durchhaltende Lagen auf, welche intern feingeschichtet sind. In der Spaltenmitte fallen die durchhaltenden Lagen leicht nach Süden ein; ihr Einfallen versteilt sich nach Norden, wo es nahezu parallel der Spaltenwand ist. Beide Lagen keilen dort aus. Die Grenze zu Bereich 7 im obersten Bildbereich wurde gezogen, weil dort die Einflüsse der pleistozänen Verkarstung und der Grabungsaktivitäten Aussagen über Sedimentstrukturen nahezu ausschließen.

### **3.6.3.2 Bereich 7**

Das heute als höchster Teil der Spaltenfüllung aufgeschlossene Sediment ist durch die pleistozäne Verkarstung und die rezente Grabungsaktivität stark gestört; an der südlichen Spaltenwand befindet sich eine pleistozäne Spaltenfüllung. Da das Sediment nicht in seinem ursprünglichen Zustand erhalten ist, können über diesen Teil der Spaltenfüllung nur unsichere Aussagen gemacht werden. Es ist zu vermuten, dass sich

die Strukturen aus Bereich 6 nach oben fortsetzen. Teilweise sind in dem homogenen gelben Sediment grauviolette, intern geschichtete Intraklaste zu erkennen. Die in weiten Teilen fehlenden Sedimentstrukturen sind auf fehlende Farbkontraste des sehr homogenen gelben Sedimentes zurückzuführen. Auch die räumliche Nähe zu einer pleistozänen Karstspalte und die damit verbundenen, zahlreichen, mit Calcit gefüllten Klüfte erschweren die Untersuchungen in der Phase C.

#### **3.6.4 Interpretation der Sedimentstrukturen in der Spaltenfüllung**

Die in der Korbacher Spalte aufgefundenen Sedimentstrukturen sind auf verschiedene Transportmechanismen für die Sedimente innerhalb der Spalte zurückzuführen.

Das Sedimentmaterial rutschte in einem wassergesättigten, plastischen Zustand in die Spalte hinein; die dabei entstandenen Sedimentstrukturen sind stark vom Relief der nördlichen Spaltenwand beeinflusst. Zahlreiche Merkmale des Sedimentes wie synsedimentäre Rutschfalten, Mikroversätze, mit Internsediment gefüllte Risse und lagenweise auftretende Intraklaste, die zum Teil invers gradiert sind, beweisen das Rutschen des Sedimentes entlang der nördlichen Spaltenwand in plastischem Zustand. Teile der Spaltenfüllung (Bereiche 3 - 5) zeigen, dass zumindest zeitweise Wasser in der Korbacher Spalte stand, in dem hineingleitendes Sediment eine Suspension bildete, aus der sich die wechsellagernden, feingeschichteten und gradierten Sedimente absetzten.

Nach CHAMLEY (1990) bilden sich Rippelstrukturen in feinkörnigem Sediment mit Komponenten von wenigen 100 µm Größe bereits bei Strömungsgeschwindigkeiten von nur wenigen cm/s. In diesem Teil des Spaltenfüllungssediments müssten bereits bei geringer Strömung Rippel entstanden sein. Da keine Rippel ausgebildet wurden, muss das Sediment in stehendem Wasser aus einer Suspension sedimentiert worden sein. Diese wurde durch kontinuierlich aus dem oberen Teil der Spalte entlang der nördlichen Spaltenwand nachrutschende Sedimente gespeist. Die Spalte war somit zumindest zu diesem Zeitpunkt teilweise mit Wasser gefüllt.

Das Sediment der Spaltenfüllung ist daher durch interne Aufarbeitung, synsedimentäres Rutschen und Gleiten, in den lamellar feingeschichteten Bereichen aber auch durch die Sedimentation in stehendem Wasser gekennzeichnet.

Die Sedimenteinfüllung in die Korbacher Spalte kann während weniger Starkregenereignisse stattgefunden haben. Hierbei wurde das Sedimentmaterial in relativ kurzer Zeit in die Spalte hineintransportiert, dort wurde es durch ein permanentes Weitergleiten zumindest zeitweise in stehendem Wasser verteilt und abgelagert.

### **3.6.5 Sedimentationsgeschichte**

Zusammenfassend lässt sich die Sedimenteinfüllung in die Korbacher Spalte wie folgt darstellen:

Das Sediment aus Phase A wurde zunächst auf einem Vorsprung der nördlichen Spaltenwand über der heutigen Position abgelagert. Dort wurde das Sediment in stehendem Wasser aus einer Suspension sedimentiert, wobei eine lamellare Feinschichtung entstand (siehe auch Bereich 4). Die Spalte war zu diesem Zeitpunkt sicherlich teilweise mit Wasser gefüllt. Darauf wurde das Sediment in Form von bis zu mehreren Dezimeter großen Sedimentpaketen (Bereiche 1a und 1b) in seine heutige Position umgelagert. Nach dem Trockenfallen der Spalte wurde auf dem Vorsprung weiteres Sediment mobilisiert und umgelagert, welches heute in Form flaseriger, graugelber Schluffstein-Intraklaste in einer rötlichvioletten Matrix in Bereich 2 vorliegt. Zum Hangenden entwickelte sich in diesem Sedimentkörper eine deutliche Feinschichtung aus rötlichvioletten und gelblichgrauen Lagen, die ebenfalls für eine Sedimentation in stehendem Wasser spricht. Mit einem Trockenfallen endete die Sedimentation der Phase A.

Die Begrenzung zu den Sedimenten der Phase B (Bereiche 3 und 4) ist als Erosionsdiskordanz ausgebildet. Zu Beginn der Sedimentation in Phase B wurde abermals Sediment in die Spalte transportiert. Zunächst wurde in Bereich 3 homogenes gelbes Sediment mit wenigen großen grau-violetten, feingeschichteten Intraklaste sedimentiert. Die Sedimente in den Bereichen 4 und 5 entstanden zeitgleich, da die Schichtung aus dem oberen Bereich bis in die Basis des Bereiches 5 durchgängig zu verfolgen ist und die Schichtung vertikal in den Bereich 3 hineinreicht. Die Unterschiede der Sedimentstrukturen basieren auf dem aus der nördlichen Spaltenwand und dem Sediment der Phase A gebildeten Relief. Die Sedimente in Bereich 4 zeigen eindeutig, dass sie in stehendem Wasser sedimentiert wurden. Das Sediment wurde nach dem Eintritt in die Spalte zunächst wieder auf dem Vorsprung der nördlichen Spaltenwand (heute Bereich 5) sedimentiert. Von dort wurde es, wie die Strukturen in Bereich 5 belegen, durch synsedimentäres Rutschen weiter in die Spalte hinein transportiert. In Bereich 4 bildete das Sediment in stehendem Wasser eine Suspension und wurde aus dieser in seiner endgültigen Schichtung sedimentiert, die wiederum durch synsedimentäres Gleiten verformt wurde. Nachdem der dortige Hohlraum (Bereich 4) mit Sediment aufgefüllt war, verflachte sich das Relief in Bereich 5, so dass sich dort eine Feinschichtung entwickeln konnte.

Beim Übergang zur Phase C ist ein kontinuierlicher Übergang hin zu einem homogenen gelblichen Sediment (Bereiche 6 und 7) mit wenigen grau-violetten Lagen und Intraklasten zu beobachten, die stets intern geschichtet sind. Diese sind oftmals ebenfalls durch synsedimentäre Rutschungsprozesse beeinflusst.

## 3.7 Die Fauna

Einen Überblick über die aufgefundene Fauna liefern SUES & MUNK (1996) und SUES, MUNK & FREY (1998) aus den 2500 Fundkomplexen, die bei jährlichen Grabungen in den Jahren 1991, 1992 und 1994 – 1998 gewonnen wurden. Es konnten Fossilien der Tiergruppen Pareiasauria (ursprüngliche Reptilien), Archosauromorpha (frühe Verwandte der Dinosaurier) und Therapsida (säugetierähnliche Reptilien) nachgewiesen werden. Die in der Korbacher Spalte überlieferte Fauna stammt somit aus einem sehr interessanten Abschnitt der Erdgeschichte, als sich aus den ursprünglichen Reptilien die Urahnen von Dinosauriern und Säugetieren entwickelten.

### 3.7.1 Taxonomie

Die folgenden Taxa wurden von SUES & BOY (1988), SUES & MUNK (1996) und SUES, MUNK & FREY (1998) in der Spaltenfüllung identifiziert<sup>15</sup>. Die fragmentarische Erhaltung der Funde lässt es oftmals nur zu, die Fossilien als einer Gattung sehr ähnlich zuzuordnen.

Reich: ANIMALIA

Unterreich: METAZOA

Stamm: Chordata

Unterstamm: Vertebrata

**Klasse: Reptilia**

#### 3.7.1.1 Unterklasse: Synapsida

**Ordnung: Therapsida**

Unterordnung: Cynodontia

Infraordnung: Procynosuchia

Familie: Procynosuchidae

Gattung: *Procynosuchus* sp. (delaharpae)

Besonders häufig finden sich in der Korbacher Spalte Unterkieferfragmente von *Procynosuchus* (Abb. 17). Aber auch Fragmente von Oberkiefer-Knochen, isolierte Zähne und Zahnkronen sowie fragmentarisch erhaltene Extremitätenknochen der Carnivoren wurden gefunden. Die *Procynosuchus* Fossilien lassen sich nach SUES & BOY (1988), SUES, SUES & MUNK (1996) und MUNK & FREY (1998) nicht von der südafrikanischen Art *Procynosuchus delaharpeae* unterscheiden. Die Gattung *Procynosuchus* ist nach CARROLL (1993) lediglich aus dem Oberperm des südlichen Afrikas bekannt.

---

<sup>15</sup> Die taxonomische Gliederung wurde nach CARROLL (1993) ergänzt.



Abbildung 17 *Procynosuchus*: Die Nachbildung ist im Diorama des Wolfgang Bonhage-Museums Korbach ausgestellt. (Foto: Jörg Kleine, Waldeckische Landeszeitung)

Unterordnung: Dicynodontia

Mehrere bisher noch nicht bestimmbare Gattungen sind durch Funde von Maxillare-Fragmenten mit Eckzähnen und einzelnen, teilweise sehr großen Eckzähnen vertreten. Nach SUES, MUNK & FREY (1998) reicht das bisher geborgene Material noch nicht für genauere taxonomische Bestimmungen aus. Alle bekannten Dicynodontia Gattungen sind nach CARROLL (1993) aus dem Oberperm und der Trias bekannt.

**3.7.1.2 Unterklasse: Anapsida**

Infraklasse: Archosauromorpha

**Ordnung: Protorosauria**

Familie: Protorosauridae

Gattung: *Protorosaurus* (ähnlich)

Archosauromorphe Reptilien sind nach SUES & MUNK (1996) durch *Protorosaurus* sehr ähnliche Fossilien und mehrere zahntragende Kieferfragmente einer bisher nicht näher bestimmbaren großwüchsigen Form vertreten. Die Familie der Protorosauridae kam nach CARROLL (1993) ausschließlich im Oberperm Europas vor, die frühesten Funde stammen aus dem Kupferschiefer, diese zeigen, dass die Tiere vermutlich herbivor lebten MUNK & SUES (1993).

**Ordnung: Captorhinida**

Familie: Pareiasauroidea

Gattung: *Parasaurus* (ähnlich)

Das Vorkommen von vermutlich herbivor lebenden Pareiasauriern ist durch zahntragende Kieferreste und Osteoderme belegt, die nach SUES & MUNK (1996) Parasaurus sehr ähnlich sind. CARROLL (1993) führt bekannte Fossilien der Unterordnung Pareiasauroidea aus dem Mittel- bis Oberperm auf. Diese Gattung ist ebenfalls aus dem Kupferschiefer belegt WILD (1985) und MUNK & SUES (1993).

#### Unterordnung: Captorhinomorpha

Familie: Captorhinidae

Hinweise auf das Vorkommen dieser herbivoren Reptilgruppe gibt ein Kieferfragment mit mehreren Längsreihen stumpf-konischer Zähne, das Material erlaubt aber keine eindeutige Zuordnung. Die weltweiten Funde der Familie Captorhinidae sind nach CARROLL (1993) auf das Perm beschränkt.

#### **3.7.1.3 Nicht näher bestimmbare Tetrapoden-Reste:**

Eine Vielzahl von Zähnen und anderen Skelettresten sowie Bruchstücke von Extremitäten- und Gürtelknochen lassen sich bisher nicht eindeutig bestimmen, hierzu wären nach SUES, MUNK & FREY (1998) besser erhaltene Schädelreste notwendig.

#### **3.7.2 Datierung der Fauna:**

Die Fossilien der überlieferten Taxa stammen ausnahmslos von Reptilien, die im Perm lebten; viele sind auf das Perm, manche sogar auf das Oberperm beschränkt, wenige existierten noch in der Trias weiter. Das Alter der Korbacher Spalte kann somit anhand der fossilen Befunde bereits als oberpermisch eingegrenzt werden.

Die von SUES & BOY (1988), SUES & MUNK (1996) und SUES, MUNK & FREY (1998) identifizierte Tetrapodenfauna weist große Übereinstimmungen mit den aus Süd- und Ostafrika sowie Russland bekannten spätpermischen Tetrapoden-Vergesellschaftungen auf (KITCHING 1977; KEYSER & SMITH 1979; VON HUENE 1950; KEMP 1979, 1980).

Diese Fundstellen können nach SUES & MUNK (1996) und SUES, MUNK & FREY (1998) allerdings lediglich indirekt datiert werden, da es sich im Gegensatz zur Korbacher Spalte um terrestrische Profile ohne lateralen Kontakt zu marinen Sedimenten handelt. Eine vergleichbare Tetrapodenvergesellschaftung des russischen Oberperms wurde von CHUDINOV (1983) in das Tatarium datiert.

Neue paläomagnetische Untersuchungen (MENNING 1986, 1991) liefern den Hinweis, dass der gesamte deutsche Zechstein stratigraphisch ebenfalls in das Tatarium zu stellen ist.



### 3.8 Taphonomie

Erste Ergebnisse zur Taphonomie der Wirbeltierfossilien sind bei SUES & MUNK (1996) und SUES, MUNK & FREY (1998) beschrieben.

Die dreidimensional erhaltenen Wirbeltierfossilien sind in der permischen Sedimentfüllung nahezu überall zu finden, nach SUES, MUNK & FREY (1998) waren lediglich die obersten 2,8 m der Spaltenfüllung fossilfrei. In manchen Bereichen, speziell zwischen den Blöcken des in Kapitel 3.2 beschriebenen Versturzhorizontes, waren die Fossilien angereichert, so dass man das Sediment stellenweise als Knochenbrekzie bezeichnen könnte. An manchen Stellen treten an den Spaltenwänden nach SUES & MUNK (1996) innerhalb der Spaltenfüllung hellgraue bis leicht violette Bereiche auf, die sehr homogen und weich sind, diese Bereiche sind besonders reich an Tetrapodenfossilien.

Nach SUES, MUNK & FREY (1998) sind Knochen und Zähne während der Diagenese stark umkristallisiert worden, im Gegensatz dazu zeigen die Untersuchungen von BÖKENSCHMIDT ET AL. (1999), dass die Fossilien phosphatisch als primäres Knochenmaterial erhalten sind. Analysen mit der EDAX zeigen, dass die Elemente Kalzium und Phosphor überwiegen und die Fossilien als ursprüngliches, apatitisches Knochenmaterial überliefert sind. Die fossilen Knochen und Zähnen sind weiß bis leicht hellblau, Brüche und die Wände von Hohlräumen sind meist dunkelblau bis violett gefärbt, SUES, MUNK & FREY (1998) deuten dies als Vivianit. Manche Knochen sind mit dünnen, rötlichen Hämatit-Tapeten überzogen.

Bei den Fossilien handelt es sich, wie bei SUES, MUNK & FREY (1998) beschrieben, um disartikulierte, primär fragmentierte Knochenbruchstücke; dies belegt, dass keine kompletten Tiere in die Spalte eingefüllt wurden. Die Tiere waren verendet, verwest und ihre Knochen zerfallen, da sie der Witterung ausgesetzt waren. Unterschiedliche Erhaltungszustände von benachbarten Fossilien weisen darauf hin, dass diese unterschiedlich lange der Verwitterung an der Erdoberfläche ausgesetzt waren. Die Fragmentierung der Fossilien kann nach SUES, MUNK & FREY (1998) möglicherweise auf die Zerstörung durch größere Randkarbonatklaste während der Einfüllung in die Spalte zurückgeführt werden. Funde kompletter Knochen sind nach HEGGEMANN & KELLER (2003) ausgesprochen selten. Das größte bisher aufgefundene Fossilfragment weist eine Länge von 15 cm auf. Intern sind die Fossilien in viele kleine Bruchstücke zerbrochen, die gegeneinander leicht versetzt sein können. Als mögliche Ursache

hierfür nehmen SUES, MUNK & FREY (1998) die frühdiagenetische Kompaktion des Spaltenfüllungssedimentes oder postsedimentäre Tektonik an.



**Abbildung 18** Unbestimmtes, ca. 3 cm langes Bruchstück eines Extremitätenknochens. Der Knochen ist entlang von Mikroklüften zerbrochen und im linken Bildbereich an einer solchen versetzt. Die Klüfte sind mit Calcizement ausgeheilt, der durch Fe bzw. Mn violett gefärbt ist.

In Dünnschliffen zeigt sich (siehe Tafel 5 Fotos - ), wie schon bei SUES, MUNK & FREY (1998) beschrieben, dass die Knochen in kleine, eckige Scherben zerbrochen sind, die leicht gegeneinander versetzt wurden. Die entstandenen Mikroklüfte sind mit Calcizement ausgeheilt und sicherlich erst nach der Einlagerung in das Sediment entstanden.

Zähne zeigen in Dünnschliffen ihre perfekt erhaltenen Konturen, auch die Schneidekanten sind vollständig überliefert. Oftmals ist die Grenze zwischen Zahnbein und Zahnschmelz noch zu erkennen, im Beispiel auf Tafel 5 (Fotos & ) wird dies im polarisierten Licht noch deutlicher, wobei in diesem Beispiel Teile des Zahnschmelzes durch Calcizement ersetzt sind.

Hohlräume (siehe Tafel 5 Fotos & ) innerhalb der Knochen, z. B. Knochenmarkkanäle, sind mit Spaltenfüllungssediment ausgefüllt. Dies spricht dafür, dass die Knochen bereits vor oder während ihrer Einfüllung in die Korbacher Spalte fragmentiert wurden und nicht etwa durch spätere tektonische Vorgänge zerbrochen. Dies schließt nicht aus, dass einige Fossilien auch von jüngeren Klüften versetzt sein können, diese lassen sich dann aber in das umgebende Sediment verfolgen und sind

somit erst nach der Einlagerung in die Spalte entstanden. Ein Beispiel hierfür findet sich auf Tafel 5 (Fotos & ).



**Abbildung 19** Das ca. 7 cm lange Schulterblatt eines bisher unbestimmten Reptils ist scharfkantig erhalten und weist keine Abrollspuren auf, die auf einen Transport schließen lassen. Das Fossil ist im Wolfgang-Bonhage-Museum der Stadt Korbach ausgestellt (aus BÖKENSCHMIDT 2003).

In dem Spaltenfüllungssediment sind die Knochen nach SUES, MUNK & FREY (1998) nicht eingeregelt. Lediglich in den im tiefsten Teil der Spalte von ihnen beschriebenen Lithoklasten mit interner Schichtung sind die Fossilien ihrer Auffassung nach parallel zu dieser Internschichtung eingeregelt. Bei diesen beschriebenen Sedimentstrukturen handelt es sich zumindest in dem heute noch erhaltenen Bereich der Spaltenfüllung nicht um eine Schichtung innerhalb von Lithoklasten, sondern um die Schichtung, die bei der Einfüllung des Sedimentes in die Spalte entstanden ist (siehe Kap. 3.6). Wie die sedimentologischen Untersuchungen zeigen, sind die Knochenfragmente in dieser Schichtung meist eingeregelt.

Die Fossilien sind scharfkantig erhalten und weisen nach SUES, MUNK & FREY (1998) keine Abrollspuren auf, die auf einen längeren Transport hinweisen würden. Nach ZIEGLER (1986) ist bei einem Transport von Fossilien in Sedimenten der Schluff- und Tonfraktion die mechanische Zerstörung nur gering. Bei dem Spaltenfüllungssediment handelt es sich um einen Schluffstein, so dass auch bei einem längeren Transport keine wesentlichen, mechanisch hervorgerufenen Veränderungen an den Fossilien nachgewiesen werden könnten. In einem Ton- bis Schluffsediment ist ein Transport der

Fossilien aus dem Liefergebiet des Sedimentes, dem Variscischen Gebirge, ohne Abrollspuren möglich. Unter Berücksichtigung der fragmentarischen Erhaltung der Knochenfossilien und des Fehlens kompletter Knochen oder von Teilskeletten muss davon ausgegangen werden, dass die Knochen transportiert und mindestens einmal umgelagert wurden.

### **3.8.1 Konsequenzen für das Alter der Fauna**

Die Tatsache, dass die Fossilien vor ihrer Einfüllung in die Korbacher Spalte mindestens einmal umgelagert wurden, bedeutet, dass das Alter der Fossilien und das Alter der Spaltenfüllung nicht identisch sind. Die Tiere müssen bereits vor dem Entstehungszeitpunkt der Spalte gelebt haben. Ebenso ist auszuschließen, dass die Fauna in der unmittelbaren Umgebung der Fossilagerstätte gelebt hat; es ist vielmehr anzunehmen, dass die Fossilien mit dem Sediment aus seinem Liefergebiet am Ostrand des Variscischen Gebirges umgelagert wurden. Die Datierungen von Fauna und Spaltenentstehung sind somit differenziert zu betrachten.

## **3.9 Die Entstehung der Spalte**

### **3.9.1 Öffnung der Korbacher Spalte**

Über die Mechanismen, die zur Öffnung der Spalte geführt haben, gab es bisher verschiedene Auffassungen. So ging KULICK (1987) ursprünglich von einer Öffnung der Spalte durch Verkarstung aus. Die Situation im Steinbruch veranlasste hingegen SUES & MUNK (1996) auf Grund des verschiedenen Einfallens der beiden aus Randkarbonat bestehenden Flanken der Spalte dazu, die Öffnung der Spalte durch ein tektonisches Ereignis zu erklären. Das Randkarbonat fällt südlich der Spalte mit 10° nach ENE und nördlich der Spalte mit 20° nach NNE ein. Der nördliche Block ist somit während der Öffnung der Korbacher Spalte rotiert worden (siehe Abb. 5).

Der obere Teil des Randkarbonates, der an der Korbacher Spalte bereits abgetragen ist, ist in der Bohrung Korbacher Spalte und im Straßenprofil bei Dorfitter tiefgründig verwittert und von Karsthohlräumen durchzogen. Diese sind teils mit Calcizementen ausgekleidet, häufig aber auch mit gelbem Schluffstein gefüllt, der dem Spaltenfüllungsmaterial gleicht; die Untersuchungen von BECKER & ZEEH (1999), BECKER (2002) und ZEEH & BECKER (2005) belegen diese Verkarstungsphase in der Zechstein-Sequenz 2 direkt nach der Regression des Zechstein 1 Meeres.

Wahrscheinlich ist eine Kombination aus Verkarstung und tektonischem Ereignis für die Öffnung der Korbacher Spalte verantwortlich. Möglicherweise hat Verkarstung an

vorgezeichneten Klüften angesetzt, sich an dieser Schwächezone rasch in das Randkarbonat eingetieft und schließlich zum Abbrechen des Blockes nördlich der Spalte geführt, der abzurutschen begann, wobei sich die Korbacher Spalte in ihrer heutigen Form öffnete.

BECKER (2002) beschreibt in seinem Modell für die Beckenentwicklung im Hessischen Zechstein für die Zechstein-Sequenz 2 Subsidenzunterschiede mit höheren Subsidenzraten im Zentrum des Beckens und niedrigeren Subsidenzraten in den Randbereichen. Dies weist darauf hin, dass es in diesem Zeitraum vermutlich tektonische Bewegungen gab, die zur Öffnung der Korbacher Spalte geführt haben können. Auch ZEEH ET AL. (2000) und ZEEH & BECKER (2005) halten eine Kombination aus Verkarstung und Tektonik als Ursache für die Öffnung der Korbacher Spalte für wahrscheinlich.

### **3.9.2 Entstehungszeitpunkt der Spalte**

Einen ersten Hinweis auf das Alter der Korbacher Spalte liefert die in ihr enthaltene Wirbeltierfauna. Da einige der Taxa auf das Oberperm beschränkt sind, ist für das Alter der Fauna und damit auch für die Korbacher Spalte das Oberperm (Zechstein) anzunehmen.

Über den Entstehungszeitpunkt der Korbacher Spalte innerhalb des Zechsteins gibt es in der Literatur verschiedene Auffassungen. KULICK & PAUL (1987) gehen davon aus, dass die Korbacher Spalte westwärts vom Oberen Werra-Ton überlagert wird, und nehmen als Entstehungszeitraum daher die Zeitspanne zwischen dem Ende der Sedimentation des Randkarbonates und dem Beginn der Sedimentation des Oberen Werra-Tones an.

Diese Auffassung teilen SUES & MUNK (1996) nicht. Auf Grund ihrer Geländebefunde stufen sie die im Hangenden der Korbacher Spalte folgenden Sedimente in das Pleistozän ein. Sie vermuten, dass Spalte und Umgebungsgestein im westlichen Umfeld des Steinbruchs ausschließlich vom Pleistozän überdeckt werden und das Zechsteinprofil oberhalb der Spalte komplett erodiert ist. Sie gehen davon aus, dass möglicherweise der Hauptdolomit im Zechstein 2 oder spätestens der Plattendolomit im Zechstein 3 als marine Ingressionen die Spalte überdeckt haben. Untersuchungen von MÜLLENHOFF (1999) zeigen, dass die Korbacher Spalte im Steinbruch von einem pleistozänen Bodenprofil überlagert wird. Die durchgeführten geophysikalischen Untersuchungen zeigen (siehe Kap. 3.2.1), dass die Korbacher Spalte an der Oberfläche auch in ihrer westlichen Fortsetzung nicht von jüngeren permischen Sedimenten überdeckt ist. Dies ist erst in ca. 150 m Entfernung der Fall, wie schon die



GK 25 (Kulick 1997) belegt, dort befindet sich die Randkarbonat – Oberfläche, wie auch in der nahe gelegenen Bohrung Korbacher Spalte (siehe Kap. 4), in etwa 35 m Tiefe.

Die bei SUES & MUNK (1996) beschriebenen Versturzböcke aus Randkarbonat innerhalb der Spaltenfüllung (siehe Kap. 3.2) beweisen, dass die Sedimentation des Randkarbonates vor der Entstehung der Spalte vollständig abgeschlossen und das Gestein an der Erdoberfläche exponiert war. Das Randkarbonat liefert also einen zeitlichen Marker für das maximale Alter der Entstehung der Korbacher Spalte.

Die durchgeführten Untersuchungen, speziell die geophysikalischen Kartierungen, führen zu dem Ergebnis, dass die Korbacher Spalte auch in der näheren Umgebung des Steinbruches an der heutigen Oberfläche nicht von jüngeren permischen Sedimenten überdeckt wird. Das jüngere Profil ist, wie auch entlang der Steinbruchkante, durch Abtragung gekappt. Die genaue zeitliche Einordnung der Entstehung der Korbacher Spalte ist somit im Steinbruch Fisseler und seiner näheren Umgebung nicht möglich.

Den Schlüssel zur Datierung des Entstehungszeitraumes der Korbacher Spalte liefern die Bohrung Korbacher Spalte (siehe Kap. 4) und das Straßenprofil bei Vöhl-Dorfitter (siehe Kapitel 5) sowie Vergleiche mit älteren Bohrungen im Bereich der Korbacher Bucht.

### **3.9.3 Offene Frage der fehlenden Flora**

Das Fehlen einer fossilen Flora in der Spaltenfüllung der Korbacher Spalte gibt noch Rätsel auf, denn in dem Sediment wurden weder Pflanzenfossilien noch Palynomorphen gefunden. Da viele der Tiere herbivor lebten, muss es im Lebensraum der Fauna eine Vegetation gegeben haben, somit sollten auch Hinweise auf diese in der Spaltenfüllung überliefert sein. Es ist zu vermuten, dass Flora und Fauna bei einer Umlagerung des Sedimentes vor der Einfüllung in die Korbacher Spalte voneinander separiert wurden bzw. dass die Pflanzenreste bei diesem Transport zerstört wurden. Im südlichsten Bereich der Korbacher Bucht, im Steinbruch Rodenbach, gibt es in den Gesteinen der Werra-Folge Hinweise auf eine reichhaltige Flora, die mit den Fossilfunden aus der Korbacher Spalte möglicherweise in Zusammenhang stehen (siehe Kap. 8).

## 4 Die Bohrung Korbacher Spalte

Die gekernte Forschungsbohrung wurde im Juni 1999 im Auftrag des Hessischen Landesamtes für Umwelt und Geologie (HLUG) niedergebracht. Ihr Ansatzpunkt befindet sich ca. 250 m westlich des Steinbruches Fisseler.

Ziel der Bohrung war es, in unmittelbarer Nähe der Korbacher Spalte das lithostratigraphische Normalprofil des Zechsteins zu erbohren und die Schicht zu identifizieren, welche das Werra-Karbonat und somit auch die Korbacher Spalte überlagert. Dieser Ansatzpunkt der Bohrung wurde ausgewählt, da an dieser Stelle das Leine-Karbonat (z3CA) in Form von Lesesteinen auftritt. Auf Grund der verschiedenen Auffassungen über den Entstehungszeitraum (KULICK 1987; SUES & MUNK 1996) der Korbacher Spalte war es notwendig, den Profilvereich zwischen Randkarbonat (z1CA) und Leine-Karbonat (z3CA) möglichst vollständig zu erbohren.

<b>Ansatzpunkt:</b>		<b>Blatt:</b> 4719 Korbach	
<b>R:</b> 3491504	<b>H:</b> 5680620	<b>Höhe:</b> 392,5 m ü. NN	
<b>ET:</b> 97 m	<b>Bohrjahr:</b> 1999		
<b>Auftraggeber:</b> HLUG	<b>Lagerung:</b> HLUG (Aumenau)	<b>Bezeichnung:</b> A 99/BK-1	
<b>Erbohrte Stratigraphie:</b> Zechstein 1 bis Zechstein 3			
<b>Literatur:</b> BÖKENSCHMIDT ET AL. (1999)			
Teufe/m	Mächtigkeit/m	Symbol	Lithostratigraphie:
- 0,84	0,84	q	Pleistozän
- 1,64	0,80	z3T	Unterer Leine-Ton
- 9,20	7,56	z2T	Oberer Staßfurt-Ton
- 11,60	2,40	z2CA	Staßfurt-Karbonat „Hauptdolomit
- 16,13	4,53	z2T	Unterer Staßfurt-Ton
- 29,94	13,81	z1ANr	Oberes Werra-Sulfat
- 35,22	5,28	z1Tr	Oberer Werra-Ton
- 35,48	0,26	z1Trg	Grenzhorizont
- 80,00	44,52	z1CA,b	Oberes Werra-Karbonat „Randkarbonat“
- 97,00	Endteufe	z1CA,a	Unteres Werra-Karbonat „Stinkkalk“

**Tabelle 3 Bohrung Korbacher Spalte**

Der Bohrkern erbrachte nach 0,84 m quartären Materials rotbraune Ton- bis Feinsandsteine aus der Basis des Zechstein 3. Darunter sind die Folgen Staßfurth und Werra vollständig erschlossen. Der Ansatzpunkt der Bohrung befindet sich somit nicht im Leine-Karbonat, sondern in dem darunter liegenden klastischen Sediment des Unteren Leine-Tones. Das Leine-Karbonat bildet die südlich des Bohrpunktes gelegene Bergkuppe. Die Lesesteine auf dem Acker nahe des Bohrpunktes sind als Komponenten der pleistozänen Fließerde anzusprechen, die hier den Zechstein überdeckt.

Am Top des Randkarbonates wurde an der Basis des Oberen Werra-Tones zwischen 35,22 m und 35,48 m (siehe Abb. 20) ein Horizont aus gelbem bis grauvioletterm

Schluffstein erbohrt, der makroskopisch der Spaltenfüllung der Korbacher Spalte gleicht. Dieser Horizont wird im Folgenden als Grenzhorizont bezeichnet.

Da im hangenden Zechsteinprofil keine Sedimente erbohrt wurden, die der Spaltenfüllung ähnlich sind, beschränkt sich die Untersuchung des Bohrkernes auf den Bereich vom obersten Randkarbonat bis in den Oberen Werra-Ton.

#### **4.1 Randkarbonat**

Das aus dichten und schaumigen Kalk- und Dolomitsteinen aufgebaute Randkarbonat weist in den obersten Metern eine bräunliche Verwitterungsfarbe auf, so dass davon ausgegangen werden kann, dass dieser Teil während des Perms an der Erdoberfläche exponiert und der Verwitterung ausgesetzt war. Von 35,48 m bis ca. 56 m treten deutliche Verkarstungshohlräume auf, die oft mit einem gelblichen, karbonatischen Schluffstein gefüllt (Tafel 6, ) oder mit Calcit-Blockzement ausgeheilt sind. Dieser entspricht makroskopisch sowohl dem Grenzhorizont oberhalb des Randkarbonates in der Bohrung als auch dem Grenzhorizont im Profil Dorfitter (siehe Kap. 5). Makroskopisch gleicht dieses Sediment ebenfalls den gelblichen Bereichen der Spalten-Füllungen in Dorfitter und der Korbacher Spalte.

Das oolithische Gefüge des Gesteins wird im Dünnschliff deutlich (Tafel 6, & ). Klüfte und nicht mit feinkörnigem Sediment gefüllte Hohlräume sind mit blockigem Calcizement ausgeheilt.

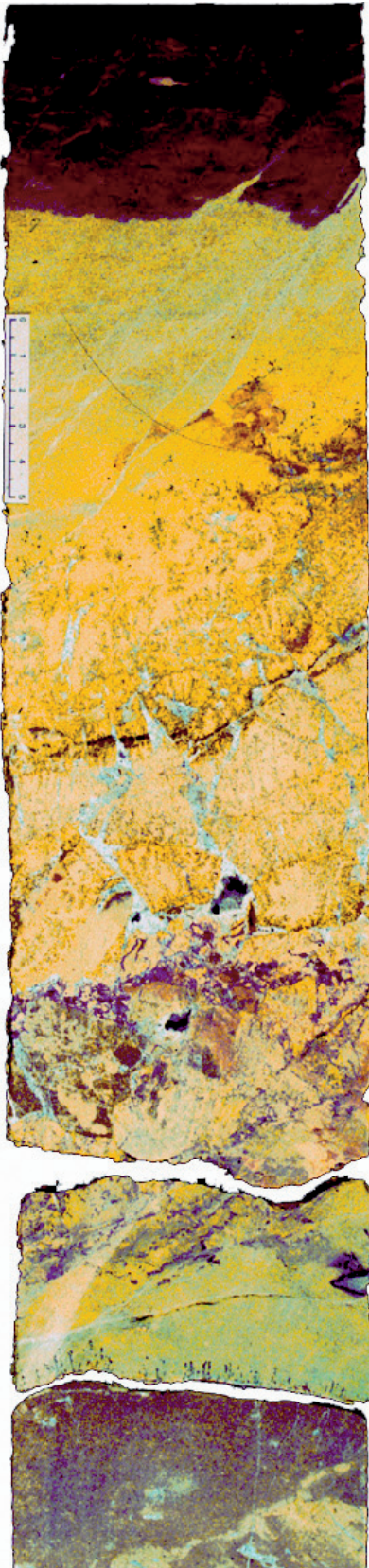
Im Dünnschliff zeigt sich, dass die bis zu 250 µm großen Ooide herausgelöst sind. Die Hohlräume sind mit dünnen Säumen aus feingranularem Calcizement ausgekleidet (Tafel 6, ). Die inneren Hohlräume sind mit Calcit - Blockzement gefüllt. Zwischen den Ooiden findet sich feingranularer Calcit. Klüfte sind mit spät-diagenetisch gebildetem Calcit-Blockzement ausgeheilt.

#### **4.2 Grenzhorizont**

Makroskopisch stellt sich der Übergang vom z1CA in den z1Tr (Abb. 20) in der Bohrung wie folgt dar:

Zwischen 35,22 m und 35,41 m ist ein gelblicher, karbonatischer Schluffstein erbohrt, der starke Ähnlichkeit zu den gelblichen Bereichen der Spaltenfüllung der Korbacher Spalte aufweist. Darunter, zwischen 35,41 m und 35,48 m, liegt ein grauvioletter, schluffiger Ton, der makroskopisch dem grauvioletten Anteil der Spaltenfüllung der Korbacher Spalte gleicht.





**Oberer Werra-Ton:**

Feingeschichteter, karbonatisch gebundener Schluffstein mit wenigen aufgearbeiteten Klaste aus dem liegenden Grenzhorizont.

**35,22 m**

**Grenzhorizont:**

Die Grenze zum hangenden Oberen Werra-Ton ist im Bohrkern als scharfe Linie ohne Übergang zu erkennen. Durch dünne, mit Calcit ausgeheilte Klüfte ist sie versetzt.

In dem Grenzhorizont ist keine Schichtung erkennbar.

Spätdiagenetisch entstandene Mangandendriten durchziehen weite Bereiche des karbonatisch gebundenen Schluffsteins.

Klüfte und Lösungshohlräume sind mit Calcitcement gefüllt, wenige Resthohlräume sind offen.

Intraklaste werden von Calcitcement umgeben.

Scherbige, stark verwitterte Klaste aus dem liegenden Randkarbonat.

**35,48 m**

**Randkarbonat:**

Die typisch bräunliche Verwitterung stammt aus einer permischen Verkarstungsphase.

Lösungshohlräume sind mit dem Sediment des Grenzhorizontes ausgefüllt

Abbildung 20 Der Grenzhorizont in der Bohrung Korbacher Spalte.

Der Grenzhorizont besteht in dieser Bohrung aus durchschnittlich 50 % Karbonat (Dolomit und Calcit). Der klastische Anteil setzt sich sehr gleichmäßig im Verhältnis 4:1 aus Quarz und Illit zusammen.

Das Sediment besteht aus nicht gerundeten, eckigen Quarzkörnern im Schluff- bis Feinsand-Bereich, selten sind gerundete Quarzkörner von bis zu 500 µm Größe zu finden. Die Matrix besteht aus feinkörnigem Karbonat und Illit.

Im unteren Teil treten bis zu mehrere Zentimeter große Randkarbonatklaste auf, diese sind stark bräunlich verwittert; ihre Größe nimmt nach oben bis auf wenige Millimeter ab. Die Klaste weisen Klüfte auf, die bereits vor ihrer Einbettung schon ausgeheilt waren und sich nicht in das Sediment des Grenzhorizontes fortsetzen. Fleckenweise ist das Sediment sehr feinkörnig, in diesen Bereichen finden sich nur wenige oder keine Quarzkörner, das Sediment besteht dort überwiegend aus tonig-karbonatischer Matrix. Horizontale Strukturen können als Relikte ehemaliger Schichtung oder als aus der Kompaktion des Sedimentes resultierend interpretiert werden. Es treten horizontale Lagen auf, in denen das Gefüge des Gesteins durch spätdiagenetisch entstandene, poikilitische Calcitkristalle überprägt ist, die den größten Teil der Matrix verdrängt haben (Tafel 6, ).

Zum Karbonatgehalt ist in den Röntgendiffraktogrammen der Proben zu beobachten, dass der Dolomit im unteren Teil des Grenzhorizontes dominiert und nach oben abnimmt, dort wird die Karbonatphase vom Calcit bestimmt. Der Karbonatanteil ist, abgesehen von den Randkarbonatklaste, diagenetisch entstanden.

In Dünnschliffen zeigt sich, dass das Material des Grenzhorizontes im Bohrkern größtenteils durch Klüfte brekziiert ist, das Material ist in Fragmente zerbrochen und die dabei entstandenen Hohlräume sind mit calcitischem Blockzement ausgefüllt. Neben jungen Klüften weisen die Fragmente auch ältere Klüfte auf. Im oberen Bereich treten in den Fragmenten feine, parallele Risse auf, die mit Calcitzement gefüllt sind. Kleine Lösungsporen im Gestein von nur wenigen µm Größe sind mit feingranularem Calcitzement ausgekleidet und mit Blockzement ausgefüllt, wie dies auch bei größeren Lösungshohlräumen der Fall ist.

Das Gestein ist, ausgehend von Klüften und Rissen, fleckig von Mangandendriten durchzogen, die spätdiagenetisch entstanden sind.

In der Bohrung Korbacher Spalte konnten in dem Grenzhorizont keine permzeitlichen Wirbeltierfossilien beobachtet werden.

Da das gesamte Material, wie die Untersuchungen zeigen, in seiner mineralischen Zusammensetzung und seiner Diagenesegeschichte dem Spaltenfüllungssediment

gleich, ist davon auszugehen, dass es sich um den Horizont handelt, der nach der Regression des Randkarbonatmeeres und während der Öffnung und der Verfüllung der Korbacher Spalte die Landoberfläche bildete. Der im Hangenden folgende Obere Werra-Ton stellt somit die Überdeckung der Korbacher Spalte dar.

### **4.3 Oberer Werra-Ton**

Das rötlichbraune Sediment setzt sich durchschnittlich zu einem Viertel aus Karbonat und im klastischen Anteil im Verhältnis 3:1 aus Quarz und Illit zusammen.

Im Oberen Werra-Ton sind die Quarzkörner ebenfalls eckig, die umgebende karbonatisch-tonige Matrix ist durch Hämatit rot gefärbt. Horizontale Lagen lassen eine Feinschichtung des Sedimentes vermuten (Tafel 6, & ). Feinkörnig erscheinende, dunkelrote Lagen stellen sich bei gekreuzten Polarisatoren als Lagen heraus, die von spätdiagenetisch gebildetem poikilitischem Calcizement überprägt sind, sie enthalten nur wenige Quarzkörner. Es treten kleine Lösungsporen auf, die mit dünnen Säumen aus granularem Calcizement ausgekleidet sind; der Restporenraum ist meist vom blockigen Calcizement ausgefüllt. Helle, bis 1 cm mächtige Lagen bestehen aus Feinsandstein, in dem die eckigen Quarzkörner dicht gepackt sind und die Matrix durch spätdiagenetische, poikilitische Calcizemente verdrängt ist.

### **4.4 Ergebnisse der Bohrung Korbacher Spalte**

Das erbohrte lithologische Profil ist für die Zechsteinsedimente in der Korbacher Bucht exemplarisch entwickelt. Am Top des Randkarbonates ist eine Verkarstungsphase während der terrestrischen Exposition nach der Regression des Zechstein 1 Meeres dokumentiert.

Darüber folgt der Grenzhorizont, dessen Sediment der Spaltenfüllung der Korbacher Spalte sowohl makroskopisch als auch in seiner mineralischen Zusammensetzung sowie der diagenetischen Entwicklung gleicht. Wirbeltierfossilien konnten im Grenzhorizont nicht nachgewiesen werden.

Da sich in der Bohrung oberhalb des Grenzhorizontes bis in den Zechstein 3 hinein keine Sedimente finden, die der Spaltenfüllung ähneln, ist der Grenzhorizont ein wichtiger Anhaltspunkt für die Datierung der Korbacher Spalte.

Die Sedimente des Grenzhorizontes wurden nach der Regression des Zechsteinmeeres im Zechstein 1 aus dem Variscischen Gebirge auf die vom Randkarbonat gebildete Landoberfläche umgelagert. Neben der flächenhaften Verbreitung im Bereich der ehemaligen Korbacher Bucht wurde dieses Sediment auch in die durch tektonische

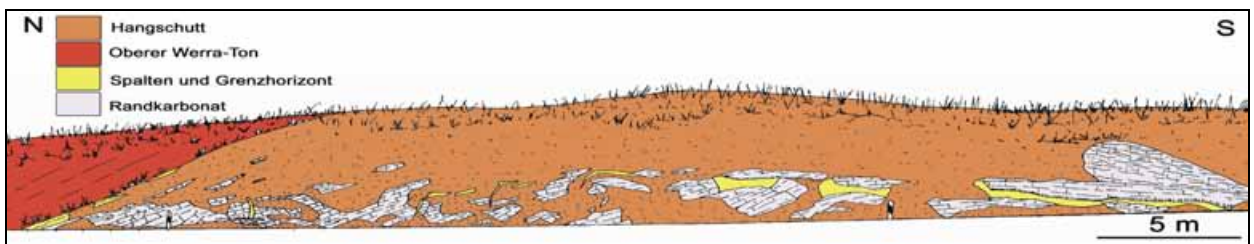
Bewegung und Verkarstung entstandenen Hohlräume am Top des Randkarbonates eingetragen. Der wohl größte dieser Hohlräume war die Korbacher Spalte.

Mit der Sedimentation des im Hangenden folgenden Oberen Werra-Tones, der den Grenzhorizont und die Korbacher Spalte abdeckt, war die Entstehungsgeschichte der Korbacher Spalte bereits abgeschlossen.

## 5 Das Profil Dorffitter

Das erstmals bei BÖKENSCHMIDT ET AL. (1999) beschriebene Straßenprofil bei Vöhl - Dorffitter befindet sich ca. 2,5 km südlich der Korbacher Spalte am Westhang des Knappenberges bei **R**: 349183; **H**: 567837 und 375 m ü. NN.

Durch den Bau der Gemeindestraße um 1995 wurden beiderseits der Straße Böschungen angelegt.



**Abbildung 21 Das Profil bei Vöhl – Dorffitter (östliche Straßenböschung), verändert nach BÖKENSCHMIDT ET AL. (1999). In dem anstehenden Randkarbonat sind bis zu 20 cm weit geöffnete, mit gelblichem Sediment gefüllte Spalten zu erkennen. Im linken Bildbereich wird das Randkarbonat von dem gelben Sediment des Grenzhorizontes und dem rötlichbraunen Oberen Werra-Ton diskordant überlagert.**

Die Basis des Knappenberges bilden gefaltete Sedimente des Unterkarbons, über denen diskordant die Zechsteinfohlen z1 – z3 entwickelt sind.

Die aus der Bohrung Korbacher Spalte (siehe Kap. 4) bekannte Situation am Top des Randkarbonates wurde in dem dargestellten Profil erstmals an der Erdoberfläche aufgefunden.

In dem Straßeneinschnitt stehen das Randkarbonat und der darüber folgende Obere Werra-Ton an. Im Bereich des Randkarbonates sind mehrere bis zu 20 cm breite Spalten aufgeschlossen, die mit gelbem, seltener auch graugraviolettem Schluffstein gefüllt sind. Die Spalten sind beiderseits der Straße aufgeschlossen, in der östlich exponierten Böschung sind sie jedoch deutlicher erkennbar und zahlreicher. Hier ist eine etwa 20 cm breite Spalte über mehrere Meter parallel zur Straße verlaufend zu erkennen. Die Spalten weisen verschiedene Streichrichtungen auf, so dass von einem Spaltensystem gesprochen werden kann (BÖKENSCHMIDT ET AL. 1999).

Die Schluffsteine der Spaltenfüllungen sind makroskopisch der Spaltenfüllung der Korbacher Spalte sehr ähnlich und enthalten ebenfalls oberpermisches Knochenmaterial (BÖKENSCHMIDT ET AL. 1999) (siehe Kap. 5.4).

Im Hangenden folgt zwischen Randkarbonat und Oberem Werra-Ton der schon aus der Bohrung Korbacher Spalte (siehe Kap. 4) bekannte, etwa 45 cm mächtige

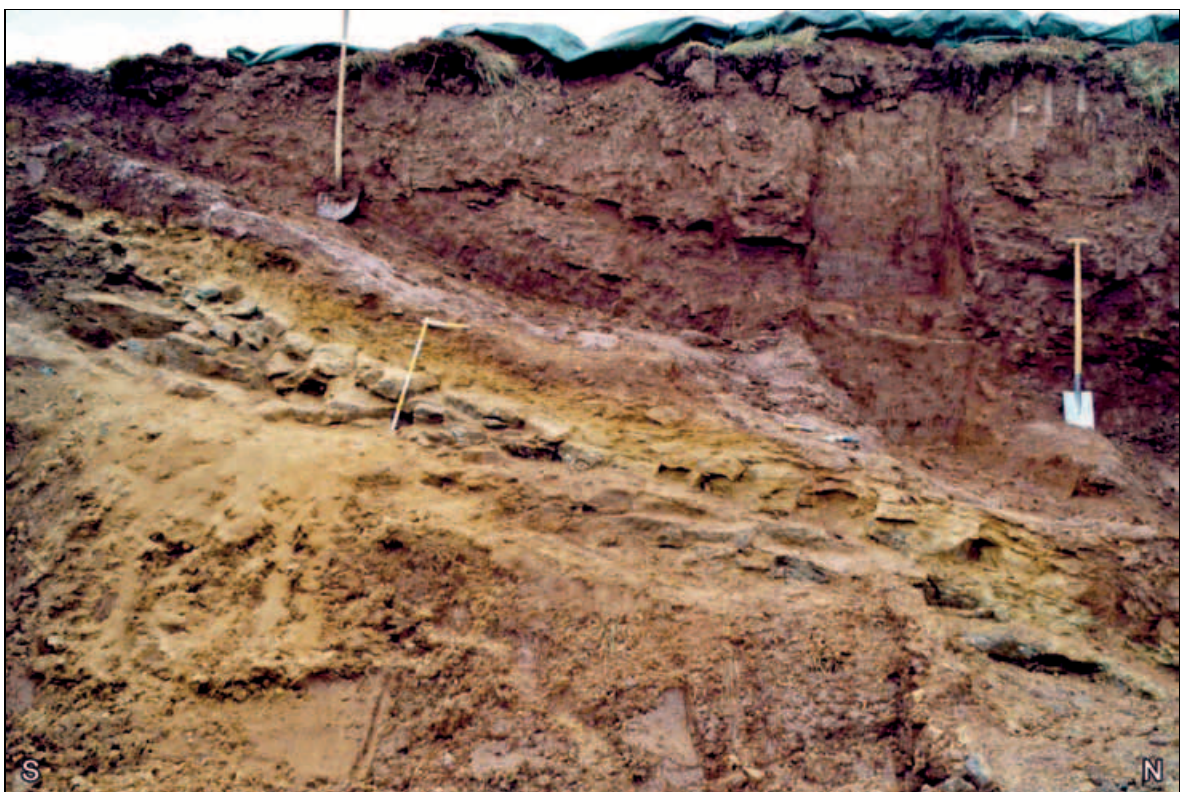


Grenzhorizont aus gelbem Schluffstein, der makroskopisch ebenfalls den oben erwähnten Spaltenfüllungssedimenten und dem Füllungssediment der Korbacher Spalte gleicht. Dieser Horizont enthält wenige Knochenbruchstücke, die in Schlämmpfropfen nachgewiesen werden konnten.

Den Abschluss des Straßenprofils bildet der Obere Werra-Ton in Form von feingeschichteten, rötlichbraunen Ton-, Schluff- und Feinsandsteinen.

Hangaufwärts in nördlicher Richtung steht in einer weiteren Straßenböschung (R: 349185; H: 567845 und 385 m ü. NN) das Staßfurt-Karbonat mit typischen kavernen Kalksteinen an. Der Obere Werra-Anhydrit im Hangenden des Oberen Werra-Tones ist in der Umgebung des Profils nicht aufgeschlossen.

Zur detaillierten Untersuchung des Profils wurde im September 2001 an der westlich exponierten Böschung in Zusammenarbeit mit W. Munk (SMNK) eine Grabung durchgeführt. Bei dieser wurde das Profil von der Geländeoberkante bis auf die Randkarbonat-Oberfläche aufgegraben, das Gesamtprofil gereinigt, aufgenommen und beprobt.



**Abbildung 22** Das Profil Dorfitter (westliche Straßenböschung) nach der Grabung im Jahr 2001. Über dem mit 12° nach Nordosten einfallenden, gebankten Randkarbonat folgen der Grenzhorizont (gelbes Sediment) und der Obere Werra-Ton (rötlichbraunes Sediment). Die in Kap. 5.1 dargestellte Profilaufnahme wurde im nördlichen (rechten) Bereich des dargestellten Profils durchgeführt, als Bezugsfläche diente die Geländeoberkante.

## 5.1 Profilaufnahme:

Quartär	<p>Geländeoberkante bis 20cm <b>Mutterboden</b></p> <p>bis 100cm <b>Quartäre Solifluktuionsdecke:</b> rotbrauner, schluffiger Ton, wenig verfestigt, kalkhaltig, mit vereinzelt Kalksteingeröllen, diese sind teilweise gut gerundet bis faustgroß.</p>
Oberer Werra-Ton	<p>bis 292 cm <b>Oberer Werra-Ton:</b> rotbrauner Ton bis Feinsandstein, feingeschichtet, kalkhaltig, wenig verfestigt,</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>• zwischen 100 und 130 cm Abschnitt mit dünnen Feinsandsteinlagen, verfestigt, hellgrau, karbonatisch gebunden, nicht durchhaltend &gt; 1 cm mächtig,</li> <li>• bei 160 cm graue bis rötlichgraue karbonatisch gebundene Feinsandsteinbank, dicht, bis 4 cm mächtig, diese steht südlich (links) neben dem Profil an und würde bei ca. 160 cm in das Profil laufen, sie keilt jedoch aus und biegt mit der Schichtung um,</li> <li>• bei 188 cm max. 3 cm mächtige Feinsandsteinlage, hellgrau, verfestigt, karbonatisch gebunden, geklüftet, durchhaltend. Einfallen: 020/10,</li> <li>• zwischen 210 und 225 cm vereinzelt Knauer aus Feinsandstein, karbonatisch gebunden, rotbraun, Durchmesser bis 5 cm,</li> <li>• ab 245 cm bis 292 cm Farbübergang zum liegenden gelben Sediment, weiterhin schluffig toniges Sediment, wenig verfestigt, plastisch, karbonatisch.</li> </ul>
Grenzhorizont	<p>bis 340 cm <b>Grenzhorizont:</b> 48 cm gelber, karbonatischer Schluffstein, teils stark verfestigt, ohne erkennbare Schichtung, durchzogen mit Calcitadern, zahlreiche Calcitdrusen und Schlieren, häufig von Mangandendriten durchzogen. In den unteren 10 cm braune Klaste (Scherben) aus verwittertem Randkarbonat (in situ zersetzt). Lateral wird der gelbe Horizont im Aufschluss geringer mächtig, nach Süden (links) im Profil Abnahme der Mächtigkeit (evtl. Paläorelief). Einfallen der Oberfläche: 347/12.</p>
Randkarbonat A1Ca	<p>bis ca. 8,0 m <b>Randkarbonat:</b> im Profil bis ca. 400 cm aufgeschlossener Kalkstein, gebankt, hellgrau, teilweise dicht, teilweise oolithisch, stark geklüftet, bis in die tieferen Aufschlußbereiche stark kavernös, Hohlräume teils mit Calcitzementen und teilweise mit gelbem Schluffstein (Grenzhorizont) gefüllt. Oberer Bereich vom Top und von den Spalten ausgehend graubraun verwittert, teilweise dunkelbraun primär verwittert. Die Oberfläche zum Hangenden (Grenzhorizont) ist als scharfe Grenze mit einem welligen Kleinrelief und Verkarstungserscheinungen ausgebildet. Einfallen der Randkalkoberfläche im Profilschurf: 040/12.</p>

## 5.2 Das Randkarbonat

Das Randkarbonat ist im Profil Dorfitter stark geklüftet und gebankt, die einzelnen Bänke sind bis zu 0,8 m mächtig. Wechsellagernd treten für das Randkarbonat übliche, dichte und oolithische hellgraue Kalk- und Dolomitsteine auf.

Die Ooid Pack- bis Grainstones entsprechen auch in diesem Profil der Ooid-Shoal-Fazies von BECKER (2000). Die gut sortierten Oolithe weisen oftmals eine deutliche Feinschichtung auf, die in Form von Schrägschichtungen entwickelt ist. Die

mehrschaligen Ooide sind meist diagenetisch aus dem Gestein herausgelöst, so dass dieses ein schaumiges Aussehen erhalten hat.

Entlang der Spalten und größeren Klüfte ist das Randkarbonat in braune Scherben zerlegt, die teilweise als Komponenten in den Spaltenfüllungen eingelagert sind. Weiterhin weist das Randkarbonat nicht nur in der Umgebung der Spalten Lösungshohlräume auf, die mit gelbem Schluffstein gefüllt sind. Die Hohlräume sind auf eine Verkarstungsphase zwischen dem Ende der Sedimentation des Randkarbonates und vor der Ablagerung des Grenzhorizontes zurückzuführen.

### **5.3 Die Spaltenfüllungen**

Bei Dorfitter erreichen die Spalten eine maximale Breite von 20 cm. Sie sind meist mit einem gelblichen, seltener mit einem grau-violetten, karbonatischen Schluffstein gefüllt. Die sedimentpetrographische Zusammensetzung der Spaltenfüllungen besteht aus bis zu 65 % Gesamtkarbonat (Calcit und Dolomit). Auch hier besteht der Karbonatanteil aus frühdiagenetisch entstandenem, feingranularem Zement in der Matrix und spätdiagenetischen poikilitischen Calcitcementen, die in einigen Bereichen die Matrix teilweise ersetzt oder verdrängt haben.

In dem nichtkarbonatischen Anteil des Sedimentes ist Quarz mit zwischen 60 und 90 % das dominierende Mineral, der Rest besteht aus Illit; Kaolinit tritt selten und nur in Spuren auf.

Als Komponenten sind in die Schluffsteine häufig bis zu mehrere Zentimeter große Randkarbonat-Bruchstücke eingebettet. Diese sind dunkelbraun und teilweise bis zu Grus verwittert. Viele dieser dunkelbraunen Klaste lassen im Dünnschliff noch ihr ursprüngliches oolithisches Gefüge erkennen (BÖKENSCHMIDT ET AL. 1999). Es zeigt sich, dass die Spaltenfüllungen aus dicht gepackten, schlecht gerundeten und gut sortierten Quarzkörnern im oberen Schluffbereich bestehen. Diese sind von einer feinkörnigen, aus Illit und Karbonat bestehenden Matrix umgeben.

Die Schluffsteine sind von zahlreichen mit Calcitcementen ausgeheilten Klüften durchzogen. Des Weiteren ist das Sediment mehr oder weniger intensiv mit spätdiagenetisch gebildeten Mangandendriten durchwachsen.

Die Spaltenfüllungssedimente von Dorfitter enthalten 2 - 3 mm große Knochenfragmente (Tafel 7, & ), die, wie bei BÖKENSCHMIDT ET AL. (1999) beschrieben ist, auf Grund ihrer Erhaltung und ihrer im Dünnschliff erkennbaren Mikrostrukturen (Tafel 7, & ) mit den Wirbeltierknochen aus der Korbacher Spalte verglichen werden können.



Aus den Proben der Grabung konnte nach mündlicher Mitteilung von W. Munk (SMNK) ein nur wenige Zentimeter großes, unbestimmbares Knochenfragment geborgen werden. Der Fund des größeren Knochenfragmentes ist nicht unerwartet, da davon ausgegangen werden kann, dass die Knochenfossilien während des Schlämmens der Proben entlang ihrer Mikroklüfte in einzelne, winzige Splitter zerfallen sind. Die Fossildichte ist innerhalb der Spalten bei Dorfitter wesentlich geringer als in der Sedimentfüllung der Korbacher Spalte.

## **5.4 Die Knochensplitter aus den Spalten**

Das aus Schlämmrückständen der Spaltenfüllungen und des Grenzhorizontes isolierte Knochenmaterial besteht aus Knochensplittern, deren Größe im Bereich von 1 – 3 mm liegt. Die leicht durchscheinenden weißen Knochensplitter schimmern gelegentlich bläulich. Die Körner werden von ebenen Bruchflächen begrenzt; dies zeigt, dass es sich um Bruchstücke größerer Knochenfragmente handelt, die während der Aufbereitung des Sedimentmaterials separiert wurden. Die Oberflächen der Knochenbruchstücke sind glatt. Untersuchungen mit dem Rasterelektronenmikroskop und der EDAX zeigten, dass es sich um Kalziumphosphat, somit um primäres, apatitisches Knochenmaterial handelt. Entlang von Mikroklüften sind die Knochensplitter mit dünnem, rotbraunem Fe- und Mn-haltigem dolomitischem Material ausgeheilt. Hohlräume innerhalb der Knochenbruchstücke sind mit sehr feinkörnigem dolomitischem Sediment gefüllt, das sowohl in der gelben bis grau violetten Färbung als auch in der mineralischen Zusammensetzung dem umgebenden Sediment entspricht.

### **5.4.1 Knochenhistologie**

Die in Zusammenarbeit mit Herrn Dr. A. Braun (Universität Bonn) durchgeführten knochenhistologischen Untersuchungen sind in BÖKENSCHMIDT ET AL. (1999) dargestellt. Einige der Knochensplitter lassen bereits unter dem Binokular kleine, in gleicher Richtung orientierte Kanäle erkennen, bei denen es sich um Gefäßkanäle handelt. Anhand dieser Kanäle konnten orientierte Dünnschliffe einzelner Knochenbruchstücke angefertigt, histologisch untersucht und mit Material aus der Korbacher Spalte verglichen werden.

Auch die Dünnschliffe belegen die für Phosphat charakteristische Doppelbrechung. Bei den Mikrostrukturen handelt es sich eindeutig um Knochenstrukturen. Die internen Mikrostrukturen und der Erhaltungszustand der Knochensplitter stimmen mit dem Vergleichsmaterial aus der Korbacher Spalte überein. Dies zeigt, dass es sich ebenfalls um permische Wirbeltierknochen und nicht um jüngerer, quartäres Material handelt.

Die Untersuchungen von BÖKENSCHMIDT ET AL. (1999) ergaben, dass es sich sowohl bei dem Material aus der Korbacher Spalte als auch bei dem aus den Spalten bei Dorffitter um primäres Knochengewebe mit fibro-lamellarem Feinbau und primären Osteonen (Zellen von Lamellenknochen) handelt. Selten ist sekundärer Knochenumbau in Form erosiv entstandener Havers'scher Systeme zu beobachten.

Die angetroffenen Feinstrukturen sind bei den Therapsiden verbreitet, treten jedoch auch bei höheren Reptilien und Säugetieren auf. Auch bei diesen ist sekundärer Knochenumbau in Form Havers'scher Kanäle erkennbar. In dem Untersuchungsmaterial trat untergeordnet lamellarer Zonarbau als Teil des fibro-lamellaren Knochenbaus auf. Dieser ist bei niederen Vertebraten einschließlich der frühen Reptilien verbreitet.

Das untersuchte Knochenmaterial aus der Korbacher Spalte und den Spalten bei Dorffitter kann auf Grund der internen Mikrostrukturen den in der Korbacher Spalte nachgewiesenen Reptilgruppen, insbesondere den Therapsiden, zugeordnet werden.

Mit dem aus Schlämmproben vorliegenden Knochenmaterial sind weder genaue zoologische Bestimmungen noch Altersdatierungen durchführbar.

Festzuhalten ist, dass die Knochen in der Korbacher Spalte und den Spalten bei Dorffitter der gleichen Fauna zugeordnet werden können.

## **5.5 Der Grenzhorizont**

Unmittelbar oberhalb des Randkarbonates folgt der bis max. 45 cm mächtige Grenzhorizont aus gelblichem, karbonatischem Schluff- bis Feinsandstein. Mineralogisch setzt sich dieser aus bis zu 60 % Karbonat (Calcit und Dolomit) und im nichtkarbonatischen Anteil überwiegend aus Quarz und maximal zu einem Viertel aus Illit zusammen. Kaolinit tritt lediglich in Spuren auf.

Die Verfestigung des Gesteins dieses Horizontes nimmt von unten nach oben ab.

Im Dünnschliff ist zu erkennen, dass die Matrix des Sedimentes aus Illit und feingranularem, frühdiagenetisch gebildetem Karbonatzement besteht. Darin liegen gut sortierte und schlecht gerundete Quarzkörner im Schluffbereich (Tafel 7, ). Sehr selten treten etwas größere, gut gerundete Quarzkörner auf. Lagenweise ist die Matrix von spät-diagenetisch entstandenem, poikilitischem Calcizement verdrängt.

Sedimentstrukturen sind nicht zu erkennen. Das Sediment wird von mit Calcizementen ausgeheilten Mikroklüften durchzogen und ist häufig von Mangandendriten durchsetzt.



**Abbildung 23** Detailansicht des Grenzhorizontes. Im unteren Bildbereich stehen die obersten Bänke des Randkarbonates an, darüber folgt der in diesem Bereich 20 cm mächtige Grenzhorizont (gelbes Sediment). Der Übergang zu dem im Hangenden folgenden Oberen Werra-Ton (rötlichbraunes Sediment) ist im Profil im Gegensatz zu der Bohrung Korbacher Spalte nicht als scharfe Grenze, sondern als kontinuierlicher Farbwechsel entwickelt.

Als Klaste treten besonders in den untersten 10 cm des Horizontes größtenteils dunkelbraun verwitterte Karbonatklaste auf (Tafel 7, & ), die im Dünnschliff oft ihr primäres, für das Randkarbonat typisches oolithisches Gefüge erkennen lassen.

In Schlämmpfropfen finden sich sehr wenige Knochensplitter, wie sie bereits aus den Spalten bekannt sind.

Der Kontakt des gelben Sedimenthorizontes zum liegenden Randkarbonat ist als ehemalige Karstoberfläche ausgebildet. Einige Meter in das Randkarbonat hinein reichen Hohlräume, die mit identischem gelbem Sediment gefüllt sind. Das Randkarbonat weist in den oberen Metern eine typische braune Verwitterungsfarbe auf. Der direkte Kontakt ist von Scherben aus braun verwittertem Randkarbonat geprägt. Diese Scherben sind von Klüften durchzogen, die mit blockigen Calcizementen ausgeheilt sind und sich nicht in den gelben Horizont weiterverfolgen lassen. Die Klüfte sind somit vor der Sedimentation des gelben Horizontes entstanden. Zum Hangenden Oberen Werra-Ton wechselt die Sedimentfarbe mit einem Übergangsbereich von Gelb

zu Rot, wobei die rote Farbe im unteren Bereich des Oberen Werra-Tones stetig zunimmt.

### **5.5.1 REM-Untersuchungen der Sedimente des Grenzhorizontes**

Der Salzsäure - Lösungsrückstand einer Gesamtprobe aus dem Grenzhorizont wurde in die Fraktionen < 63 µm, > 63 µm, > 125 µm, < 250 µm und > 250 µm unterteilt. Das Material wurde mit dem Rasterelektronenmikroskop untersucht. Zur Identifizierung der Minerale kam die EDX (Energiedispersive Röntgen-Microanalyse) zum Einsatz.

Aus der Fraktion < 63 µm wurden mechanisch Schwerminerale angereichert.

#### **5.5.1.1 Untersuchung der Quarzkörner**

Ziel der Untersuchungen war es, anhand der Quarzkornoberflächen Rückschlüsse auf den Transportmechanismus zu ziehen, durch den der klastische Anteil des Sedimentes aus dem Variscischen Gebirge in die nach dem Rückzug des Zechstein 1 Meeres entstandene Küstenebene umgelagert wurde.

Der überwiegende Teil der eckigen bis kantengerundeten Körner weist eine Größe zwischen 63 µm und 125 µm auf. Im Binokular erscheint die Oberfläche der Quarzkörner mattiert, in der Fraktion > 250 µm treten einzelne gut gerundete Körner auf.

Die Untersuchungen der Quarzkorn-Oberflächen mit dem Rasterelektronenmikroskop zeigen, dass die Körner nach der Umlagerung aus dem Variscischen Gebirge diagenetisch verändert wurden. Die überwiegende Mehrheit der Körner zeigt Lösungserscheinungen (Tafel 1, , , & ) an den Oberflächen, so dass die Art ihres Transportes nicht mehr nachvollzogen werden kann. Auf den abgelösten Oberflächen der Körner ist gelegentlich ein Quarzwachstum zu beobachten (Tafel 1, & ), dabei sind idiomorphe Quarzkristalle aufgewachsen, diese Kristalle folgen dabei der kristallographischen Orientierung der Körner. Die Anlösung der Quarzkorn - Oberflächen und das spätere Quarz - Wachstum können auf diagenetische Prozesse zurückgeführt werden. Dies macht Aussagen über den Transport des Sedimentes aus dem Variscischen Gebirge in die östlich vorgelagerte Küstenebene unmöglich. Auch das Fehlen von Sedimentstrukturen innerhalb des Grenzhorizontes gibt keinerlei Hinweise, da diese auch diagenetisch überprägt oder zerstört sein können.

Sehr wenige der Körner weisen glatte, polierte Oberflächen mit kleinen Anschlagmarken auf (Tafel 1, & ), dies sind nach FÜCHTBAUER (1988) typische Merkmale äolisch transportierter Körner. Diese gerundeten Körner haben im Lichtmikroskop ebenfalls mattierte Oberflächen. Die wenigen äolisch transportierten

Quarzkörner können in ein auf anderem Wege, wie in Kap. 3.6.5 beschrieben, in ein als Suspension oder Schlammstrom transportiertes Sediment eingeweht sein und sind somit kein Beweis für einen generellen äolischen Transport des Sedimentes. Wie in Kap. 3.6.5 festgestellt wurde, ist das Sediment aquatisch als Schlammstrom transportiert worden.

Die Quarzkörner aus Vergleichsproben der Korbacher Spalte spiegeln die gleiche Geschichte wider wie das Material des Grenzhorizontes.

#### **5.5.1.2 Schwerminerale:**

Das Schwermineralspektrum aus dem Grenzhorizont gleicht dem aus der Sedimentfüllung der Korbacher Spalte (siehe Kap. 3.5.2.1.3).

Zirkon ist in Form kantengerundeter bis gut gerundeter Körner das dominierende Schwermineral. Als gerundete Körner treten untergeordnet Apatit, Monazit, Rutil, Turmalin, Anatas, Chlorit, Chrom-Granat-Spinell und Gold auf.

Wie bereits in Kap. 3.5.2.1.3 beschrieben, stammen die Schwerminerale aus den paläozoischen Gesteinen am Ostrand des Variscischen Gebirges; speziell das Gold gibt einen hervorragenden Hinweis auf dieses Liefergebiet, da sich dort mit dem Eisenberg eine große Goldlagerstätte befindet (vergl. Kap 3.5.3). Autigen gewachsener Baryt tritt in Form pseudomorph nach Calcit gewachsener Kristalle auf, die während der Diagenese entstanden (siehe Tafel 2, ).

### **5.6 Der Obere Werra-Ton**

Im Profil sind die untersten Meter des Oberen Werra-Tones aufgeschlossen. Die rotbraunen Ton- bis Feinsandsteine sind feingeschichtet und im Profil fossilfrei. Petrographisch ist das Sediment etwa zur Hälfte aus Quarz, zu einem Drittel aus Illit und zu einem Fünftel aus Karbonat (Calcit und Dolomit) zusammengesetzt. Die rote Farbe wird von Hämatit hervorgerufen.

Als Komponenten treten im unteren Bereich in geringen Mengen kleine, bis wenige Millimeter große aufgearbeitete Klaste aus gelbem Feinschluff auf, die aus dem liegenden Grenzhorizont aufgearbeitet sind. Seltener sind graue Feinschluff - Komponenten zu finden, die visuell den grauen und grauioletten Spaltenfüllungen gleichen. Weiterhin gibt es ebenfalls nur 1 – 3 mm große Randkarbonatklaste, die teilweise als grauer Kalkstein erhalten, teilweise aber auch typisch dunkelbraun verwittert sind.

Das Sediment ist nicht stark gebunden und somit für die Verwitterung sehr anfällig, an der Erdoberfläche zerfällt es in nur wenige Zentimeter große Stücke.

Von den innerhalb des Oberen Werra-Tones auftretenden, verfestigten Feinsandsteinlagen wurden Dünnschliffe angefertigt. Die eckigen Quarzkörner sind dicht gepackt und schlecht sortiert (Tafel 7, ). Sie betragen bis max. 350 µm im Durchmesser, wobei ihre mittlere Größe im Feinsandbereich liegt. In den Zwischenräumen befindet sich rötliche Matrix mit feinem Quarzsilt und Illit. Im polarisierten Licht wird deutlich, dass das Gefüge dieser Bänke von spätdiagenetisch gewachsenen, poikilitischen Calcizementen überwachsen ist, welche die Matrix nahezu vollständig verdrängt hat. Die verfestigten Feinsandsteine setzen sich aus 35 – 40 % Calcit, 60 – 65 % Quarz und nur max. 3 % Illit zusammen. Dolomit tritt in den Sedimenten nur untergeordnet auf. Diese Lagen sind diagenetisch entstandene Karbonatlagen, sie geben keinen Hinweis auf marine Ingressionen im unteren Bereich des Oberen Werra-Tones.

Die REM – Untersuchungen des Oberen Werra-Tones zeigen für die Quarzkorn-Oberflächen die identischen, diagenetisch bedingten Veränderungen wie im Grenzhorizont. Die Kornoberflächen sind angelöst, gelegentlich tritt die Sprossung winziger idiomorpher Quarzkristalle auf diesen Oberflächen auf. Somit kann auch im Oberen Werra-Ton aus der Untersuchung der Quarzkorn-Oberflächen nicht auf den Transportmechanismus des klastischen Sedimentanteils geschlossen werden.

Das Schwermineralspektrum des Oberen Werra-Tones stimmt mit dem des Grenzhorizontes und der Vergleichsproben aus der Korbacher Spalte überein; dies bedeutet, da auch alle anderen klastischen Bestandteile übereinstimmen, dass diese Sedimente alle aus dem identischen Liefergebiet am Ostrand des Variscischen Gebirges stammen.

## **5.7 Die Entwicklung von Grenzhorizont zu Oberem Werra-Ton**

Die Sedimente von Grenzhorizont und Oberem Werra-Ton sind sedimentpetrographisch beide aus einem klastischen, aus Quarz und Illit bestehenden Anteil und einem diagenetisch entstandenen Karbonatanteil (Calcit und Dolomit) zusammengesetzt.

Bei dem Vergleich der klastischen Anteile ist zu beobachten, dass in beiden Sedimenten Quarz mit mind. 75 % das dominierende Mineral ist. Die Quarzkörner sind im Grenzhorizont im Schluff- bis Feinsandbereich und reichen im Oberen Werra-Ton bis in den Feinsandbereich hinein. Der Illit bildet die feinkörnige Matrix der Sedimente, in die die Quarzkörner eingelagert sind.

Wie REM- Untersuchungen beider Sedimente zeigen, sind die Oberflächen der Quarzkörner in beiden Sedimenten diagenetisch angelöst, so dass keinerlei

Rückschlüsse auf ihren Transport möglich sind. Die Schwermineral-Zusammensetzung beider Gesteine in der Fraktion  $< 63 \mu\text{m}$  ist identisch und weist den Ostrand des Variscischen Gebirges als gemeinsames Liefergebiet ihrer klastischen Anteile aus.

Der diagenetisch gebildete Karbonatanteil tritt in beiden Sedimenten in Form fröhdiagenetisch gebildeter, feingranularer Calcizemente in der Matrix und poikilitischer, die Matrix verdrängende Calcizemente auf, die spätdiagenetisch entstanden sind.

Der deutlichste Unterschied zwischen beiden Sedimenten ist die Färbung: Das Sediment des Grenzhorizontes ist gelb, wohingegen das Sediment des Oberen Werra-Tones durch Hämatit intensiv rötlich gefärbt ist.

Nach FÜCHTBAUER (1988) ist eine Rotfärbung ausschließlich in anorganischen, kohlenstoffarmen bzw. -freien Sedimenten möglich.

Die fehlende Schichtung im Grenzhorizont gegenüber dem Oberen Werra-Ton ist darauf zurückzuführen, dass dieses Sediment als Schlammstrom transportiert wurde, in dem sich keine Schichtung ausgebildet hat. Der Obere Werra-Ton muss hingegen von fließendem Wasser transportiert und sedimentiert worden sein, wodurch sich eine Schichtung ausbilden konnte.

Der Übergang vom Grenzhorizont zum Oberen Werra-Ton ist in der Bohrung Korbacher Spalte als scharfe Grenze (Abb. 20), im Aufschluss Dorfitter jedoch in Form eines mehrere Zentimeter mächtigen Übergangsbereiches ausgebildet (Abb. 23), in dem der Farbwechsel stattfindet. In der Bohrung Korbacher Spalte ist der scharfe Farbwechsel vermutlich erosiv entstanden.

Auf Grund der sehr ähnlichen Zusammensetzung der Sedimente des Grenzhorizontes und des Oberen Werra-Tones kann trotz unterschiedlicher Farbe und unterschiedlicher Sedimentstrukturen davon ausgegangen werden, dass es sich um eine mehr oder weniger kontinuierliche Sedimentation handelt. Der Grenzhorizont bildet somit die Basis des Oberen Werra-Tones und ist in der Sequenzstratigraphie an die Basis der Zechstein-Sequenz 3 zu stellen.

## **5.8 Tektonik**

Das Randkarbonat fällt in den Straßenböschungen des Profils Dorfitter nicht gleichmäßig in eine Richtung ein.

Im südlichen Teil der Profile ist die Einfallrichtung  $256^\circ$ , das Schichtpaket fällt mit max.  $20^\circ$  nach WSW ein. Im nördlichen Teil der Profile ist die Einfallrichtung  $40^\circ$ , das Schichtpaket fällt in diesem Profilbereich mit  $15^\circ$  bis max.  $27^\circ$  nach NE ein.

Als Ursache für die verschiedenen Einfallrichtungen innerhalb des Profils zogen BÖKENSCHMIDT ET AL. (1999) eine Störung oder eine Verstellung an einer flexurartigen Verbiegung in Erwägung.

Bei der detaillierten Aufnahme der Profils konnte festgestellt werden, dass sich innerhalb des Oberen Werra-Tones bis zu 3 cm mächtige Feinsandsteinlagen befinden, die sich an das Relief des Randkarbonates anlagern und nach oben dünner werden bzw. teilweise auskeilen. Diese zeichnen das Relief zum Entstehungszeitpunkt des Oberen Werra-Tones nach. Dies bedeutet, dass die Verstellung innerhalb des Profils direkt nach der Ablagerung des Randkarbonates und vor der Ablagerung des Oberen Werra-Tones stattgefunden haben muss. Weitere Möglichkeiten sind ein Relief im Ablagerungsraum des Randkarbonates oder eine Faltung des Randkarbonates bereits vor der Ablagerung des Oberen Werra-Tones.

## **5.9 Zusammenfassung Profil Dorfitter**

Sowohl bei den Spaltenfüllungen in Dorfitter als auch bei dem Sediment des Grenzhorizontes handelt es sich um mit der Spaltenfüllung der Korbacher Spalte identische Sedimente. Ihre Zusammensetzung und ihre Diagenesegegeschichte sind gleich. Das Liefergebiet des klastischen Sedimentanteils ist wie bei der Spaltenfüllung der Korbacher Spalte der Ostrand des Variscischen Gebirges.

In allen Sedimenten konnten gleichartige Reste permischer Wirbeltiere nachgewiesen werden.

Das Ergebnis der Bohrung Korbacher Spalte wird durch die sedimentpetrographischen Analysen bestätigt: der Grenzhorizont ist in der Umgebung von Korbach flächenhaft verbreitet und liefert den Schlüssel zur Datierung der Öffnung und Verfüllung der Korbacher Spalte.



## 6 Weitere Bohrungen

In der Umgebung von Korbach wurden mehrere Bohrungen abgeteuft, deren Schichtenverzeichnisse im Archiv des Hessischen Landesamtes für Umwelt und Geologie (HLUG) archiviert sind. Einige dieser Bohrungen sind im Kernlager des HLUG noch verfügbar. Schichtenverzeichnisse verschiedener Bohrungen sind bei KULICK (1997) und HÖLTING, KULICK & RAMBOW (1974) veröffentlicht.

Alle untersuchten Bohrungen weisen im Bereich der Werra-Folge die typische Lithologie auf: Über dem tiefgründig verwitterten und verkarsteten oberen Bereich des Oberen Werra-Karbonates „Randkarbonat“ folgt ein in der Regel 30 – 80 cm mächtiger Horizont aus gelbem Sediment. Der Grenzhorizont ist meist als gelber, seltener als grauvioletter karbonatischer Schluffstein ausgebildet, der aus den vorhergehenden Kapiteln als Grenzhorizont bekannt ist. In einigen Bohrkernen ergeben sich innerhalb des Horizontes Besonderheiten, die im Kapitel der einzelnen Bohrungen erläutert werden. Mit Ausnahme der Bohrung Eisenberg setzt sich das Sediment aus diagenetisch gebildeten Karbonaten und dem aus feinklastischem Quarz im Schluff- bis Feinsandbereich und Illit bestehenden klastischen Anteil zusammen. Es ist somit mit dem Sediment des Grenzhorizontes im Profil Dorffitter und der Sedimentfüllung der Korbacher Spalte identisch. Mit zunehmender Entfernung zum Rheinischen Schiefergebirge verändert sich jedoch das Verhältnis von Quarz zu Illit. Die Quarzkörner sind stets wenig gerundet, selten treten gut gerundete Körner auf.

In keiner Bohrung konnten im Grenzhorizont Reste permischer Wirbeltiere nachgewiesen werden.

Im Hangenden des Grenzhorizontes folgen in allen Bohrungen einige Meter des Oberen Werra-Tones in Form von roten bis rotbraunen Schluff- bis Feinsandsteinen. Den Abschluss der Werra-Folge bildet meist der darüber liegende Obere Werra-Anhydrit, dieser ist in den Bohrungen Goddelsheim und Eisenberg am Rand des Rheinischen Schiefergebirges nicht ausgebildet.

In den Bohrkernen wurde jeweils der Bereich beginnend mit den oberen Metern des Randkarbonates bis zur Untergrenze der Oberen Werra-Anhydrites untersucht.

## 6.1 Bohrung Goddelsheim

<b>Ansatzpunkt:</b>		<b>Blatt:</b> 4718 Goddelsheim (Bohrung 32)	
<b>R:</b> 3487670		<b>H:</b> 5677210	<b>Höhe:</b> 432 m ü. NN
<b>ET:</b> 54 m		<b>Bohrjahr:</b> 1992	
<b>Auftraggeber:</b> HLUG		<b>Lagerung:</b> HLUG (Aumenau)	<b>Bezeichnung:</b> A 92 – B 5
<b>Erbohrte Stratigraphie:</b> Unterkarbon 3, Zechstein 1 bis Zechstein 8 ?			
<b>Literatur:</b> BECKER (2002)			
Teufe/m	Mächtigkeit/m	Symbol	Lithostratigraphie
- 2,50	2,50	q	Quartär
- 4,20	1,70	z2 – z7	Zechstein 2-7
- 5,80	1,60	z1Tr	Oberer Werra-Ton
- 6,40	0,60	z1Trg	Grenzhorizont
- 39,30	32,90	z1CA,b	Oberes Werra-Karbonat „Randkarbonat“
- 39,60	0,70	z1CA,a	Unteres Werra-Karbonat „Stinkkalk“
- 54,00	Endteufe	Cd III $\beta/\gamma$	Unterkarbon

**Tabelle 4 Bohrung Goddelsheim**

Die Bohrung durchteuft unterhalb von stark kondensierten terrestrischen Sedimenten aus z2 – z7 nahezu den gesamten Zechstein 1 und endet im liegenden Unterkarbon. Der Obere Werra-Ton ist in der Bohrung nicht nachgewiesen.

Der obere Bereich des Randkarbonates ist von Karsthohlräumen durchzogen, die nahezu alle mit gelbem Schluffstein gefüllt sind.

Der Grenzhorizont ist in der Bohrung 0,60 m mächtig und in einer Teufe von 5,80 – 6,40 m erbohrt. In den oberen 10 cm geht die Farbe von gelbgrau bis rötlichgrau in das Rötlichbraun des Oberen Werra-Tons über.

Das Sediment des Grenzhorizontes besteht aus dem üblichen karbonatisch gebundenen Quarz-Schluffstein. In dieser Bohrung ist in dem gelben Horizont eine Gradierung der Quarzkörner zu beobachten. Diese spiegelt sich auch in den diffraktometrischen Untersuchungen wider, der Quarzgehalt nimmt von unten nach oben ab und der Illitgehalt nimmt zu.

Größere Quarzkornlagen mit korngestütztem Gefüge und im höheren Teil des Horizontes sehr feinkörnige Bereiche können als Relikte einer ehemaligen Schichtung interpretiert werden. Die feinkörnigen Bereiche sind teilweise durch synsedimentäre Rutschungen fragmentiert, dies lässt auf einen Transport des Sedimentes im plastischen Zustand schließen. Im unteren Bereich des Horizontes treten als Klaste (bis 0,5 mm) Bruchstücke aus unverwittertem Randkarbonat auf. Ausgehend von Klüften und Rissen im Gestein sind gelegentlich spätdiagenetisch entstandene Mangandendriten zu beobachten.

Der Grenzhorizont ist weniger stark als in den anderen Bohrungen von diagenetisch gebildeten, poikilitischen Calcitkristallen überprägt; der überwiegend aus Dolomit

bestehende Karbonatgehalt stammt zum Großteil aus Randkarbonatklaste und dem liegenden Randkarbonat.

In den Röntgenanalysen der Bohrung zeigt sich, dass der Karbonatgehalt von unten nach oben, d.h. mit zunehmender Entfernung von der Randkarbonat-Oberfläche, abnimmt, im Verhältnis nehmen die Anteile von Quarz und Illit zu.

Der mittlere Karbonatgehalt beträgt 60%, der nichtkarbonatische Anteil hat im Mittel ein Verhältnis Quarz zu Illit von 3 : 1.

In Schlammproben des Grenzhorizontes finden sich in den gelben und grauioletten, karbonatisch gebundenen Quarz-Schluffsteinen Komponenten aus Tonschiefern, Kieselschiefern und Quarzkörnern, die dem Variscischen Gebirge entstammen. Die Komponenten sind wenige Millimeter groß und überwiegend gut gerundet.

Die Probe Go-8 enthält Bruchstücke von Tentaculiten, die aus dem Devonischen Tentaculitenschiefer des Variscischen Gebirges stammen. Die Schiefergebirgskomponenten wurden zur Zeit der Entstehung des Grenzhorizontes aus dem näheren Rheinischen Schiefergebirge geliefert.

## 6.2 Bohrung Eisenberg

<b>Ansatzpunkt:</b>	<b>Blatt:</b> 4718 Goddelsheim (Bohrung 23)		
<b>R:</b> 3487450	<b>H:</b> 5678435	<b>Höhe:</b> 448,5 m ü. NN	
<b>ET:</b> 55,60 m	<b>Bohrjahr:</b> 1978		
<b>Auftraggeber:</b> HLUG	<b>Lagerung:</b> HLUG (Aumenau)	<b>Bezeichnung:</b> EAU - B 10	
<b>Erbohrte Stratigraphie:</b> Zechstein 1 bis Zechstein 3			
<b>Literatur:</b> Archiv HLUG (4719/152), ZEEH & BECKER (2005)			
Teufe/m	Mächtigkeit/m	Symbol	Lithostratigraphie
- 1,60	1,60	Verrohrung	Keine Angaben zu Gestein und Boden
- 2,05	0,45	z3CA	Leine Karbonat „Plattendolomit“
- 14,70	12,65	z2T	Oberer Staßfurt-Ton
- 15,00	0,30	z2CA	Staßfurt-Karbonat „Hauptdolomit“
- 33,90	18,90	z1Tr	Oberer Werra-Ton
- 34,75	0,85	z1Trg	Grenzhorizont
- 55,60	Endteufe	z1CA,b	Oberes Werra-Karbonat „Randkarbonat“

**Tabelle 5 Bohrung Eisenberg**

Beginnend mit dem Plattendolomit (z3CA) des Zechstein 3 ist mit Ausnahme des Oberen Werra-Anhydrites das durchgängige geologische Profil bis in das Randkarbonat erbohrt. In dem Schichtenverzeichnis des HLUG ist in diesem Bereich ein Versturzhorizont dokumentiert, der vermuten lässt, dass der Anhydrit in dieser Bohrung ausgelaugt ist.

In den obersten Metern des relativ dicht erscheinenden Randkarbonates gibt es als Hinweis auf Verkarstung bei 38,75 m – 39,00 m eine nahezu senkrecht stehende, etwa 3 cm breite Spalte. Diese ist mit gelbem, karbonatischem Schluffstein gefüllt, der dem

Sediment des Grenzhorizontes gleicht. Bei 37,40 – 37,45 ist eine 5 cm mächtige, horizontale Lage des gleichen Materials erbohrt. Bei diesen beiden Vorkommen handelt es sich um Spalten innerhalb der oberen Meter des Randkarbonates, die mit dem Material des Grenzhorizontes gefüllt sind, dies zeigen auch sedimentpetrographische Untersuchungen.

Das Randkarbonat enthält hier in unmittelbarer Nähe zum Rheinischen Schiefergebirge Lagen mit gerundeten Geröllen von bis zu 20 mm Durchmesser aus dem Rheinischen Schiefergebirge; es ist faziell ähnlich wie im Steinbruch am Fuße des Eisenberges bei Nordenbeck ausgeprägt, der bei KULICK & PAUL (1987) im Exkursionsführer als Stop E2 (Blatt 4718 Goddelsheim; R: 348812, H: 567880) beschrieben ist.

Der Grenzhorizont ist zwischen 33,90 m und 34,75 erbohrt und mit 85 cm sehr mächtig. Das Sediment ist gelblich und enthält einige wenige Millimeter große eckige Kluste aus Randkarbonat und Gesteinen des Rheinischen Schiefergebirges. Das Sediment setzt sich im Durchschnitt zu etwa 1/3 aus Karbonat und in seinem klastischen Anteil zu etwa gleichen Teilen aus Quarz und Illit zusammen. Der Karbonatanteil besteht überwiegend aus Dolomit, Calcit tritt in Form von Kluffüllungen auf. Die Minerale Quarz und Illit stammen größtenteils aus Kluste paläozoischer Gesteine.

Im Dünnschliff ist der Grenzhorizont in diesem Bereich als zuckerkörniger Dolomit ausgeprägt. Die einzelnen Dolomithomboeder sind nur wenige  $\mu\text{m}$  groß. Quarz tritt untergeordnet in Form vereinzelter, meist eckiger Körner auf, die selten größer als 60  $\mu\text{m}$  sind. Hohlräume im Sediment sind offen oder mit blockigem Calcitcement gefüllt. Klüfte sind ebenfalls mit blockigem Calcitcement verheilt. Das Sediment ist weitständig mit Mangandendriten durchzogen. An Drucklösungsbahnen ist dunkelbraunes, toniges Material angereichert. Besonders im oberen Bereich des gelben Horizontes treten vereinzelt wenige Millimeter große Kluste aus Kieselschiefer auf, diese sind meist eckig und selten leicht kantengerundet. Bei den Kluste handelt es sich um an Radiolarien reiche, schwarze Lydite aus dem Unterkarbon. Diese stehen heute etwa 250 m nördlich des Bohrpunktes an. Ihr Auftreten im oberen Bereich des Horizontes kann bedeuten, dass die Bohrung sich nahe an der Verbreitungsgrenze des gelben Materials am Übergang zu den Gesteinen des Rheinischen Schiefergebirges am Hang des Eisenberges befindet, der schon damals ein Berg war.

Die Ausprägung des Grenzhorizontes in dieser Bohrung unterscheidet sich vom Sediment des Grenzhorizontes in allen anderen Bohrungen und dem Profil bei Dorfitter. Die Ausbildung als zuckerkörniger Dolomit ist auf diagenetische Veränderungen zurückzuführen. Diese können evtl. mit der Dedolomitisierung des Randkarbonates in

Verbindung gebracht werden. Nach ZEEH & BECKER (2005) ist der Diageneseverlauf der Dedolomite im Bereich dieser Bohrung zu den anderen von ihnen untersuchten Lokalitäten abweichend. Die unterschiedliche fazielle Ausprägung des Grenzhorizontes in dieser Bohrung ist somit möglicherweise auch auf lokale Unterschiede in der Diagenese zurückzuführen.

### 6.3 Bohrung Nordenbeck I

<b>Ansatzpunkt:</b>		<b>Blatt:</b> 4719 Korbach (Bohrung 23)	
<b>R:</b> 3489260	<b>H:</b> 5680360	<b>Höhe:</b> 365,3 m ü. NN	
<b>ET:</b> 132,40 m	<b>Bohrjahr:</b> 1960		
<b>Auftraggeber:</b> HLOG	<b>Lagerung:</b> HLOG (Limbach)	<b>Bezeichnung:</b> Nordenbeck I	
<b>Erbohrte Stratigraphie:</b> Unterkarbon 3, Zechstein 1 bis Zechstein 3 Unterer Buntsandstein			
<b>Literatur:</b> KULICK (1997), BECKER (2002)			
<b>Teufe/m</b>	<b>Mächtigkeit/m</b>	<b>Symbol</b>	<b>Lithostratigraphie</b>
- 25,30	25,30	z3Tr - z7 - su	Oberer Leine-Ton bis Unterer Buntsandstein
- 43,30	18,00	z3CA	Leine-Karbonat „Plattendolomit“
- 49,40	6,10	z2Tr – z3T	Oberer Staßfurt-Ton bis Unterer Leine-Ton
- 57,40	8,00	z2CA	Staßfurt-Karbonat „Hauptdolomit“
- 62,35	4,95	z2T	Unterer Staßfurt-Ton
- 67,46	5,11	z1ANr	Oberes Werra-Sulfat
- 72,00	4,54	z1Tr	Oberer Werra-Ton
- 72,50	0,50	z1Trg	Grenzhorizont
- 102,60	30,10	z1CA,b	Oberes Werra-Karbonat „Randkarbonat“
- 114,80	12,20	z1CA,a	Randkonglomerat des z1CA
- 132,40	Endteufe	cd III	Unterkarbon

**Tabelle 6 Bohrung Nordenbeck I**

Unter einigen Metern Unterem Buntsandstein und den Grenzsanden des höheren Zechsteins ist ein Profil vom Hauptdolomit bis in das Randkarbonat und das liegende Unterkarbon 3 erbohrt.

Im Hangenden des Randkarbonates befand sich nach KULICK (1997) zwischen 72,00 und 72,50 m eine „Breccie von Kalk- und Sandsteinbrocken in Schluffstein und Kalkstein, rot und gelb.“ Über diesem Horizont folgen rote Ton- und Sandsteine, die heute in den Oberen Werra-Ton (z1Tr) gestellt werden.

In dem beim HLOG aufbewahrten Bohrkern der Bohrung fehlt der beschriebene 50 cm mächtige Horizont zwischen z1CA und z1Tr. Es fanden sich Reste eines grauen bis gelblichgrünen Schluffsteins. Das Material besteht zu ca. 1/3 aus Dolomit, der nichtkarbonatische Anteil setzt sich im Verhältnis 3 : 1 aus Quarz und Illit zusammen.

Im oberen Bereich des Randkarbonates treten Hohlräume auf, die auf Verkarstung zurückzuführen und teilweise mit gelblichem Sediment gefüllt sind.

Auf Grund der lithologischen Position der Beschreibung bei KULICK (1997) und der petrographischen Zusammensetzung der aufgefundenen Reste ist anzunehmen, dass es sich um den Grenzhorizont handelt.

## 6.4 Bohrung Braunsen

<b>Ansatzpunkt:</b>	<b>Blatt:</b> 4620 Arolsen		
<b>R:</b> 3503320	<b>H:</b> 5691210	<b>Höhe:</b> 213 m ü. NN	
<b>ET:</b> 493,10 m	<b>Bohrjahr:</b> 1980		
<b>Auftraggeber:</b> BGR	<b>Lagerung:</b> HLUG (Limbach)	<b>Bezeichnung:</b> Braunsen	
<b>Erbohrte Stratigraphie:</b> Unterkarbon, Zechstein 1 bis Zechstein 8, Unterer Buntsandstein			
<b>Literatur:</b> KULICK ET AL. (1984), BECKER (2002)			
Teufe/m	Mächtigkeit/m	Symbol	Lithostratigraphie
- 243,55	243,55	su, G+S	Unterer Buntsandstein, Gelnhausen und Salmünster-Folge
- 278,75	25,20	z7	Fulda-Folge
- 282,35	3,60	z6	Friesland-Folge
- 285,45	3,10	z5	Ohre-Folge
- 287,60	2,15	z4	Aller-Folge
- 287,85	0,25	z3Tr	Oberer Leine-Ton
- 305,00	17,15	z3CA	Leine-Karbonat „Plattendolomit“
- 306,45	1,45	z3T	Unterer Leine-Ton
- 317,25	10,80	z2Tr	Oberer Staßfurt-Ton
- 338,72	21,47	z2CA	Staßfurt-Karbonat „Hauptdolomit“
- 363,75	25,03	z1ANr	Oberes Werra-Sulfat
- 365,60	1,85	z1Tr	Oberer Werra-Ton
- 366,40	0,80	z1Trg	Grenzhorizont
- 415,00	49,50	z1CA,b	Oberes Werra-Karbonat „Randkarbonat“
- 467,93	52,93	z1CA,a	Unteres Werra-Karbonat „Stinkkalk“
- 493,10	Endteufe	cd, t	Unterkarbon

**Tabelle 7 Bohrung Braunsen**

Erbohrt wurde ein durchgängiges Profil vom Unteren Buntsandstein bis in das Unterkarbon. Das Top des 49,5 m mächtigen Randkarbonates wurde bei 365,60 m erbohrt. Über dem Randkarbonat folgt im Bohrkern der 80 cm mächtige Grenzhorizont aus makroskopisch brecciös erscheinendem, gelblich bis gelblichgrau karbonatisch gebundenem Schluffstein. An Komponenten treten unverwitterte Randkarbonatscherben und gelbe Schluffstein-Intraklaste auf.

Der Karbonatgehalt nimmt von unten nach oben ab. Der Anteil der klastischen Minerale Quarz und Illit nimmt dagegen zu. Betrachtet man unabhängig vom Karbonatgehalt das Verhältnis von Quarz zu Illit, so nimmt der Quarzgehalt nach oben ab und der Illitanteil zu. Durchschnittlich weist das Sediment einen Karbonatgehalt von ca. 65 % auf, der klastische Anteil setzt sich im Verhältnis 3 zu 1 aus Quarz und Illit zusammen. Kaolinit tritt in Spuren auf.

Im Dünnschliff wird die Besonderheit im Vergleich zu den anderen Bohrungen deutlich. Bei dem Gestein handelt es sich um einen Ooid-Packstone (Tafel 8, & ) aus max. 250 µm großen Ooiden. Neben diesen treten als klastische Komponente eckige Quarzkörner von max. 200 µm auf. Die Ooide sind zu Calcit umkristallisiert, so dass ihr

ursprünglicher Schalenbau nicht mehr zu erkennen ist. Die Kernbereiche sind oft komplett herausgelöst und durch Calcitcement ersetzt (Tafel 8, & ).

Der Ooid-Packstone ist von Klüften durchsetzt, die mit blockigem Calcitcement ausgefüllt sind. Spätdiagenetisch entstandene, poikilitische Calcitkristalle überwachsen in einigen Bereichen das ursprüngliche Gefüge komplett, so dass innerhalb der Calcitemente lediglich einzelne Ooidmumien erhalten sind (Tafel 8, & ).

Auch die klastischen Quarzkörner sind an ihren Rändern teilweise durch feine Calcitkristalle verdrängt. Innerhalb der Calcitkristalle, teilweise auch an ihren Rändern, tritt Goethit in Form dünner Säume auf. In den noch als Packstone erhaltenen Bereichen ist das Gestein von Mangandendriten durchzogen, die meist an Rissen im Gestein ihren Ursprung haben.

Im unteren Bereich des Horizontes treten nadelige Strukturen auf, die mit blockigen Calcitkristallen ausgefüllt sind. Bei diesen handelt es sich vermutlich um Relikte von Gips- oder Anhydritkristallen, die von Calcitcementen pseudomorphos ersetzt sind (Tafel 8, & ).

Auf Grund der oolithischen Komponenten ist festzustellen, dass der gelbe Horizont in der Bohrung Braunsen im flachmarinen Bereich entstanden ist. Die wenigen klastischen Quarzkörner zeugen von einem geringen Eintrag klastischen Materials. Die pseudomorph überwachsenen Sulfatkristalle lassen evaporitische Vorgänge während der Ablagerung des Oolithes vermuten.

Der Grenzhorizont in dieser Bohrung dokumentiert, dass sich im Bereich Braunsen zur Zeit der Sedimentation des Grenzhorizontes und damit zum Entstehungszeitpunkt der Korbacher Spalte die Küste des im Rückgang befindlichen Zechsteinmeeres befand.

Die bis an das Rheinische Schiefergebirge reichende, ca. 10 – 15 km weite Küstenebene wurde im Bereich der Bohrung Braunsen nach Osten zur Zeit der Sedimentation des Grenzhorizontes vom Meer begrenzt. Dieses war weiterhin im Rückzug begriffen, so ist der im Hangenden des Grenzhorizontes folgende Obere Werra-Ton bis in den Raum Kassel verbreitet (Kulick, 1997).

## **6.5 Bohrungen Bad Wildungen**

Die unter den Bezeichnungen 6/02, 7/02 und 10/02 von der Firma Harress Pickel Consult (HPC) durchgeführten Bohrungen durchteufen alle ein durchgängiges Profil vom Randkarbonat im Liegenden bis in die Sedimente der Fulda-Folge (z7). Die für den Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges typische Zechstein-Schichtfolge ist jeweils vollständig erbohrt, wobei in der Bohrung Bad Wildungen 10 durch Subrosionserscheinungen im Werra-Anhydrit dessen Mächtigkeit reduziert ist.

Am Top des Randkarbonates tritt der zwischen 40 und 70 cm mächtige Grenzhorizont aus gelben Schluffsteinen auf. Weiterhin weisen mit gelbem Schluffsediment gefüllte und mit Calcizementen gefüllte Hohlräume auf eine oberflächennahe Verkarstung des Randkarbonates hin.

Der Grenzhorizont setzt sich im Bereich Bad Wildungen im Mittel aus 40 % diagenetisch gebildetem Karbonatanteil und im Verhältnis 4 : 1 aus Quarz und Illit zusammen, Kaolinit ist in Spuren nachweisbar.

Der Obere Werra-Anhydrit ist in den Bohrungen 6 und 10 von feinklastischem, rötlichem Sediment unterbrochen, das dem Oberen Werra-Ton entspricht.

In Anschliffen und Dünnschliffen zeigt sich, dass der Grenzhorizont in weiten Bereichen aus dem bereits bekannten, karbonatisch gebundenen Quarz-Schluffstein besteht. In seinem unteren Bereich ist der Grenzhorizont stets als gelber, ungeschichteter Schluffstein ausgebildet, nach oben geht die Farbe kontinuierlich in grau bis violett über. In den grauvioletten Bereichen ist eine Feinschichtung im Millimeterbereich zu beobachten, hier treten auch Intraklaste aus dem liegenden gelben Bereich auf. Die Schichtung ist durch Mikroversätze gestört, die meist von den nächstfolgenden Schichten wieder durchgängig überlagert werden. Diese Mikroversätze können auf synsedimentäre Rutschungen des Sedimentes in plastischem Zustand zurückgeführt werden. Die Feinschichtung entstand vermutlich in mit Wasser gefüllten Depressionen.

### **6.5.1 Bohrung Bad Wildungen 6**

Die Bohrung durchteuft ein durchgängiges Profil von der Fulda-Folge (z7) bis in den oberen Bereich des Randkarbonates. Die Oberkante des Randkarbonates befindet sich bei 76,53 m, die Randkarbonat-Oberfläche ist bis zur Endteufe bei 86,50 m angewittert und weist gelbliche und dunkelbraune Verwitterungsfarben auf. Zwischen 75,83 und 76,53 m ist der 0,7 m mächtige Grenzhorizont aufgeschlossen. Über diesem Horizont folgen 3,08 m Oberer Werra-Ton in Form von roten bis rotbraunen, feingeschichteten Schluff- bis Feinsand-Sedimenten. Im Hangenden folgt der Obere Werra-Anhydrit, der



inklusive einer 5,4 m mächtigen roten Schluffstein - Zwischenlage in dieser Bohrung eine Mächtigkeit von 21,50 m erreicht und den Abschluss der Werra-Folge bildet.

<b>Ansatzpunkt:</b>		<b>Blatt:</b> 4820 Bad Wildungen	
<b>R:</b> 3510972	<b>H:</b> 5665630	<b>Höhe:</b> 205, 1m ü. NN	
<b>ET:</b> 86,50 m	<b>Bohrjahr:</b> 2002		
<b>Auftraggeber:</b> HPC	<b>Lagerung:</b> -	<b>Bezeichnung:</b> 6/02	
<b>Erbohrte Stratigraphie:</b> Zechstein 1 bis Zechstein 7			
<b>Vorherige Bearbeiter:</b> HPC, Dr. Heggemann (HLUG)			
Teufe/m	Mächtigkeit/m	Symbol	Lithostratigraphie
- 4,00	4,00	q	Quartär
- 15,00	10,90	z7	Grenzsande
- 21,00	6,00	z3 – z6	z3Tb bis z6
- 31,00	10,00	z3CA	Leine-Karbonat „Plattendolomit“
- 31,15	0,15	z3T	Unterer Leine-Ton, ehemals „Grauer Salzton“
- 42,00	10,85	z2Tr	Tonfazies des Staßfurt-Sulfates Oberer Staßfurt-Ton
- 43,50	1,50	z2CA	Staßfurt-Karbonat „Hauptdolomit“
- 45,10	1,60	z2T	Unterer Staßfurt-Ton
- 57,80	12,70	z1ANr,β	Oberes Werra-Sulfat (oberer Teil)
- 63,40	5,40	z1Tr,β	Oberer Werra-Ton
- 72,80	9,40	z1ANr,α	Oberes Werra-Sulfat (unterer Teil)
- 75,83	3,03	z1Tr,α	Oberer Werra-Ton
- 76,53	0,70	z1Trg	Grenzhorizont
- 86,50	Endteufe	z1CA,b	Oberes Werra-Karbonat „Randkarbonat“

**Tabelle 8 Bohrung Bad Wildungen 6**

### 6.5.2 Bohrung Bad Wildungen 7

<b>Ansatzpunkt:</b>		<b>Blatt:</b> 4820 Bad Wildungen	
<b>R:</b> 3510907	<b>H:</b> 5665631	<b>Höhe:</b> 203,4 ü. NN	
<b>ET:</b> 83,20 m	<b>Bohrjahr:</b> 2002		
<b>Auftraggeber:</b> HPC	<b>Lagerung:</b> -	<b>Bezeichnung:</b> 7/02	
<b>Erbohrte Stratigraphie:</b> Zechstein 1 bis Zechstein 7			
<b>Vorherige Bearbeiter:</b> HPC, Dr. Heggemann (HLUG)			
Teufe/m	Mächtigkeit/m	Symbol	Lithostratigraphie
- 4,00	4,00	q	Quartär
- 24,80	20,80	z7	Fulda-Folge
- 34,80	10,00	z3 – z6	Leine-, Aller-, Ohre- und Friesland-Folge
- 47,50	12,70	z3CA	Leine-Karbonat „Plattendolomit“
- 48,80	1,30	z3T	Unterer Leine-Ton
- 57,50	8,70	z2Tr	Staßfurt-Sulfat und Oberer Staßfurt-Ton (z2AN und z2Tr)
- 59,65	2,50	z2CA	Staßfurt-Karbonat „Hauptdolomit“
- 75,70	16,50	z1ANr	Oberes Werra-Sulfat
- 79,06	3,36	z1Tr	Oberer Werra-Ton
- 79,50	0,44	z1Trg	Grenzhorizont
- 83,20	- Endteufe	z1CA,b	Oberes Werra-Karbonat „Randkarbonat“

**Tabelle 9 Bohrung Bad Wildungen 7**

Die Bohrung hat die Obergrenze des Randkarbonates bei 79,80 m erbohrt, darüber folgen 0,1 m gelber Schluffstein und, durch eine scharfe Grenze abgetrennt, 0,34 m grauvioletter, karbonatfreier Schluffstein. Im Hangenden folgen 3,36 m rote bis rotbraune Schluffsteine des Oberen Werra-Tones. Bei 76,60 – 76,74 m ist nochmals eine Lage gelben Schluffsteins eingeschaltet. Den Abschluss der Werra-Folge bilden 16,5 m des Oberen Werra-Anhydrites. Auch in dieser Bohrung weisen die obersten

Meter des Randkarbonates permische Verwitterungs- und Verkarstungs-Erscheinungen auf.

### 6.5.3 Bohrung Bad Wildungen 10

<b>Ansatzpunkt:</b>		<b>Blatt:</b> 4820 Bad Wildungen	
<b>R:</b> 3510960		<b>H:</b> 5665596	<b>Höhe:</b> 205,2 ü. NN
<b>ET:</b> 78,00 m		<b>Bohrjahr:</b> 2002	
<b>Auftraggeber:</b> HPC		<b>Lagerung:</b> -	<b>Bezeichnung:</b> 10/02
<b>Erbohrte Stratigraphie:</b> Zechstein 1 bis Zechstein 7			
<b>Vorherige Bearbeiter:</b> HPC, Dr. Heggemann (HLUG)			
Teufe/m	Mächtigkeit/m	Symbol	Lithostratigraphie
- 4,00	4,00	q	Quartär
- 13,30	9,30	z7	Fulda-Folge
- 24,00	10,70	z5-6	Ohre- und Friesland-Folge
- 24,70	0,70	z4	Aller-Folge
- 32,00	7,30	z3CA	Leine-Karbonat „Plattendolomit“
- 33,00	1,00	z3T	Unterer Leine-Ton
- 46,50	13,50	z2Tr	Oberer Staßfurt-Ton
- 46,80	0,30	z2CA	Staßfurt-Karbonat „Hauptdolomit“
- 47,90	1,90	z1-z2	Subrosionsbrekzie
- 54,70	6,70	z1ANr,β	Oberes Werra-Sulfat
- 59,00	4,30	z1Tr,β	Oberer Werra-Ton, oberer Teil
- 69,90	10,90	z1ANr,α	Oberes Werra-Sulfat, unterer Teil
- 73,42	3,52	z1Tr,α	Oberer Werra-Ton, unterer Teil
- 73,80	0,38	z1Trg	Grenzhorizont
- 78,00	Endteufe	z1CA,b	Oberes Werra-Karbonat “Randkarbonat“

**Tabelle 10 Bohrung Bad Wildungen 10**

Die Oberkante des Randkarbonates ist bei 73,70 m erbohrt, über diesem folgen 0,38 m gelber Grenzhorizont, darüber 3,53 m Oberer Werra-Ton mit seltenen grauen Zwischenlagen und 6,70 m Oberes Werra-Sulfat.

## 6.6 Spül- und Saugbohrungen

Neben den Kernbohrungen, in denen an der Oberkante des Randkarbonates der Grenzhorizont erbohrt ist, gibt es Literaturdaten verschiedener Spülbohrungen, die im Zusammenhang mit den Ergebnissen der Kernbohrungen Aussagen über das präpermische Paläorelief, die Mächtigkeitsverteilung der Zechsteinsedimente und die Zechstein-Paläogeographie in der Korbacher Bucht zulassen. In den Beschreibungen der Bohrungen gibt es keine Hinweise auf gelbliche Sedimente an der Oberkante des Randkarbonates, ihre Betrachtung ist für die Sedimente der Werra-Folge eine sinnvolle Ergänzung.

### 6.6.1 Bohrung Oberense

Der Übergang vom Randkarbonat in die hangenden Sedimente des Oberen Werra-Tones ist nach Sues & Munk (1996) in dieser Bohrung in Form einer kontinuierlichen Sedimentation dokumentiert. Aus den spärlichen Resten des Bohrgutes konnten hierzu keine Feststellungen gemacht werden. Die Obergrenze des Randkarbonates durchteufte die Bohrung bei 118 m.

<b>Ansatzpunkt:</b>		<b>Blatt:</b> 4719 Korbach (Bohrung 25)	
<b>R:</b> 3489300		<b>H:</b> 5677430	<b>Höhe:</b> 368 m ü. NN
<b>ET:</b> 99 m		<b>Bohrjahr:</b> 1967	
<b>Auftraggeber:</b> Wasserbeschaffungs- verband Waldeck-Upland		<b>Lagerung:</b> HLUG (Limbach)	<b>Bezeichnung:</b> Brunnenbohrung Oberense
<b>Erbohrte Stratigraphie:</b> Zechstein 1 bis Zechstein 3 Unterer Buntsandstein			
<b>Literatur:</b> Erstaufnahme durch Hölting; KULICK (1997); SUES & MUNK (1996)			
Teufe/m	Mächtigkeit/m	Symbol	Lithostratigraphie
- 15,30	15		Unterer Buntsandstein
- 48	32,70	Z3Tb - z7	Oberer Leine-Ton bis Grenzsande
- 72,50	24,50	z3CA	Leine-Karbonat „Plattendolomit“
- 83	7,20	z2T - z3Tr	Oberer Staßfurt-Ton bis Unterer Leine-Ton
- 90	7	z2CA	Staßfurt-Karbonat „Hauptdolomit“
- 98	8	z1ANr	Oberes Werra-Sulfat mit Schluffstein Zwischenlage
- 118	20	z1Tr	Oberer Werra-Ton
- 142,50	24,50	z1CA,b	Oberes Werra-Karbonat „Randkarbonat“
- 152	Endteufe	z1CA,a	Unteres Werra-Karbonat „Stinkkalk“

Tabelle 11 Bohrung Oberense

### 6.6.2 Bohrung Kreishaus

<b>Ansatzpunkt:</b>		<b>Blatt:</b> 4719 Korbach	
<b>R:</b> 3490100		<b>H:</b> 5681560	<b>Höhe:</b> 384 m ü. NN
<b>ET:</b> 99 m		<b>Bohrjahr:</b> 1981	
<b>Auftraggeber:</b> Landkreis Waldeck-Frankenberg		<b>Lagerung:-</b>	<b>Bezeichnung:</b> Versuchs- und Brunnenbohrung Neubau Kreishaus
<b>Erbohrte Stratigraphie:</b> Unterkarbon 3, Zechstein 1 bis Zechstein 3 Unterer Buntsandstein			
<b>Literatur:</b> Archiv HLUG (4719/151) Schichtenverzeichnis HÖLTING (1981)			
Teufe/m	Mächtigkeit/m	Symbol	Lithostratigraphie
- 9	9	z4- su	z4 - Unterer Buntsandstein
- 16	7	z3CA	Leine-Karbonat „Plattendolomit“
- 34	28	z3T	Ton-, Schluff- und Sandsteine
- 37	3	z2CA	Staßfurt-Karbonat „Hauptdolomit“
- 40	3	z2T	Unterer Staßfurt-Ton
- 47	7	z1ANr	Oberes Werra-Sulfat
- 56	9	z1Tr	Oberer Werra-Ton
- 86	30	z1CA,b	Oberes Werra-Karbonat „Randkarbonat“
- 97	13	z1CA,a	Unteres Werra-Karbonat „Stinkkalk“
- 99	Endteufe	cd III	Unterkarbon Grauwacken

Tabelle 12 Bohrung Kreishaus

### 6.6.3 Bohrung Höringhausen

<b>Ansatzpunkt:</b>		<b>Blatt:</b> 4719 Korbach	
<b>R:</b> 3498700		<b>H:</b> 5683400	<b>Höhe:</b> 338 m ü. NN
<b>ET:</b> 275 m		<b>Bohrjahr:</b> 1982	
<b>Auftraggeber:</b> Wasserbeschaffungsverband Waroldern		<b>Lagerung:-</b>	<b>Bezeichnung:</b> Brunnenbohrung Höringhausen
<b>Erbohrte Stratigraphie:</b> Unterkarbon oder Oberdevon, Zechstein 1 bis Zechstein 3 Unterer Buntsandstein			
<b>Literatur:</b> Archiv HLOG (4719/152) Schichtenverzeichnis; HÖLTING (1983)			
Teufe/m	Mächtigkeit/m	Symbol	Lithostratigraphie
- 139	139	z4 - su	z4 - Unterer Buntsandstein
- 143	4	z3Tr	Unterer Leine-Ton
- 161	18	z3CA	Leine-Karbonat „Plattendolomit“
- 171	10	z3T	Ton-, Schluff- und Sandsteine
- 180	9	z2CA	Staßfurt-Karbonat „Hauptdolomit“
- 187	7	z2T	Unterer Staßfurt-Ton
- 199	12	z1ANr	Oberes Werra-Sulfat
- 202	3	z1Tr	Oberer Werra-Ton
- 261	59	z1CA,b	Oberes Werra-Karbonat „Randkarbonat“
- 275	Endteufe	z1CA,a	Oberes Werra-Karbonat „Randkarbonat“
		cd III	Unterkarbon oder Oberdevon

Tabelle 13 Bohrung Höringhausen

## 6.7 Der Grenzhorizont in den Bohrungen

In ihrer lithologischen Abfolge zeigen alle untersuchten Bohrungen an der Oberkante des Randkarbonates ein gleiches Profil. Über dem bis in einige Meter Tiefe meist bräunlich verwitterten und verkarsteten Randkarbonat folgt der bis zu 80 cm mächtige Grenzhorizont. Im Hangenden folgt stets der Obere Werra-Ton mit terrestrisch entstandenen, rotbraunen Schluff- bis Feinsandsteinen.

Die Bohrungen Goddelsheim, Eisenberg, Nordenbeck 1, Korbacher Spalte und Braunsen können in einem Südwest – Nordost gerichteten, etwa 13 km langen lithologischen Profil dargestellt werden, das durch Informationen aus den ungekehrten Bohrungen Kreishaus und Höringhausen ergänzt wurde.

Generell befand sich im Westen das Variscische Gebirge als Liefergebiet der klastischen Sedimente und im Osten das Zechsteinmeer als Entstehungsort der Karbonate und Evaporite der Werra-Folge.

In der Profildarstellung diente die Obergrenze des Randkarbonates als Referenzfläche. Dieses Niveau wurde ausgewählt, da sie der Position des Grenzhorizontes im lithologischen Profil entspricht und KULICK (1997) heraushebt, dass die Reliefunterschiede des präpermischen Paläoreliefs in der Korbacher Bucht nach der Ablagerung des Randkarbonates ausgeglichen waren. Somit ist zu diesem Zeitpunkt von einer nahezu ebenen Landoberfläche östlich des Variscischen Gebirges

auszugehen, so dass die Mächtigkeitseentwicklungen von dieser Fläche aus sowohl in das Liegende als auch in das Hangende untersucht werden können.

Bei den sequenzstratigraphischen Untersuchungen von BECKER (2002) endet die Zechstein-Sequenz-1 am Top des Randkarbonates. Den über dem Randkarbonat folgenden Oberen Werra-Ton stellt er bereits in die Zechstein-Sequenz-3. Für die gesamte Zechstein-Sequenz-2 nimmt er in der Korbacher Bucht subaerisch exponierte Verhältnisse an.

Die Mächtigkeit der liegenden Einheiten der Werra-Folge, Kupfermergel, Zechsteinkalk und Randkarbonat, zeichnen die Reliefunterschiede des präpermischen Paläoreliefs in der Korbacher Bucht am Ostrand der Variscischen Gebirges nach. Mit zunehmender Entfernung vom heutigen Rheinischen Schiefergebirge nimmt die Mächtigkeit der Karbonate zu.

Der Kupfermergel ist nur in den Bohrungen Korbacher Spalte und Braunsen entwickelt. In der Bohrung Korbacher Spalte finden sich in den unteren Metern des Stinkkalkes nur noch Hinweise auf Vererzungen, der Kupfermergel ist nicht als eigenständige lithologische Einheit abzugrenzen. In den weiter im Westen befindlichen Bohrungen Nordenbeck I und Goddelsheim fehlen jegliche Hinweise auf den Kupfermergel.

Die Mächtigkeit des gesamten Werra-Karbonates nimmt von Osten (Bohrung Braunsen) nach Westen zunächst ab, in der Bohrung Nordenbeck I ist seine Mächtigkeit erhöht. Hier treten mächtige Bereiche von Randkonglomerat innerhalb des Stinkkalkes auf, die KULICK (1997) als Faziesvertreter des Stinkkalkes auffasst.

Die Bohrung Eisenberg hat den Stinkkalk wegen technischer Probleme nicht erreicht, so dass die Mächtigkeit des Randkarbonates in der Bohrung nicht vollständig erfasst ist, das Randkarbonat ist in der Bohrung mindestens 22,10 m mächtig.

Die im Hangenden des Randkarbonates folgenden rotbraunen Schluffsteine des Oberen Werra-Tones inklusive des Grenzhorizontes zeichnen den umgekehrten Trend nach. Sie erreichen ihre maximale Mächtigkeit in der Bohrung Eisenberg mit 18,90 m und nehmen beckenwärts kontinuierlich bis auf unter 2 m in der Bohrung Braunsen ab. Daraus ist, wie auch aus den petrographischen Untersuchungen und der Liefergebietsanalyse bereits bekannt ist, zu erkennen, dass der Obere Werra-Ton als terrestrisches Sediment aus dem Abtragungsmaterial des Variscischen Gebirges gebildet wurde. Die geringe Mächtigkeit des Oberen Werra-Tones in der Bohrung Goddelsheim von unter 2 m zeigt, da im Hangenden die terrestrischen Ablagerungen der Zechsteinfolgen 2 – 8 folgen, dass hier entweder bereits im Zechstein 1 - 2 ein



großer Teil des Oberen Werra-Tones abgetragen und somit in seiner Mächtigkeit minimiert wurde oder dass diese Stelle während der Ablagerung des Oberen Werra-Tones eher Erosionsgebiet als Akkumulationsgebiet war und der Obere Werra-Ton nur sehr geringmächtig abgelagert wurde.

Der hangende Werra-Anhydrit zeichnet wieder eine typisch randmarine Entwicklung nach. Er hat mit 25 m im Osten (Bohrung Braunsen) seine größte Mächtigkeit, die nach Westen bis zur Bohrung Nordenbeck I auf 5 m abnimmt. Zu den Bohrungen Eisenberg und Goddelsheim hin keilt der Anhydrit aus.

Vergleicht man die Mächtigkeiten des Oberen Werra-Tones in den Bohrungen Bad Wildungen mit den Bohrungen des Profils, so ergibt sich für die Bohrungen Bad Wildungen im Vergleich mit den anderen Bohrungen eine beckenwärtigere Position, da der Anhydrit bis zu 22 m und der Obere Werra-Ton mit max. 8,50 m geringer mächtig ist. Die Schwankungen der Mächtigkeiten innerhalb der Bohrungen Bad Wildungen und das teilweise Auftreten des Oberen Werra-Tones als Wechsellagerung mit dem Anhydrit weisen allerdings weiterhin auf eine Randlage im Bereich des Zechsteinbeckens hin und machen deutlich, dass die Mächtigkeiten auf geringer Distanz variieren können. Zahlreiche Störungen, Versturzhorizonte und Auslaugungsbereiche führten im Bereich der Bohrungen Bad Wildungen zur Entstehung einer großen Subrosionssenke (HORN, KULICK & MEISCHNER, 1973).

#### **6.7.1 Vergleich des Grenzhorizontes in den Bohrungen und dem Profil Dorfitter**

Aus allen Bohrungen wurden Proben des Grenzhorizontes mit röntgendiffraktometrischen Messungen und der Bestimmung des Gesamtkarbonatgehaltes nach MÜLLER & GASTNER (1971) untersucht. Zur Ermittlung der semiquantitativen petrographischen Zusammensetzung wurden die Röntgendiagramme nach TRIBUTH & LAGALY (1991) von Hand ausgewertet.

Die Ergebnisse wurden mit Vergleichsmessungen aus der Korbacher Spalte und dem Grenzhorizont sowie den Spalten aus dem Profil Dorfitter verglichen.

Die Untersuchungen zeigen, dass alle Proben die gleiche mineralische Zusammensetzung aufweisen, wobei der Mengenanteil der einzelnen Minerale variiert.

Die Sedimente bestehen aus einem schwankenden, aus Calcit und Dolomit gebildeten Karbonatanteil und einem klastischen, aus Quarz und Illit bestehenden Anteil, in dem gelegentlich Spuren von Kaolinit nachzuweisen sind.

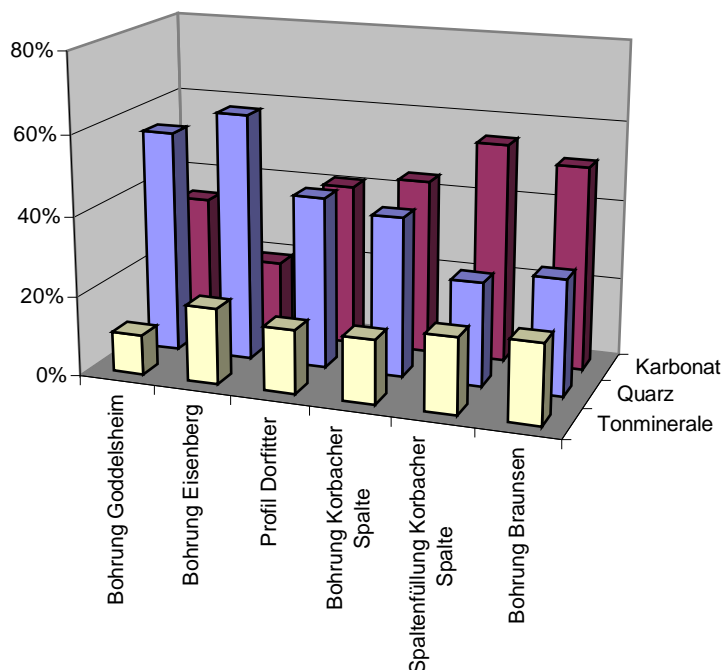
Wie in den vorhergehenden Kapiteln bereits beschrieben, besteht der klastische Anteil aus umgelagertem Verwitterungsmaterial des Variscischen Gebirges, der Karbonatanteil ist diagenetischen Ursprungs. Der Karbonatanteil wurde somit erst nach



der Sedimentation des Grenzhorizontes und der Entstehung der Korbacher Spalte gebildet.

Es ist deshalb sinnvoll, bei den petrographischen Untersuchungen beide Anteile auch getrennt voneinander zu sehen.

Bei der Betrachtung der semiquantitativen Analysen der Gesamtproben (Abb. 25) zeigt sich, dass der Karbonatgehalt des Grenzhorizontes in der Bohrung Goddelsheim durchschnittlich 30 % beträgt, nach Osten in der Bohrung Eisenberg auf unter 20 % abnimmt und von dort aus nach Nordosten im Aufschluss bei Dorfitter, der Korbacher Spalte und den Bohrungen Korbacher Spalte und Braunsen auf über 50 % ansteigt.

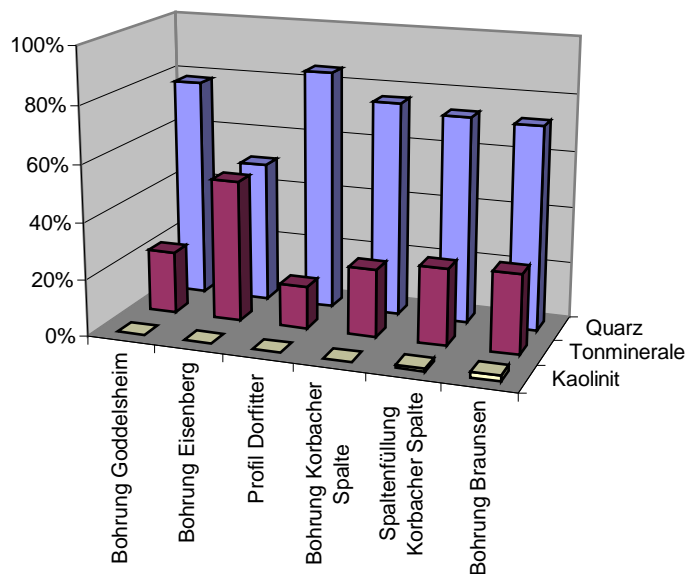


**Abbildung 25** Die durchschnittliche petrographische Zusammensetzung der Gesamtproben des Grenzhorizontes in den Bohrungen, dem Profil Dorfitter und der Sedimentfüllung der Korbacher Spalte. Die Reihenfolge der Darstellung entspricht der in Abb. 24 mit der Bohrung Goddelsheim im Südwesten und der Bohrung Braunsen im Nordosten.

Wie in den Kapiteln 4 und 5 bereits festgestellt wurde, ist der Karbonatgehalt des Grenzhorizontes diagenetischen Ursprungs, so dass die Unterschiede des Karbonatgehaltes zwar gleichartige, aber unterschiedlich starke diagenetische Entwicklungen widerspiegeln, die offensichtlich mit zunehmender Entfernung vom Variscischen Gebirge zunehmen.

Diese zunehmende Entfernung zum Liefergebiet, dem Variscischen Gebirge, wird bei der Betrachtung der mineralischen Zusammensetzung des klastischen Anteils in dem

Profil der Bohrungen deutlich. Die Betrachtung des klastischen Sedimentanteils zeigt, dass der Quarzanteil im Grenzhorizont der dem Liefergebiet nahe gelegenen Bohrungen Goddelsheim und Eisenberg mit 50 – 60 % Quarz nach Osten mit zunehmender Entfernung auf um 30 % abnimmt. Im Gegensatz dazu nimmt der Illitanteil von unter 10 % am Rande des Variscischen Gebirges auf bis zu 20 % zu. Deutlicher wird dieser Zusammenhang bei der isolierten Betrachtung des klastischen Sedimentanteiles (siehe Abb. 26). Im Westen, in der Bohrung Eisenberg, ist das Quarz / Illit – Verhältnis 1 : 1. Diese Bohrung stellt den zur Zeit der Ablagerung im Relief am höchsten gelegenen und gleichzeitig dem Liefergebiet am nächsten gelegenen Punkt des Profiles dar. Von dort aus wurde das Sediment sowohl nach Südwesten (Bohrung Goddelsheim) als auch nach Nordosten (Profil Dorffitter) transportiert. In beiden Lokalisationen ist das Quarz / Illit – Verhältnis etwa 4 : 1. In der Fortsetzung des Profiles nach Nordosten zeigt sich, dass der Quarzanteil mit zunehmender Entfernung zum Liefergebiet leicht abnimmt und der Illitanteil im Gegenzug zunimmt.



**Abbildung 26** Die durchschnittliche petrographische Zusammensetzung des klastischen Anteils des Grenzhorizontes in den Bohrungen, dem Profil Dorffitter und der Sedimentfüllung der Korbacher Spalte. Die Reihenfolge der Darstellung entspricht der in Abb. 24 mit der Bohrung Goddelsheim im Südwesten und der Bohrung Braunsen im Nordosten.

Es lässt sich feststellen, dass sich die Zusammensetzung des Grenzhorizontes mit zunehmender Entfernung vom Liefergebiet ändert, der Quarzgehalt nimmt ab und der Illitgehalt zu. Dies bedeutet, dass der Tonanteil des Sedimentes mit zunehmender Entfernung von seinem Liefergebiet größer wird. Das feinere tonige Material wurde weiter in die Küstenebene hineintransportiert als der Quarzanteil.

Der Grenzhorizont enthält in den Bohrungen verschiedene Komponenten, die fazielle Zuordnungen ermöglichen. In den Bohrungen am Rheinischen Schiefergebirge befinden sich Komponenten aus paläozoischen Gesteinen der näheren Umgebung.

In der Bohrung Braunsen ist die Mikrofazies des Grenzhorizontes von Ooiden geprägt, diese weisen eindeutig flachmarine Bedingungen während der Entstehung des Horizontes im Bereich Braunsen nach.

Der diagenetisch entstandene Karbonatanteil ist relativ stabil, der erhöhte Karbonatgehalt in der Bohrung Braunsen ist auf die Oolithe zurückzuführen und unterstreicht die marine Herkunft.

Die Küstenebene erstreckte sich somit zu dem Zeitraum, als der Grenzhorizont entstand, vom Ostrand des Variscischen Gebirges ca. 13 km nach Osten, wo sie vom Zechsteinmeer begrenzt wurde.

## **7 Das Alter der Korbacher Spalte**

### **7.1 Der Entstehungszeitraum der Korbacher Spalte**

Die Situation im Steinbruch Korbacher Spalte und dem westlich anschließenden Bereich, in dem die geophysikalischen Untersuchungen (Kap. 3.2.1) durchgeführt wurden, zeigt deutlich, dass in der näheren Umgebung der Spalte eine Überdeckung durch den Oberen Werra-Ton ausgeschlossen werden kann. Hier bestätigt sich die von SUES & MUNK (1996) und MÜLLENHOFF (1999) beschriebene Auffassung, dass die Spalte von pleistozänem Sediment abgedeckt und durch pleistozäne Erosion und Verkarstung beeinflusst wurde (siehe Kap. 3.4). Dies schließt Aussagen zur Altersstellung der Korbacher Spalte im Steinbruch und seiner näheren Umgebung aus.

Erst die Bohrung Korbacher Spalte (Kap. 4) und das Auffinden des Grenzhorizontes am Top des Randkarbonates ließen es zu, den Entstehungszeitpunkt der Korbacher Spalte enger zu fassen. Der Grenzhorizont konnte auch im Profil Dorfitter (siehe Kap. 5) (BÖKENSCHMIDT ET AL., 1999) und in verschiedenen weiteren Bohrungen (siehe Kap. 6) nachgewiesen werden.

Da der Grenzhorizont das Material der Spaltenfüllungen geliefert hat, muss die Korbacher Spalte in einer terrestrischen Phase nach dem Ende der Randkarbonatsedimentation und vor dem Beginn der Sedimentation des Oberen Werra-Tones entstanden sein. In dieser Phase folgten zunächst Verwitterung und Verkarstung auf der Landoberfläche des Randkarbonates; dies bestätigen auch die isotopengeochemischen Untersuchungen von Becker (2002). In diese Phase können auch die Öffnung der Spalte und die Einfüllung des Sedimentes datiert werden. Der Obere Werra-Ton überlagert den Grenzhorizont und die Korbacher Spalte, so wie es KULICK (1987) bereits vermutet hatte.

Der Grenzhorizont stellt somit den Zeitmarker für den Entstehungszeitraum der Korbacher Spalte dar.

### **7.2 Einordnung in die Sequenzstratigraphie von Becker (2002)**

Am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges und speziell in der Korbacher Bucht tritt über dem Randkarbonat und an der Basis des Oberen Werra-Tons der Grenzhorizont auf, mit dem auch die Datierung des Entstehungszeitraums der Korbacher Spalte verbunden ist. Wie in Kap. 2.5 beschrieben, entspricht dieser Zeitraum in den

sequenzstratigraphischen Untersuchungen von BECKER (2002) dem Zeitraum der Zechstein-Sequenz-2 bis zur beginnenden Zechstein-Sequenz-3.

In dieser Phase entstand die Fossilagerstätte Korbacher Spalte. Die Landschaft war von einer Küstenebene geprägt, die im Westen vom Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges (Bohrungen Goddelsheim und Eisenberg) und im Osten von der Küste des in Evaporation befindlichen Zechsteinmeeres etwa im Bereich der Bohrung Braunsen begrenzt wurde. Die Sedimente des Grenzhorizontes müssen sich noch während der Regression des z1-Meeres in der Küstenebene abgelagert haben, da die terrestrischen Sedimente des Oberen Werra-Tones weit über diesen hinweg bis in den Raum von Kassel reichen (Kulick, 1987). Die Entstehung des Grenzhorizontes und somit auch die der Korbacher Spalte müssen folglich an den Anfang der Zechstein-Sequenz-2 gestellt werden.

In der Zechstein-Sequenz-2 sind somit im Raum Korbach die Verkarstung der Randkarbonatoberfläche und die Öffnung der Korbacher Spalte geschehen. Im Vergleich zum zentralen Hessischen Becken ist dies der Zeitraum, in dem Werra-Anhydrit und Werra-Salinar abgelagert wurden.

In diesem Zeitraum war der Raum Korbach terrestrisch exponiert; sequenzstratigraphisch entspricht dies bei Becker (2002) der Zechstein-Sequenz-2.

Die Entstehung des gelben Horizontes und die Füllung der Spalte mit Sediment und Fossilien fanden zu Beginn der Zechstein-Sequenz-3 statt.

Das Alter der Korbacher Spalte kann somit unter Berücksichtigung der Sequenzstratigraphie von BECKER (2002) auf den Beginn der Zechstein-Sequenz-3 eingengt werden.

Lithostratigraphie Korbach		Sequenzstratigraphie nach Becker (2002)
Oberer Werra-Anhydrit		ZS 3
Oberer Werra-Ton		
Grenzhorizont		ZSB 3
Werra - Karbonat	Randkarbonat	ZS 1
	Stinkkalk	
	Productus-Kalk	ZSB 2
		ZSB 1

**Abbildung 27 Die Einordnung des Grenzhorizontes in die Sequenzstratigraphie von BECKER (2002).**

### 7.3 Das Alter der Fauna

Auf Grund der Umlagerung der Fossilien muss die Datierung der Fauna von der Datierung der Entstehung der Korbacher Spalte getrennt gesehen werden.

Daraus ergibt sich, dass die von klastischem gelbem Sediment bedeckte Ebene am Top des Randkarbonates nicht den Lebensraum der Fauna bildete. Dieser ist im Hinterland des Variscischen Gebirges zu suchen. Aus der in der Literatur für die Fauna ermittelten Alterseingrenzung auf das Oberperm ergibt sich als möglicher Zeitraum, in dem die Tiere die Landschaft am Rande des Variscischen Gebirges bevölkerten, der Zeitraum zwischen dem Beginn der Werra-Folge und dem Ende der Randkarbonat - Sedimentation. Die Tiere lebten am Ostrand des Variscischen Gebirges innerhalb des Zeitraumes der Zechstein-Sequenzen-1 und -2.

Einen Lösungsansatz für die Ermittlung des Lebenszeitraumes der Fauna bietet evtl. die Einbeziehung der ökologischen Verhältnisse.

Da sich einige der Tiere herbivor ernährten, muss es zu der Zeit, in der die Tiere lebten, eine Vegetation am Ostrand des Variscischen Gebirges gegeben haben, die die Nahrungsgrundlage für die Fauna bildete.

In der Werra-Folge gibt es in der Korbacher Bucht zwei Phasen, in denen die Existenz einer solchen Vegetation durch Pflanzenfossilien belegt ist.

Bei diesen handelt es sich, wie in Kap. 8 erläutert wird, um die im Steinbruch Rodenbach, westlich von Frankenberg / Eder, dokumentierte Flora, die mit einem Teil der Sedimente des Stinkkalkes und speziell des Kupfermergels zeitlich korreliert. Da die Flora aus den Geismarer Schichten (Kap. 8.3) nach UHL (2004) in den Grenzbereich von Zechstein-1 zu Zechstein-2 zu stellen ist, ist diese Flora somit jünger als der Entstehungszeitraum der Korbacher Spalte und scheidet als Nahrungsgrundlage für die Fauna aus. Die aus Frankenberg-Rodenbach bekannte Flora ist somit die wahrscheinlichste Nahrungsgrundlage für die Fauna.

Eine artenreiche Flora an der Küste des Zechsteinmeeres ist zur Zeit der Sedimentation des Stinkkalkes dokumentiert. Diese bildete wahrscheinlich die Lebensgrundlage für die Fauna. Die Flora ist im Raum Frankenberg in den Stätteberg- und den Geismarer-Schichten eingehend untersucht und in einem Steinbruch bei Rodenbach (siehe Kap. 8) beschrieben.

## 8 Steinbruch Rodenbach

Der Steinbruch Rodenbach ist auch als ehemalige Ziegeleigrube der Fa. Bötzel bekannt. Er befindet sich am westlichen Ortsausgang von Frankenberg / Eder in Richtung Rodenbach und Wangershausen (Blatt 4918 Frankenberg; **R:** 348380; **H:** 565940).

In dem Steinbruch sind die zum Werra-Karbonat zeitlich äquivalenten Gesteine in einer stark terrestrisch dominierten Fazies am südlichsten Punkt der zechsteinzeitlichen Korbacher Bucht aufgeschlossen. Diese war durch die Waldecker Schwelle von der sich südlich anschließenden Frankenger Bucht getrennt. Eine aktuelle Zusammenfassung über den Steinbruch geben HEGGEMANN ET AL. (2004). In dem Steinbruch sind die in den folgenden Kapiteln beschriebenen Einheiten dokumentiert.

### 8.1 Älteres Konglomerat

Das in diesem Steinbruch nur etwa einen Meter mächtig aufgeschlossene Ältere Konglomerat bildet die Basis des aufgeschlossenen Profils. Die roten Sandsteine und Konglomerate wurden früher auch als „Älteres Frankenger Konglomerat“ bezeichnet. HEGGEMANN ET AL. (2004) benutzen den Begriff „Battenberg-Formation“.

Die von SAUER (1964) und MAUSFELD (1981) sedimentologisch untersuchten Konglomerate mit bis zu 5 cm großen Geröllen sind am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges weit verbreitet. Lithostratigraphisch werden sie nach HEGGEMANN (2003) als rotliegend bis zechsteinzeitlich eingestuft, da sie sich im obersten Bereich mit Mergeln und Tonen des Zechsteins verzahnen. Die bis maximal 90 m mächtigen Sedimente sind aquatische, terrestrische Schwemmschuttbildungen, deren Liefergebiet das damalige Variszische Gebirge war (HEGGEMANN ET AL., 2004).

### 8.2 Stätteberg-Schichten

Die in der Literatur als Stätteberg-Schichten beschriebenen Sedimente sind lokal im Raum Frankenberg verbreitet und verzahnen sich nach Norden mit dem marinen Zechsteinkalk<sup>16</sup> (Stinkkalk) (HEGGEMANN, 2003). HEGGEMANN ET AL. (2004) bezeichnen diese Einheit als Stätteberg-Formation. Die etwa 12,4 m mächtige Sedimentfolge aus grauen Ton-, Sand-, Mergel-, Kalk- und Dolomitgesteinen wurde von HOLZAPFEL (1980) und KULICK (1991) als stark terrestrisch beeinflusster, marin-lagunärer Randbereich am

---

<sup>16</sup> Nach Rückfrage bei Herrn Dr. Heggemann (HLUG) bezieht sich die Aussage auf das Untere Werra-Karbonat.



südlichsten Ende der Korbacher Bucht bezeichnet. Dieser Meeresarm hatte nach Norden über die schmale Korbacher Bucht eine Verbindung mit dem Zechsteinmeer. Ein reiches Inventar an Sedimentstrukturen in Form von Schrägschichtungsgefügen, Rippelmarken, Strömungsrippeln, Roll-, Schleif- und Belastungsmarken sowie Trockenrissen unterstreicht dieses randmarine, stark terrestrisch beeinflusste Environment.



**Abbildung 28 Die Stätteberg-Formation im Steinbruch Rodenbach.**

Infolge der wechselnden marinen und fluviatil-terrestrischen Bedingungen entstand eine Wechselfolge aus terrestrischen Sandsteinen, marinen Mergeln und Karbonaten. Die Karbonate enthalten nach SAUER (1964) und HOLZAPFEL (1980) eine verarmte marine Fauna<sup>17</sup>, die sich aus wenigen kleinwüchsigen Muschel- und Schneckenarten zusammensetzt. Die reichhaltige Flora, aus der sich die Bekanntheit des Steinbruches begründet, setzt sich überwiegend aus *Pseudovoltzia liebeana* (GEINITZ), *Ullmannia*

---

<sup>17</sup> Marine Fauna nach SAUER (1964) und HOLZAPFEL (1980): *Schizodus obscurus* (SOWERBY), *Bakewellia ceratophaga* (SCHLOTHEIM), *Bakewellia antiqua* (MÜNTER), *Libea hausmanni* (GOLDFUSS), *Pleurophorus costatus* (BROWN), *Turbonilla altenburgensis* (GEINITZ), *Glomospira cf. gordiformis* (SPANDEL) und in vereinzeltten Lagen Muschelbrut von Prodisoconchen.

*bronni* (GÖPPERT) und *Ullmannia frumentaria* (GÖPPERT) zusammen. SAUER (1964) untersuchte das dazugehörige reichhaltige Sporomorpheninventar<sup>18</sup>.

Die stark inkohlten und meist flachgedrückten Pflanzenfossilien weisen in Form von Stämmen teilweise eine erhebliche Größe auf; HEGGEMANN ET AL. (2004) verweisen auf bis zu 2 m lange Stämme mit Durchmessern bis zu 30 cm. Aber auch hervorragend erhaltene belaubte Äste von Pflanzen und dreidimensional erhaltene Fruktifikationen sind auf den Schichtflächen zu finden.

Die stark terrestrisch beeinflussten, fluviatilen Sandsteine interpretieren SAUER (1964) und HOLZAPFEL (1980) als Deltaschüttungen in einem marinen Milieu. Die Gesteine der Stätteberg-Formation sind auf den Schichtflächen im Bereich der inkohlten Pflanzenreste mit Blei und Kupfer mineralisiert, in den Karbonaten sind auch Bleiglanz- und Pyrit-Mineralisationen anzutreffen. Generell ist die Stätteberg-Formation eine regressive Abfolge von marinen Karbonaten und Mergeln im unteren Bereich im Vergleich zu terrestrischen Sandsteinen im oberen Bereich.

### 8.3 Geismarer-Schichten

Mit dem Beginn der Regression des Zechsteinmeeres wurden die „Geismarer-Schichten“ als terrestrische Sedimente in Form von roten Ton- bis Schluffsteinen abgelagert. HEGGEMANN ET AL. (2004) bezeichnen diese Gesteine als „Geismarer-Formation“. Der direkte Übergang aus der Stätteberg-Formation ist im Steinbruch Rodenbach nicht aufgeschlossen. Die Geismarer-Schichten stehen jedoch in einer abgeschobenen Scholle im nördlichsten Bereich des Steinbruches an. Sie weisen ebenfalls eine Kupfer – Mineralisation auf und sind für ihre zahlreichen, sehr gut erhaltenen Pflanzenfossilien<sup>19</sup> bekannt. Eine ausführliche Bearbeitung der Flora liefern UHL & KERB (2002) und UHL (2004), deren Proben allerdings nicht aus diesem Steinbruch, sondern überwiegend aus Halden des östlich von Frankenberg gelegenen, historischen Kupferbergbaureviers bei Geismar stammen. Das Geismarer Kupferlettenflöz stufen sie unter Berufung auf KULICK & PAUL (1987) in die oberste Werra-Folge bis in den Grenzbereich zur Staßfurt-Folge ein. Als mögliche Nahrungsgrundlage für die in der Korbacher Spalte aufgefundene Wirbeltierfauna kann

---

<sup>18</sup> Sporomorphen nach SAUER (1964): *Lueckisporites virkkiae* (POTONIE & KLAUS), *Jugasporites delasaucei* (LESCHIK), *Striatites richteri* (KLAUS), *Taeniasporites noviaulensis* (LESCHIK), *Platysaccus papilionis* (POTONIE & KLAUS) und cf. *Pityosporites zapfei* (POTONIE & KLAUS).

<sup>19</sup> Flora der Geismarer-Formation: *Ullmannia bronni* (GÖPPERT), *Pseudovoltzia liebeana* (GEINITZ), *Peltaspermum martinsii* und *Sphenopteris*.

die Flora aus den Geismarer- Schichten ausgeschlossen werden, da sie jünger ist als der Entstehungszeitraum der Korbacher Spalte.

Die Geismar-Schichten stellen, im Vergleich zu den Zechsteinsedimenten im Raum Korbach, als rein terrestrische Sedimente das zeitliche Äquivalent aller höheren Zechsteinsedimente vom Randkarbonat oder dem Oberen Werra-Ton bis zu den Grenzsanden des Zechstein 4 dar.

### 8.4 Lithostratigraphische Einordnung

Die Stätteberg-Schichten verzahnen sich nach Norden mit dem Werra-Karbonat „Stinkkalk“ der Korbacher Bucht (HEGGEMANN ET AL., 2004). Auf Grund der bereits in der Stätteberg-Formation einsetzenden Regression des Zechsteinmeeres ist eine Korrelation mit dem Randkarbonat im Raum Korbach eventuell möglich, in Ermangelung von Aufschlüssen jedoch nicht durchführbar. Die Vererzungen der Stätteberg-Schichten lassen auf eine Gleichzeitigkeit mit den Kupfermergeln im unteren Bereich des Stinkkalkes in der zentralen Korbacher Bucht schließen. Der Beginn der Sedimentation der Geismar- Formation kann auf Grund ihrer rein terrestrischen Fazies mit dem Oberen Werra-Ton in Verbindung gebracht werden, aber auch eine etwas frühere Entstehung, bereits während der Sedimentation des Randkarbonates, ist denkbar. Die Stätteberg-Schichten lassen sich nach HEGGEMANN (2003) und HEGGEMANN ET AL. (2004) von Frankenberg nach Norden mit einem Teil des Stinkkalkes korrelieren, in dessen unterem Bereich sich nach KULICK (1997) Productuskalk und Kupfermergel befinden. Nach KULICK & PAUL (1997) vertreten diese den Kupferschiefer des Hessischen Zechsteinbeckens im Bereich Korbach faziell. Somit sind die Stätteberg-Schichten auch mit dem Kupferschiefer in einen zeitlichen Zusammenhang zu bringen.

Lithostratigraphie Stbr. Rodenbach	Lithostratigraphie Korbach
Geismarer-Schichten (z1 - z4)	Oberer Werra-Anhydrit
	Oberer Werra-Ton
	Grenzhorizont
	Randkarbonat
Stätteberg-Schichten	Werra - Karbonat
Älteres Konglomerat	Stinkkalk Kupfermergel
	Productus-Kalk

**Abbildung 29**  
**Lithostratigraphische Korrelation für die Werra-Folge des Steinbruches Rodenbach mit dem Raum Korbach.**

## 9 Paläoökologie

Zur Datierung des Zeitabschnittes, in dem die Tiere die Küsten der Korbacher Bucht bevölkerten, müssen auch ökologische Gesichtspunkte herangezogen werden. Die Betrachtung der Entwicklung von Meeresspiegel und Klima in der Werra-Folge sind dabei von besonderer Bedeutung.

### 9.1 Die Entwicklung des Meeresspiegels

Einen Überblick über die Entwicklung des Meeresspiegels während der Sedimentation des Werra-Karbonates gibt die Arbeit von HOLZAPFEL (1991). Nach der raschen Transgression des Zechstein 1 Meeres in die Korbacher Bucht wurde zunächst auf den Schwellen des Paläoreliefs der Productuskalk und in den Senken bereits der Stinkkalk sedimentiert.

Die von BROWN ET AL. (1992) aufgeführte Meeresspiegelkurve zeigt nach einem starken Absinken des Meeresspiegels im Karbon für das Perm zunächst eine Transgression, der eine Regression folgte. Das Niveau des Meeresspiegels lag nach BROWN ET AL. (1992) wenig über dem heutigen Meeresspiegel.

Der anhaltende Anstieg des Meeresspiegels führte zur Ausdehnung der Stinkkalk-Fazies mit den Kupfermergel-Einschaltungen auch in die höheren Bereiche, so dass diese nahezu in der gesamten Korbacher Bucht sedimentiert wurde.

Der Höchststand des Meeresspiegels wurde mit der Ablagerung der marinen Anteile der Stätteberg- Schichten bei Frankenberg im südlichsten Bereich der Korbacher Bucht erreicht. Er ist heute im Steinbruch Rodenbach dokumentiert. Gleichzeitig wurde in der zentralen Korbacher Bucht der Stinkkalk in seiner größten lateralen Verbreitung sedimentiert.

Die anschließende Regression setzte bereits vor dem Beginn der Randkarbonat-Sedimentation ein, die Oolithe zeigen bereits flacher marine Bedingungen an. Aus dem südlichsten Bereich der Korbacher Bucht, dem Steinbruch Rodenbach, hatte sich das Meer zu diesem Zeitpunkt bereits zurückgezogen, so dass dort die Geismarer Schichten als terrestrische Sedimente zur Ablagerung kamen. Den Meeresspiegeltiefststand und den Rückzug des Z1 Meeres aus der Korbacher Bucht dokumentieren nach HOLZAPFEL (1991) die bei KULICK (1997) beschriebenen Karneolbildungen am Top des Randkarbonates und die darauf folgenden Sedimente des Oberen Werra-Tones.

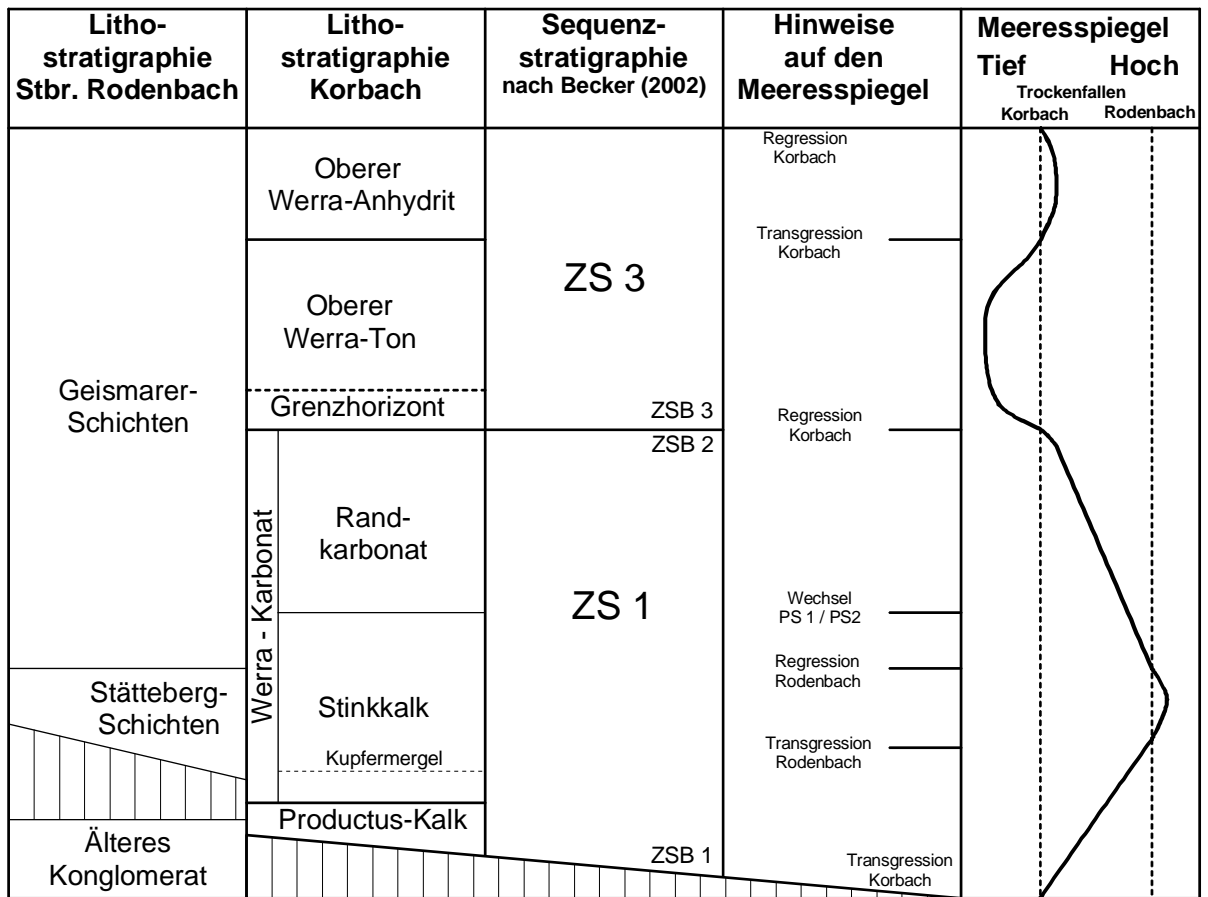
Zusammenfassend stellt sich die Entwicklung des Meeresspiegels während der Sedimentation des Werra-Karbonates als rasche Transgression dar, die während der

Ablagerung des Stinkkalkes mit kurzen Unterbrechungen mit einer stetigen Erweiterung der Korbacher Bucht bis in den Raum von Frankenberg einherging. Zum Zeitpunkt der Ablagerung der marinen Teile der Stätteberg-Schichten war während der Stinkkalk-Sedimentation der höchste Meeresspiegelstand erreicht. Mit der Sedimentation des im Hangenden folgenden Randkarbonates ist eine Regression dokumentiert, an deren Ende das Trockenfallen der gesamten Korbacher Bucht steht.

Der im Hangenden des Randkarbonates folgende Grenzhorizont ist in der Korbacher Bucht flächig verbreitet und als terrestrisches Sediment im östlichen Vorland des Rheinischen Schiefergebirges entwickelt. In der Bohrung Braunsen ist der Grenzhorizont oolithisch und zeigt Hinweise auf Evaporation. Das Sediment ist dort randmarin ausgebildet und zeigt, dass sich im Bereich von Braunsen zu dieser Zeit die Küste des in Regression befindlichen Zechstein 1 Meeres befand. Die im Hangenden folgenden terrestrischen Sedimente des Oberen Werra-Tones sind nach KULICK (1987) bis in den Raum östlich von Kassel verbreitet. Die Regression setzte sich somit auch zu Beginn der Sedimentation des Oberen Werra-Tones fort. Erst gegen Ende dieser Phase setzte erneut eine Transgression ein, die bis an das Rheinische Schiefergebirge heranreichte und durch den Oberen Werra-Anhydrit dokumentiert ist.

Die aus den lithologischen und faziellen Daten aus der Korbacher Bucht entwickelte Meeresspiegelkurve für die Werra-Folge (siehe Tab. 14) zeigt zwei marine Ingressionen. Während des ersten Meeresvorstoßes wurde das Werra-Karbonat sedimentiert. Der maximale Meeresspiegelstand wurde erreicht, als die Korbacher Bucht ihre maximale Ausdehnung hatte und bei Frankenberg die marinen Anteile der Stätteberg-Schichten abgelagert wurden. Zeitlich entspricht diese Phase dem Kupferschiefer. Den zweiten Meeresvorstoß dokumentiert der Obere Werra-Anhydrit am Ende der Werra-Folge.

Diese Entwicklung ist mit der von LEGLER ET AL. (2005) in Anlehnung an STROHMENGER & STRAUSS (1996) entwickelten Meeresspiegelkurve für das zentrale südliche Zechsteinbecken in der Nordsee und in Schleswig-Holstein identisch. Auch diese Untersuchungen zeigen eine rasche Transgression zu Beginn des Zechsteins mit einem Meeresspiegel-Maximum zur Zeit des Kupferschiefers, eine darauf folgende Regression und in der höchsten Werra-Folge erneut eine Transgression.



**Tabelle 14 Die Korrelation der Lithostratigraphie in der Korbacher Bucht mit der Sequenzstratigraphie von BECKER (2002) und die daraus resultierende Entwicklung des Meeresspiegels in der Werra-Folge.**

## 9.2 Die klimatische Entwicklung

Das globale Klima im Oberperm war dem heutigen sehr ähnlich. Die ausklingende permokarbone Vereisung wirkte nach BROWN, HAWKESWORTH & WILSON (1992) und BRINKMANN (1991) noch bis in das späte Perm nach. Dies ist durch einen stetigen Temperaturanstieg bis in das Oberperm dokumentiert.

HOHL (1981) beschreibt für Mitteleuropa die Entwicklung des Klimas von humiden Bedingungen am Ende des Karbons hin zu einem ariden Klima im Rotliegenden, das sich im Zechstein mit zyklischen Schwankungen fortsetzte.

BRINKMANN (1991) stellt dar, dass sich an die äquatoriale Zone, ähnlich wie heute, im Norden und Süden aride Klimazonen anschlossen, in denen Rotsedimente und Evaporite weit verbreitet waren. Etwa in der mittleren Werra-Folge trat nach BRINKMANN (1991) eine Abschnürung der Verbindung des Zechsteinbeckens vom Weltmeer ein, die in dem ariden Klima zur Bildung der Evaporite führte.

Aus der paläogeographischen Karte (siehe Abb. 1) ist ersichtlich, dass sich der Korbacher Raum im Zechstein etwa 20° nördlich des Äquators befand, die klastischen Rotsedimente und die mächtigen Evaporitfolgen des Hessischen Zechsteins belegen die Lage innerhalb der nördlich des Äquators gelegenen ariden Klimazone.

Die lithologische und fazielle Entwicklung der Werra-Folge in der Korbacher Bucht ist als eine fortschreitende Entwicklung des Klimas zu immer arideren Verhältnissen zu interpretieren. Die klimatische Entwicklung mit zunehmender Aridität dürfte eng mit der Entwicklung des Meeresspiegels verknüpft sein.

Kurz nach der Transgression des Meeres in die Korbacher Bucht waren die klimatischen Bedingungen so, dass an der Küste am Rande des Variscischen Gebirges ein Pflanzengürtel gedeihen konnte, der in der fossilen Flora der Stätteberg-Schichten im Steinbruch Rodenbach dokumentiert ist. Mit dem Beginn der durch zunehmende Aridität bedingten anschließenden Regression wurde auch das Klima immer lebensfeindlicher. Als die Korbacher Bucht nach der Sedimentation des nach PAUL (1985 und 1986) und BECKER (2002) mit dem oberen Teil des Werra-Karbonates im zentralen Zechsteinbecken parallelisierten Randkarbonates trocken gefallen war, wurden im Beckeninneren Werra-Sulfat und Werra-Salinar sedimentiert. Diese Phase dokumentiert in der Werra-Folge die aridesten Klimabedingungen. Gegen Ende der Werra-Folge entstand nach einer zweiten Transgression der Obere Werra-Anhydrit, der heute bis an den Rand des Rheinischen Schiefergebirges verbreitet ist. Im Zusammenhang mit dieser Transgression ist die fossile Flora des Geismarer Kupferlettenflözes einzuordnen.

Der wahrscheinlichste Zeitpunkt für die Phase, in der die Wirbeltierfauna lebte, ist der Beginn der Sedimentation des Werra-Karbonates in der Korbacher Bucht. Zu diesem Zeitpunkt wurden im Buchtinneren bei Korbach der Stinkkalk und in ihrem südlichsten lagunären Bereich bei Frankenberg die Stätteberg-Schichten sedimentiert. Im Zechsteinbecken entspricht dies zeitlich dem Kupferschiefer.

In dieser Phase ist in den Zechsteinsedimenten der Korbacher Bucht zudem die einzige Flora dokumentiert, die den Tieren als Nahrungsgrundlage gedient haben könnte.

## 10 Das Alter der Wirbeltierfauna

### 10.1 Hinweise auf landlebende Reptilien in der Werra-Folge

Zeugnisse landlebender Wirbeltiere sind im Hessischen Zechstein sehr selten.

Aus der Korbacher Bucht gibt es bei HOLZAPFEL (1991) einen Hinweis auf das Vorkommen von landlebenden Reptilien in Form einer Zahnkrone aus dem Productuskalk des ehemaligen Steinbruches Teichmann bei Vöhl-Obernburg (Blatt 4719 Korbach, R: 349317; H: 567730).

Die deutlichsten Hinweise auf lebende Reptilien in der Werra-Folge sind Haldenfunde aus dem Kupferschiefer des Richelsdorfer Gebirges. Diese sind bei WILD (1985) und MUNK & SUES (1993) untersucht.

WILD (1985) beschreibt einen Schädelrest des Pareiasauriers *Parasaurus geinitzi* aus dem Kupferschiefer des Richelsdorfer Gebirges. Unter Berücksichtigung der weiteren bekannten Funde dieser Art aus Walkenried am Südharz und eventuell auch aus dem Mansfelder Kupferschiefer, alle ebenfalls unvollständig erhalten, schließt WILD (1985), dass es sich bei *Parasaurus* um landlebende Tiere handelte, deren Überreste in das Kupferschiefermeer eingeschwemmt wurden. Alle diese Fundorte befinden sich im westlichen Bereich des Kupferschiefermeeres. Dies belegt nach WILD (1985) unter Berufung auf die Untersuchungen von v. FREYBERG (1923) über die Verteilung des Erzgehaltes und die Haupttransportrichtungen im Kupferschiefermeer, dass für die Herkunft der Fossilien nur die Westküste des Kupferschiefermeeres und somit der Ostrand der Rheinischen Masse in Frage kommt. Die Herkunft der Fossilien von der Böhmisches Masse an der Ostküste des Kupferschiefermeeres kann WILD (1985) nahezu ausschließen. Hinzu kommt, dass aus dem Ostteil des Kupferschiefermeeres keine *Parasaurus*-Funde bekannt sind.

Aus diesen Untersuchungen kann man den Ostrand des Variscischen Gebirges als Lebensraum der Tiere ableiten. Dies bedeutet, dass dort zur Zeit des Kupferschiefers in der frühen Werra-Folge landlebende Reptilien vorkamen.

MUNK & SUES (1993) untersuchten nahezu perfekt erhaltene Teilskelette von *Parasaurus geinitzi* (Pareiasauria) und *Protorosaurus speneri* (Archosauromorpha) ebenfalls aus dem Kupferschiefer des Richelsdorfer Gebirges.

Der von MUNK & SUES (1993) untersuchte Darminhalt von *Protorosaurus speneri* enthält zahlreiche Samen von *Ullmannia frumentaria*, einer Pflanze, die auch in den Stätteberg-Schichten im Steinbruch Rodenbach (siehe Kap. 8.2) vorkommt.



Die von MUNK & SUES (1993) bearbeiteten Fossilien terrestrischer Tetrapoden aus dem Kupferschiefer des Richelsdorfer Gebirges sind zweifelsohne von der Küste des Kupferschiefermeeres in das Beckeninnere transportiert worden. Dort liegen sie in einer primären Lagerstätte vor, wie ihre nahezu perfekte Erhaltung belegt. Dies bedeutet, dass die Tiere zur Zeit des Kupferschiefermeeres dessen Küste belebten.

Am Ostrand des Variscischen Gebirges ist zu dieser Zeit in Frankenberg–Rodenbach eine Flora belegt, die der Fauna als Nahrungsgrundlage gedient haben kann, wie auch die Untersuchungen von MUNK & SUES (1993) beweisen.

## **10.2 Datierung der Fauna aus der Korbacher Spalte**

In der Korbacher Spalte wurden nach SUES & MUNK (1996) den Gattungen *Parasaurus* und *Protorosaurus* vergleichbare Fossilien geborgen. Das Auftreten beider Gattungen im Kupferschiefer des Richelsdorfer Gebirges (MUNK & SUES 1993) lässt auf eine enge faunistische Verbindung beider Tetrapoden-Vorkommen schließen.

Die Feststellung von WILD (1985), dass der Lebensraum der Reptilien aus dem Kupferschiefer am Ostrand des Variscischen Gebirges lag, wird auch durch die Untersuchungen von MUNK & SUES (1993) untermauert. Im Darminhalt der im Kupferschiefer aufgefundenen Skelette wurden Fruchtkörper von *Ullmannia frumentaria* identifiziert, die in den Stätteberg-Schichten im Steinbruch Rodenbach ebenfalls durch Pflanzenfossilien nachgewiesen sind.

Von der Gleichzeitigkeit des Kupferschiefers mit den ebenfalls erzführenden Stätteberg-Schichten in Rodenbach ist unter Berücksichtigung der Ergebnisse von HEGGEMANN (2003), HEGGEMANN ET AL. (2004), KULICK (1997) und KULICK & PAUL (1987) auszugehen.

All diese Fakten belegen, dass die umgelagerte Fauna in der Korbacher Spalte vermutlich zur Zeit des Kupferschiefermeeres lebte. Die in Rodenbach erhaltene Flora beweist, dass die ökologischen Verhältnisse am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges für die in wesentlichen Teilen aus Herbivoren zusammengesetzte, landlebende Tetrapodenfauna in diesem Zeitraum günstig waren.

Aus dem weiteren Profil der Werra-Folge bis hin zum Entstehungszeitraum der Korbacher Spalte nach der Regression des Meeres sind weder eine Tetrapodenfauna noch eine Flora dokumentiert. Es liegt somit nahe, dass der Zeitraum des Kupferschiefers auch der Lebenszeitraum der in der Korbacher Spalte überlieferten Wirbeltierfauna war. Ein Vorkommen ist aber in dem gesamten Zeitraum, also während der Sedimentation des Werra-Karbonates, bisher nicht auszuschließen.

Auf Grund des Fehlens weiterer terrestrischer Faunen und Floren aus den Zeitabschnitten der Werra-Folge zwischen dem Kupferschiefer und dem des Oberen Werra-Tons ist der Kupferschiefer der wahrscheinlichste Zeitabschnitt, in dem die Fauna der Korbacher Spalte den Raum Korbach belebte.

In die Ablagerungszeit des Kupferschiefers fällt die hauptsächlichliche Verbreitung der in der Korbacher Spalte überlieferten Fauna.

Eine offene Frage ist es, ob es nach der Kupferschieferzeit in der Werra-Folge der Korbacher-Bucht und den sich westlich anschließenden Landbereichen noch Lebensraum für landbewohnende Reptilien gab, also auch Liefergebiete für die Korbacher Spalte. Dieses müssen Untersuchungen speziell im Werra-Karbonat zeigen. Beide Faunen stehen somit in einem engen faunistischen, räumlichen und zeitlichen Zusammenhang, die gesamte Fauna lebte an der Westküste des Kupferschiefermeeres am Ostrand der Rheinischen Masse.

Die unterschiedliche Erhaltung der Fossilien ist aus ihrer unterschiedlichen taphonomischen Geschichte, ihrem unterschiedlichen Transport und dem jeweiligen Einbettungsmilieu zu erklären.

Die im Kupferschiefer überlieferten Skelette wurden aus ihrem Lebensraum in das Kupferschiefermeer transportiert, an dessen Grund sie im Schlamm perfekt erhalten blieben. Die in der Korbacher Spalte erhaltenen Fossilien stammen von Tieren, die auf der Rheinischen Masse zunächst in einer primären Lagerstätte eingebettet wurden. Das Material wurde, als die Korbacher Spalte entstand, während Regenzeiten in Schlammströmen in die der Rheinischen Masse vorgelagerte Küstenebene umgelagert, dabei fragmentiert und in die Korbacher Spalte eingelagert.

## 11 Die Korbacher Spalte als „tertiäre“ Fossillagerstätte

Auf Grund der Erhaltung der Knochenfossilien in der Sedimentfüllung der Korbacher Spalte ist davon auszugehen, dass es sich bei der Spalte nicht um deren primäre Lagerstätte handelt. In einer solchen müssten zumindest Teilskelette oder wenigstens komplette Knochen erhalten sein. Des Weiteren müsste es möglich sein, mehrere nebeneinander abgelagerte Fossilien einem Individuum zuzuordnen.

Die Fossilien sind somit während der Umlagerung zerbrochen. Die interne Sedimentfüllung von Knochenhohlräumen spricht ebenso dafür, dass die Knochen vor ihrer Einbettung in das Spaltenfüllungssediment zerbrachen.

Durch zunehmend arides Klima wurde nicht nur das Zechsteinmeer eingedampft, auch die Flora im Lebensraum der Fauna, die die Lebensgrundlage der herbivoren Tiere bildete, erlosch. Dies zog auch das Zugrundegehen der Omnivoren und Karnivoren nach sich, so dass von einem Massensterben gesprochen werden kann.

Die Skelette der verendeten Tiere wurden noch in situ auf dem Variscischen Gebirge in einer primären Lagerstätte eingebettet.

Der ohne Vegetation der Verwitterung und Abtragung ausgesetzte Boden wurde von dieser „bad flat“ während Regenzeiten abgetragen und in die nach dem Rückzug des Zechsteinmeeres östlich des Rheinischen Schiefergebirges entstandene Ebene transportiert. Bei diesem Transport wurden die Knochen mechanisch fragmentiert. Auf Grund der hohen Wassersättigung wurde das Sediment rasch auf der durch Verkarstung geprägten Ebene verteilt, so dass eine lateral weit verbreitete sekundäre Lagerstätte entstand. Nach der mechanischen Öffnung der Korbacher Spalte wurde das Spaltenfüllungssediment mit den darin enthaltenen Fossilien in einem breiigen Zustand in die Spalte eingefüllt (siehe Kap. 3.6.5). Die Korbacher Spalte stellt somit eine tertiäre Fossillagerstätte der Fauna dar, die zur Zeit der Ablagerung des Kupferschiefers an der Küste des Zechsteinmeeres auf dem Variscischen Gebirge lebte.

In dem feinkörnigen, schluffigen Sediment wurden die Knochen beim Transport nicht mehr mechanisch beansprucht, siehe (ZIEGLER 1986).

## 11.1 Die Entstehungsgeschichte der Korbacher Spalte

Die Vorgänge, die zur Entstehung der Korbacher Spalte geführt haben, können in ihrer Abfolge mit der von BECKER (2002) aufgestellten Sequenzstratigraphie für die Werra-Folge in Hessen korreliert werden.

Auch die Differenz zwischen dem Entstehungszeitraum der Korbacher Spalte und dem Zeitabschnitt, in dem die Wirbeltierfauna den Ostrand des Variscischen Gebirges bevölkerte, findet sich in der Sequenzstratigraphie unter Berücksichtigung der Entwicklung von Paläoklima und der Meeresspiegelentwicklung wieder.

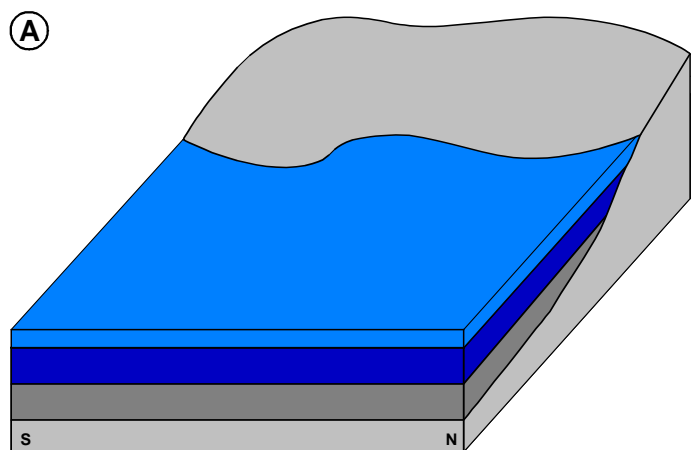


**Abbildung 30**  
**Legende für die**  
**Blockbilder A – F.**

### Werra-Folge

#### A: Zechstein-Sequenz-1:

Sedimentation des Werra-Karbonates: Nach der raschen Transgression des Zechsteinmeeres in die Korbacher Bucht wurden zunächst in tieferem Wasser Productuskalk und Stinkkalk mit dem Kupfermergel abgelagert. Zu diesem Zeitpunkt erreichte die Korbacher Bucht bei



ihrem maximalen Meeresspiegelstand (vergl. Tab. 14) ihre maximale Ausdehnung nach Süden, sie reichte bis in den Raum Frankenberg, wie die lagunären Sedimente im Steinbruch Rodenbach dokumentieren (siehe Kap. 8).

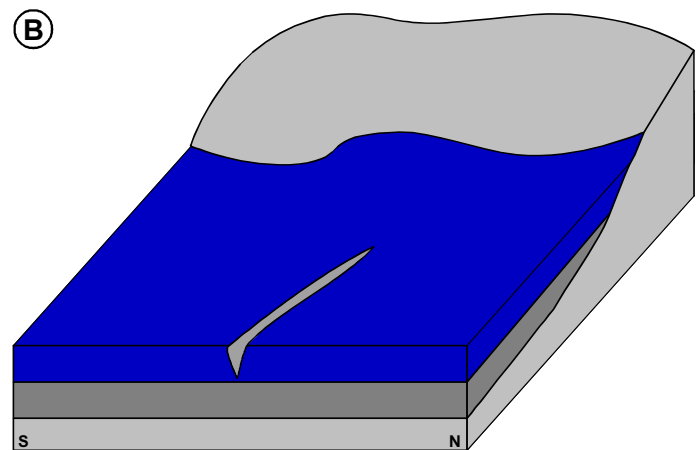
Die dokumentierte Flora stellt die Lebensgrundlage der Fauna dar, so dass diese Phase der wahrscheinlichste Zeitabschnitt ist, in dem die Wirbeltiere am Ostrand des Variscischen Gebirges leben konnten. Wie in Kapitel 10.2 festgestellt wurde, ist der Lebenszeitraum der Fauna auf die frühe Zechstein-Sequenz-1, als Stinkkalk, Productuskalk und Kupferschiefer abgelagert wurden, eingegrenzt. Auch der in Kap. 10.1 erwähnte Fossilfund von HOLZAPFEL (1991) belegt die Anwesenheit von Landwirbeltieren in diesem Zeitraum.

Während der sich anschließenden regressiven Phase des Zechstein-1-Meeres wurde das oolithische Randkarbonat unter flachmarinen Bedingungen abgelagert. Die Zechstein-Sequenz 1 endet mit dem Trockenfallen der Korbacher Bucht.

Die auf der Rheinischen Masse verendeten Tiere wurden zu diesem Zeitpunkt in ihrer primären Lagerstätte auf dem Gebirge konserviert. Diese befand sich in einem Paläoboden, der dort damals die Erdoberfläche bildete.

### B: Zechstein-Sequenz-2

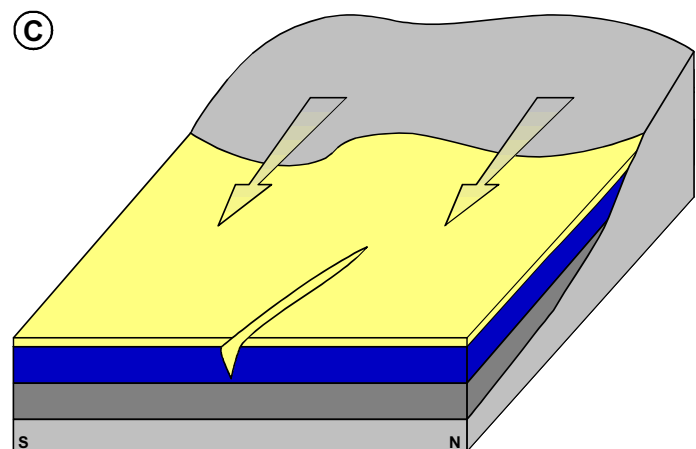
Nach dem Trockenfallen der Korbacher Bucht bildete das Randkarbonat die Landoberfläche. Auf dieser setzte Verkarstung ein. Diese bildete die Grundlage für die Entstehung der Korbacher Spalte, welche letztendlich durch ein mechanisches (tektonisches) Ereignis in ihrer endgültigen Ausdehnung geöffnet wurde.



Im Hessischen Zechsteinbecken entstanden während der Zechstein-Sequenz-2 nach BECKER (2002) Werra-Sulfat und Werra-Salinar. Das Klima erreichte in der Werra-Folge zu dieser Phase den Höhepunkt der Aridität.

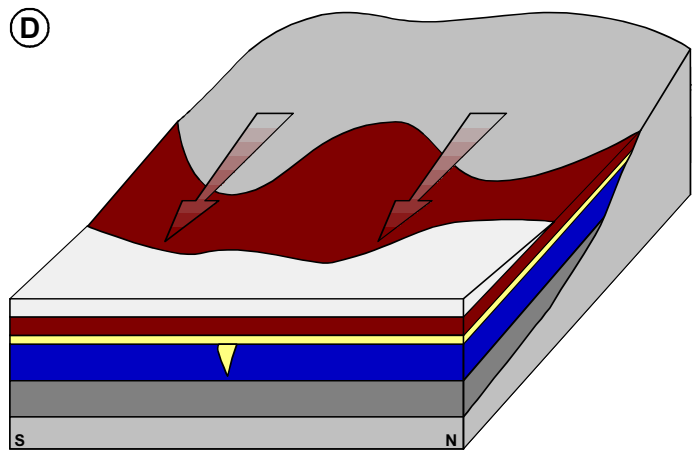
### C: Frühe Zechstein-Sequenz-3

Aus dem Hinterland, dem Variscischen Gebirge, wurden die feinklastischen Sedimente des Grenzhorizontes und die Wirbeltierfossilien auf die vom Randkarbonat gebildete Küstenebene umgelagert. Es entstand der Grenzhorizont; in die geöffnete Korbacher Spalte wurden Sediment und Wirbeltierfossilien eingelagert.



### D: Zechstein-Sequenz-3

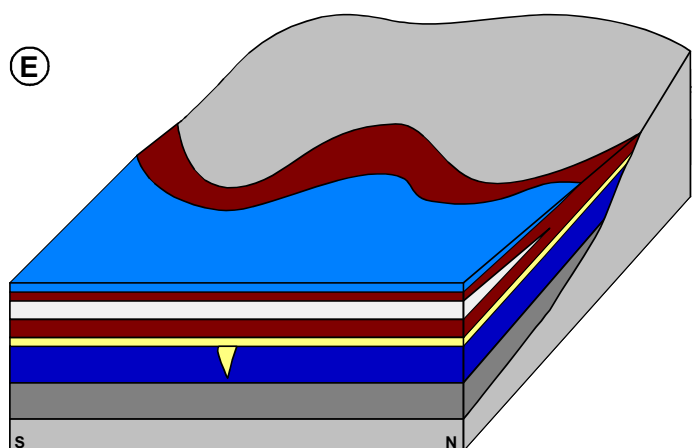
Die Sedimente des Oberen Werra-Tones wurden aus dem Hinterland in die Küstenebene transportiert und überlagerten den Grenzhorizont und die Korbacher Spalte. Die Entstehung und die Füllung der Korbacher Spalte waren zu diesem Zeitpunkt bereits abgeschlossen.



Während einer kurzzeitigen Transgression des Zechsteinmeeres gegen Ende der Zechstein-Sequenz-3 entstand innerhalb der klastischen Rotsedimente der Obere Werra-Anhydrit.

### E: Staßfurt-Folge (z2)

Die Sedimentation der klastischen Rotsedimente aus dem Hinterland setzte sich mit dem Unteren Staßfurt –Ton fort. Während der folgenden Transgression wurde das Staßfurt-Karbonat abgelagert. Auch in der Leine-Folge (z3) setzte sich in der Korbacher Bucht der Wechsel aus feinklastischen, terrestrischen, aus dem Hinterland geschütteten Sedimenten und dem marinen Leine-

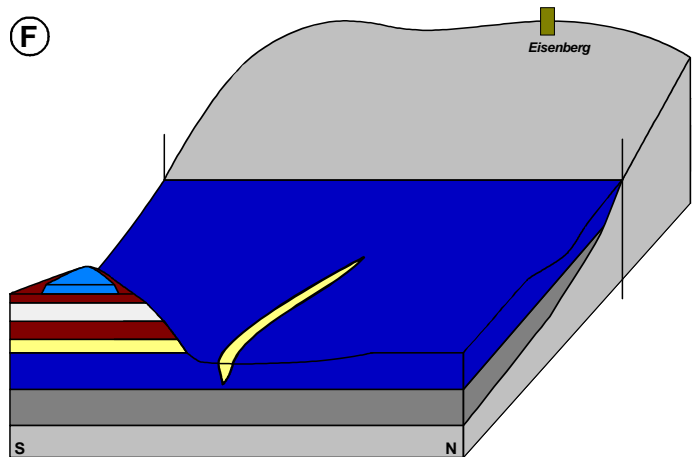


Karbonat fort. Es folgten die terrestrischen Sedimente der jüngeren Zechstein-Folgen (z4 – z7) und die Sedimente des Buntsandsteins. Sedimente vom Muschelkalk bis zur Kreide sind im Raum Korbach nicht dokumentiert; sofern sie abgelagert wurden, sind sie bereits wieder erodiert.

## F: Die rezente Situation am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges

Die permischen Sedimente sind durch den Eisenberger Abbruch eingesenkt. Erosionsreste sowie eingesenkte Schollen der Zechstein-Folgen 3 – 7 und des Buntsandsteins sind im Blockbild F nicht berücksichtigt.

Im Bereich der Korbacher Spalte ist das Zechsteinprofil bis in den



Bereich des Randkarbonates erodiert, so dass dort die Datierung des Entstehungsalters der Korbacher Spalte nicht mehr möglich ist.

Die Landschaft ist spätestens seit dem Tertiär meteorisch exponiert und der Erosion und Verkarstung durch Oberflächenwässer ausgesetzt.

Die Erosionsreste der jüngeren Sedimente der Werra-Folge und das Staßfurt-Karbonat im südlichen Bereich des Blockbildes entsprechen der Situation in dem Profil bei Vöhl-Dorfitter. Dort ist das komplette Profil vom Randkarbonat bis in das Staßfurt-Karbonat erhalten. Der dort aufgeschlossene Grenzhorizont ermöglicht in diesem Profil die Datierung des Entstehungsalters der Korbacher Spalte. Die Situation entspricht dort Blockbild E.

## **12 Zusammenfassung der Ergebnisse**

Die Ergebnisse dieser Arbeit können in den folgenden Aussagen zusammengefasst werden:

### **12.1 Ausdehnung der Korbacher Spalte**

Neben dem bereits bekannten Verlauf der Korbacher Spalte nach Osten konnte die Spalte durch geophysikalische Kartierungen 150 m weit nach Westen verfolgt werden (siehe Kap. 3.2.1). Dort wird sie von einer Störung abgeschnitten, so dass eine weitere Verfolgung nach Westen an der Erdoberfläche auszuschließen ist. Westlich der Störung stehen die Sedimente der Zechstein-Folgen 2 und 3 an. In dieser Tiefscholle könnte sich die Spalte möglicherweise in größerer Tiefe fortsetzen.

Als weiteres Ergebnis der geophysikalischen Untersuchungen konnte eine Überdeckung der Spalte durch jüngere permische Gesteine im Steinbruch und seiner näheren Umgebung ausgeschlossen werden. Eine genaue Datierung des Entstehungsalters der Korbacher Spalte und der in ihr enthaltenen Wirbeltierfauna ist in diesem Bereich somit nicht möglich.

### **12.2 Sedimentpetrographie und Liefergebiet**

Die sedimentpetrographischen Analysen der Spaltenfüllung und die Dünnschliffauswertungen zeigen, dass sowohl die Spaltenfüllungen in Korbach und Dorffitter als auch der Grenzhorizont im Profil Dorffitter und allen untersuchten Bohrungen (mit Ausnahme der Bohrungen Eisenberg und Braunsen) eine annähernd gleiche Zusammensetzung aufweisen. Die Sedimente bestehen aus einem klastischen Anteil und einem diagenetisch entstandenen Karbonatanteil (siehe Kap. 3.5.2).

#### **12.2.1 Klastischer Anteil**

Der klastische Anteil der Sedimente setzt sich aus Quarzschluff bis Quarzfeinsand und einer aus Illit bestehenden Matrix zusammen, selten konnten in dieser Spuren von Kaolinit festgestellt werden. Das enthaltene Schwermineralspektrum beweist die Herkunft des klastischen Sedimentanteils vom Ostrand des Variscischen Gebirges. Speziell das Gold unterstreicht die Herkunft aus diesem Liefergebiet.

#### **12.2.2 Karbonatanteil**

Neben geringem Eintrag aus dem Randkarbonat besteht der Karbonatanteil (Calcit und Dolomit) der Sedimente aus frühdiagenetisch gebildeten, feingranularen Zementen in der Matrix und spätdiagenetisch entstandenen, poikilitischen Calcitkristallen, die Teile der Matrix verdrängen. Der Karbonatanteil bildet die ursprüngliche Porosität der Sedimente ab.



### **12.3 Öffnung der Korbacher Spalte**

Die Öffnung der Korbacher Spalte ist auf eine Kombination aus Verkarstung, die das Gestein entlang vorgezeichneter Schwächezonen angelöst hat, und eine spätere mechanische Erweiterung durch ein tektonisches Ereignis, das die Spalte in ihrer heutigen Dimension öffnete, zurückzuführen.

Zeitlich ist die Öffnung in den Zeitraum zwischen dem Rückzug des Zechstein-1 Meeres und dem Beginn der Sedimentation des Grenzhorizontes einzuordnen. In der Sequenzstratigraphie von BECKER (2002) entspricht dies der Zechstein-Sequenz 2.

### **12.4 Die Sedimenteinfüllung in die Korbacher Spalte**

Die Einfüllung des Sedimentes fand unter der Beteiligung von Wasser statt. Da sich im Grenzhorizont keine eindeutigen Hinweise auf eine Schichtung finden, ist fraglich, ob das Sediment im fließenden Wasser transportiert wurde. Auch die Quarzkörner geben auf Grund der diagenetischen Veränderung durch die Anlösung ihrer Oberflächen keinen Hinweis auf den Transport. Seltene Hinweise auf synsedimentäres Rutschen (z.B. Bohrung Goddelsheim) legen nahe, dass sich das Sediment in wassergesättigtem, breiigem Zustand als Schlammstrom auf der Küstenebene vor dem Variscischen Gebirge verbreitet hat. Auch die Sedimenteinfüllung in die Spalte ging zunächst auf diesem Wege vor sich. Innerhalb der Spalte wurden Teile des Sedimentes in stehendem Wasser aus einer Suspension sedimentiert, die durch das ständige Nachrutschen des Sedimentes in die Spalte gespeist wurde. Ein kontinuierliches Weiterrutschen des Sedimentes innerhalb der Spalte entlang des durch die Spaltenwände vorgegebenen Reliefs wird durch die übereinander rutschenden Sedimentkörper, durch synsedimentäre Rutschfalten und Mikroversätze dokumentiert.

### **12.5 Einordnung des Grenzhorizontes**

Der Grenzhorizont stellt die basalen Ablagerungen des Oberen Werra-Tones dar.

Das Sediment ist mit dem der Sedimenteinfüllung der Korbacher Spalte sowohl in seinem klastischen Anteil und dessen Liefergebiet als auch in seinem Karbonatanteil und dessen diagenetischer Entstehung identisch.

Als Basis des Oberen Werra-Tones kann der Grenzhorizont somit im Vergleich mit der sequenzstratigraphischen Gliederung von BECKER (2002) als Basis der Zechstein-Sequenz 3 in der Korbacher Bucht bezeichnet werden.

### **12.5.1 Verbreitung des Grenzhorizontes**

Der Grenzhorizont als Ausgangsgestein der Spaltenfüllung der Korbacher Spalte ist auf der dem Rheinischen Schiefergebirge vorgelagerten Küstenebene, deren Basis die verkarstete Oberkante des Randkarbonates bildete, regional vom Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges bis in eine Entfernung von ca. 13 km verbreitet. Im Osten wird er in der Bohrung Braunsen von einer randmarinen Fazies abgelöst. Das Auftreten in den Bohrungen Bad Wildungen zeigt, dass dieses Material auch am Nordrand des Kellerwaldes verbreitet ist.

### **12.6 Entstehungsalter der Korbacher Spalte**

Mit der Auffindung des Grenzhorizontes in der Bohrung Korbacher Spalte, den anderen Bohrungen und dem Profil bei Dorfitter ist der Entstehungszeitpunkt der Korbacher Spalte genauer gefasst worden. Sie ist in der Phase nach der Sedimentation des Randkarbonates und vor dem Beginn der Sedimentation des Oberen Werra-Tones entstanden.

Unter Berücksichtigung der aktuellen Sequenzstratigraphie des Hessischen Zechsteinbeckens von BECKER (2002) sind die Öffnung der Spalten in die Zechstein-Sequenz 2 und die Sedimentfüllung Korbacher Spalte in die Basis der Zechstein-Sequenz 3 einzuordnen.

### **12.7 Alter der Fauna**

Die taphonomischen Befunde zeigen, dass die Fossilien vor ihrer Einlagerung in die Korbacher Spalte mindestens einmal umgelagert wurden. Dies ist in einer schluffigen Matrix auch ohne eine mechanische Zerstörung der Knochen-Oberflächen möglich.

Aus der Umlagerung der Fossilien ergibt sich als Konsequenz eine Differenz zwischen dem Entstehungsalter der Korbacher Spalte und dem Zeitpunkt, zu dem die Tiere lebten. Ihr Lebensraum war nicht in der dem Variscischen Gebirge vorgelagerten Küstenebene zu suchen, sondern im Hinterland.

### **12.8 Zusammenhang mit Kupferschiefer**

Die in der Korbacher Spalte aufgefundene Wirbeltierfauna steht mit den wenigen aus dem Hessischen Kupferschiefer bekannten Reptilfunden in faunistischem, räumlichem und zeitlichem Zusammenhang. Der Lebensraum der überlieferten Faunen war der Ostrand der Rheinischen Masse zur Zeit des Kupferschiefers in der frühen Werra-

Folge. Die Flora, die der Fauna als Nahrungsgrundlage diente, ist heute in dem Steinbruch Rodenbach nahe Frankenberg/Eder (siehe Kap. 8) dokumentiert.

## 13 Literaturverzeichnis:

- BECKER, F. (2002): Zechsteinkalk und Unterer Werra-Anhydrit (Zechstein 1) in Hessen: Fazies, Sequenzstratigraphie und Diagenese.— Geologische Abhandlungen Hessen **109**, 231 S.; Wiesbaden.
- BECKER, F., & ZEEH, S. (1999): Untersuchungen zur Diagenese und Isotopengeochemie ( $\delta^{18}\text{O}$  und  $\delta^{13}\text{C}$ ) der Zechstein-1 Karbonate der Fossilagerstätte Korbacher Spalte und ihrer Umgebung (NW-Hessen).— Geol. Jb. Hessen **127**, S. 5 - 17; Wiesbaden.
- BENTON, M. J. & WALKER, A. D. (1985): Palaeoecology, taphonomy and dating of Permo-Triassic reptiles from Elgin, north-east Scotland.— Palaeontology **28**, S. 207 - 234; Oxford.
- BÖKENSCHMIDT, S., BRAUN, A., HEGGEMANN, H. & ZANKL, H. (1999): Oberpermische Spaltensedimente bei Dorfitter südlich von Korbach und ihre Beziehungen zur Fossilagerstätte Korbacher Spalte.— Geol. Jb. Hessen **127**, S. 19 - 31; Wiesbaden.
- BÖKENSCHMIDT, S. (2003): Die Korbacher Spalte - Entstehung und Geschichte einer Fossilagerstätte.— Geschichtsblätter für Waldeck 91, 30 - 42; Bad Arolsen.
- BOY, J. A. & FICHTER, J. (1988): Zur Stratigraphie des höheren Rotliegend im Saar- Nahe- Becken (Unter-Perm; SW-Deutschland) und seiner Korrelation mit anderen Gebieten.— N. Jb. Geol. Paläont., Abh. **176**, S. 331 – 394; Stuttgart.
- BRINKMANN, R. (1991): [Abriß der Geologie], Brinkmanns Abriß der Geologie. Band 2 Historische Geologie. — 14. Auflage neu bearb. v. KRÖMMELBEIN, K., Enke Verlag, 404 S.; Stuttgart.
- BROWN, G.C., HAWKESWORTH, C.J. & WILSON, R.C.L. (1992): Understanding the Earth. — University Press, 551 S.; Cambridge.
- CARROLL, R. L. (1993): Paläontologie und Evolution der Wirbeltiere.— Übers. und Bearb. von W. Maier & D. Thies, G. Thieme Verlag, 684 S.; Stuttgart.
- CHAMLEY, H. (1990): Sedimentology. — Springer-Verlag, 285 S.; Berlin, Heidelberg.
- CHUDINOV, P. K. (1983): Ranniye terapsidy. — Trudy Paleontologicheskogo Instituta Akademiyi Nauk SSSR **202**, S. 1 - 229; Moscow.
- DENEKE, E. (1977): Die Petrographie der Kulm-Grauwacken des Edergebietes (NE Rheinisches Schiefergebirge). — Geol. Jb. Hessen **105**, S. 75 – 97; Wiesbaden.
- EVANS, S. E. (1988): The Upper Permian reptile *Adelosaurus* from Durham.— Palaeontology **31**, 957 - 964; Oxford.
- EVANS, S. E. & HAUBOLD, H. (1987): A review of the Upper Permian genera *Coelurosaurus*, *Weigeltisaurus* and *Gracilisaurus* (Reptilia: Diapsida).— Zool. J. Linn. Soc. **90**, S. 275 - 303; London.
- FICHTER, J. (1994): Permische Saurierfährten.— Philippia **7**, S. 61 - 82; Kassel.
- FREYBERG, B. V. (1923): Der Kupferschiefer. — In: FREYBERG, B., Erz- und Minerallagerstätten des Thüringer Waldes. — S. 72 -88; Bornträger, Berlin.
- FÜCHTBAUER, H. (Hrsg.) (1988): Sedimente und Sedimentgesteine. — Sediment - Petrologie **Teil II**, 1141 S., E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung; Stuttgart.

- HAUBOLD, H. (1984): Saurierfährten.— Neue Brehm-Bücherei **479**, 231 S.; A. Ziemsen; Wittenberg Lutherstadt.
- HAUBOLD, H. & SCHAUMBERG, G. (1985): Die Fossilien des Kupferschiefers.— Neue Brehm-Bücherei **333**, 223 S.; A. Ziemsen; Wittenberg Lutherstadt.
- HAUBOLD, H., LOCKLEY, M. G., HUNT, A. P. & LUCAS, S. G. (1997): Lacertoid footprints from Permian dune sandstones, Cornberg and DeChelly sandstones.— New Mexico Museum of Natural History and Science Bulletin **6**, S. 235 - 244; Albuquerque, New Mexico.
- HEGGEMANN, H. & KULICK, J. (1997): Geologische Karte von Hessen 1:25 000, Blatt 4718 Goddelsheim.— HLUG; Wiesbaden.
- HEGGEMANN, H. (2003): Geologische Karte von Hessen 1:25.000, Blatt 4818 Medebach.— HLUG; Wiesbaden.
- HEGGEMANN, H. & KELLER, T. (2003): Die Korbacher Spalte – Eine einzigartige Fundstelle landlebender Saurier des späten Erdaltertums im Landkreis Waldeck – Frankenberg. — Paläontologische Denkmäler in Hessen **15**, 16 S.; Wiesbaden.
- HEGGEMANN, H., KAUFMANN, H., KELLER, T. & EILRICH, B. (2004): Die Geologie des Steinbruchs Rodenbach bei Frankenberg – Unterschutzstellung von drei Steinbrucharealen.— Geol. Jb. Hessen **131**, S. 105 – 118; Wiesbaden.
- HOHL, R. (1981): Die Entwicklungsgeschichte der Erde. — Brockhaus Nachschlagewerk Geologie (7. Auflage), VEB F. A. Brockhaus Verlag, 669 S.; Leipzig.
- HÖLTING, B., KULICK, J., & RAMBOW, D. (1974): Stratigraphische und hydrogeologische Ergebnisse von Brunnenbohrungen in Schichtfolgen des unteren Buntsandsteins und Zechsteins im Nordteil des Kreises Waldeck/Hessen.— Notizbl. Hess. L.- Amt Bodenforsch. **102**, S. 229 - 269; Wiesbaden.
- HOLZAPFEL, H. W. (1980): Die Geologie des Nordwestlichen Frankenger Raumes unter besonderer Berücksichtigung der Fazies- und Diageneseentwicklung der Permischen Sedimente.— Unveröffentl. Diplomarbeit, FB Geowissenschaften, 109 S.; Marburg.
- HOLZAPFEL, H. W. (1991): Fazies und Diagenese der Zechstein 1 - Karbonate vom südlichen Küstenrand zum Niedersächsischen Becken.— Unveröffentl. Diss., 189 S.; Marburg.
- HORN, M., KULICK, J. & MEISCHNER, D. (1973): Geologische Karte von Hessen 1:25 000, Blatt 4820 Bad Wildungen.— HLFb; Wiesbaden.
- HORN, M., KULICK, J. & TIETZE, K.-W. (1993): Kontinentale klastische Sedimente aus Oberperm und Untertrias am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges.— In: Amler, M. R. W. & Tietze, K.-W. (1993): Exkursionsführer zur Sediment 93, S. 43 - 68; Marburg.
- HUENE, F. VON (1942): Die Amnodontier des Ruhuhu-Gebietes in der Tübinger Sammlung.— Paläontogr. **94**, S. 154 - 184; Stuttgart.
- HUENE, F. VON (1950): Die Theriodontier des ostafrikanischen Ruhuhu-Gebietes in der Tübinger Sammlung. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **92**, S. 47 - 136; Stuttgart.
- HUG, N. (2004): Sedimentgenese und Paläogeographie des höheren Zechstein bis zur Basis des Buntsandstein in der Hessischen Senke. — Geol. Abh. Hessen **113**, 238 S.; Wiesbaden.

- HUG, N. & GAUPP, R. (2006): Palaeogeographic reconstruction in red beds by means of genetically related correlation: results from the upper Zechstein (Late Permian). — Z. dt. Ges. Geowiss., B. **157**, H.1, S. 107 – 120; Stuttgart.
- JUNGWIRTH, J. & SEIDEL, G. (1968): Die faziellen Änderungen der Zechsteintone in Thüringen.— Geol. Jb. **2**, S. 271 - 280; Berlin.
- KÄDING, K.-C. (1978): Stratigraphische Gliederung des Zechsteins im Werra-Fulda-Becken.— Geol. Jb. Hessen **106**, S. 123 - 130; Wiesbaden.
- KAYSER, A. (2001): Geoelektrische Sondierungen (Schlumberger - Halbmessungen) zur Erkundung der Lagerungsverhältnisse in der Umgebung der Korbacher Spalte.— Unveröffentl. Diplomarbeit, FB Geowissenschaften, 52 S.; Marburg.
- KEMP, T. S. (1979): The primitive cynodont Procynosuchus: functional anatomy of the skull and relationships.— Philosophical Transactions of the Royal Society of London (B) **285**, S. 73 - 122; London.
- KEMP, T. S. (1980): The primitive cynodont Procynosuchus: structure, function and evolution of the postcranial skeleton.— Philosophical Transactions of the Royal Society of London (B) **288**, S. 217 - 258; London.
- KEYSER, A. W. & SMITH, R. M. H. (1979): Vertebrate Biozonation of the Beaufort Group with special reference to the western Karoo Basin. — Anals of the Geological Survey of South Africa **12**, S. 1 - 35; Pretoria.
- KITCHING, J. W. (1977): The distribution of the Karoo vertebrate fauna.— Bernard Price Institute of Palaeontological Research, Memoir **1**, S. 1 - 131; Johannesburg.
- KULICK, J. (1997): Geologische Karte von Hessen im Maßstab 1 : 25.000, Blatt 4719 Korbach.— 2. Auflage, HLUK, 272 S.; Wiesbaden.
- KULICK, J., LEIFELD, D., MEISL, S., PÖSCHL, W., STELLMACHER, R., STRECKER, G., THEUERJAHR, A.-K. & WOLF, M. (1984): Petrofazies und chemische Erkundung des Kupferschiefers der Hessischen Senke und des Harz-Westrandes.— Geol. Jb. (D) **68**, 223 S.; Hannover.
- KULICK, J. & PAUL, J. (1987): Zechsteinaufschlüsse in der Hessischen Senke und am westlichen Harzrand.— Int. Symp. Zechstein 87, Exkursionsführer II, 310 S.; Hannover.
- KULICK, J. (1991): Die Randfazies des Zechsteins in der Korbacher und in der Frankenger Bucht (Exkursion E am 4. April 1991).— Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. **73**, S. 85 - 113; Stuttgart.
- KULICK, J., MEISL, S. & THEUERJAHR, A.-K. (1997): Die Goldlagerstätte des Eisenberges südwestlich von Korbach. — Geologische Abhandlungen Hessen **102**, 139 S.; Wiesbaden.
- LEGLER, B., GEBHARDT, U. & SCHNEIDER, J.W. (2005): Late Permian non-marine-marine transitional profiles in the central Southern Permian Basin, northern Germany.— Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.) **94**, S. 851 – 862; Berlin.
- LEONARDI, P. (ed.) (1967): Le Dolomiti. Geologia di monti tra Isarco e Piave, — Vol. **I**, 552 S.; Rovereto / Trento (Consiglio Nazionale delle Ricerche e Giunta Provinciale di Trento).
- LEYRER, K., STROHMENGER, C., ROCKENBAUCH, K. & BECHSTÄDT, T. (1999): High-resolution forward stratigraphic modeling of Ca<sup>2+</sup>-Carbonate platforms and off-platform high (Upper Permian,

- Northern Germany).—In: HARFF, J., LEMKE, W. & STATTEGGER, K. (Hrsg.): Computerized modelling of sedimentary systems, S. 307 – 339; Berlin (Springer).
- MAUSFELD, S. (1981): Die Geologie der Umgebung von Frankenberg-Geismar unter besonderer Berücksichtigung der Fazies der Diagenese der Permischen Gesteine.— Unveröffentl. Diplomarbeit, FB Geowissenschaften, 142 S.; Marburg.
- MENNING, M. (1986): Zur Dauer des Zechsteins aus magnetostratigraphischer Sicht.— Zeitschrift für geologische Wissenschaft **14**, S.395 - 404; Berlin.
- MENNING, M. (1991): Rapid subsidence in the Central European Basin during the initial development (Permian - Triassic boundary sequences, 258 - 240 Ma).— Zentralblatt für Geologie und Paläontologie Teil I, S. 809 - 824; Stuttgart.
- MÖHRING, W. (1909): Der Zechstein am nördlichen Ostrande des Rheinischen Schiefergebirges.— Diss., Philosophische Fakultät der Friedrich-Wilhelm-Universität, 66 S.; Berlin.
- MÜLLENHOFF, M. (1999): Physiogeographisch-morphologische Untersuchung des Naturraums in der Umgebung der Kreisstadt Korbach (Nordhessen) als Grundlage für einen geographischen Themenpfad. — Unveröffentl. Diplomarbeit, FB Geographie, 182 S.; Marburg.
- MÜLLER, G. & GASTNER, M. (1971): The "Karbonat-Bombe", a simple device for the determination of the carbonate content in sediments, soils and other materials.— N. Jb. Miner. MH. **10**, S. 466 – 469; Stuttgart.
- MUNK, W. & SUES, H.-D. (1993): Gut contents of *Parasaurus* (Pareiasauria) and *Protorosaurus* (Archosauromorpha) from the Kupferschiefer (Upper Permian) of Hessen, Germany. — Paläont. Z. **67**, Heft ½, S. 169 – 176; Stuttgart.
- NEWTON, E. T. (1893): On some new reptiles from the Elgin sandstones.— Philosophical Transactions of the Royal Society of London (B) **184**, S. 431 - 503; London.
- PAUL, J. (1985): Stratigraphie und Fazies des südwestdeutschen Zechsteins.— Geol. Jb. Hessen **113**, S. 59 - 73; Wiesbaden.
- PAUL, J. (1986): Stratigraphiy of the Lower Werra Cycle (Z1) in West Germany (preliminary results).— In: HARWOOD, G. M. & SMITH, D.B. (Hrsg.): The English Zechstein and related topics.— Spec. Pub. Geol. Soc. London **22**, S. 149 - 156; Oxford.
- REUNING, L. (2000): Geologische Kartierung des Gebietes zwischen Korbach und Dorffitter.— Unveröffentl. Diplomkartierung, FB Geowissenschaften, 67 S.; Marburg.
- RICHTER-BERNBURG, G. (1950): Zwei Beiträge zur Fazies, Tektonik und Kupferführung des Zechsteins. I. Waldeck II. Nordsudeten.— Geol. Jb. **65**, S. 145 - 212; Hannover.
- RICHTER-BERNBURG, G. (1955): Stratigraphie und Gliederung des deutschen Zechsteins.— Z. dt. Geol. Ges. **105**, S. 843 - 854; Hannover.
- RUBIDGE, B. S. (1995) (Herausgeber): Biostratigraphy of the Beaufort Group (Karoo Supergroup).— South African Committee for Stratigraphy, Biostratigraphic Series **1**, S. 1 - 46; Pretoria.
- SAUER, E. (1964): Das Perm am Schiefergebirgsrand zwischen Gilserberg und Lollar.— Diss., FB Geowissenschaften, 115 S.; Marburg.

- SAUER, J. & SÜDEKUM, W. (1999): Geomagnetische Prospektion auf der spätbronzezeitlichen Siedlungsstelle „Rodenkirchen - Hahnenknooper Mühle“.— Archäologische Mitteilungen aus Nordwestdeutschland **22**; S. 53 - 56, Oldenburg.
- SAUER, J. (2002): Gammaspectrometrische Messungen an der Erdoberfläche – ein Beitrag zur teilflächenspezifischen Bewirtschaftung.— Z. Angew. Geol. **3/2002**; Stuttgart.
- SCHAUMBERG, G. (1982): Paläozoische Reptilien in Nordhessen.— Philippa **5 (1)**, S. 3 – 10; Kassel.
- SCHMIDT, H. (1959): Die Cornberger Fährten im Rahmen der Vierfüßler-Entwicklung.— Abhandlungen des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung **28**, S. 1 - 137; Wiesbaden.
- SCHRAFT, A. (2001): Grundwasserneubildung und nutzbares Grundwasserdargebot im Einzugsgebiet der Ense-Scholle südwestlich von Korbach, Landkreis Waldeck-Frankenberg.— Geol. Jb. Hessen **129**, 103-116; Wiesbaden.
- SMITH, R. M. H. (1990): A review of stratigraphy and sedimentary environments of the Karoo Basin of South Africa.— Journal of African Earth Sciences **10**, S. 117 - 137; Oxford.
- STROHMENGER, C. & STRAUSS, C. (1996): Sedimentology and palynofacies of the Zechstein 2 Carbonate (Upper Permian, Northwest Germany): implications for sequence stratigraphic subdivision.— Sed. Geol. **102**, S. 55 – 77; Amsterdam.
- STROHMENGER, C., ANTONINI, M., JÄGER, G., ROCKENBAUCH, K. & STRAUSS, C. (1996 a): Zechstein 2 carbonate reservoir facies distribution in relation to Zechstein sequence stratigraphy (Upper Permian, Northwest Germany): an integrated approach.— Bull. Centres Rech. Explor-Prod. Elf aquitaine **20**, S. 1 – 35; Pau.
- STROHMENGER, C., VOIGT, E. & ZIMDARS, J. (1996 b): Sequence stratigraphy and cyclic development of Basal Zechstein carbonate-evaporite deposits with emphasis on Zechstein 2 off-platform carbonates (Upper Permian, Northeast Germany).— Sed. Geol. **102**, S. 33 – 54; Amsterdam.
- SÜDEKUM, W. (2000): Mobile Elektrodengruppe zur oberflächennahen geoelektrischen Kartierung. — In: SCHULZ, R. (2000): Angewandte Geophysik - Neue Geräte und ihre Anwendung.— Geol. JB **E 52**, S. 35 - 62, Hannover.
- SÜDEKUM, W. & SAUER, J. (1995): Geophysikalische Prospektion des archäologischen Verhüttungsplatzes „Lütetsburg“.— Archäologische Mitteilungen aus Nordwestdeutschland **18**, S. 129 - 138; Oldenburg.
- SUES, H.-D. & BOY, J. A. (1988): A procynosuchid cynodont from central Europe.— Nature **331**, S. 523 - 524; London.
- SUES, H.-D. & MUNK, W. (1996): A remarkable assemblage of terrestrial tetrapods from the Zechstein (Upper Permian: Tatarian) near Korbach (northwestern Hesse).— Paläont. Z. **70**, S. 213 - 223; Stuttgart.
- SUES, H.-D., MUNK, W. & FREY, E. (1998): Die „Korbacher Spalte“, eine bemerkenswerte Tetrapoden - Fundstelle im unteren Zechstein (Ober-Perm) bei Korbach (NW-Hessen).— Unveröffentlichtes Manuskript.
- TRIBUTH, H. & LAGALY, G. (1991): Identifizierung und Charakterisierung von Tonmineralen.— Berichte der Deutschen Ton- und Tonmineralgruppe e.V. (DTTG), 162 S.; Gießen.



- TUCKER, M. E. (1991): Sequence stratigraphy of carbonate-evaporite basins: models and applications to the Upper Permian (Zechstein) of northeast England and adjoining North Sea.— J. Geol. Soc. London **148**, S. 1019 – 1036, London.
- UHL, D. & KERB, H. (2002): Preservation of fossil plants from the Zechstein (Upper Permian) of Central Europe.— Freiburger Forschungshefte **C497**, S. 29 – 43; Freiberg.
- VOGELSANG, D. (1998): Grundwasser. — Springer, 264 S.; Berlin.
- WILD, R. (1985): Ein Schädelrest von *Parasaurus geinitzi* H. v. MAYER (Reptilia, Cotylosauria) aus dem Kupferschiefer (Perm) von Richelsdorf (Hessen). — Geologische Blätter für NO-Bayern **34-35**, S. 897 – 920; Erlangen.
- ZEEH, S., BECKER, F. & HEGGEMANN, H. (2000): Dedolomitization by meteoric fluids: the Korbach fissure of the Hessian Zechstein basin, Germany.— Journal of Geochemical Exploration **69-70**, S. 173 - 176; Elsevier.
- ZEEH, S. & BECKER, F. (2005): Diagenetische Prozesse im Umfeld permischer Spalten der Korbacher Bucht (N-Hessen), Zechstein 1. — Z. dt. geol. Ges. **155/2-4**, S. 115 – 136; Stuttgart.
- ZIEGLER, B. (1986): Allgemeine Paläontologie.—Einführung in die Paläobiologie **Teil I** (4. Auflage), E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 248 S.; Stuttgart.
- ZIEKUR, R. (2000): Georadar in der Bodenkunde.— In: SCHULZ, R. (2000): Angewandte Geophysik - Neue Geräte und ihre Anwendung. — Geol. JB **E 52**, S. 9 - 34, Hannover.

## **14 Anhang**

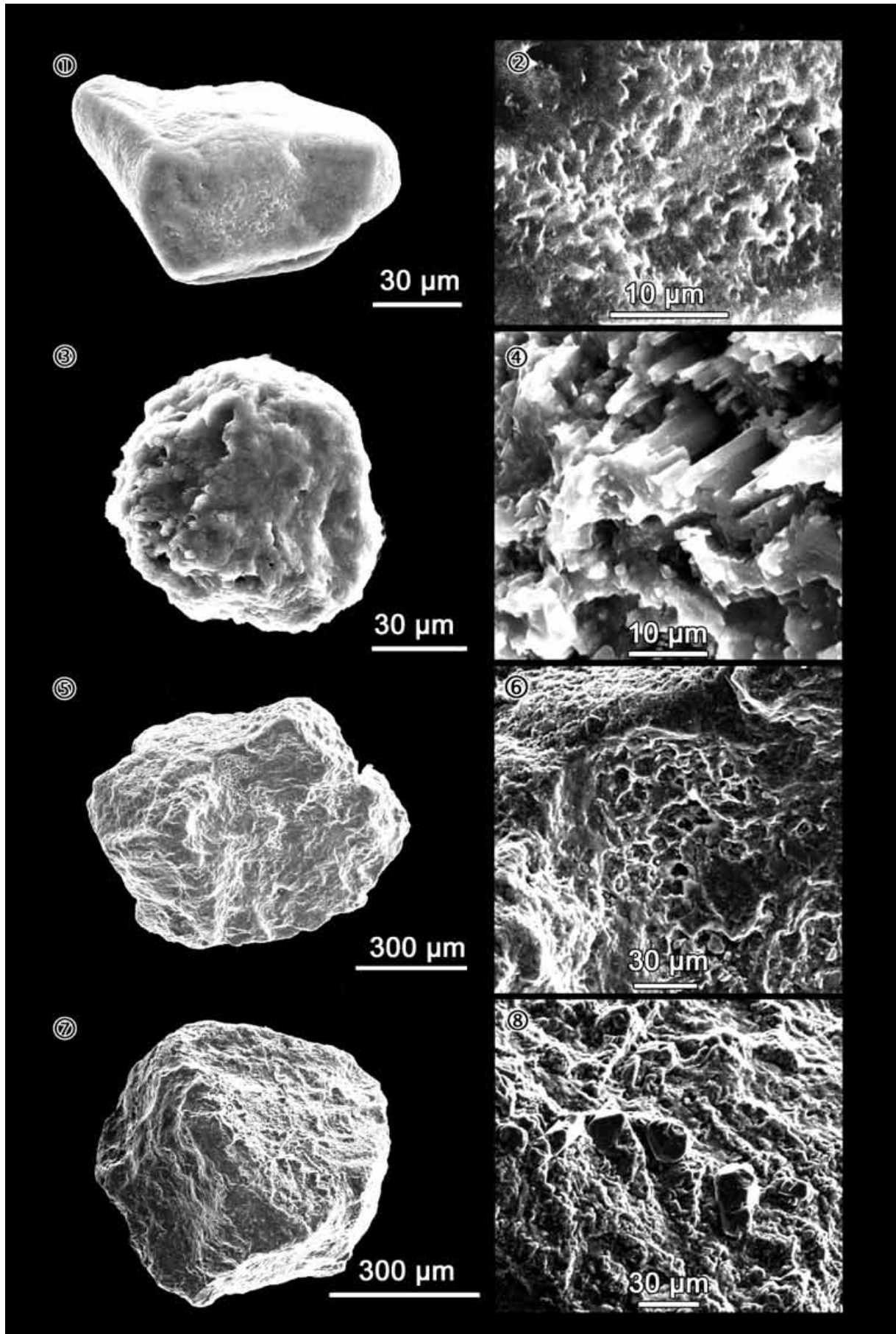
Tafel 1	Rem-Untersuchung der Quarzkörner
Tafel 2	Schwerminerale
Tafel 3	Spaltenfüllungssediment
Tafel 4	Sedimentstrukturen
Tafel 5	Taphonomie
Tafel 6	Bohrung Korbacher Spalte
Tafel 7	Profil Dorffitter
Tafel 8	Bohrung Braunsen

## Tafel 1: REM Untersuchung der Quarzkörner

Quarzkörner aus dem Sediment der Korbacher Spalte wurden mit Salzsäure gereinigt und unter dem Rasterelektronenmikroskop untersucht.

- : Äolisch transportiertes Quarzkorn, das 120  $\mu\text{m}$  große Korn ist kantengerundet.
- : (Detailaufnahme aus ) Die glatt erscheinende Oberfläche des Quarzkornes weist bei stärkerer Vergrößerung wenige  $\mu\text{m}$  große Schlagmarken auf, die für äolisch transportierte Quarzkörner typisch sind.
- : Während der Diagenese wurden die Oberflächen der Quarzkörner häufig angelöst. Die Detailaufnahmen der Oberflächen ( & ) zeigen die Korrosion deutlich.
- : Auf der Oberfläche eines korrodierten Quarzkornes sind kleine Quarzkristalle zu erkennen, hier ist das Quarzkorn in seiner kristallographischen Orientierung in einer späteren Diagenese phase weitergewachsen.
- : (Detailaufnahme aus ) Die kleinen Quarzkristalle sind in diesem Bild bis zu 30  $\mu\text{m}$  groß.

Tafel 1: REM Untersuchung der Quarzkörner

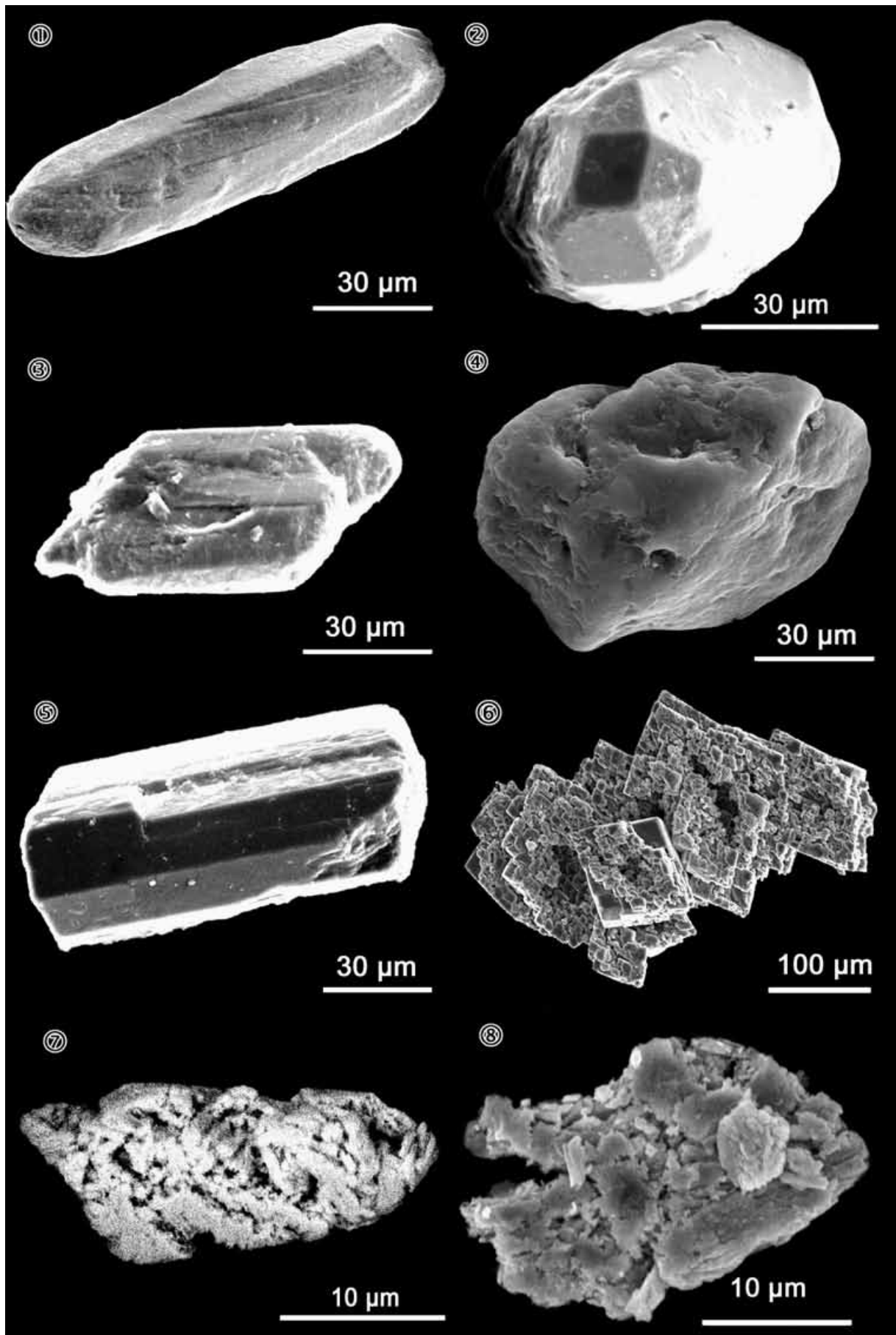


## Tafel 2: Schwerminerale

Schwerminerale aus dem Grenzhorizont in Dorfitter und der Korbacher Spalte wurden mit Salzsäure gereinigt und unter dem Rasterelektronenmikroskop untersucht, die Phasenanalyse wurde mit der EDAX durchgeführt

- & : Zirkon: schwach kantengerundete Zirkone sind die dominierenden Körner in der Schwermineralfraktion. Die abgebildeten Körner stammen aus dem Grenzhorizont im Profil Dorfitter.
  
- : Rutil: Das schwach kantengerundete Korn stammt aus dem Grenzhorizont im Profil Dorfitter.
  
- : Apatit: Das gerundete Korn stammt aus der Korbacher Spalte.
  
- : Turmalin: Das wenig gerundete Korn stammt aus dem Grenzhorizont im Profil Dorfitter.
  
- : Baryt: Das abgebildete, authigen und pseudomorph nach Dolomit (?) gewachsene Korn stammt aus dem Grenzhorizont im Profil Dorfitter.
  
- & : Gold: Gold aus der Korbacher Spalte, dendritisch gewachsen, stark gerundet und weit transportiert. Dieses Korn ist vermutlich schon als klastisches Korn aus den paläozoischen Sedimenten umgelagert worden. Das in dargestellte Korn ist weniger gerundet und weniger weit transportiert, es ist authigen in der Goldlagerstätte Eisenberg entstanden und nur einmalig umgelagert.

Tafel 2: Schwerminerale

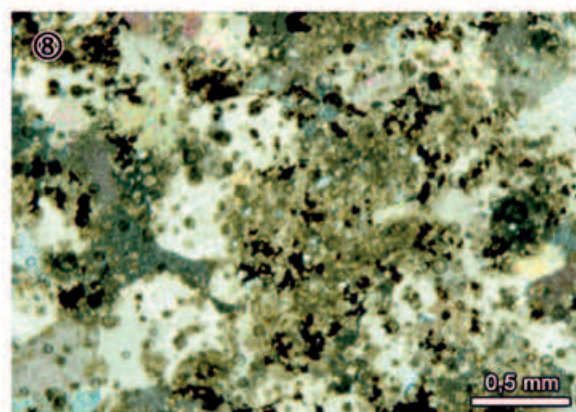
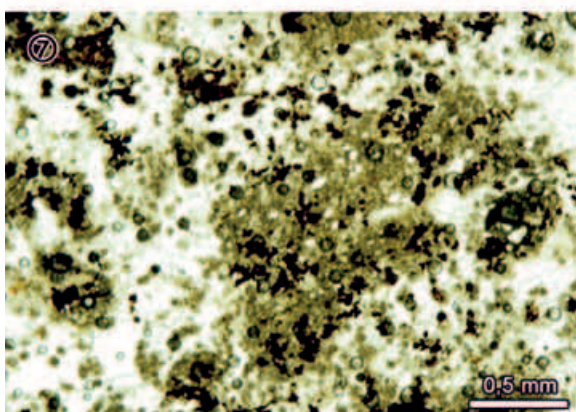
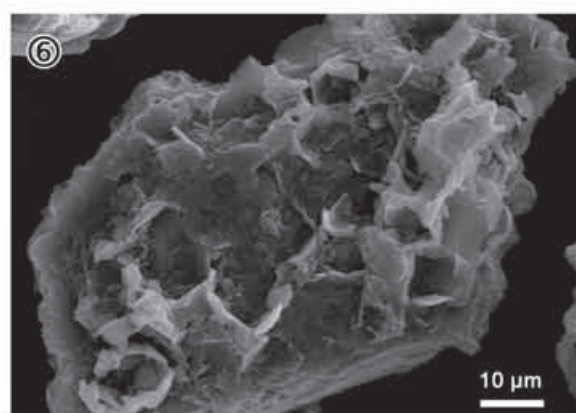
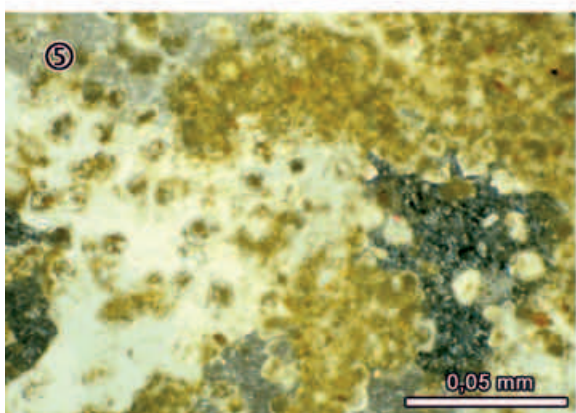
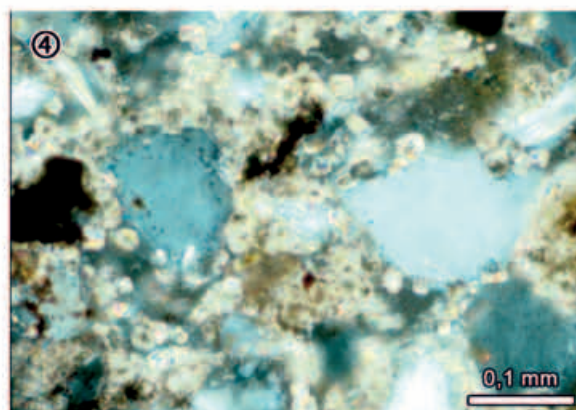
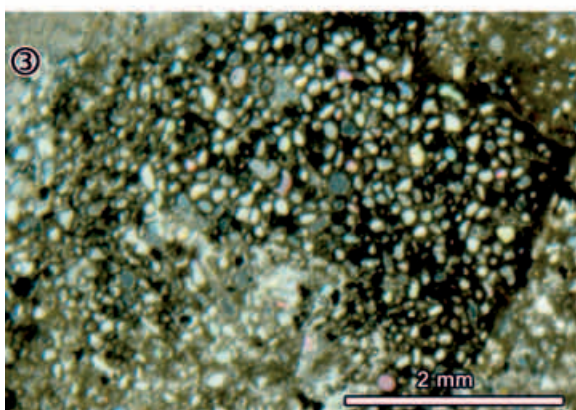
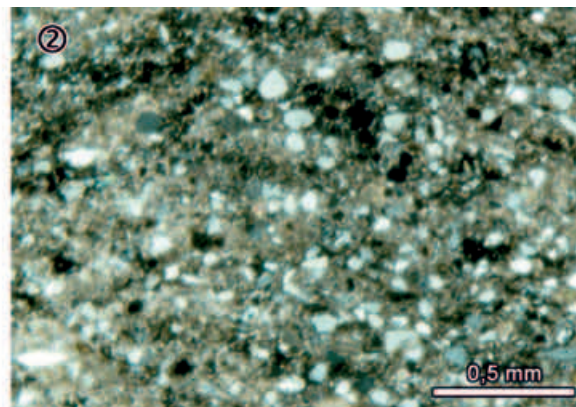
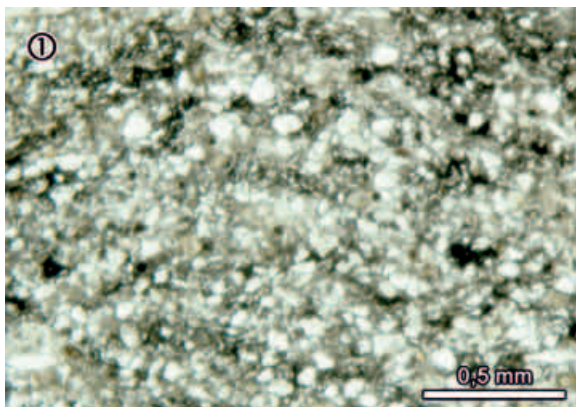


### Tafel 3: Spaltenfüllungssediment

- & : Die eckigen bis gut gerundeten Quarzkörner im Feinsand- bis Grobschluff-Bereich sind in diesem Beispiel dicht gepackt. Von der Matrix dominierte Bereiche aus Tonmineralen und Karbonat erscheinen dunkler. ( polarisiertes Licht)
  
- : Durch Fe/Mn-Imprägnation bräunlich verwitterter Klast aus Randkarbonat, das ursprüngliche oolithische Gefüge ist gut zu erkennen; die während der Diagenese durch Lösung entstandene Intrapartikelporosität ist, wie im polarisierten Licht gut zu erkennen ist, mit Calcizementen ausgefüllt.
  
- & : Im polarisierten Licht werden bei starker Vergrößerung die feingranularen, nur wenige µm großen Calcizemente in der Matrix zwischen den Quarzkörnern deutlich. In sind sie von jüngeren poikilitischen Calcizementen umwachsen.
  
- : Im Rasterelektronenmikroskop sind auf der Oberfläche eines bei der Aufbereitung mit HCl nicht vollständig gereinigten Quarzkornes Reste der Tonmineral-Matrix erhalten, die feingranularen Calcitkristalle sind durch die HCl herausgelöst, ihre Form wird von den Resten der Tonmineral-Matrix nachgezeichnet.
  
- & : In einigen Bereichen des Sedimentes ist die Matrix von poikilitischen, spätdiagenetisch gewachsenen Calciten nahezu vollständig verdrängt, dies wird besonders im polarisierten Licht deutlich.



Tafel 3: Spaltenfüllungssediment

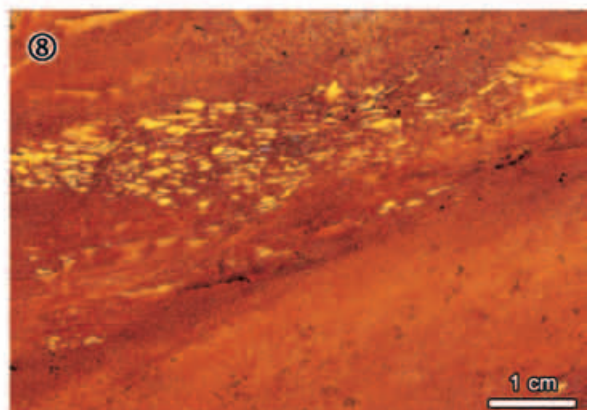
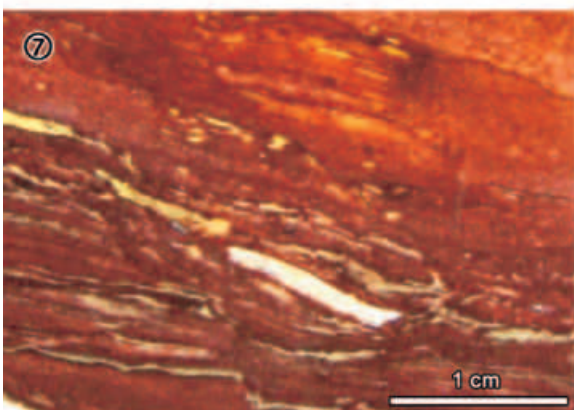
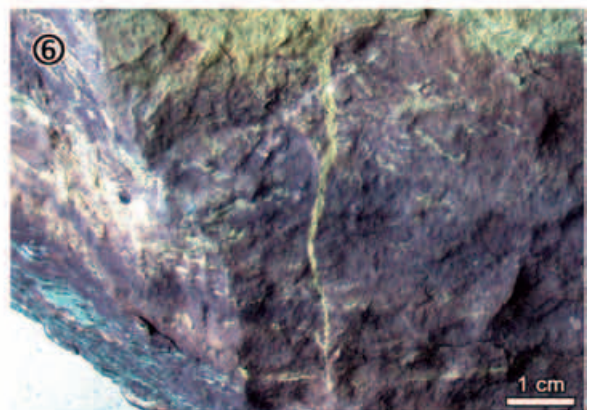
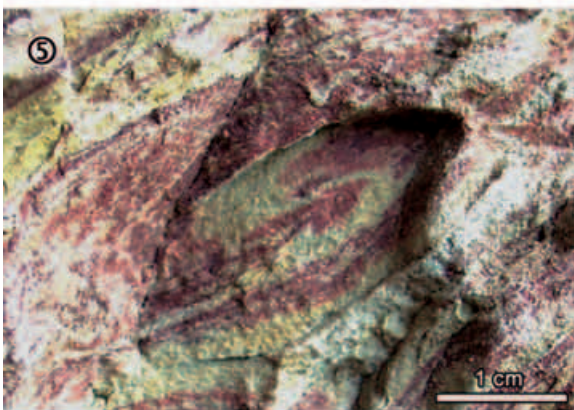
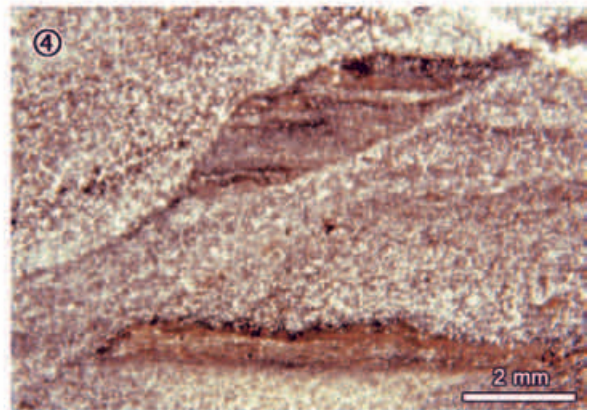
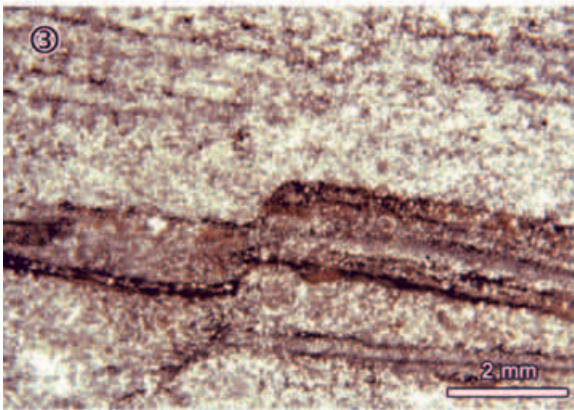
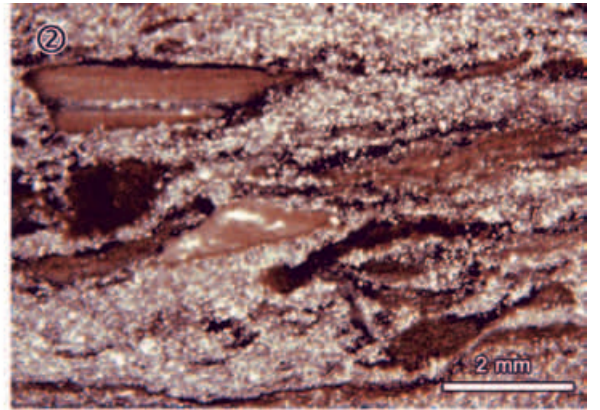
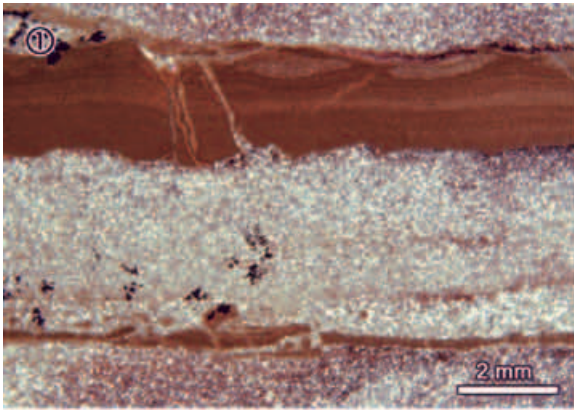




#### Tafel 4: Sedimentstrukturen in der Spaltenfüllung



- : Feingeschichtetes Sediment aus Quarzkorn-Lagen wechsellagernd mit tonigen Lagen, die stellenweise als Intraklaste aufgearbeitet sind. Die Quarzkornlagen weisen oftmals eine Gradierung auf. Bereich 4 (siehe Abb. 10); Dünnschliff im Durchlicht.
  
- : Durch synsedimentäres Rutschen und Aufarbeitung wird das Sediment wie in diesem Beispiel in zahlreiche Intraklaste zerlegt, die während des Rutschens rotiert und verformt werden können. Bereich 2 (siehe Abb. 10); Dünnschliff im Durchlicht.
  
- & : Die Schichtung wird beim synsedimentären Gleiten des Sedimentes von Setzungsrisen durchzogen, die oft nur wenige Millimeter durchhalten. Bereich 5 (siehe Abb. 10); Dünnschliffe im Durchlicht.
  
- : Synsedimentäre Rutschfalte. Aufschlussfoto; Bereich 4 (siehe Abb. 10).
  
- : Durch Aufreißen des Sedimentes in halbfestem Zustand (Bildmitte, senkrecht) entstand ein Riss, in diesen wurde gelbes Sediment aus der überlagernden Schicht eingefüllt. Handstück; Bereich 5 (siehe Abb. 10).
  
- & : Plattige Knochenbruchstücke und Intraklaste (mud flakes) sind in der Feinschichtung innerhalb eines Rutschkörpers meist gut eingeregelt. Anschliffe; Bereich 5 (siehe Abb. 10).

Tafel 4: Sedimentstrukturen in der Spaltenfüllung



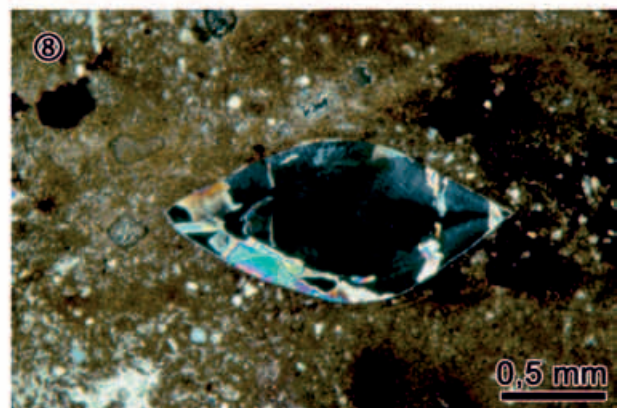
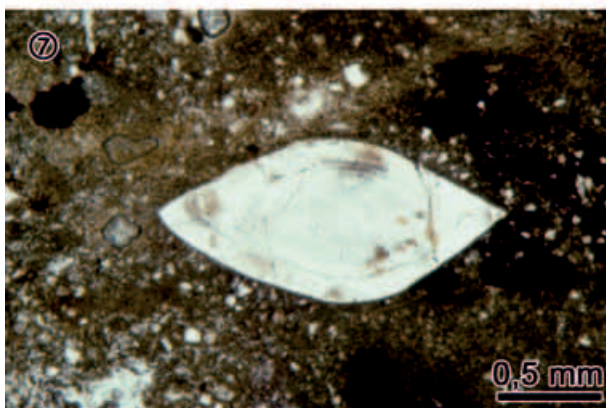
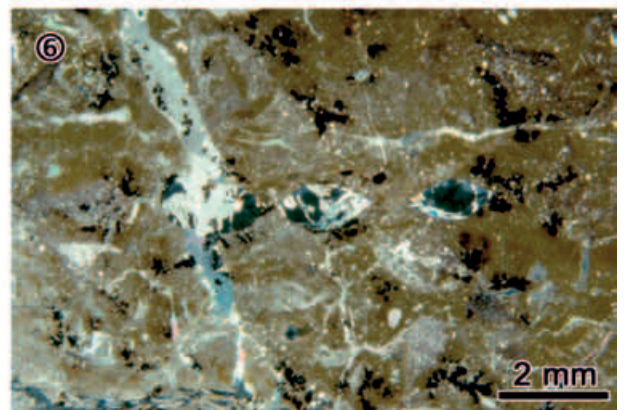
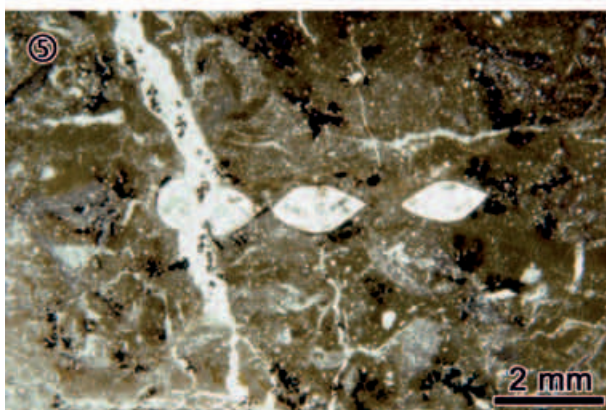
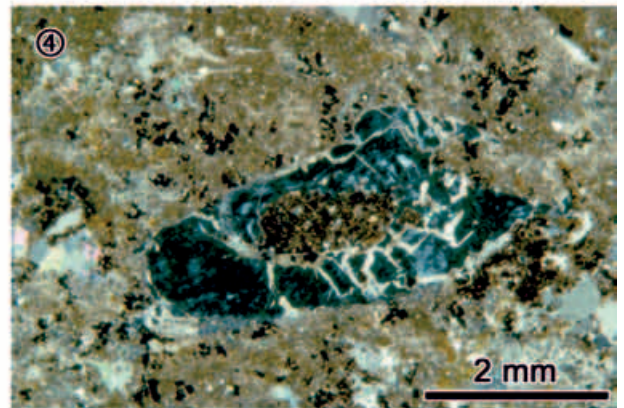
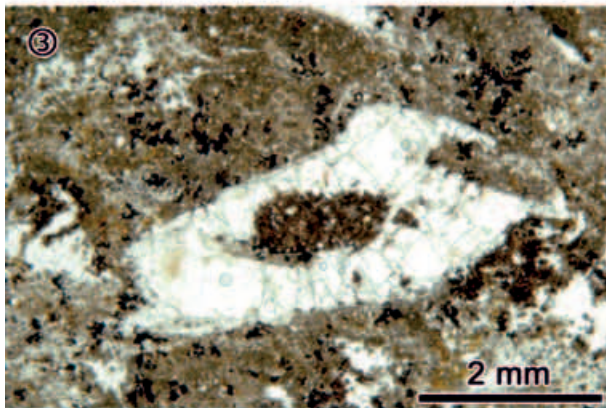
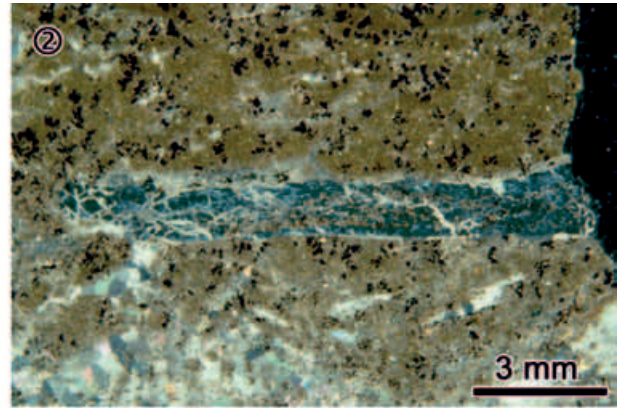
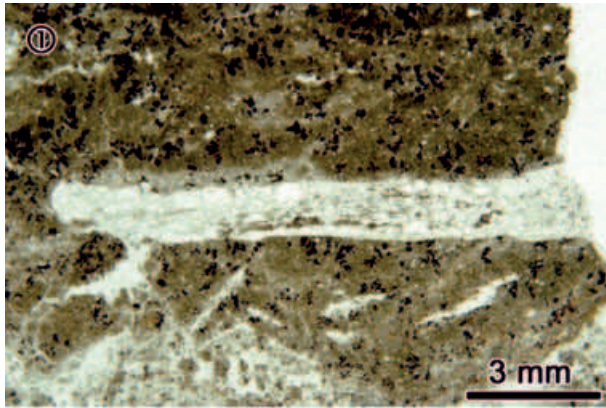
## Tafel 5: Taphonomie

(links im Durchlicht, rechts im polarisierten Licht)

- & Die als Apatit erhaltenen Knochenbruchstücke aus der Korbacher Spalte sind nach ihrer Einlagerung von kleinen Rissen durchzogen. Die Risse sind mit diagenetisch gebildeten Calcizementen verheilt. Hohlräume innerhalb der Knochen sind mit dem permischen Sediment der Korbacher Spalte aufgefüllt. Im unteren Teil des Bildes ist das Sedimentgefüge von diagenetisch gebildeten poikilitischen Calcitkristallen verdrängt.
- & Röhrenknochen im Querschnitt: das als Apatit erhaltene Knochenmaterial ist von feinen Rissen durchsetzt, die durch Calcit ausgeheilt sind. Der Knochenmarkkanal ist mit Sediment gefüllt. In diesem und der Umgebung des Knochens scheinen bevorzugt Mangandendriten gebildet worden zu sein.
- & Querschnitt einer Reihe von Reptilzähnen. Die Zähne sind mit dem Kieferknochen verbunden in das Sediment eingelagert worden. Die Kegelzähne sind seitlich abgeflacht, so dass eine hintere und eine vordere Schneidekante ausgebildet ist. Der linke Zahn ist von einer Kluft leicht versetzt, diese ist mit diagenetisch gebildetem Calcizement ausgeheilt. Später sind in den Kristallen, wie auch im umliegenden Sediment, Mangandendriten gewachsen.
- & Detail des rechten Zahnes aus  und . Dieser Zahn ist am besten erhalten, Im Dünnschliff sind Zahnschmelz und Zahnbein noch als zwei verschiedene Bereiche zu erkennen. Im polarisierten Licht wird sichtbar, dass ein Teil des Zahnschmelzes durch diagenetisch gewachsenen Calcit ersetzt ist.



Tafel 5: Taphonomie



## **Tafel 6: Bohrung Korbacher Spalte**

### **Randkarbonat Schaumkalk:**

& In dem gut sortierten Ooid-Grainstone reichen die Ooide bis ca. 250µ im Durchmesser. Die karbonatischen Kernbereiche der Ooide sind während der Diagenese herausgelöst und später von diagenetisch kristallisiertem Calcitcement ausgefüllt. Im polarisierten Licht (siehe ) zeigt sich, dass die entstandene Intrapartikel-Porosität ebenfalls mit diagenetisch kristallisiertem Calcitcement ausgefüllt ist, nur wenige Poren sind offen.

Im oberen Bereich des Randkarbonates treten Lösungshohlräume auf, die mit ockerfarbenem, feinklastischem Sediment aus Quarzsilt in einer Illit-Karbonat-Matrix gefüllt sind. Das Sediment stammt aus dem hangenden Grenzhorizont.

Die feingranularen Calcitcemente im Randkarbonat sind nach BECKER (2002) während der frühen Diagenese des Gesteins entstanden.

### **Grenzhorizont:**

In der Matrix aus Illit und Karbonaten sind Quarzkörner im Grobschluff- bis Feinsandbereich dicht gepackt. Lagenweise ist das Gefüge des Gesteins schichtparallel von poikilitischen Calcitcementen überwachsen, welche die Matrix zu großen Teilen verdrängt haben (siehe Bildmitte); polarisiertes Licht.

Die Mangandendrite (Bildmitte), die große Teile des Sedimentes durchwachsen, finden sich, wie in diesem Beispiel auch, in jungen mit Calcit ausgeheilten Klüften, sie sind somit erst sehr spät entstanden; polarisiertes Licht.

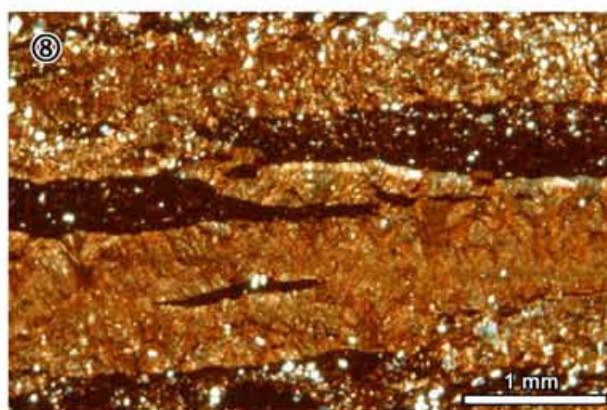
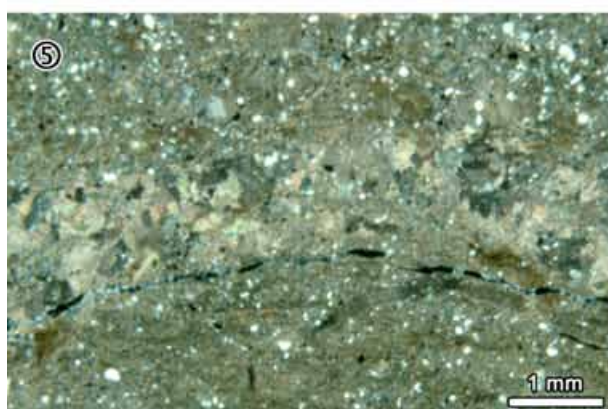
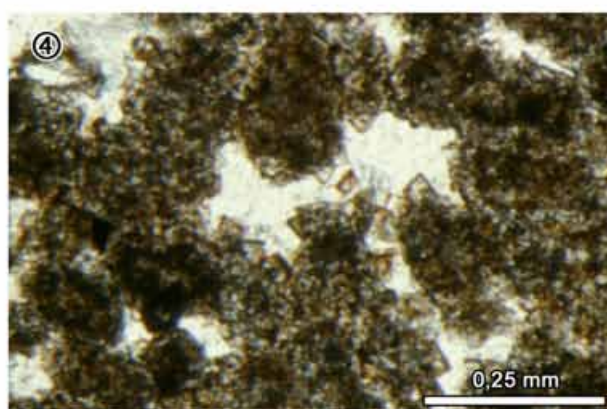
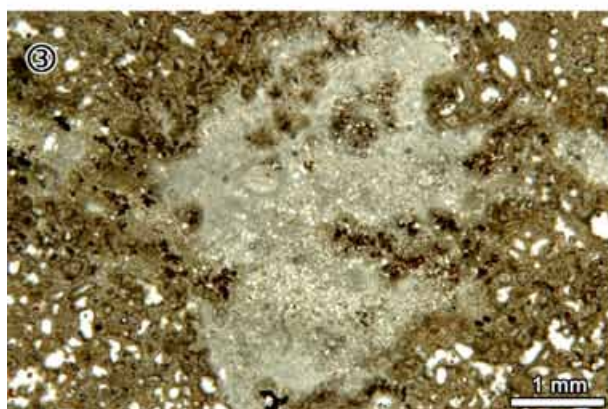
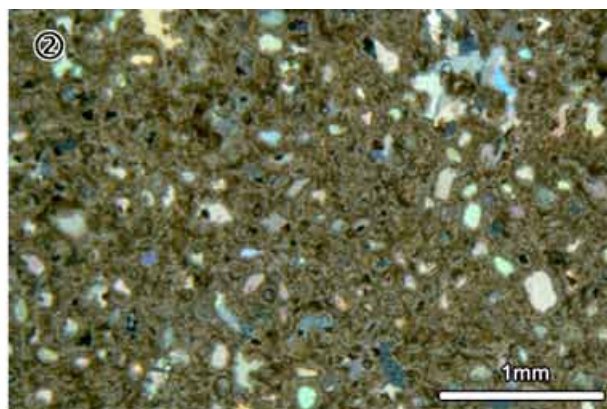
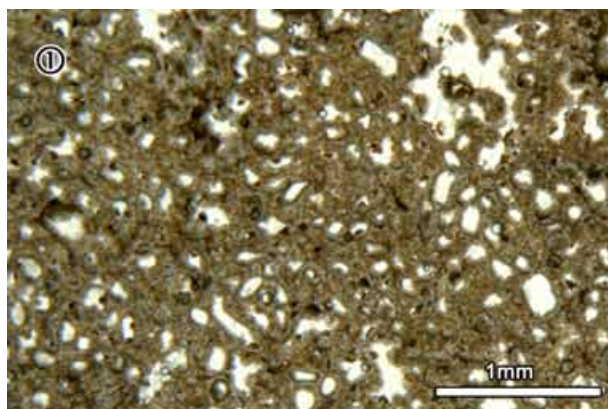
### **Oberer Werra-Ton:**

Geschichtetes, rotbraunes Sediment mit grobschluffig bis feinsandigen Quarzkörnern und tonigen Lagen (dunkel). In der überlagernden Schicht besteht die Matrix aus Illit und diagenetisch gebildeten Karbonaten.

Die Grobschluff- bis Feinsand Sedimente des Oberen Werra Tones sind lagenweise von diagenetisch gebildeten Karbonatlagen durchzogen, welche die illitisch- karbonatische Matrix verdrängt haben; polarisiertes Licht.



Tafel 6: Bohrung Korbacher Spalte



## Tafel 7: Profil Dorfitter

### Dünnschliffe aus dem Grenzhorizont

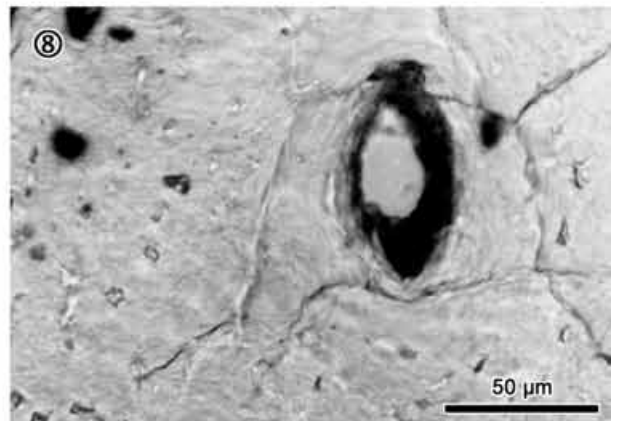
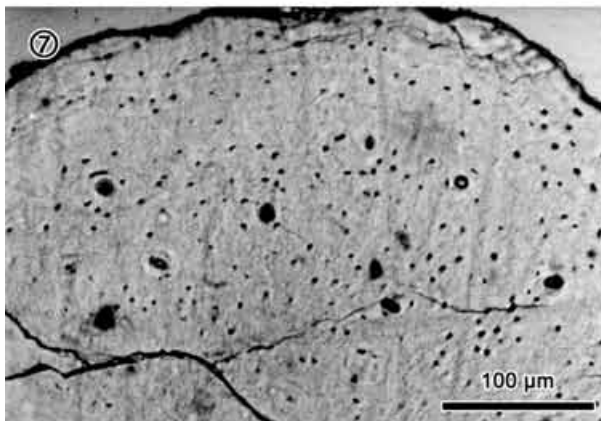
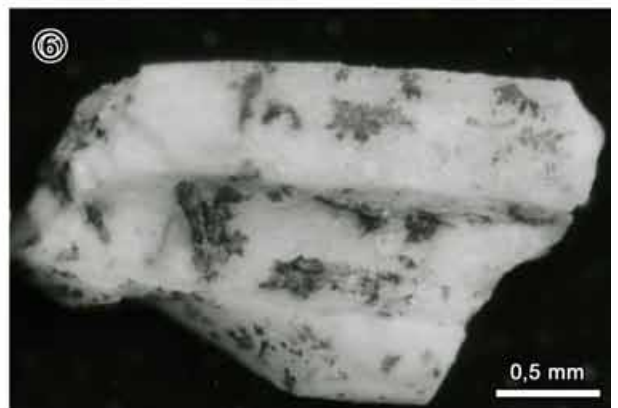
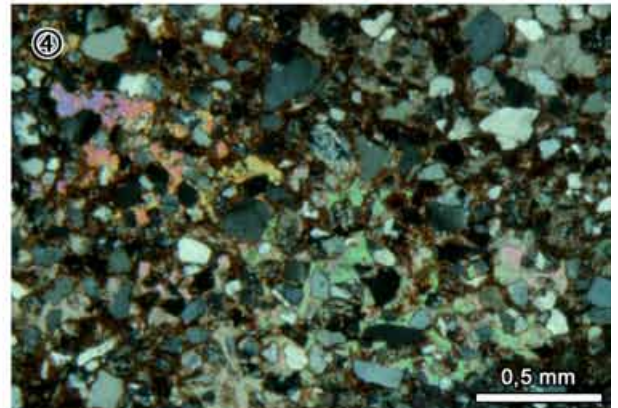
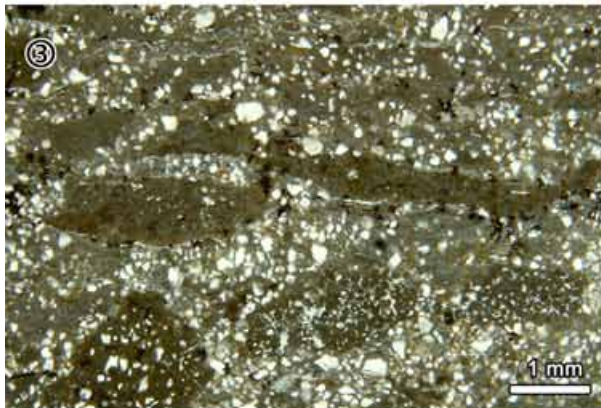
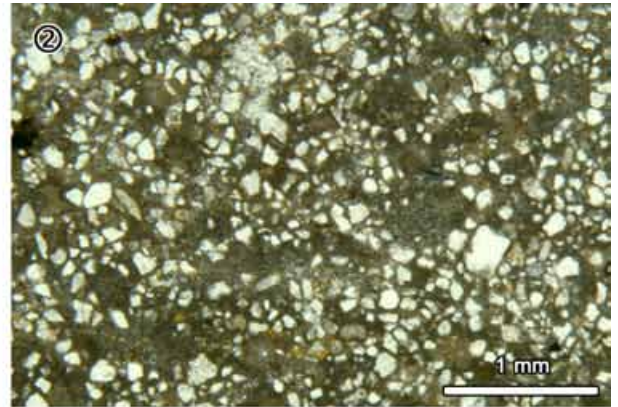
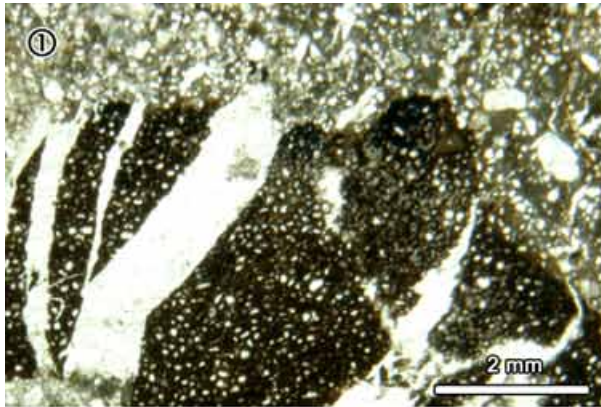
- : Angeschnitten ist eine Randkarbonat- Komponente, die verwittert und durch Fn/Mn Imprägnation opak erscheint. Ältere Klüfte innerhalb der Komponente sind mit Calcizement verheilt und setzen sich nicht in das umgebende Quarzschluff- bis Feinsand-Material mit Illit–Karbonat-Matrix des Grenzhorizontes fort. Innerhalb der Randkarbonat-Komponente sind rundliche Hohlformen zu erkennen, die das oolithische Gefüge des Gesteins nachzeichnen.
- : Das Sediment des Grenzhorizontes besteht aus eckigen bis kantengerundeten Quarzkörnern im Grobschluff- bis Feinsandbereich. Die Quarzkörner sind von einer Matrix aus Illit und Karbonaten umgeben.
- : Im Grenzhorizont aus Quarzsilt- bis Feinsand mit Illit–Karbonat-Matrix, treten eckige Randkarbonat- Komponenten und flache Tonklaste (mud flakes) auf, die in der Schichtung eingeregelt sind.
- : Das Sediment des Oberen Werra-Tones besteht ebenfalls aus eckigen bis kantengerundeten Quarzkörnern im Grobschluff- bis Feinsandbereich, die von einer durch Fe rötlich gefärbten Matrix aus Illit und Karbonaten umgeben sind. Im polarisierten Licht ist der karbonatische Anteil der Matrix an seinen bunten Farben deutlich zu erkennen.

### Knochensplitter aus dem Profil Dorfitter

- & : Aus den Schlämmerückständen der Spaltenfüllungen und des Grenzhorizontes des Profils konnten Knochenbruchstücke separiert werden. Die weißen Körner sind stellenweise mit Mangandendriten besetzt. Die nur weniger als einen Millimeter großen Knochensplitter lassen bereits auf ihren Flächen ( , mittleres Korn) häufig parallele Internstrukturen erkennen. Diese ermöglichen es, orientierte Dünnschliffe anzufertigen und das Material knochenhistologisch zu untersuchen. Foto zeigt den Splitter eines winzigen Röhrenknochens, mit der Imprägnation von Fn/Mn-Dendriten.
- & : Die Dünnschliffe der Knochensplitter zeigen primäres Knochengewebe mit fibro-lamellärem Feinbau. Primäre und evtl. auch sekundäre Osteonen und zahlreiche dunkel gefärbte Knochenzellen sind zu erkennen. Die mineralische Erhaltung der Knochens entspricht der Zusammensetzung primären Knochenmaterials. Das Material ist in Erhaltung und Mikrostrukturen-Inventar mit dem der Korbacher Spalte identisch. & sind aus BÖKENSCHMIDT ET AL. (1999) entnommen.



Tafel 7: Profil Dorffitter

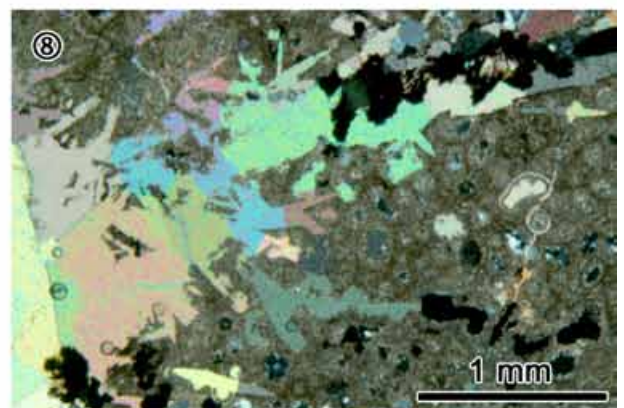
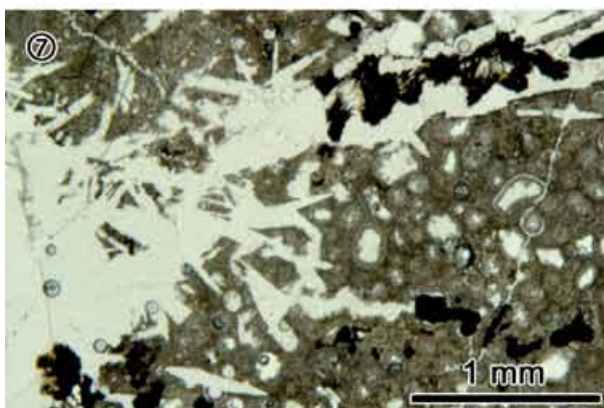
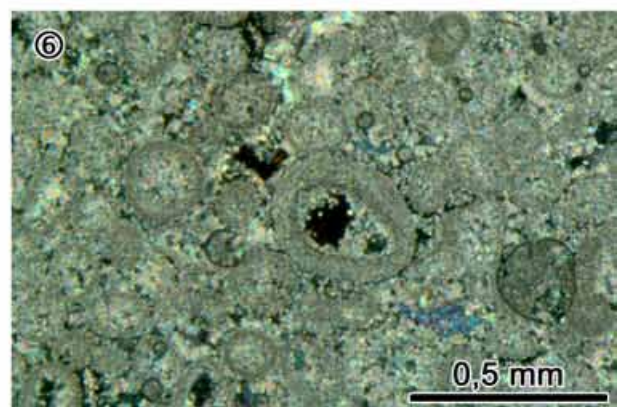
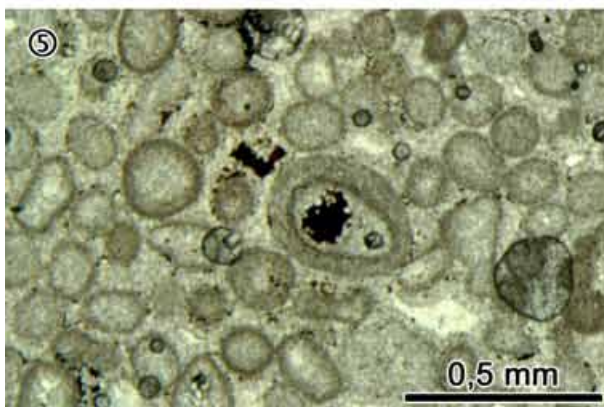
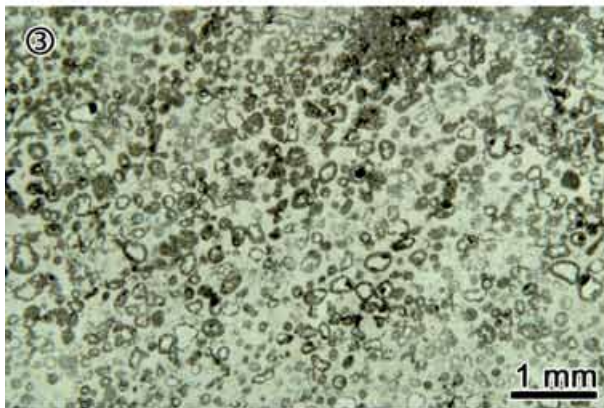
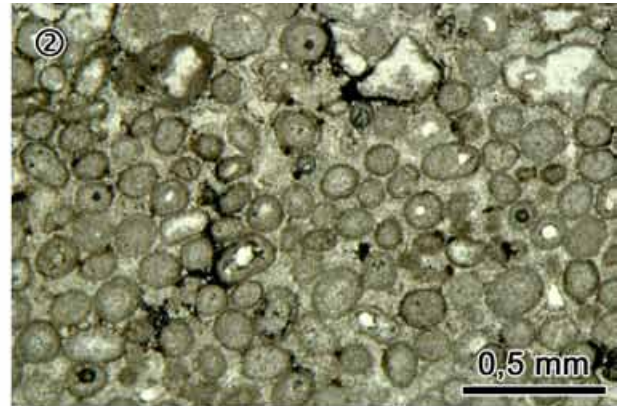
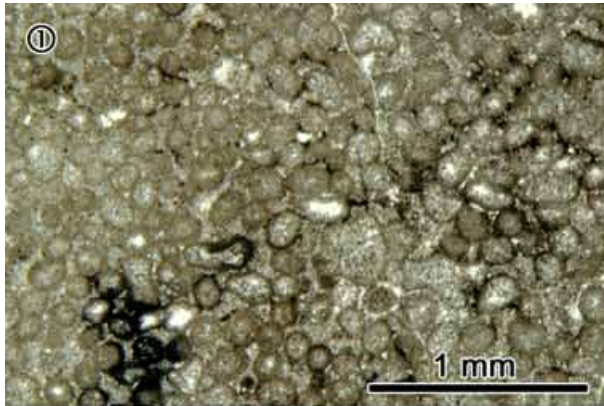




## Tafel 8: Bohrung Braunsen

- & Ooid-Grainstone (Grenzhorizont): Die gut sortierten Ooide messen max. 250 $\mu$ , selten treten größere Ooide auf (siehe ). Die Kernbereiche der Ooide und Teile der mergeligen Matrix sind herausgelöst. Von den Ooiden ist oftmals nur die äußere Form erhalten.
  
- & In Teilbereichen des Gesteins sind die Ooide nur noch als Hohlformen zu erkennen, die ehemals mikritische Matrix ist weitestgehend durch diagenetisch gewachsene, poikilitische Calcit-Kristalle verdrängt, welche den Intra- und Interpartikelporenraum ausfüllen. Die gefügedurchdringenden Kristalle sind im polarisierten Licht (siehe ) zu erkennen.
  
- & Der Schalenbau der Ooide ist großteils durch Lösung zerstört, bei wenigen Ooiden sind die äußeren Schalen erhalten. Auch die mergelige Matrix aus Illit und Calcit ist herausgelöst. Die Intra- und Interpartikel-Porosität ist von granularen Calcizementen weitestgehend ausgefüllt. Resthohlräume zeigen Säume aus Calcit, selten sind freie Porenräume erhalten.
  
- & Bei den nadeligen Strukturen handelt es sich um ehemalige Sulfatkristalle, die diagenetisch gelöst wurden. Die entstandenen Hohlräume wurden von blockigen Calcitkristallen pseudomorph ausgefüllt.

Tafel 8: Bohrung Braunsen



# Lebenslauf

## Persönliche Daten

Name: Sven Bökenschmidt

Geburtsdatum: 13.06.1968

Geburtsort: Wehrda/Marburg

Familienstand: verheiratet seit 1997

Staatsangehörigkeit: deutsch

## Schulausbildung & Studium

Grundschule: 1975-79; Humboldtschule Korbach

Gymnasium: 1979-89; Alte Landesschule Korbach,  
Abitur im Mai 1989

07/1989 – 09/1990: Zivildienst in der DJH Hohe Fahrt am Edersee

Universität:

10/1990 Beginn des Studiums der Geologie am Fachbereich  
Geowissenschaften der Philipps-Universität Marburg

11/1993 Vordiplom im Fach Geologie am Fachbereich  
Geowissenschaften der Philipps-Universität Marburg

08/1997 Diplom im Fach Geologie am Fachbereich  
Geowissenschaften der Philipps Universität Marburg. Thema  
der Diplomarbeit: „Die Trias / Jura Grenze im  
Steinplattengebiet“

seit 10/1998 Promotion zum Thema: Fossilagerstätte Korbacher Spalte  
(die Einreichung der Dissertation steht unmittelbar bevor).

## Berufspraxis

09/1998 – 07/1999: Vertretung von Frau Dr. Merz-Preiß als Wissenschaftlicher  
Mitarbeiter am Fachbereich Geowissenschaften der  
Philipps-Universität Marburg.

09/2000 – 09/2005: Wissenschaftlicher Mitarbeiter am Fachbereich  
Geowissenschaften der Philipps-Universität Marburg.

## Erklärung

Ich versichere hiermit, dass ich die vorliegende Dissertation

„Die Fossilagerstätte Korbacher Spalte –

ihre Entstehung und Einordnung in den Zechstein Nord-Hessens“

selbständig, ohne unerlaubte Hilfe angefertigt und mich dabei keiner anderen als der von mir ausdrücklich bezeichneten Quellen und Hilfsmittel bedient habe.

Die Dissertation wurde in der jetzigen oder einer ähnlichen Form noch bei keiner anderen Hochschule eingereicht und hat noch keinen sonstigen Prüfungszwecken gedient.

Marburg, den \_\_\_\_\_