

Geol. Paläont. Westf.	72	S. 31-69	24 Abb. 3 Tab.	Münster März 2009
--------------------------	----	----------	-------------------	----------------------

Geowissenschaftliche Untersuchungen im Subrosionsgebiet des „Heiligen Feldes“ (nördliches Münsterland, Nordwestdeutschland)

Manfred Dölling und Rüdiger Stritzke *

Zusammenfassung:

Im Subrosionsgebiet des „Heiligen Feldes“ (nördliches Münsterland, Nordwestdeutschland) entstanden spätestens seit dem Pliozän (Tertiär) durch Auslaugung salinärer Serien innerhalb des Münder-Mergels (Oberjura - Unterkreide) im Untergrund zahlreiche Subrosionstrichter. Ein Erdfall vom 14. April 1913 beweist ihren Fortgang bis in die heutige Zeit. In der Senkungszone des Heiligen Feldes sammelten sich während des Tertiärs und Quartärs verschiedenartige Lockergesteine – Sande, Schluffe, Tone und Torfe –, die hier vor Erosion geschützt waren. Die Subrosionszone des Heiligen Feldes und ihre quartärzeitliche Sedimentfüllung konnte durch eine Vielzahl von Bohrungen kombiniert mit geophysikalischer Bohrlochvermessung detailliert erfasst und beschrieben werden. Palynologische Datierungen erbrachten den Nachweis, dass in den Senkungszone warmzeitliche Sedimente des Cromer-Komplexes, des Holsteins und des Eems erhalten geblieben sind. Die Absenkungsbeträge im Bereich der Subrosionssenke belaufen sich auf rund 60 bis 70 m.

Abstract:

In the area „Heiliges Feld“ (northern part of the Münsterland, NW Germany) numerous subrosion depressions were formed through partial leaching of saliniferous rocks (salt and gypsum) of the Münder-Mergel (Upper Jurassic - Lower Cretaceous) since Tertiary time (Pliocene). A depression in the recent past (14th April 1913) proves that the solution continues until today. They served as sedimentary traps and mainly clastic rock accumulated since that time. The observed quaternary strata interval consists of a characteristic sequence of sand, silt, clay and organic deposits. Due to systematic investigation in the course of various drillings combined with geophysical borehole logs (gamma ray logs) executed by the Geological Survey of North Rhine-Westphalia the subrosion depression in the area „Heiliges Feld“ could be recorded and described in detail and with special regard to the quaternary sediments. Palynological age determinations provide evidence for the conservation of warm periodical sediments within the Cromerian Complex, the Holsteinian and the Eemian Stage. The subsidence within the area of the subrosion depression amounts from approx. 60 to 70 meters.

*Anschrift der Verfasser:

Dr. Manfred Dölling und Dr. Rüdiger Stritzke, Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen, De-Greiff- Str. 195, 47803 Krefeld

Inhaltsverzeichnis

1	Lage und Geologie des Untersuchungsgebietes	.33
2	Untersuchungen	.35
3	Subrosionserscheinungen im heiligen Feld	.35
4	Schichtenfolge im Subrosionsgebiet	.36
4.1	Oberkarbon	.36
4.2	Zechstein	.37
4.3	Trias	.37
4.4	Jura	.37
4.4.1	Münder-Mergel	.37
4.5	Tertiär	.38
4.6	Quartär	.39
4.6.1.	Pollenstratigrafische Datierungen	.44
4.6.1.1.	Pollenstratigrafie der Rammkernbohrung 3611/1100	.44
4.6.1.2.	Pollenstratigrafie der Rammkernbohrung 3611/1102	.44
4.6.2	Cromer-Komplex	.46
4.6.3	Elster-Komplex	.47
4.6.3.1	Schmelzwasserablagerungen der Elster-Zeit	.48
4.6.4	Holstein	.49
4.6.5	Saale-Komplex	.51
4.6.5.1	Vorschüttsand	.52
4.6.5.2	Grundmoräne	.53
4.6.5.3	Nachschüttsand	.55
4.6.6	Warthe	.55
4.6.7	Eem	.55
4.6.8	Weichsel	.57
4.6.8.1	Ältere Niederterrasse	.57
4.6.8.1.1	Sand-Schluff-Wechselfolge und Schluff-Folge	.58
4.6.8.1.2	Talsand	.59
5	Genese und Ausbildung der Subrosionserscheinungen	.61
6	Alter der Subrosionserscheinungen	.64
7	Zusammenfassung der Ergebnisse	.66
8	Literatur	.67

1 Lage und Geologie des Untersuchungsgebietes

Das Subrosionsgebiet des „Heiligen Feldes“ liegt im äußersten Norden von Nordrhein-Westfalen, im Kreis Steinfurt westlich von Osnabrück (siehe Abb. 1). Viele der Subrosionssenken im Gebiet des Heiligen Feldes sind heute wassererfüllt. Das Gebiet ist bereits seit 1930 als Naturschutzgebiet „Heiliges Meer“ ausgewiesen.

An der Geländeoberfläche des Subrosionsgebietes stehen ausschließlich quartärzeitliche Ablagerungen an. Hierbei handelt es sich überwiegend um sandige Ablagerungen der weichselzeitlichen Niederterrasse. Stellenweise werden sie von Flugsanden oder Dünen überlagert. Der Festgesteinsuntergrund wird im Wesentlichen aus den Gesteinsfolgen des Münder-Mergels (Oberjura - Unterkreide) aufgebaut. Das Untersuchungsgebiet ist durch eine Vielzahl verschiedenster Subrosionserscheinungen geprägt, die parallel zu den Südwest – Nordost streichenden Randstörungen der Ibbenbürener Karbonscholle aufgereiht sind. Ihre Entstehung beruht auf den Ablaugungsprozessen innerhalb der salinaren Serien des Münder-Mergels. Ausnahmen bilden der Herthasee und das Uffeler Moor im Südwesten des Untersuchungsgebietes, die eine Folgeerscheinung der Auswaschungen im Mittleren Muschelkalk sind (THIERMANN 1975a, 1975b).



Abb. 1: Lage des Subrosionsgebietes des „Heiligen Feldes“ im nördlichen Münsterland (Nordrhein-Westfalen).

Die Subrosionsstrukturen (vgl. Abb. 2) bilden einen 5 km langen und 2,5 km breiten Südwest–Nordost streichenden Gürtel vor dem Nordwestrand der Ibbenbürener Karbonscholle. Prinzipiell lassen sich großflächige (Subrosionssenken) und punktuelle (Erdfälle) Senkungsformen unterscheiden. Im Gelände sind ausschließlich die jüngsten Erdfälle zu erkennen. Ihr Aussehen und ihre Form sowie ihre Größe sind sehr unterschiedlich. Am meisten treten die wassererfüllten Senken mit tellerartigem oder trichterförmigem Querschnitt hervor. Dazu gehört der größte natürliche See Westfalens, das Große Heilige Meer mit einem max. Durchmesser von ca. 280 m. Über fossile Erdfälle sowie über die Genese großflächiger Subrosionsstrukturen, die vermutlich eine rinnenartige Struktur bilden, liegen bisher nur wenige Erkenntnisse vor. Der Entstehungszeitpunkt der meisten Erdfälle ist ebenfalls nicht bekannt. Westlich des Heiligen Feldes wurden bei Dreierwalde (Haxfeld) in einem fossilen Erdfall tertiärzeitliche Tone angetroffen (THIERMANN 1975a). Damit ist ein Hinweis auf einen schon frühen Beginn der Ablaugung in dieser Region gegeben. Die

Vielzahl der Senken im Niederterrassengebiet des Heiligen Feldes deutet aber auf eine verstärkte Ablau- gung erst im Verlauf des Quartärs hin. Der rezente Erdfall vom 14. April 1913 beweist ihren Fortgang bis in unsere Zeit. Nach PRINZ & STRAUSS (2006) handelt es sich um den größten Erdfall, der im 20. Jahrhun- dert in Mitteleuropa aufgetreten ist. Etwa ein Kilometer südöstlich des Untersuchungsgebietes ragt die herzynisch (SE-NW) streichende Ibbenbürener Karbonscholle auf. Die tektonischen Bewegungen während der subherzyn-laramischen Gebirgsbildungsphase (Kreide/Tertiär) die zur Heraushebung der Ibbenbürener Karbonscholle führten, prägten das gesamte Gebiet entscheidend (siehe Abb. 2). Die mesozoischen Gesteinsfolgen der Randzone der Ibbenbürener Karbonscholle wurden in einzelne, gegeneinander verkipp- te Schollen zerlegt, die nach Nordwesten einfallen. Die „Jura-Staffel“, über der sich das Subrosionsgebiet des Heiligen Feldes befindet, geht aus einer zunächst steilen Lagerung (45° NW) mehr oder weniger fle- xurartig in eine deutlich flachere Lage (5 - 10° NW) über, was eine erhebliche Ausstrichbreite des Münder- Mergels unter den quartärzeitlichen Deckschichten zur Folge hat.

Bislang wurde die Ibbenbürener Karbonscholle als Horststruktur gedeutet, deren Heraushebung mit den subherzynen Bewegungen und der Inversion des Niedersächsischen Beckens assoziiert ist. DRODZEWSKI (1985, 1988) und HAGLAUER-RUPEL (1991) interpretieren die Ibbenbürener Karbonscholle dagegen als uplift-Struktur (Transpressions-Struktur) zwischen zwei sich überlappenden, dextralen, konvergierenden Seitenverschiebungen. Durch die im Überlappungsbereich dieser Verwerfungen stattfindenden Beanspru- chungen kommt es zu relativ starken Aufwölbungen (uplift-Strukturen). So weisen die Randstörungen der Ibbenbürener Karbonscholle Sprungbeträge von ca. 1500 – 1600 m auf.

Aufgrund der durchgeführten Erkundungsbohrungen konnte im Nordwesten des Großen Heiligen Mee- res eine bisher unbekannte Trias-Scholle nachgewiesen werden (siehe Abb. 2). Sie lässt sich als eine wei- tere, lokale durch Störungen begrenzte uplift-Struktur interpretieren, die an die bekannten uplift-Strukturen der Ibbenbürener Karbonscholle angegliedert werden kann. Hierdurch entsteht ein tektonisches Bild, wel- ches sich harmonisch in das bisher bestehende einfügt. Die Störungen lassen sich zwanglos in die nörd- lichen Randstörungen der Karbonscholle überführen. Nach Südwesten hin fungieren sie als südvergente Überschiebungsstrukturen, die die Verbindung zum Dreierwalder Trias-Sattel herstellen. Des Weiteren ist davon auszugehen, dass die radialstrahlig von der Ibbenbürener Karbonscholle nach Westen und Nordwest- en ausgehenden Strukturen sich weiter ins Vorland ausdehnen, als bisher angenommen.

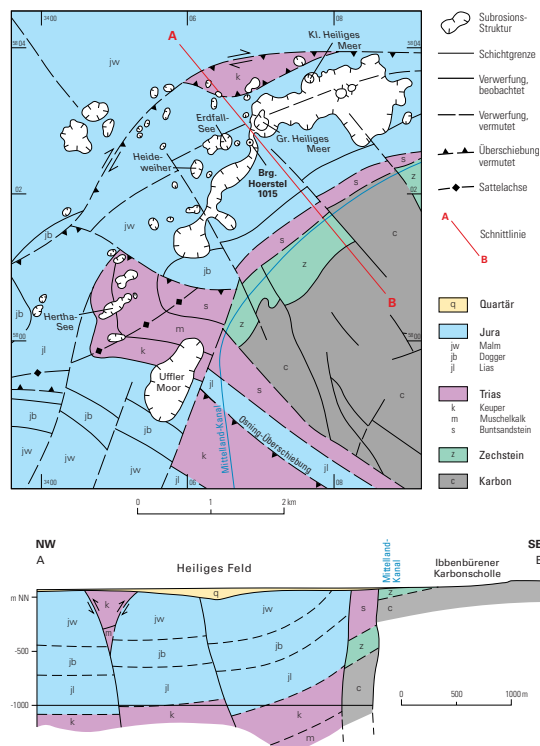


Abb. 2: Geologisch-Tektonische Übersicht im Bereich des Heiligen Feldes (ergänzt nach DRODZEWSKI 1985; THIERMANN 1975a, 1975b, 1987).

2 Untersuchungen

Zur geologischen Erkundung der quartärzeitlichen Schichten des Untersuchungsgebietes wurden 11 Spülbohrungen bis maximal 85 m Tiefe und 2 Rammkernbohrungen bis maximal 65 m Tiefe niedergebracht (siehe Abb. 3). Sämtliche Bohrungen wurden geophysikalisch vermessen. Ergänzt wurde das Bohrprogramm durch 36 maschinengetriebene Kleinbohrungen bis zu 38 m Tiefe. Darüber hinaus wurden zahlreiche Laboruntersuchungen durchgeführt. Insbesondere sind Gesteinsanalysen (Korngrößenbestimmungen, Schwermineralanalysen) sowie punktuelle paläozoologische und paläobotanische Untersuchungen von Mikrofaunen, Makrofaunen und Mikroflora zur stratigrafischen Einstufung der angetroffenen Sedimente durchgeführt worden (vgl. auch Kap. 4.6.1).

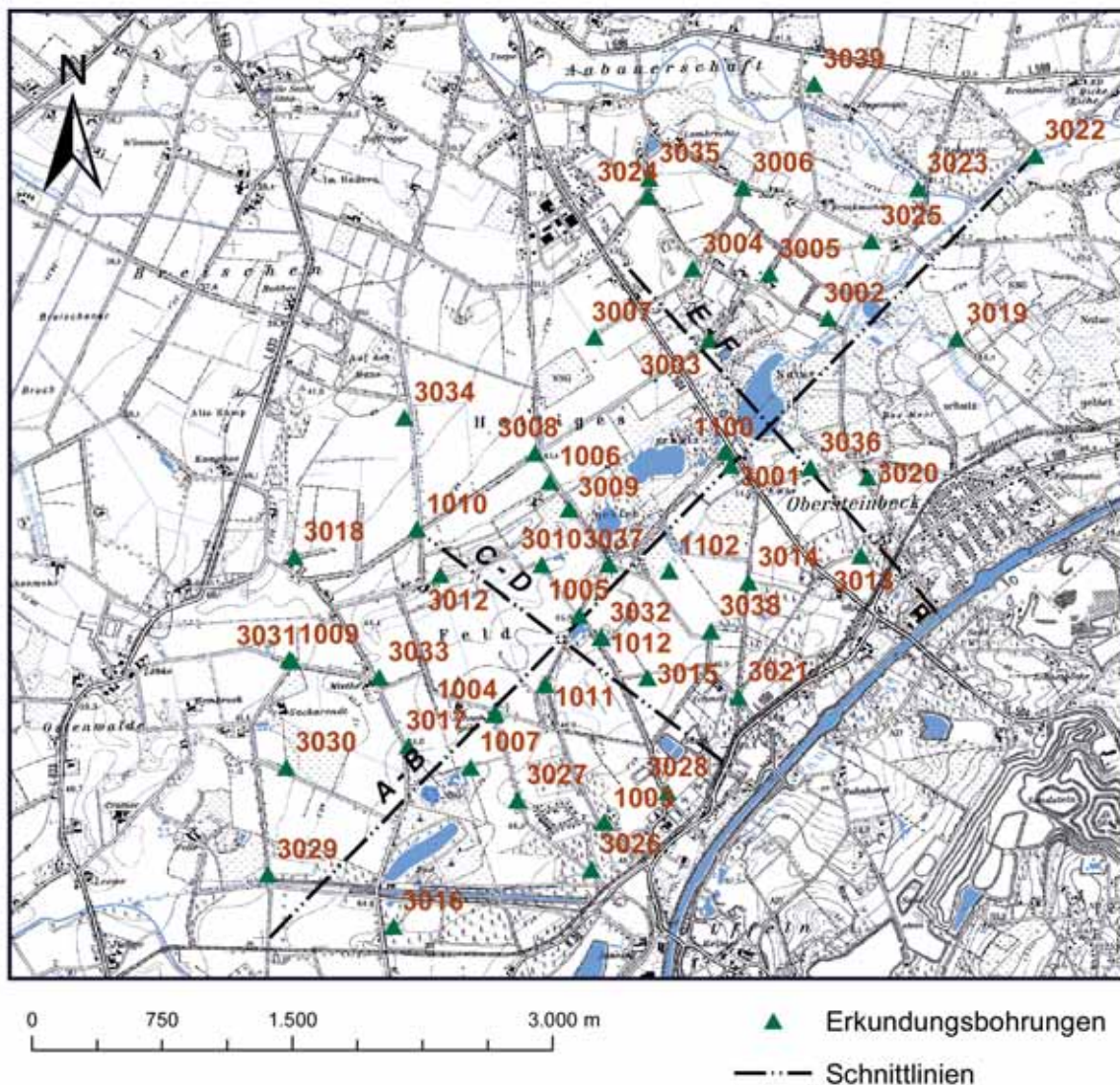


Abb. 3.: Lage der Profilschnitte und niedergebrachten Erkundungsbohrungen im Heiligen Feld.

3 Subrosionserscheinungen im Heiligen Feld

Aufgrund der mächtigen Quartär-Überlagerung spricht man bei den Subrosionserscheinungen des Heiligen Feldes von bedecktem Karst, der hier als Kombination aus Sulfat- und Salinkarst ausgebildet ist (WEINERT 1999). Im Untersuchungsgebiet kann zwischen großflächigen Subrosionssenken und einer Vielzahl lokaler Erdfälle unterschieden werden. Die Ablaugungsprozesse, die zur Bildung einer Subrosionssenke führen, gehen meist von Schichtgrenzen aus, wobei sich das darüber liegende Material syngenetisch

setzt. Erdfälle mit flachen, seitlich verschwimmenden Rändern bilden sich ebenfalls durch lang andauernde, langsame Bodensenkungen (LOTZE 1957). Erdfälle mit tiefen, steilen Rändern entstehen hingegen durch plötzliche Einbrüche (Kollapsstrukturen), die häufig im Laufe der Zeit weiter nachbrechen (z. B. der Erdfallsee, siehe Abb. 2).

LOTZE (1957) konnte insgesamt 61 Subrosionsstrukturen im Bereich des Heiligen Feldes nachweisen (vgl. Abb. 2), die sich hinsichtlich Größe, Umrissgestaltung, Tiefe und Erscheinungsweise deutlich voneinander unterscheiden. So variiert die Größe von wenigen Metern bis fast zwei Kilometern Durchmesser bzw. Länge. Der Umriss kann kreisrund, oval, elliptisch, länglich, unregelmäßig rundlich und selbst – so bei der Meerbecke-Niederung – gelappt und im Verlauf gewunden sein. Die Tiefe variiert zwischen wenigen Dezimetern und über 10 m wie im Erdfallsee (1949 größte gemessene Tiefe: 11,27 m) und im Großen Heiligen Meer (1949: 10,35 m). Die Senkungsbereiche sind teilweise mit relativ mächtigen Torfen aufgefüllt. So tritt beispielsweise östlich vom Großen Heiligen Meer mit der Meerbecke-Niederung ein größeres zusammenhängendes Niedermoorgebiet auf. Die Torfmächtigkeit schwankt dort im Allgemeinen zwischen 0,5 und 1,5 m. Randlich nimmt die Torfmächtigkeit naturgemäß ab und als Übergangsformen zu den mineralischen Böden treten Moorgleye auf. Darüber hinausgehende Mächtigkeiten wurden nur an einigen wenigen Stellen als Ausnahmeerscheinungen angetroffen. So beschreibt LOTZE (1957: 10) im Bereich des Erdfallsees vom 14. April 1913 eine über 5 m tiefe, trichterförmige Hohlform, die vollständig mit Torfmasse ausgefüllt war.

Während die Dokumentation der Erdfallbildung in historischer Zeit recht gut belegt ist, gibt es über das Vorhandensein fossiler Subrosionserscheinungen nur sehr wenige Hinweise.

Aufgrund vergleichender stratigrafisch-fazieller, tektonischer und paläogeografischer Überlegungen haben TIETZE (1914) und WEGNER (1913) sowie später auch LOTZE (1957) versucht, die Subrosionserscheinungen im Heiligen Feld auf die Auslaugung von Salinargesteinen und Kalksteinen des Zechsteins zurückzuführen. Diese Vorstellungen wurden jedoch erst in den siebziger Jahren des 20. Jahrhunderts im Rahmen der geologischen Landesaufnahme korrigiert (THIERMANN 1975a, 1975b). Danach sind die Erdfälle im Bereich des Heiligen Feldes im Nordwesten der Ibbenbürener Karbonscholle nicht durch die Auslaugung von Zechstein-Anhydriten entstanden, sondern durch die Ablaugungsprozesse der Steinsalz-, Gips- und Anhydrit-Einschlüsse im Münder-Mergel (Oberjura - Unterkreide). Im Bereich des Uffeler Moores und des Herthasees hingegen sind die Erdfälle durch die Ablaugung von den hier auskeilenden Steinsalzen des Mittleren Muschelkalks hervorgerufen.

Eine tiefere Erkundung der quartärzeitlichen Schichtenfolge sowie des tieferen Untergrundes des Heiligen Feldes wird hier erstmals vorgestellt.

4 Schichtenfolge im Subrosionsgebiet

Der Geologie des Subrosionsgebietes wird durch den Westrand der Ibbenbürener Karbonscholle bestimmt, die als Höhenzug auch morphologisch markant hervortritt, und dem weiten, von quartärzeitlichen Sedimenten aufgebauten Flachland in der Umrandung. Darunter verbirgt sich ein tektonisch komplex strukturierter mesozoischer Sockel mit eingeschalteten Salinargesteinen, die zu den auffälligen Subrosionserscheinungen geführt haben. Nachfolgend wird ein Überblick über die im Subrosionsgebiet anstehenden Gesteine und deren lithologische sowie fazielle Ausbildung gegeben.

4.1 Oberkarbon

Die ältesten im Subrosionsgebiet und seiner näheren Umgebung auftretenden Gesteinsfolgen gehören zum flözführenden Oberkarbon. Davon treten das Westfal C und das Westfal D im Bereich der Ibbenbürener Karbonscholle zutage, während das Westfal B noch im Untergrund verborgen ist. Die Gesteine bestehen aus kaum gefalteten Sand- und Tonsteinen mit Konglomeraten sowie eingeschalteten Kohleflözen.

4.2 Zechstein

Über den Gesteinen des Oberkarbons lagern mit einer schwachen Diskordanz die Kalksteine, Mergelsteine und Dolomite des Zechsteins. Die Vorstellung von Steinsalz- und Anhydriteinschaltungen in der näheren Umgebung der Ibbenbürener Karbonscholle konnte nicht bewiesen werden. Nach BÄSSLER (1970) kommen Salze des Zechsteins erst in 5 bis 10 km Entfernung westlich und nördlich der Karbonscholle vor. Sie haben daher für die Subrosionsprozesse im Bereich des Heiligen Feldes keine Bedeutung.

4.3 Trias

Ablagerungen der Trias sind im Untersuchungsgebiet nur aus Bohrungen bekannt. Im Bereich des Heiligen Feldes liegen sie größtenteils unter den Gesteinsabfolgen des Juras begraben. Im südlichen Bereich der Senkungszone hingegen, im Gebiet des Uffeler Sattels und östlich davon streichen sie an der Quartär-Basis im Untergrund aus. Die hier aufgetretenen Erdfälle im Bereich des Herthasees und des Uffeler Moores haben ihre Ursache in den Steinsalzeinschaltungen im Mittleren Muschelkalk. In das bis 20 m mächtige Steinsalz sind Anhydrite und tonige Lagen eingeschaltet. Die tonig-mergeligen und kalkig-sandigen Schichten des Keupers führen hingegen keine salinaren Einschaltungen. Im Gebiet nördlich des Großen Heiligen Meeres konnten in einigen Erkundungsbohrungen des Geologischen Dienstes Nordrhein-Westfalen Gesteine des mittleren Keupers erstmals nachgewiesen werden. Dieses Triasvorkommen kann nur im Zusammenhang mit den tektonischen Randstörungen der Ibbenbürener Karbonscholle erklärt bzw. interpretiert werden (vgl. Kap. 2).

4.4 Jura

Die Schichten des Juras bestehen im Lias und Dogger aus Ton- und Tonmergelsteinen. Ihr Ausstrich unter den Quartär-Ablagerungen ist durch eine streichende Störung, eine Randstörung der Karbon-Scholle, weitgehend unterdrückt. Daher streichen im Untergrund des Heiligen Feldes weithin nur die Gesteine des Malms an der Quartär-Basis aus. Durch Gebirgsbewegungen während des Juras ist jedoch die Schichtenfolge nicht ganz lückenlos (THIERMANN 1975b). Während die tieferen Schichten des Malms, die Gesteine des Oxfords, des Kimmeridge sowie des tieferen Tithons sandig und tonig entwickelt sind, treten im Munder-Mergel Salinargesteine auf.

4.4.1 Munder-Mergel

Der zwischen 200 und 500 m mächtige Munder-Mergel liegt im Grenzbereich der am Rande des Malm-Beckens ausgebildeten Sulfat-Fazies und der für den Zentralteil des Malm-Beckens charakteristischen Chlorid-Fazies. Die Gesteine des Munder-Mergels bestehen aus dunkelgrauen, stellenweise auch grünlichen, meist geschichteten, festen bis mürben, mitunter etwas sandigen Tonmergelsteinen und untergeordnet Ton- und Mergelsteinen, die örtlich dolomitisch sein können (SCHUSTER 1971). Ihnen sind fingerdicke Bänke von Fasergips und vergipstem Anhydrit eingeschaltet, die teilweise auch gefältelt sind. Von besonderer Bedeutung ist aber ein von SCHUSTER (1971) auf etwa 130 m Mächtigkeit geschätztes Steinsalzlager. Das Profil der Explorationsbohrung „Hörstel 1015“, die 1955 unweit des Großen Heiligen Meeres niedergebracht wurde, hat sowohl über den Aufbau des tieferen Untergrundes als auch über die Ursachen der Senkungen entscheidende Erkenntnisse gebracht. Im Folgenden wird das Profil der Explorationsbohrung Hörstel 1015 (nach SCHUSTER 1971) aufgeführt:

Die Quartär-Basis liegt bei 82,5 m unter Geländeoberkante (GOK) (= -37 m NN). Bereits 14,5 m darunter beginnen die ersten Anhydrit-Einschaltungen (97 m – 103 m u. GOK). Stärkere und reinere Anhydritpartien treten von 112 m – 127 m u. GOK auf, kompakte Anhydritbänke von 141,5 m – 144,0 m u. GOK und von 147,8 m – 149,3 m u. GOK. Der von 154,0 m – 159,0 m u. GOK m gezogene Schlusskern besteht aus festem, zum Teil etwas kavernoem, weißem Anhydrit. Zwischen den Anhydrit-Einschaltungen liegen hell- und dunkelgraue Tonmergelsteinlagen, teilweise auch durchsetzt mit Anhydrit. Das an den Kernen gemessene Einfallen beträgt 45° bis 60° in nordwestliche und westliche Richtungen. Da in der ca. 10 km südöstlich stehenden Bohrung Schierloh 1 die Steinsalz-Einschaltungen bereits 65 m unter dem Top

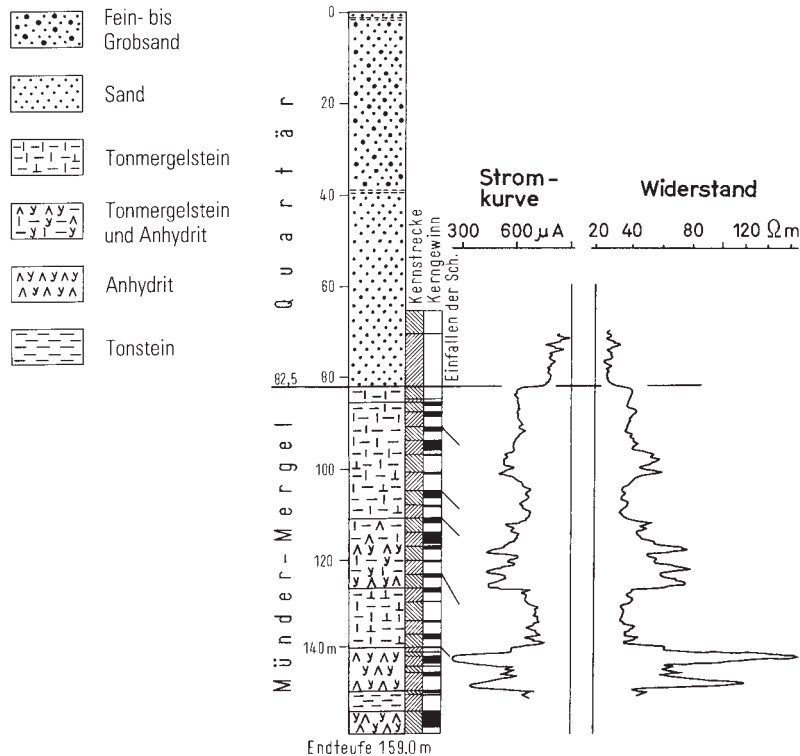


Abb. 4: Säulenprofil und Bohrlochmessungen im Munder-Mergel der Untersuchungsbohrung Hörstel 1015 (nach SCHUSTER 1971). (TK 25: 3611 Hopsten, R: 34 06820, H: 58 02630, Höhe: +45m NN); Lage der Bohrung siehe Abb. 2.

des Munder-Mergels beginnen, dürfte hier in der Position der Bohrung Hörstel 1015 im Untergrund bald Steinsalz zu erwarten sein (SCHUSTER 1971: 345).

4.5 Tertiär

Die Tertiärvorkommen im Bereich des Heiligen Feldes konzentrieren sich auf die tiefsten Absenkungsbereiche der Subrosionszone (siehe Abb. 5). So wurden in der Rammkernbohrung 3611/1100 (TK 25: 3611 Hopsten, R: 34 06779, H: 58 02689, +45 m NN) in einer Tiefe von 65,40 m u. GOK im Liegenden cromerzeitlicher Ablagerungen vermutlich pliozänzeitliche Sedimente erbohrt. Das pollenanalytische Ergebnis wies neben hohen Kiefernwerten insbesondere neogene Elemente (*Sciadopitys*, *Sequoia* und *Cupressaceae*) auf (vgl. Kap. 4.6.1).

Ablagerungen aus dem höheren Oligozän und dem unteren bis mittleren Miozän sind im Raum Hopsten unter relativ mächtigem Quartär erbohrt geworden (THIERMANN 1975a). Sie bilden südlich von Hopsten nur einzelne, isolierte Erosionsreste. Erst nördlich von Hopsten schließen sich die Vorkommen zu einem zusammenhängenden Verbreitungsgebiet zusammen. Die tertiärzeitlichen Ablagerungen bestehen nach SCHUSTER (1971) aus maximal 35 m, im Allgemeinen aber um 10 m mächtigen, grünlichgrauen, glaukonitischen, ungeschichteten, stark feinsandigen Tonsteinen und untergeordnet auch tonigen Feinsanden. Die genaue stratigrafische Einstufung der Tertiär-Vorkommen im weiteren Umfeld des Heiligen Feldes ist wegen der wenig eindeutigen Faunengemeinschaften und der geringen Gehalte an Pollen meist mit Unsicherheiten behaftet. So ergab die mikropaläontologische Untersuchung von Tonproben aus dem Untergrund des Haxfeldes Hinweise für ein marines bis brackisches Ablagerungsmilieu und eine Einstufung ins Oberoligozän und ins untere bis mittlere Miozän (THIERMANN 1975a: 89).

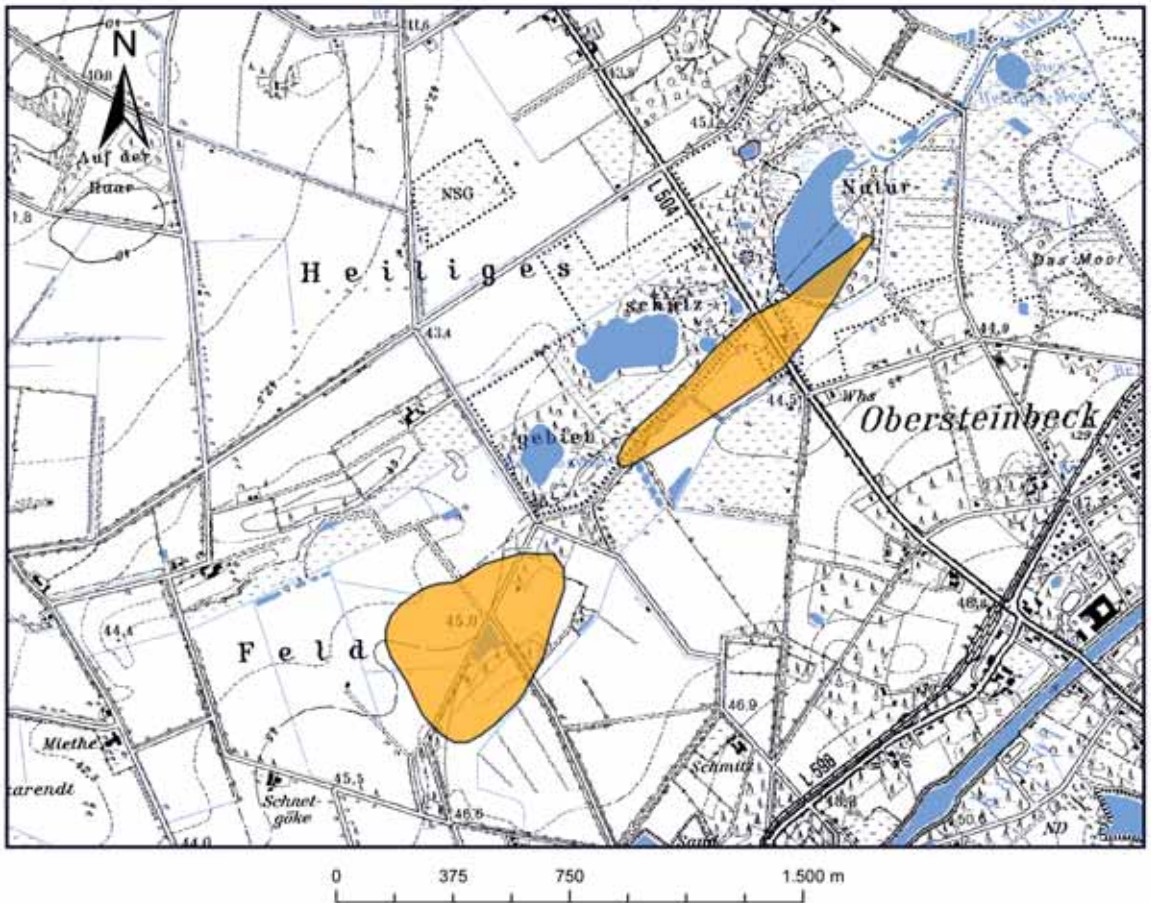


Abb. 5: Vermutliche Tertiärverbreitung im Bereich des Heiligen Feldes.

4.6 Quartär

In weiten Teilen des Untersuchungsgebietes sind Ablagerungen des Quartärs an der Geländeoberfläche verbreitet. Sie überlagern die mesozoischen Schichten diskordant in einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 20 bis 25 m. In den trichter- bis rinnenartigen Eintiefungen der Subrosionszone des Heiligen Feldes werden maximal 95 m erreicht, an anderen Stellen, wo sich Festgesteine morphologisch herausheben (Ibbenbürener Karbonscholle) dünne sie bis auf einen wenige Dezimeter oder Zentimeter mächtigen Schleier aus. Überwiegend sind die Ablagerungen der quartärzeitlichen Schichtenfolge im Untersuchungsgebiet während des Pleistozäns entstanden. Dessen sandige, sandig-kiesige oder schluffig-tonige, zuweilen auch torfigen Sedimente spiegeln den mehrfachen klimatischen Wechsel von Warm- und Kaltzeiten mit fluviatilen, glazigenen, glazfluviatilen, glazilimnischen und periglaziären sowie äolischen Prozessen wider. Das markanteste Ereignis während des Pleistozäns war der Vorstoß des skandinavischen Inlandeises während des Saales, das bis in die Westfälische Tieflandsbucht vordrang. Einen Überblick über den Aufbau, die Verbreitung und die räumliche Zuordnung der Quartär-Ablagerungen im Untergrund des Heiligen Feldes geben die geologischen Schnitte (siehe Abb. 6).

In der Regel erfolgt eine lithostratigrafische Korrelation von Gesteinsabfolgen anhand interpretierter Bohrprofile. Für die Feinkorrelation innerhalb der hier untersuchten Schichtenfolge der Subrosionszone des Heiligen Feldes, speziell der quartärzeitlichen Ablagerungen, sind die Profile von Bohrungen im Spülverfahren zu ungenau. Rammkernbohrungen liegen nur selten vor. Hier erweist sich die ergänzende in-situ-Erkundung petrophysikalischer Parameter durch die Anwendung bohrlochgeophysikalischer Messverfahren als geeignetes, objektives Hilfsmittel zur Durchführung feinstratigrafischer Profilvergleiche (DÖLLING & LEHMANN 2005). Aus der Kombination einer feinstratigrafisch aufgenommenen Referenzbohrung (Rammkernbohrungen) mit den in-situ-Messwerten der natürlichen Gammastrahlung dieser Bohrung konnte für

die quartärzeitlichen Ablagerungen des Heiligen Feldes ein bohrlochgeophysikalisches Normalprofil erstellt werden. Mithilfe dieses Normalprofils lassen sich ausgewiesene Leithorizonte (beispielsweise Interglaziale) in den Gamma-Ray-Logs benachbarter Bohrprofile erkennen und miteinander korrelieren. Sie können dabei über Distanzen von mehreren Kilometern hinweg verfolgt werden.

Insbesondere mithilfe der niedergebrachten Rammkernbohrungen konnte ein sehr detailliertes Bild über die quartärzeitliche Schichtenfolge des Heiligen Feldes gewonnen werden. Die im Folgenden aufgeführten Beschreibungen der Sedimente beziehen sich daher im Wesentlichen auf die Bohrungsergebnisse der Rammkernbohrungen 3611/1100 (TK 25: 3611 Hopsten, R: 34 06779, H: 58 02689, Höhe: +45 m NN) und 3611/1102 (TK 25: 3611 Hopsten, R: 34 06431, H: 58 02018, Höhe: +45 m NN), die südwestlich des Großen Heiligen Meeres abgeteuft wurden (siehe Abb. 7 u. 8). Tabelle 1 zeigt die stratigrafische Gliederung des Quartärs in der in Nordwestdeutschland weitgehend gebräuchlichen Einteilung.

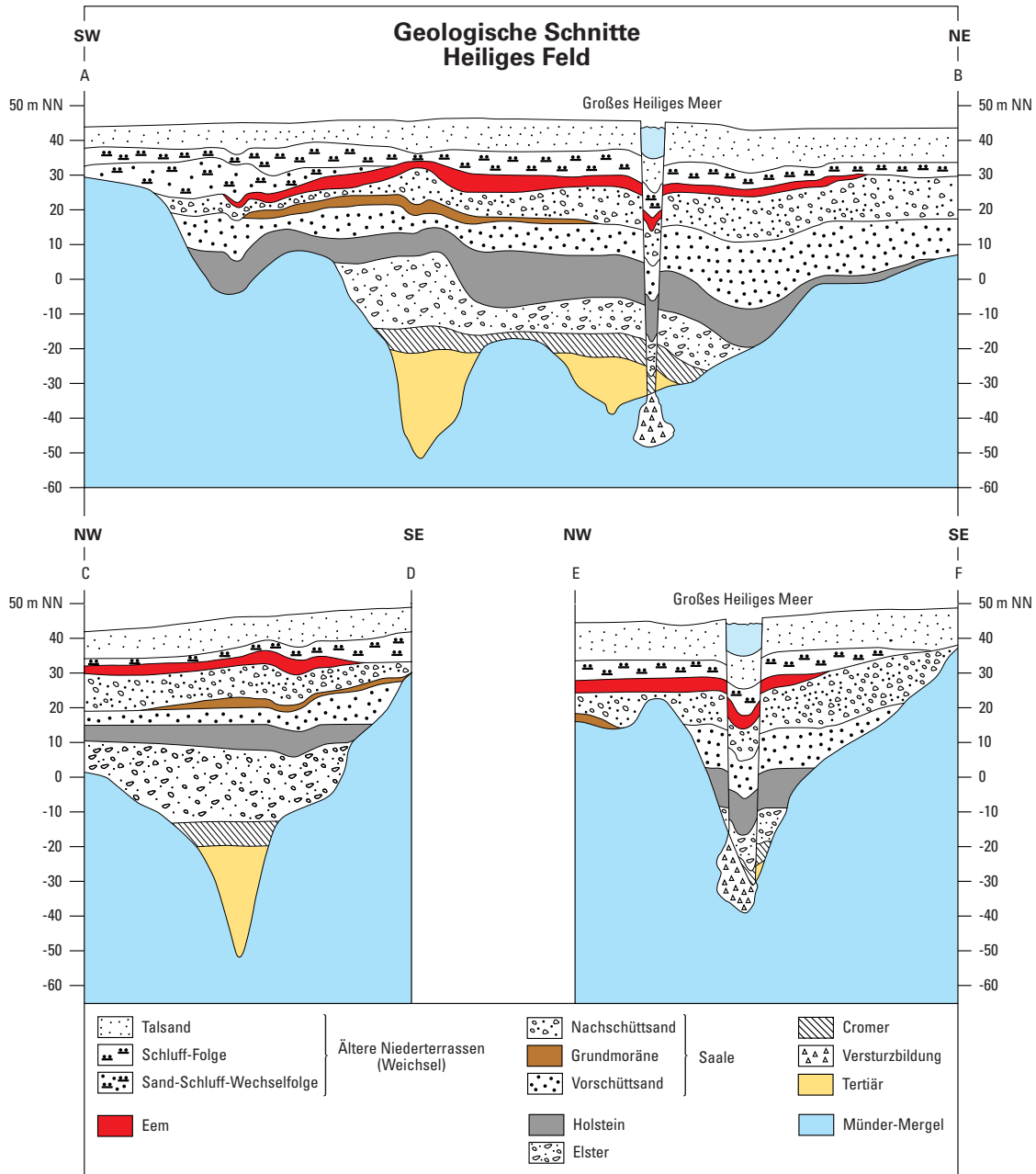


Abb. 6: Geologische Schnitte im Subrosionsgebiet des „Heiligen Feldes“ (Lage siehe Abb. 3).

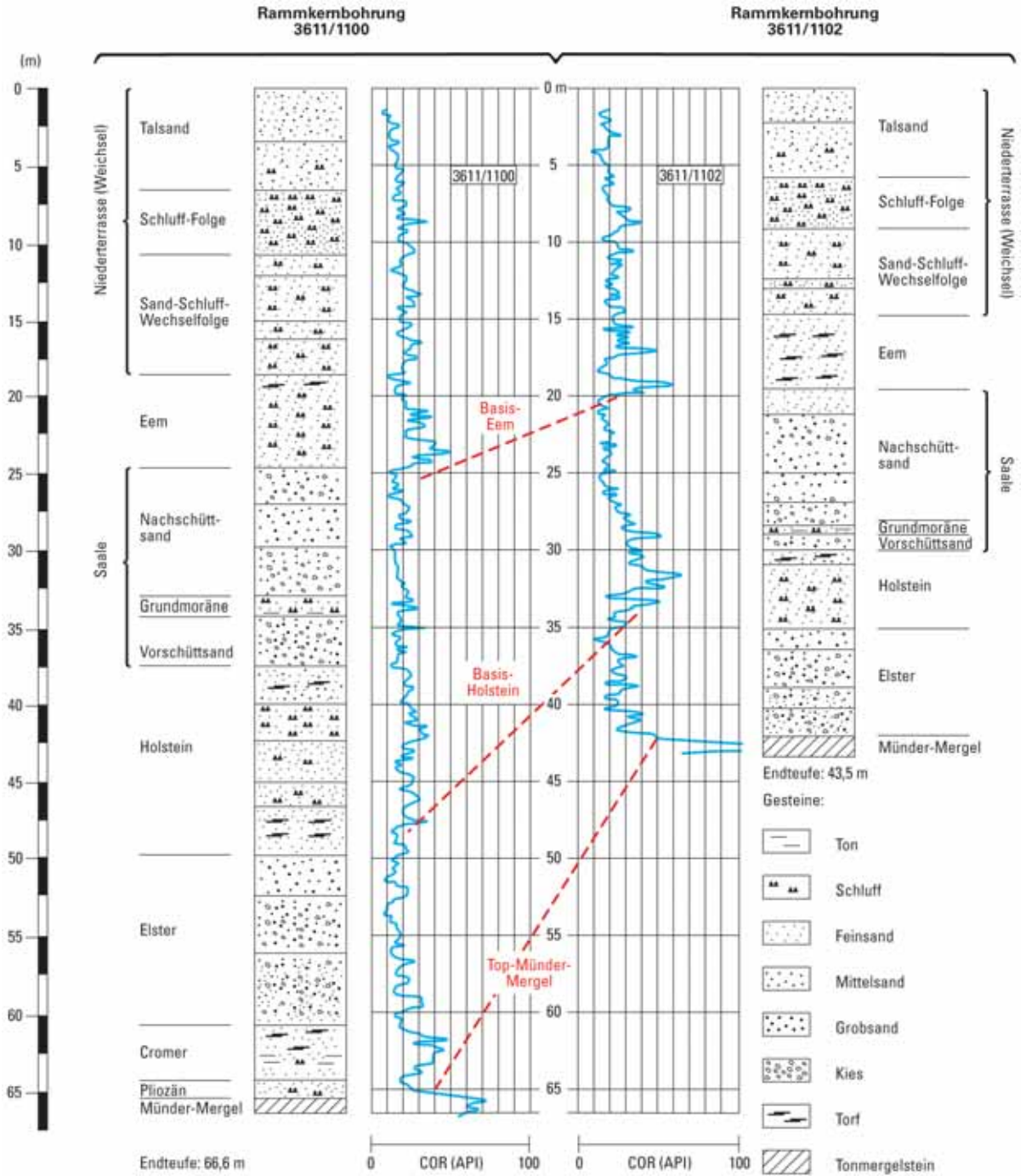


Abb. 7: Logkorrelation (Gamma Ray; geophysikalisches Normalprofil) und geologische Kurzprofile der Rammkernbohrungen 3611/1100 und 3611/1102 (Lage und Koordinaten der Bohrungen siehe Abb. 8).

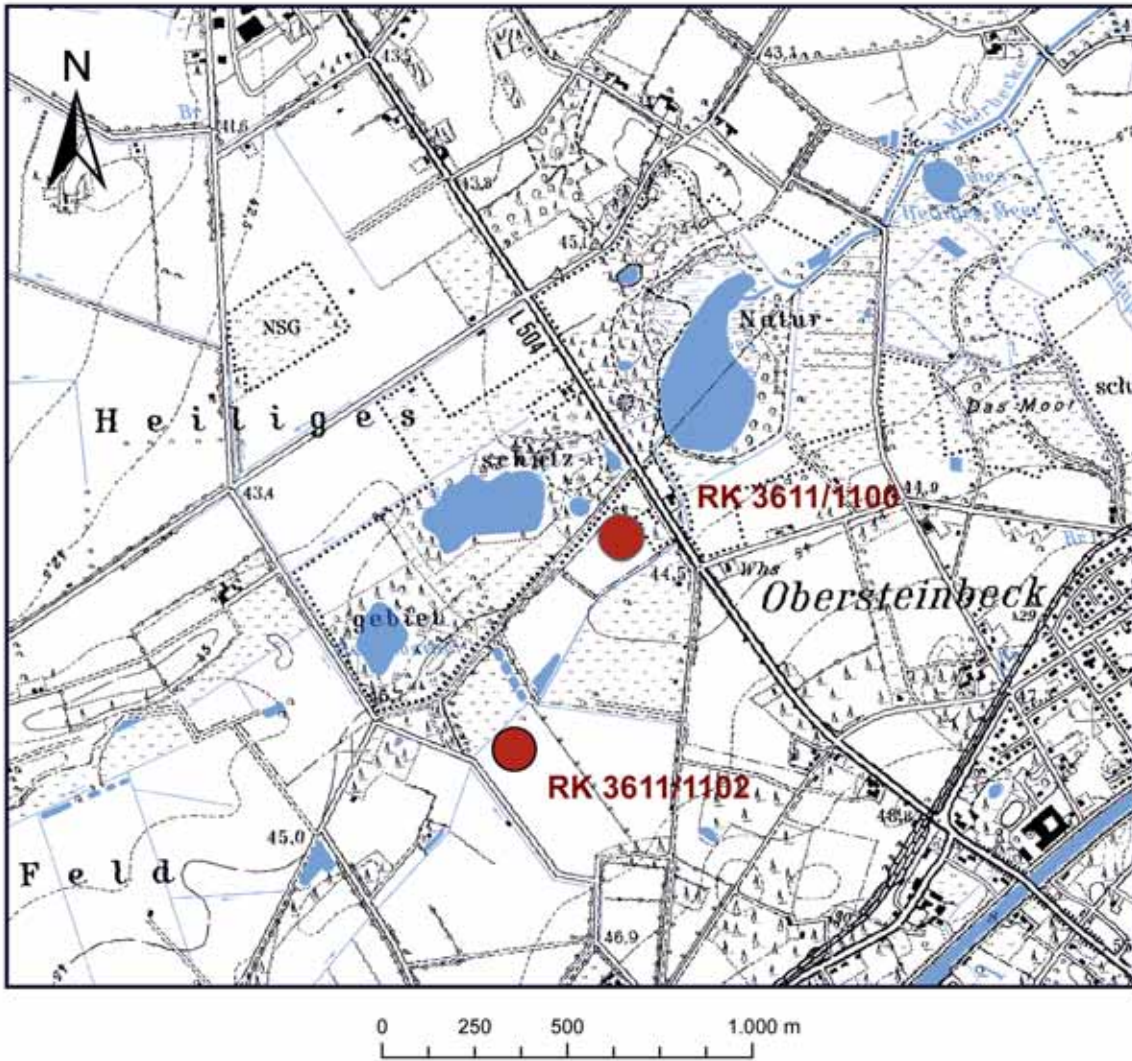


Abb. 8: Lage der beiden Rammkernbohrungen 3611/1100 (TK 25: 3611 Hopsten, R: 34 06779, H: 58 02689, Höhe: +45 m NN) und 3611/1102 (TK 25: 3611 Hopsten, R: 34 06431, H: 58 02018, Höhe: +45 m NN) im Bereich des Heiligen Feldes.

		Jahre vor heute	Nordwestdeutschland		
Holozän		10 000		Postglazial	Subatlantikum
				Subboreal	
				Atlantikum	
				Boreal	
				Präboreal	
Pleistozän	Ober-Pleistozän	13 000	Weichsel	Spätglazial	Jüngeres <i>Dryas</i>
					Alleröd
					Älteres <i>Dryas</i>
					Bölling
					Ältestes <i>Dryas</i>
		Hochglazial			
	115 000	Frühglazial	Denekamp		
			Hengelo		
			Moorshoofd		
			Odderade		
	Brörup				
	127 000	Eem			
	Mittel-Pleistozän	245 000	Saale-Komplex	Warthe	
				Vorselaer	
				Drenthe	
Dömnitz (Wacken)					
Fuhne					
330 000	Holstein				
480 000	Elster-Komplex				
Unter-Pleistozän	2,4 Mio.	Cromer-Komplex			
		Bavel-Komplex			
		Menap-Komplex			
		Waal-Komplex			
		Eburon-Kaltzeit			
		Tegelen-Komplex			
		Ältere Kalt- und Warmzeiten			

Tab. 1: Gliederung des Quartärs in Nordwestdeutschland (verändert nach KLOSTERMANN 1992, 1995).

4.6.1. Pollenstratigrafische Datierungen

Die beiden Rammkernbohrungen wurden pollenanalytisch untersucht und dazu möglichst engständig (alle 5 cm) beprobt. Das Material ist nach einer Vorbehandlung mit KOH und 45% iger HF nach der Acetolyse-Methode von ERDTMANN aufbereitet und abschließend gesiebt (10 µm) worden. Das Ergebnis der Analyse ist in den Pollendiagrammen der Abbildungen 9 und 10 dargestellt. Dabei beziehen sich die prozentualen Angaben auf die Summe aller Landpflanzenpollen = 100%.

4.6.1.1. Pollenstratigrafie der Rammkernbohrung 3611/1100

Es wurden folgende feinklastische Bereiche beprobt:

1. Intervall: 61,40 m – 65,65 m u. GOK
2. Intervall: 47,50 m – 49,85 m u. GOK
3. Intervall: 37,35 m – 38,00 m u. GOK
4. Intervall: 29,55 m – 29,80 m u. GOK
5. Intervall: 24,45 m – 24,55 m u. GOK
6. Intervall: 18,25 m – 20,35 m u. GOK

Im ersten Intervall weichen die untersten drei Proben (Entnahmeteufen: 65,65 m, 65,50 m, 65,40 m u. GOK) von den übrigen dadurch ab, dass sie bei hohen Kiefernwerten neogene Elemente (*Sciadopitys*, *Sequoia*, *Cupressacae* u. a.) aufweisen. Diese Proben markieren demnach pliozänzeitliche Sedimente.

Die übrigen Proben weisen neben hohen Kiefern-, Birken- und Erlenwerten altpleistozäne Pollen wie Lärche und *Bruckenthalia* auf. Damit dürfte dieser Abschnitt in den Cromer-Komplex gehören. Die Proben der Intervalle 2 und 3 repräsentieren in ihrer Kiefern-Erlen-Dominanz in Verbindung mit hohen Tannenwerten die Holstein-Warmzeit. Dabei markiert das Intervall 2 den protokratischen Abschnitt mit zusätzlichen hohen Birken- und Gräserwerten, das Intervall 3 einen späteren Abschnitt.

Die Intervalle 4, 5 und 6 markieren die Eem-Warmzeit, belegt vor allem durch außerordentlich hohe Haselwerte, wobei die Hasel nicht vor dem Eichenmischwald auftritt, sondern offenbar zumindest zeitgleich. Das 4. und 5. Intervall markieren dabei die Phase B sensu LANG (1994), den ersten Teil der mesokratischen Phase, mit hohen Haselwerten und einem deutlichen Nachweis des Eichenmischwaldes. Das 6. Intervall gehört in die Phase D sensu LANG (1994), die telokratische Phase, in der die klimatisch anspruchsvollen sommergrünen Laubgehölze durch Nadelgehölze und die Birke ersetzt werden. Sie markiert den Übergang von der Eem-Warmzeit in die Weichsel-Kaltzeit mit ausgedehnten *Calluna-Heiden*. Die zweite mesokratische, durch Hainbuchen gekennzeichnete Phase C lässt sich nicht nachweisen. Vermutlich wurde das entsprechende Sediment erodiert.

4.6.1.2. Pollenstratigrafie der Rammkernbohrung 3611/1102

Die Bohrung durchhörte neben grobklastischen Abfolgen Torfe von 14,80 m – 19,55 m u. GOK sowie von 29,90 m – 33,6 m u. GOK.

In der unteren Torflage dominieren Pollen von Kiefer, Erle, Fichte und Birke sowie unter den Kräutern die Pollen der Süßgräser. Dabei ist diese Abfolge deutlich dreigeteilt, wobei vor allem die Gräser im ersten (29,90 m – 31,00 m u. GOK) und dritten Abschnitt (32,00 m – 33,65 m u. GOK) vorherrschen. Damit ist hier eine halboffene Kältesteppe landschaft dokumentiert. Im mittleren Abschnitt herrschen die winterharten Gehölze vor, womit ein geschlossener, borealer Nadelwald erfasst ist. Thermophile Gehölze sind nur durch einzelne, von Ferne eingewehte Pollenkörner belegt. Vor allem die Kiefern-Erlen-Dominanz belegt in Verbindung mit *Bruckenthalia* die ausgehende Holstein-Warmzeit.

Auch die obere Torflage lässt sich pollenfloristisch in drei Abschnitte gliedern. Im unteren Abschnitt (17,00 m – 19,50 m u. GOK) beherrscht die Birke gemeinsam mit Süßgräsern das Bild. Ihre Anteile nehmen dabei ab, die der Kiefer hingegen zu. Wichtige Begleiter sind ferner Riedgräser und Beifuss. Diese Asso-

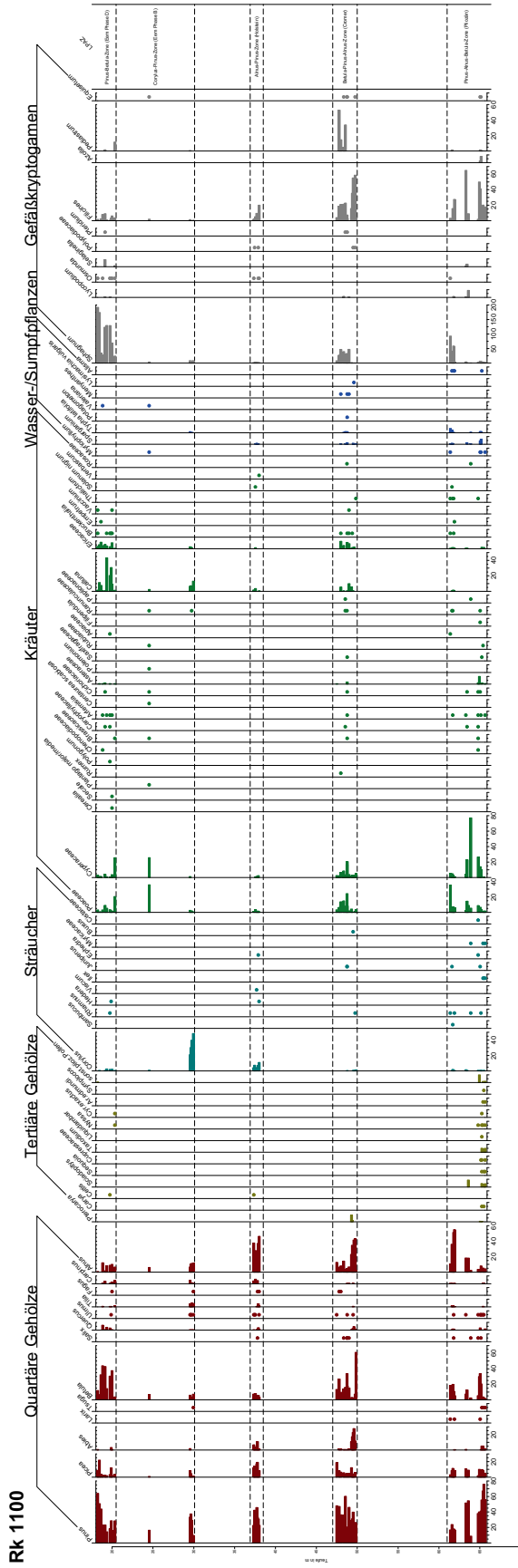


Abb. 9: Pollendiagramm der Rammkernbohrung 3611/1100.

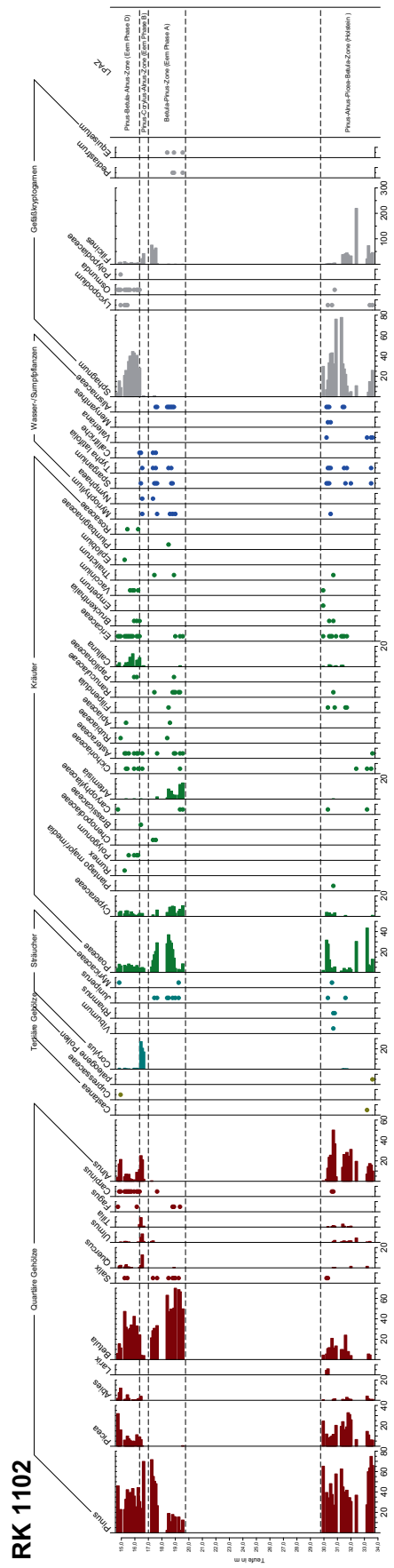


Abb. 10: Pollendiagramm der Rammkernbohrung 3611/1102.

ziation kennzeichnet eine halboffene Kältsteppe, wie sie für eine protokratische Phase kennzeichnend ist. Sie entspricht der Phase A sensu LANG (1994) der Eem-Warmzeit.

Im mittleren Abschnitt (16,30 m – 17,00 m u. GOK) sind die Anteile kälterestanter Gehölze und Kräuter stark rückläufig. Stattdessen sind die thermophilen Elemente des Eichenmischwaldes (Eiche, Ulme, Linde) und auch die Hainbuche präsent. Vor allem die auffallend hohen Haselwerte (bis 21%) belegen die mesokratische Phase B (sensu LANG 1994) der Eem-Warmzeit. Dabei erfolgt die Ausbreitung der Hasel nach dem von Eiche, Ulme und Linde.

Wie in der Rammkernbohrung 3611/1100 lässt sich die zweite mesokratische Phase ebenfalls nicht nachweisen. Stattdessen weist der obere Abschnitt (14,80 m – 16,30 m u. GOK) wiederum überwiegend kälterestante Gehölze auf. Neben Kiefer, Fichte und Birke sind vor allem relativ hohe Quoten der Tanne (bis 11%) zu nennen. Damit ist die Phase D sensu LANG (1994) dokumentiert, die telokratische Phase der Eem-Warmzeit.

4.6.2 Cromer-Komplex

Der Cromer-Komplex umfasst sechs Warm- und fünf Kaltzeiten (CASPERs et al. 1995: Tab. 1). Für das südniedersächsische Nachbargebiet des nördlichen Münsterlandes gibt die Quartärgeologische Übersichtskarte von Niedersachsen und Bremen 1: 500 000 (NIEDERSÄCHS. L.-AMT BODENFORSCH. 1995) sechs pollenanalytisch datierte Vorkommen von Teilbereichen des Cromers an, wovon die meisten ebenfalls in Subrosionssenken gelegen sind. So wurde im Auslaugungsbereich des Münder-Mergel-Salinars (Oberer Malm - Unterkreide) im Blattgebiet 3515 Hunteburg nordöstlich von Osnabrück durch eine Forschungsbohrung (Hunteburg G58) des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung (heute: LBEG) die frühcromerzeitliche „Hunteburg-Warmzeit“ pollenanalytisch nachgewiesen (HAHNE et al. 1994: 117). In der Rammkernbohrung 3611/1100 wurden erstmals im nördlichen Münsterland cromerzeitliche Sedimente erbohrt (vgl. Kap. 4.6.1). Durch geophysikalische Bohrungskorrelationen konnten die cromerzeitlichen Ablagerungen in der Subrosionszone gut erfasst werden (siehe Abb. 11). Die cromerzeitliche Sedimentfüllung der Subrosionssenke des Heiligen Feldes dokumentiert ganz lokale geologische Vorgänge innerhalb der pleistozänen Entwicklungsgeschichte des nördlichen Münsterlandes.

Gesteine: In der Rammkernbohrung 3611/1100 wurde im Liegenden von elsterzeitlichen Schmelzwasserablagerungen im Teufenintervall von 61,10 m bis 65,65 m u. GOK eine Abfolge von karbonatfreien, braunen bis dunkelbraunen zuweilen auch dunkelgrauen bis schwarzgrauen, zum Teil schwach sandig-tonigen Schluffen angetroffen. Mitunter sind Einschaltungen von gering mächtigen schwarzbraunen bis braungrauen Torfhorizonten zu beobachten. Oft ist eine Feinschichtung im Zentimeterbereich oder eine feine Bänderung zu erkennen.

Das Schwermineralspektrum der cromerzeitlichen Ablagerungen (vgl. Abb. 15) ist vor allem durch ein Überwiegen der Schwerminerale Epidot (31,5 – 36,5 %) und Granat (28,5 – 35,0 %) gekennzeichnet. Nachgeordnet sind mit wesentlich geringeren Anteilen die Schwerminerale Grüne Hornblende (ca. 9 %), Turmalin (ca. 8 %), Zirkon (ca. 5,5 %) und Staurolith (ca. 5 %) sowie Klinopyroxen (4,5 %).

Altersstellung: Cromerzeitliche Sedimente konnten pollenanalytisch erstmals im nördlichen Münsterland nachgewiesen werden (vgl. Kap. 4.6.1). Über Beginn und Ende der Sedimentation der cromerzeitlichen Gesteine liegen für das Untersuchungsgebiet jedoch keine sicheren Angaben vor. Aus der oben genannten Forschungsbohrung Hunteburg G58 (TK 25: 3515 Hunteburg) sind vergleichbare Ablagerungen seit längerem bekannt und werden dort aufgrund pollenanalytischer Untersuchungen einer vollständigen cromerzeitlichen Warmzeit, die als Hunteburg-Warmzeit bezeichnet wird, zugeordnet (HAHNE et al. 1994; MENGELING 1994). Die in Hunteburg erfasste Warmzeit ist sehr wahrscheinlich mit dem Harreskov- (und Ølgod-) Interglazial in Dänemark und vermutlich auch mit dem Westerhoven-Interglazial (Niederlande) zu parallelisieren (CASPERs et al. 1995).

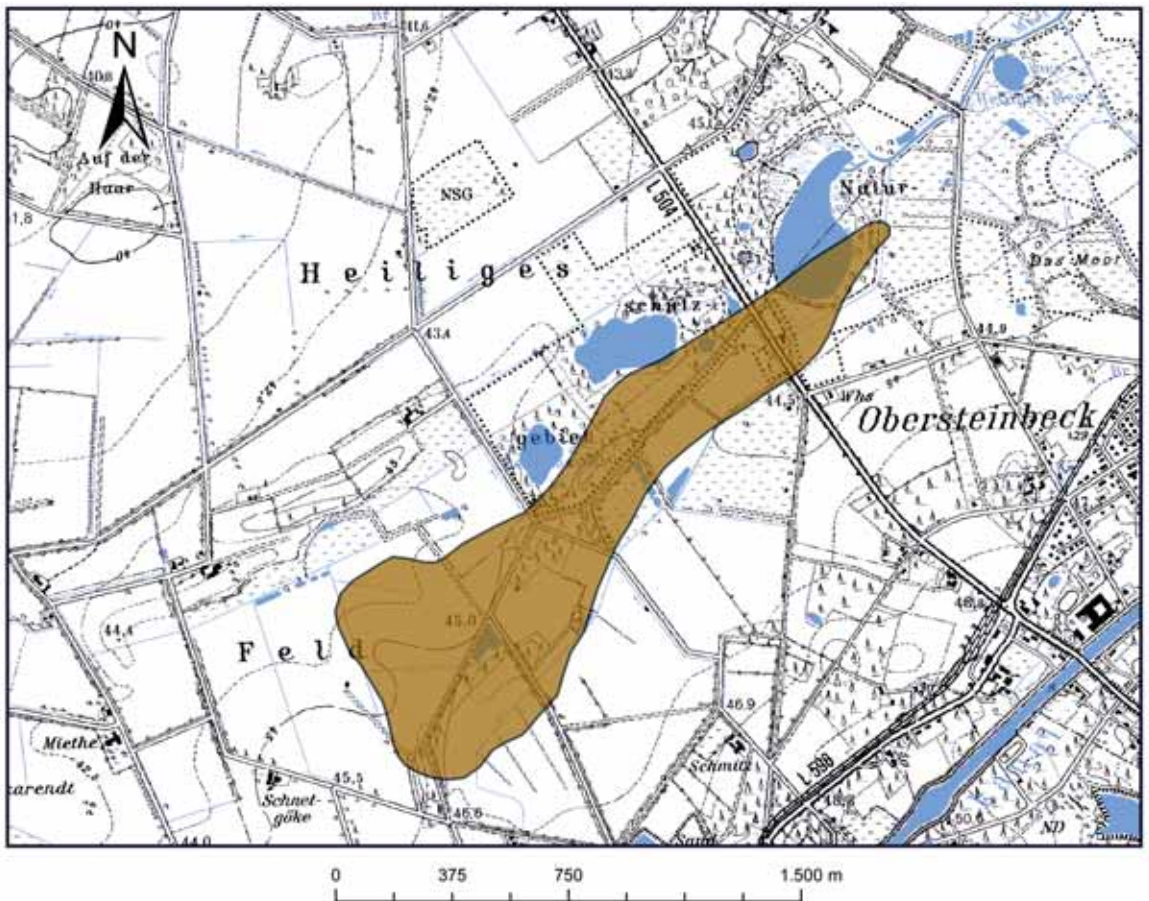


Abb. 11: Verbreitung cromerzeitlicher Ablagerungen im Bereich des Heiligen Feldes.

Verbreitung und Mächtigkeit: Cromerzeitliche Sedimente (vgl. Abb. 11) wurden bisher in der Rammkernbohrung 3611/1100 im zentralen Bereich der Senkungszone des Heiligen Feldes erbohrt. Sie erreichen dort eine Mächtigkeit von ca. 4,60 m. Cromerzeitliche Ablagerungen wurden ebenfalls in den zahlreichen Subrosionssenken Ostwestfalens angetroffen. Nach DEUTLOFF & STRITZKE (1999) erreichte das pleistozäne Subrosionsgeschehen in Ostwestfalen während des Cromer-Komplexes seinen Höhepunkt.

4.6.3 Elster-Komplex

Zu Beginn des Elsters veränderte der erste Inlandeisvorstoß aus Skandinavien die mitteleuropäische Landschaft grundlegend, indem flächenhaft Staubecken-, Schmelzwasser- und Gletscherschuttsedimente abgelagert wurden (EHLERS 1994). Elsterzeitliche Grundmoräne konnte in den niedergebrachten Bohrungen im Bereich des Heiligen Feldes bisher nicht nachgewiesen werden. Im weiteren Umfeld lassen sich aus Bohrergebnissen jedoch deutliche Hinweise für elsterzeitliches Moränenmaterial herleiten. So beschreibt THIERMANN (1975a: 189) in einer Aufschlussbohrung nördlich von Hörstel eine ca. 5 m mächtige elsterzeitliche Grundmoräne (Aufschlussbohrung 38, TK 25: 3611 Hopsten, R: 34 01900, H: 57 98740, Höhe: +41,25 m NN). Im Liegenden holsteinzeitlicher Fein- bis Mittelsande treten dort mittel- bis grobkörnige, teilweise auch schluffige, tonige Sande mit Geschiebemergel-Linsen in einem fossilen Erdfall auf. Schmelzwasserablagerungen der Elster-Zeit sind dagegen in der Subrosionszone des Heiligen Feldes weit verbreitet (siehe Abb. 12).

4.6.3.1 Schmelzwasserablagerungen der Elster-Zeit

In der Rammkernbohrung 3611/1100 wurden im Teufenbereich von 49,85 m bis 61,05 m u. GOK elsterzeitliche Schmelzwasserablagerungen erbohrt. Gleichfalls konnten in der Rammkernbohrung 3611/1102 im Teufenintervall von 35,0 m bis 42,0 m u. GOK elsterzeitliche Sedimente nachgewiesen werden. Auch in zahlreichen Spülbohrungen wurden elsterzeitliche Ablagerungen angetroffen.

Gesteine: Die Schmelzwasserablagerungen des Elster-Eises bestehen überwiegend aus schwach feinsandigen Mittelsanden, die nur wenige Grobsand- oder Feinkieslagen enthalten. Die wenigen Kieslagen keilen dabei auf kurzer Entfernung aus oder führen mitunter linsenförmige Einschaltungen feinsandiger Schluffe und Tone. Auffallend sind die in der Grobsand- und Feinkiesfraktion immer zahlreichen nordischen Komponenten, die auch noch in der feineren Sandfraktion durch zahlreiche bunte Körner (Feldspäte, Schwerminerale) in Erscheinung treten. Von unten nach oben nimmt der Kiesanteil meist kontinuierlich ab. Die Schmelzwasserablagerungen sind zumeist hellgrau bis braungrau gefärbt, zuweilen treten auch dunkel- bis schwarzgraue Färbungen auf, gelegentlich ist ein schwacher Kalkgehalt vorhanden. Die für glazifluviale Ablagerungen charakteristische intensive Schrägschichtung (HINZE et al. 1989) ist in den Bohrungen häufig zu beobachten.

Charakteristisch für die Schichtenfolge ist darüber hinaus das Auftreten feinkörniger Schmelzwasserabfälle (Beckenschluffe, Beckentone), die als kleinräumige oder weiter durchhaltende Einlagerungen in den Sanden und Kiesen anzutreffen sind und die auf eine örtlich verringerte Strömungsgeschwindigkeit hinweisen. Es handelt sich im Wesentlichen um schwach tonige Schluffe bis schluffige Tone, denen örtlich schwach mittelsandige Feinsande eingeschaltet sind. Die Beckenablagerungen sind überwiegend dunkel- bis schwarzgrau gefärbt. Stellenweise ist ein schwacher Kalkgehalt vorhanden.

Das Schwermineralspektrum der elsterzeitlichen Ablagerungen (vgl. Abb. 15) ist im Bereich der Bohrungen 3611/1100 und 3611/1102 vor allem durch ein Überwiegen der Schwerminerale Granat (32,0 – 41,5 %), Epidot (12,5 – 23,5 %) und Grüne Hornblende (11,0 – 17,05 %) sowie Zirkon (7,0 – 12,0 %) gekennzeichnet. Nachgeordnet sind mit wesentlich geringeren Anteilen die Schwerminerale Staurolith (3,5 – 6,0 %), Turmalin (4,0 – 5,5 %) und Klinopyroxen (1,0 – 4,5 %). Ein quantitativer Unterschied gegenüber der Schwermineralführung des liegenden Cromer-Komplexes lässt sich nicht erkennen. Nach MENGELING (1986) zeichnen sich die elsterzeitlichen Schmelzwasserablagerungen im Bereich nördlich von Osnabrück durch hohe Anteile nordischer Kiese (25 %), sehr hohe Anteile einheimisch-mesozoischer Kiese (57 %) und geringe Anteile einheimisch-paläozoischer Kiese (13 %) aus.

Altersstellung: Eine altersmäßige Datierung auf der Basis mikropaläozoologischer Untersuchungen ist nicht möglich. Palynologische Untersuchungen liegen für das Untersuchungsgebiet bisher nicht vor. Aus dem nordöstlich vorgelagerten Wiehengebirgsvorland verweist SKUPIN (2005) in elsterzeitlichen Schmelzwasserablagerungen auf das Vorhandensein jungtertiärer beziehungsweise altpleistozäner Florenelemente wie *Tsuga* (Schierlingstanne), *Buxus* (Buchsbaum), *Ilex* (Stechpalme), *Myrica* (Gagelstrauch), *Pterocarya* (Flügelnuss), *Carya* (Hicorynuss) und *Castanea* (Kastanie). Diese Floren sind ein wichtiges Indiz für ein mittel- bis unterpleistozänes Alter. Geringe Carpinus- und Eichenmischwaldwerte sowie markante *Tsuga*-Quoten machen eine Zuordnung in das Bavel wahrscheinlich. Mit großer Sicherheit handelt es sich jedoch um umgelagerte Pollen, so dass aufgrund der lithostratigrafischen Verhältnisse die Schichten als elsterzeitlich einzustufen sind.

Verbreitung und Mächtigkeit: Die elsterzeitlichen Schmelzwasserablagerungen sind in der gesamten Subrosionszone weit verbreitet (siehe Abb. 12). Die Mächtigkeit beträgt bis zu 25 m. Die feinkörnigen Beckenablagerungen erreichen maximal eine Mächtigkeit von 1,5 m.

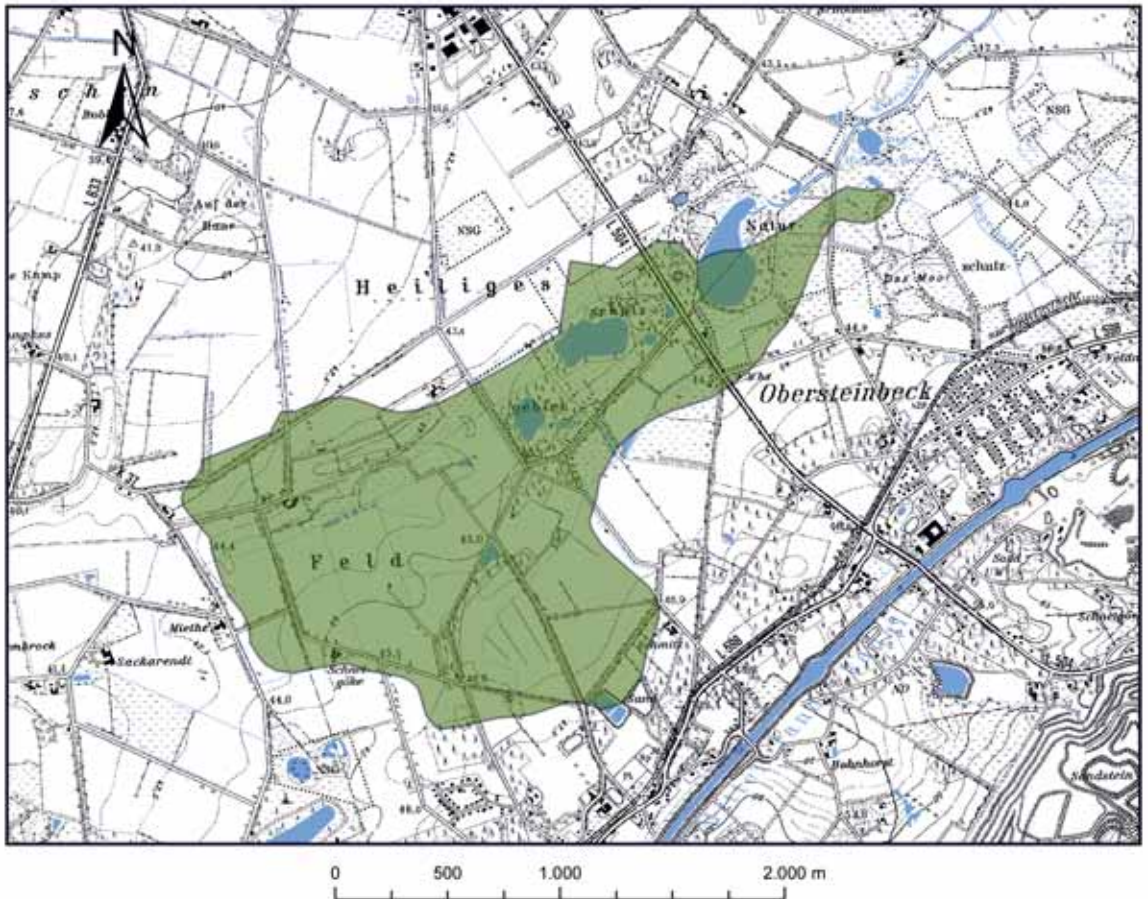


Abb. 12: Verbreitung elsterzeitlicher Ablagerungen im Bereich des Heiligen Feldes.

4.6.4 Holstein

Ablagerungen des Holstein-Interglazials, einem lang andauernden Zeitabschnitt des Quartärs mit feucht-humidem, deutlich ozeanisch geprägtem Klima (KLOSTERMANN 1999: 155), sind im gesamten östlichen und nördlichen Münsterland bekannt, wo sie überwiegend in ausgeprägten Rinnenpositionen erbohrt wurden (BAECKER 1963; LENZ 1997). So werden ihre häufig grobsandig-kiesigen, zum Teil auch schluffig-tonigen Sedimente im nordwestlichen und nördlichen Münsterland entweder aus eng begrenzten Rinnen nachgewiesen (BAECKER 1963), oder nehmen – wie im südlichen Vorland des Teutoburger Waldes – in größerer Verbreitung den untersten Abschnitt mächtiger Quartär-Abfolgen ein (STAUDE 1986). Die überregionale Verbreitung dieser Ablagerungen lässt vermuten, dass sie im Münsterland vor ihrer weitgehenden Ausräumung einen zusammenhängenden Sedimentkörper aufbauten.

Auch im Untersuchungsgebiet sind holsteinzeitliche Sedimente auf die tief in die Festgesteinsoberfläche eingesenkten Bereiche der Subrosionszone des Heiligen Feldes beschränkt. In der Rammkernbohrung 3611/1100 wurde eine über 12 m mächtige Abfolge von holsteinzeitlichen Sedimenten erbohrt (Teufenintervall: 37,35 – 49,85 m u. GOK). In der Rammkernbohrung 3611/1102 wurden im Teufenbereich 29,9 – 35,0 m u. GOK ebenfalls ca. 5 m mächtige holsteinzeitliche Sedimente angetroffen (siehe Abb. 13).



Abb. 13: Holsteinzeitliche Torfe in der Rammkernbohrung 3611/1100 (Teufenintervall: 45 m – 50 m u. GOK).

Gesteine: Die holsteinzeitliche Schichtenfolge besitzt im Untersuchungsgebiet eine örtlich stark wechselnde Gesteinsausbildung. Nach den aus den verschiedenen Rammkern- und Spülbohrungen vorliegenden Bohrproben bestehen die Sedimente des Holsteins aus hellgrauen bis mittelgrauen, mitunter auch hellbraunen bis grüngrauen, tonigen Grobschluffen. Des Weiteren treten häufig schwarzbraune, zumeist kalkfreie Torfhorizonte auf. Daneben sind Lagen aus grauen bis hellbraunen, schwach schluffigen Fein- und Mittelsanden eingeschaltet. Örtlich zeigt sich eine intensive Wechsellagerung aus schluffigem, teilweise feinsandigem Ton und feinsandigem Schluff mit gelbbraunen bis graubraunen Fein- und Mittelsandlagen. Mitunter sind dünne Grobsandlagen zwischengeschaltet. Die feinkörnigeren Schichtenabschnitte weisen eine laminare Schichtung auf, die durch einen Wechsel aus schluffigen, tonigen und feinsandigen Lagen hervorgerufen wird. Hierbei handelt es sich vermutlich um Seesedimente örtlich auch um Verschwemmungsablagerungen. Die feinkörnigeren Bereiche führen häufig humose Bestandteile und enthalten feine Pflanzenhäcksel und Holzreste in großen Mengen. Nordische Geschiebe fehlen in den Sedimenten des Holsteins gänzlich.

Das Schwermineralspektrum (vgl. Abb. 15) der holsteinzeitlichen Sedimente ist in der Rammkernbohrung 3611/1100 durch die Schwerminerale Granat (ca. 38 %), Epidot (ca. 27 %) und Zirkon (ca. 13 %) sowie Grüne Hornblende (ca. 10 %) gekennzeichnet. Nachgeordnet sind mit wesentlich geringeren Anteilen die Schwerminerale Turmalin (ca. 5 %), Klinopyroxen (ca. 3,5 %) und Alterit (ca. 2 %). Die Gehalte der übrigen Schwerminerale liegen im Schnitt bei 1 % oder weniger. Diesen Durchschnittswerten stehen innerhalb des Profils größere Schwankungsbereiche für die einzelnen Schwerminerale gegenüber, die mit 2,5 - 18 % für Zirkon, 17,5 - 34 % für Granat und 18 - 36 % für Epidot recht beträchtlich sein können.

Altersstellung: In der Rammkernbohrung 3611/1100 (südwestlich des Großen Heiligen Meeres, R: 34 06779, H: 58 02689) wurden in den Teufenintervallen 47,50 – 49,85 m u. GOK sowie 37,35 – 38,00 m u. GOK pollenanalytisch datierbare holsteinzeitliche Sedimentproben angetroffen (vgl. Kap. 4.6.1.1).

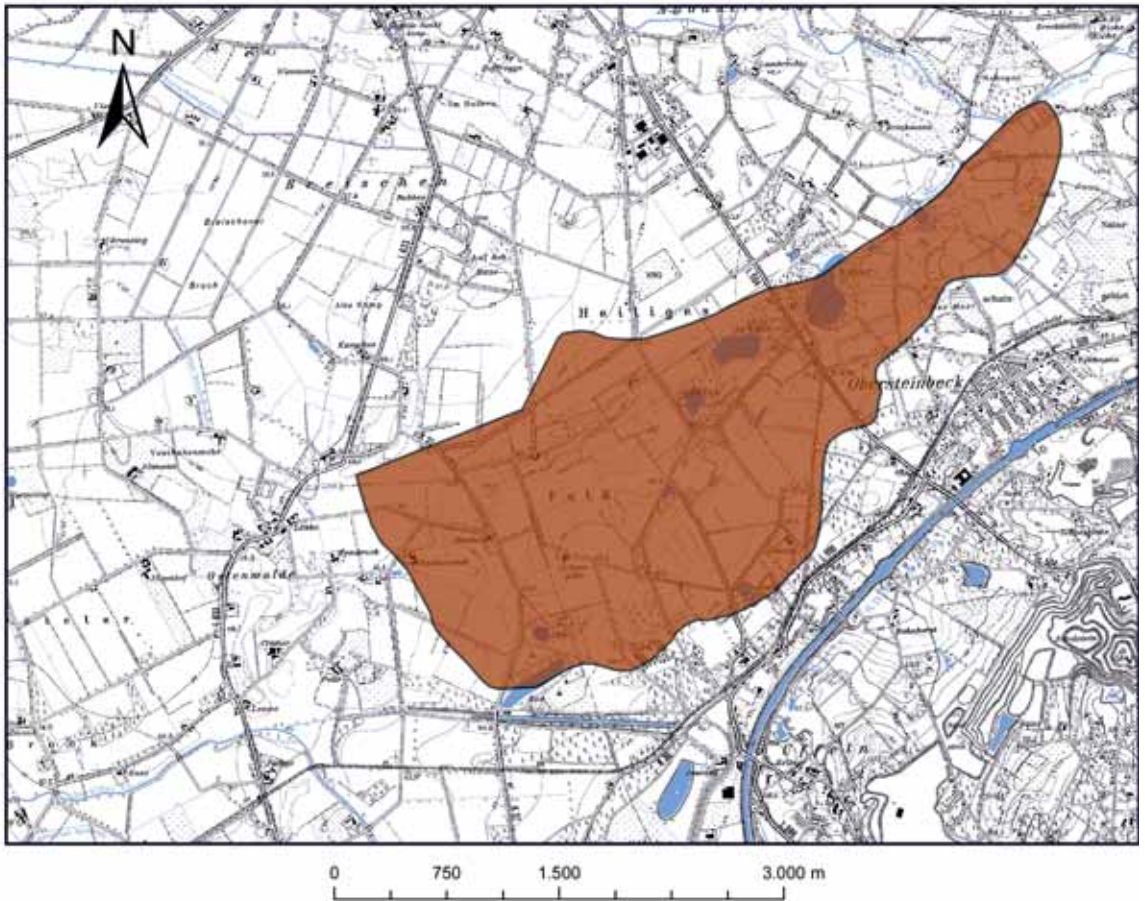


Abb. 14: Verbreitung holsteinzeitlicher Ablagerungen im Bereich des Heiligen Feldes.

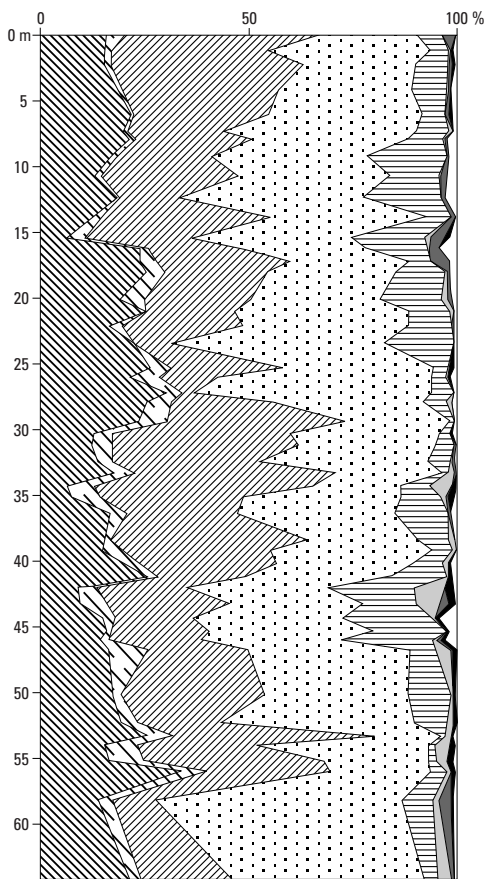
Verbreitung und Mächtigkeit: Die überwiegend feinkörnigen Sedimente des Holsteins wurden in fast allen tieferen Bohrungen der Subrosionszone angetroffen (vgl. Abb. 14). In den trichterförmigen Absenkungszonen erreichen die holsteinzeitlichen Ablagerungen Mächtigkeiten zwischen etwa 1,5 m und maximal 17 m.

4.6.5 Saale-Komplex

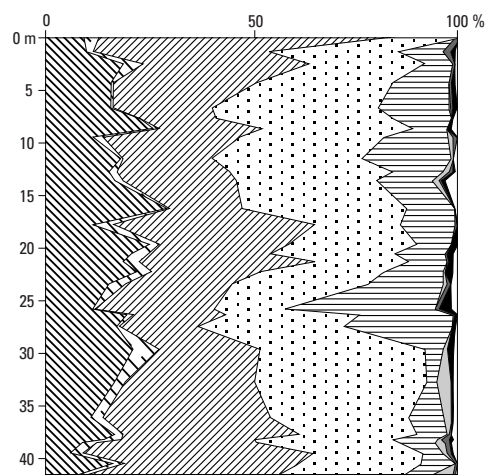
Während des Saales dehnte sich das Inlandeis von Nordeuropa, ähnlich wie im vorangegangenen Elster, erneut weit nach Süden aus. Dabei lassen sich zwei durch eine Rückschmelzphase getrennte Eisvorstöße unterscheiden, von denen nur der erste, der Drenthe-Vorstoß, auch die Westfälische Tieflandsbucht erreichte. Der jüngere, der Warthe-Vorstoß, kam nur noch bis nach Norddeutschland (z. B. EHLERS 1994).

Während der frühen Saale-Zeit war das nördliche Münsterland noch eisfrei. Lediglich von einigen wärmeren Phasen (Interstadiale) unterbrochen, herrschte ein periglaziäres Klima mit Frostspaltung und Bodenfließen. Im jahreszeitlichen Wechsel, besonders während der wärmeren Sommermonate, traten Verschwemmungsvorgänge oder fluviatile Prozesse stärker in Erscheinung. Mit dem Vorrücken des nördlichen Inlandeises wurden die periglaziären Sedimente zum Teil umgelagert und fortgetragen. Der Vorstoß des Drenthe-Eises in die Westfälische Tieflandsbucht kam dabei hauptsächlich aus nordwestlicher Richtung, nachdem das Eis die Höhen des Teutoburger Waldes (Osning) zunächst nicht überwinden konnte. Vielmehr umging der größte Teil der Eismassen die Mittelgebirgsschwelle im Nordwesten und rückte das Emstal hinauf auch ins östliche Münsterland vor („Emslandgletscher“, vgl. SERAPHIM 1980). Eingehendere Untersuchungen durch SKUPIN et al. (1993) zeigen, dass der Vorstoß des Drenthe-Inlandeises in die Westfälische Tieflandsbucht in drei rasch aufeinander folgenden Schüben mit zwischenzeitlichen Stagnations- und teilweise Rückschmelzphasen erfolgte.

Schwermineralprofil: Rammkernbohrung 3611/ 1100



Schwermineralprofil: Rammkernbohrung 3611/1102



Schwerminerale:

-  Tumulit, Zirkon, Rutil, Anatas, Brookit
-  Staurolith, Disthen, Andalusit, Sillimanit
-  Granat
-  Epidot, Zoisit
-  grüne Hornblende, Glaukophan
-  Saussurit, Alterit
-  Klinopyroxen, Orthopyroxen
-  braune Hornblende
-  Rest

Abb. 15: Schwermineralprofile der Rammkernbohrungen 3611/1100 und 3611/1102.

4.6.5.1 Vorschüttsand

Jeweils während der wärmeren Perioden im Sommer strömten vom Gletscherrand des aus dem skandinavischen Raum nach Süden vorrückenden Drenthe-Inlandeises erhebliche sedimentbeladene Schmelzwassermengen ab. Diese Schmelzwässer vereinigten sich entweder in engen Abflussrinnen, wo sie hohe Fließgeschwindigkeiten und Transportkraft besaßen, oder flossen weitflächig in flachen Strombetten („braided river“). So wurde die mitgeführte Schuttfracht des Eiskörpers als Vorschüttbildung in Form von zumeist grobkörnig-kiesigen Rinnenablagerungen oder als feinkörniger Schwemmfächer abgelagert. Durch Rückstauvorgänge vor der Gletscherfront entstanden gebietsweise Eisstauseen, die im jahreszeitlichen Wechsel – in Abhängigkeit vom Schmelzwasserdargebot – feinerkörnige Sedimente aufnahmen (Beckenablagerungen).

Gesteine: Der Vorschüttsand baut sich in weiten Teilen der Subrosionszone aus Fein- und Mittelsand mit jeweils unterschiedlichen Kornanteilen sowie gelegentlich geringem Grobsandgehalt auf. Bevorzugt als Rinnenfüllungen finden sich aber auch einzelne Mittel- und Grobsandlagen mit zumeist geringem Kiesanteil. Daneben kommen vereinzelt dünne gelbgraue bis graubraune, sandig-schluffige, örtlich auch tonige Lagen (Beckenablagerungen) vor. Die Gesteinsfarbe wechselt je nach Sedimentzusammensetzung und Grundwassereinfluss zwischen weiß- und hellgrau, hellbraungrau und hellbraun. Örtlich ist der Vorschüttsand durch Eisenoxidation und -ausfällung rostig verfärbt. Die Sande und Kiese enthalten einzelne bunte Komponenten (Feldspäte, Gesteinsfragmente und Gerölle), die nordischer Herkunft sind. Ein gegenüber dem Nachschüttsand vergleichsweise geringer Anteil nordischer Gerölle wie Graniten und Gneise, aber auch Feuersteinen der nordeuropäischen Oberkreide, ist für den Vorschüttsand des Münsterlandes kennzeichnend. Erklärt wird dies mit der kräftigen Aufarbeitung der einheimischen Gesteine im Vorland des Inlandeises, wobei die vom Gletscher herbeigebrachten Gesteine in den Hintergrund treten. In den unter-

suchten Rammkernbohrungen konnte die aus den Vorschüttablagerungen des Münsterlandes mehrfach beschriebene intensive Schrägschichtung häufig beobachtet werden. Sie tritt vornehmlich in gröberkörnigen Abschnitten auf. In den feinerkörnigen Sedimenten, wie in Feinsanden oder feinsandigen Schluffen, ist hingegen eine gleichmäßige, dünne, lang aushaltende Parallel-Schichtung charakteristisch.

Das Schwermineralspektrum der Vorschüttsande (vgl. Abb. 15) ist im Bereich der Bohrungen 3611/1100 und 3611/1102 vor allem durch ein Überwiegen der Schwerminerale Epidot (32,0 – 41,5 %), Granat (12,5 – 23,5 %) und grüne Hornblende (11,0 – 17,1 %) sowie Zirkon (7,0 – 12,0 %) gekennzeichnet. Nachgeordnet sind mit wesentlich geringeren Anteilen die Schwerminerale Staurolith (3,5 – 6,0 %), Turmalin (4,0 – 5,5 %) und Klinopyroxen (1,0 – 4,5 %). Die Schwermineral-Führung entspricht derjenigen, die für saalezeitliche Ablagerungen des norddeutschen Tieflands sowie des zentralen und westlichen Münsterlandes charakteristisch ist und die auch im nördlich angrenzenden Niedersachsen und östlichen Wiehengebirge auftritt (z.B. HENNINGSEN 1983; HENNINGSEN & SPEETZEN 1998). Häufigste Minerale sind sowohl in den Schmelzwasserablagerungen als auch in den Moränen (vgl. Kap. 4.6.5.2) die der Epidot-Gruppe, Granat, Zirkon und Grüne Hornblende. Daneben kommen die stabilen Minerale Turmalin und Rutil, die Minerale mit einer Herkunft aus metamorphen Gesteinen (Staurolith, Disthen, Sillimanit und Andalusit), die Minerale vulkanischen Ursprungs (Augit, teilweise auch Orthopyroxen, basaltische Hornblende und Olivin sowie Apatit, Titanit, Anatas und manchmal weitere Einzelminerale) vor (z.B. Alterit). Insgesamt ist zu beobachten, dass die Schwermineralführung der Proben aus Schmelzwasserablagerungen und Moränen des Saales (siehe Kap. 4.6.5.2) grundsätzlich ähnlich ist (vgl. HENNINGSEN & SPEETZEN 1998). Ein quantitativer Unterschied gegenüber der Schwermineralführung des liegenden Holsteins lässt sich ebenfalls kaum erkennen.

Altersstellung: Die Vorschüttbildungen gehören genetisch und damit altersmäßig zur Vorstoßphase des drenthezeitlichen Inlandeises. Sie sind dabei dem Sedimentationszyklus des Emsland-Gletschers zuzuordnen, der die Mittelgebirgsschwelle des Teutoburger Waldes im Nordwesten umging und später in das östliche Emstal vorstieß (GEOLOGIE IM MÜNSTERLAND 1995).

Verbreitung und Mächtigkeit: Die Vorschüttbildungen haben im Vorfeld des drenthezeitlichen Inlandeises ursprünglich vermutlich das gesamte Untersuchungsgebiet überlagert und dabei eventuell noch bestehende Reliefunterschiede ausgeglichen. Vorschüttablagerungen wurden in größerer Mächtigkeit in einer Vielzahl der im Heiligen Feld abgeteufte Erkundungsbohrungen nachgewiesen. Die größten Mächtigkeiten (bis 23 m) werden hierbei im zentralen und nördlichen Bereich der Subrosionszone erreicht.

4.6.5.2 Grundmoräne

Augenfälligste Erscheinung der saalezeitlichen Eisvorstöße sind die Moränen, die bei Rückzug des Gletschers als Ausschmelzprodukt an dessen Basis oder Stirn zurückgelassen wurden. Innerhalb der Subrosionszone wurde in einer Vielzahl von Bohrungen saalezeitliche Grundmoräne angetroffen.

Gesteine: In der Rammkernbohrung 3611/1102 wurde eine nur 0,35 m dicke Grundmoräne erbohrt. Die petrografische Zusammensetzung der Grundmoräne im Untersuchungsgebiet ist nicht einheitlich. In frischem unverwittertem Zustand besteht die Grundmoräne aus Geschiebemergel, einem kalkhaltigen, bindigen, schichtungs- und regellosen, braun- bis dunkelgrauen Gemenge aus stark tonigem, sandigem Schluff und schluffigem, schwach sandigem Ton. Gebietsweise besteht die Grundmoräne nur aus den beschriebenen ton- und schluffreichen Ablagerungen, während sie in anderen Bohrungen deutlich sandreicher ist und Ton dort sogar vollständig fehlen kann.

Das Schwermineralspektrum der Grundmoräne (vgl. Abb. 15) ist im Bereich der Rammkernbohrung 3611/1102 durch die Schwerminerale Epidot (ca. 37 %), Granat (ca. 29 %) und Grüne Hornblende (ca. 12 %) sowie Zirkon (ca. 8 %) gekennzeichnet. Nachgeordnet sind mit wesentlich geringeren Anteilen die Schwerminerale Turmalin (ca. 6 %), Klinopyroxen (ca. 4,5 %) und Alterit (ca. 2,5 %). Die Gehalte der übrigen Schwerminerale liegen im Schnitt bei 1 % oder weniger. Gegenüber den Schwermineralspektren der saalezeitlichen Schmelzwasserablagerungen zeigen sich keine wesentlichen Unterschiede.

Nach HENNINGSEN & SPEETZEN (1998) lassen sich aus der Schwermineralführung und -verteilung bei den Moränen-Ablagerungen des Münsterlandes keine Beziehungen zu den von SKUPIN et al. (1993) ermittelten drei Vorstößen des saalezeitlichen Inlandeises erkennen. Die für diese drei Eisströme charakteristischen Spektren nordischer kristalliner Leitgeschiebe sind nicht mit bestimmten Schwermineralgesellschaften im Feinanteil der Moränen verbunden. Die Häufigkeit der einzelnen Mineralarten hängt nach HENNINGSEN & SPEETZEN (1998) eher von regionalen Besonderheiten ab, wie z. B. von der Aufnahme lokaler Sedimente durch das Inlandeis oder von einer Vermischung von Schmelzwassersedimenten mit Terrassenablagerungen. Neben Feuersteinen (Flint) aus der Schreibkreide Norddeutschlands und des Ostseeraums, kristallinen nordischen Geschieben aus Skandinavien (Granite, Gneise, Porphyre u. a.) sowie nordischen Sedimentgesteinen enthält die Grundmoräne immer einen hohen Anteil an Geschieben aus einheimischen Gesteinen. So konnten unter den Geschieben häufig Sandsteine und Kohlepartikel des Karbons beobachtet werden.

Altersstellung: Das Münsterland wurde während des Drenthe-Eisvorstoßes kurz hintereinander von verschiedenen, aus überwiegend nördlichen Richtungen vorrückenden Teilgletschern erreicht und überdeckt (vgl. SKUPIN et al. 1993; GEOLOGIE IM MÜNSTERLAND 1995). Der erste drenthezeitliche Eisvorstoß, der durch eine Vorherrschaft südschwedischer Geschiebe in der Grundmoräne charakterisiert ist, strömte dabei von Norden kommend durch das Emstal in die Westfälische Tieflandsbucht vor. Durch den Gebirgsriegel des Teutoburger Waldes wurde jedoch die östliche Flanke des Emsland-Gletschers im Bereich des Osnabrücker Berglandes abgebremst und überschritt als Osnabrücker Gletscher bezeichnet (SERAPHIM 1980) wenig später den Teutoburger Wald (GEOLOGIE IM MÜNSTERLAND 1995: 76). Die Hauptmasse des Gletschers stieß bei Rheine in das Münsterland vor. Auf dem bis in große Tiefen hart gefrorenen Boden, der während der sommerlichen Tauperioden oft mit Wasser bedeckt war, kamen die Gletscher schnell voran und legten maximal ca. 100 – 400 m pro Jahr zurück.

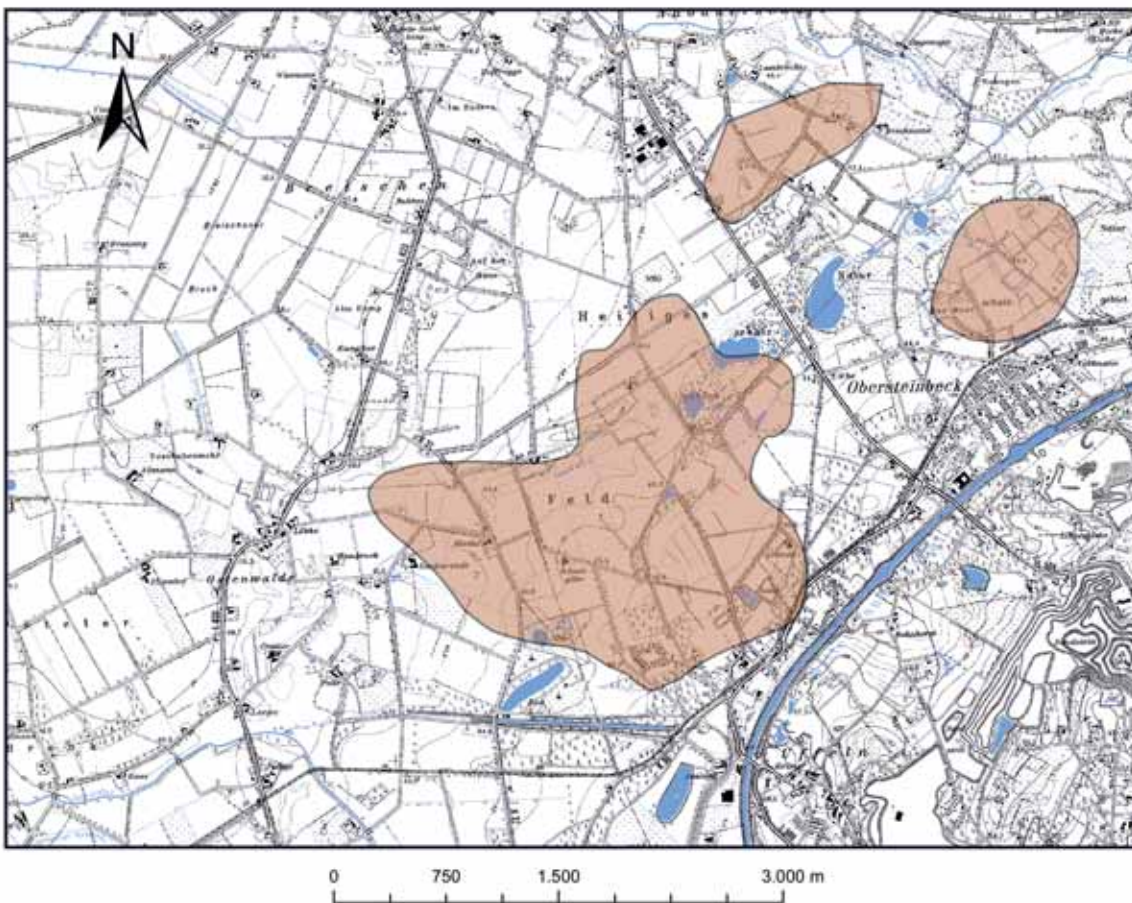


Abb. 16: Verbreitung der saalezeitlichen Grundmoräne im Bereich des Heiligen Feldes.

Verbreitung und Mächtigkeit: Die Grundmoräne (siehe Abb. 16) überdeckte ursprünglich wahrscheinlich lückenlos das gesamte Untersuchungsgebiet, ist jedoch lediglich im engeren Bereich der Subrosionszone erhalten geblieben. Sie lagert dort als zähe, tonige Deckschicht über der fröhrendrezeitlichen, sandig-schluffigen Schichtenfolge des Vorschüttsands. Die Mächtigkeit schwankt zwischen wenigen Zentimetern und maximal 3,5 m.

4.6.5.3 Nachschüttsand

Mit dem Abschmelzen der Eisfront der Inlandeisbedeckung traten aus Gletschertoren ergiebige Schmelzwässer hoher Transportkraft aus, die sich im Vorland zu einem offenen Wildwassersystem vereinigten. Der aus dem Eis freigesetzte Gesteinsanteil wurde ähnlich den heutigen Verhältnissen in arktischen Regionen als Rinnenfüllungen oder aber zu deltaartigen Schüttungskörpern abgelagert, die örtlich allmählich zu einer geschlossenen Sedimentdecke, dem Nachschüttsand, zusammenwuchsen.

Gesteine: Die Ablagerungen der Nachschüttsande besitzen ein weites Korngrößenspektrum, das vom schwach kiesigen und feinsandigen Mittelsand bis zum stark sandigen Kies reicht. Überwiegend bestehen sie aus hellgrauen bis braungrauen, schwach feinsandigen Mittelsanden, die nur wenige Grobsand- oder Feinkieslagen enthalten. Einzelne Kieslagen keilen dabei auf kurzer Entfernung aus oder führen mitunter linsenförmige Einschaltungen feinsandiger Schluffe und Tone. Auffallend sind die in der Grobsand- und Feinkiesfraktion immer zahlreichen nordischen Komponenten, die auch noch in der feineren Sandfraktion durch zahlreiche bunte Körner (Feldspäte, Schwerminerale) in Erscheinung treten.

Das Schwermineralspektrum wird im Wesentlichen durch Granat, Epidot und Grüne Hornblende dominiert.

In Abhängigkeit von den Grundwasserverhältnissen sind die Sande hellgrau bis braungrau gefärbt, gelegentlich ist ein schwacher Kalkgehalt vorhanden. Die für glazifluviale Ablagerungen charakteristische intensive Schrägschichtung (HINZE et al. 1989) ist nur selten zu beobachten. Organische Komponenten sind bisher nicht angetroffen worden.

Altersstellung: Als Nachschüttsande des abschmelzenden Drenthe-Eises werden Sedimente gedeutet, die über der Grundmoräne angetroffen werden und sich durch eine intensive Horizontal- oder auch Schrägschichtung mit gröberen Lagen auszeichnen. Die im Untersuchungsgebiet vorkommenden Nachschüttsande sind Schmelzwasserablagerungen aus der Rückschmelzphase des Emsland-Gletschers.

Die Nachschüttsande enthalten im Gegensatz zu den Vorschüttsanden einen relativ hohen Anteil nordischer Geschiebe, da sie die Geschiebefracht des abschmelzenden Inlandeises aufgenommen haben.

Verbreitung und Mächtigkeit: Die Vorkommen von Nachschüttsand konzentrieren sich im Wesentlichen auf den engeren Bereich der Subrosionszone. Dort ist er vor allem in von den Schmelzwässern des abtauernden Drenthe-Eises angelegten Erosionsrinnen abgelagert worden. Seine größten Mächtigkeiten mit etwa 12 m erreicht der Nachschüttsand in Schmelzwasserrinnen am Nordrand des Untersuchungsgebietes

4.6.6 Warthe

Nach dem Rückzug des Inlandeises herrschten im darauf folgenden Warthe mit seinem ausgeprägten periglaziären Klima im Untersuchungsgebiet weithin offenbar Abtragung und Ausräumung vor. In der offenen Landschaft kam es entlang der Flüsse und Bäche bei gleichzeitiger Tiefen- und Seitenerosion zu ersten Ausräumungsvorgängen, durch die ein Teil der glazigenen, glazifluviatilen und glazilimnischen Sedimente wieder abgetragen wurde.

4.6.7 Eem

In der Eem-Zeit setzte sich im Münsterland unter zunehmend humiden Klimaverhältnissen zunächst noch die Ausräumung und Einebnung der Landschaft bei allmählich nachlassender Tiefenerosion fort. In jener Zeit prägte sich das nach Nordwesten ausgerichtete Flusssystem der Westfälischen Tieflandsbucht



Abb. 17: Eemzeitliche Ablagerungen in der Rammkernbohrung 3611/1102 (Teufenintervall: 15 - 20 m u. GOK)..

durch Einschneiden der Täler weiter aus. Dabei wurden die holstein- und saalezeitlichen Ablagerungen zum Teil vollständig bis auf die Oberfläche der mesozoischen Festgesteine ausgeräumt und später durch weichselzeitliche Terrassenablagerungen ersetzt (vgl. STAUDE 1986). In den Rammkernbohrungen 3611/1100 und 3611/1102 konnten eemzeitliche Sedimente erbohrt und durch pollenanalytische Untersuchungen belegt werden (vgl. Kap. 4.6.1).

Gesteine: Nach den Bohrungen im Untersuchungsgebiet (siehe Abb. 17) handelt es sich bei den Ablagerungen des Eems um karbonatfreie, limnische, braune oder braungraue zuweilen auch dunkel- bis schwarzgraue, humose, zum Teil schwach sandig-tonige verschwemmte Schluffe. Örtlich sind Einschaltungen von gering mächtigen schwarzbraunen Torfhorizonten zu beobachten. Eine geringe Glimmerführung ist durchgehend zu beobachten. Mitunter sind graue bis dunkelgraue, zuweilen auch hellgraugelbe, humose Fein- und Mittelsandlagen zwischengeschaltet. Eine laminare Feinschichtung ist teilweise erkennbar. Vermutlich handelt es sich bei den Eem-Ablagerungen um Stillwassersedimente, die in den lang gestreckten, flachen, wassererfüllten, allmählich verlandenden Subrosionssenken (fossile Subrosionssenken), entstanden.

Verbreitung und Mächtigkeit: Im Münsterland sind terrestrische und fluviatile Ablagerungen des Eems nur selten bekannt geworden (GEOLOGIE IM MÜNSTERLAND 1995). Gelegentlich treten humos bis torfige Bach- und Flussablagerungen auf. So beschränken sich wahrscheinlich die eemzeitlichen Ablagerungen schon ursprünglich, ähnlich wie in vorausgegangenen Perioden, auf die tiefer gelegenen Becken und Senken. Ob diese miteinander zusammenhängen, bleibt ungewiss. Durch die während des Weichsels stärker einsetzende Erosion sind sie wahrscheinlich verstärkt abgetragen worden. Im Bereich des Heiligen Feldes konzentrieren sich die eemzeitlichen Sedimente auf den engeren Absenkungsbereich der Subrosionszone und erreichen eine Mächtigkeit von maximal 8 m. Weiter im Westen, außerhalb des Untersuchungsgebietes, im Bereich von Dreierwalde wurden in einigen Aufschlussbohrungen zwischen 12 und 21 m Tiefe 0,5 – 8,0 m mächtige Ton- und Torf-Schichten angetroffen, die nach ihrem Pollenbestand dem Eem-Interglazial zugeordnet werden konnten (JESSEN & MILTHERS 1928).

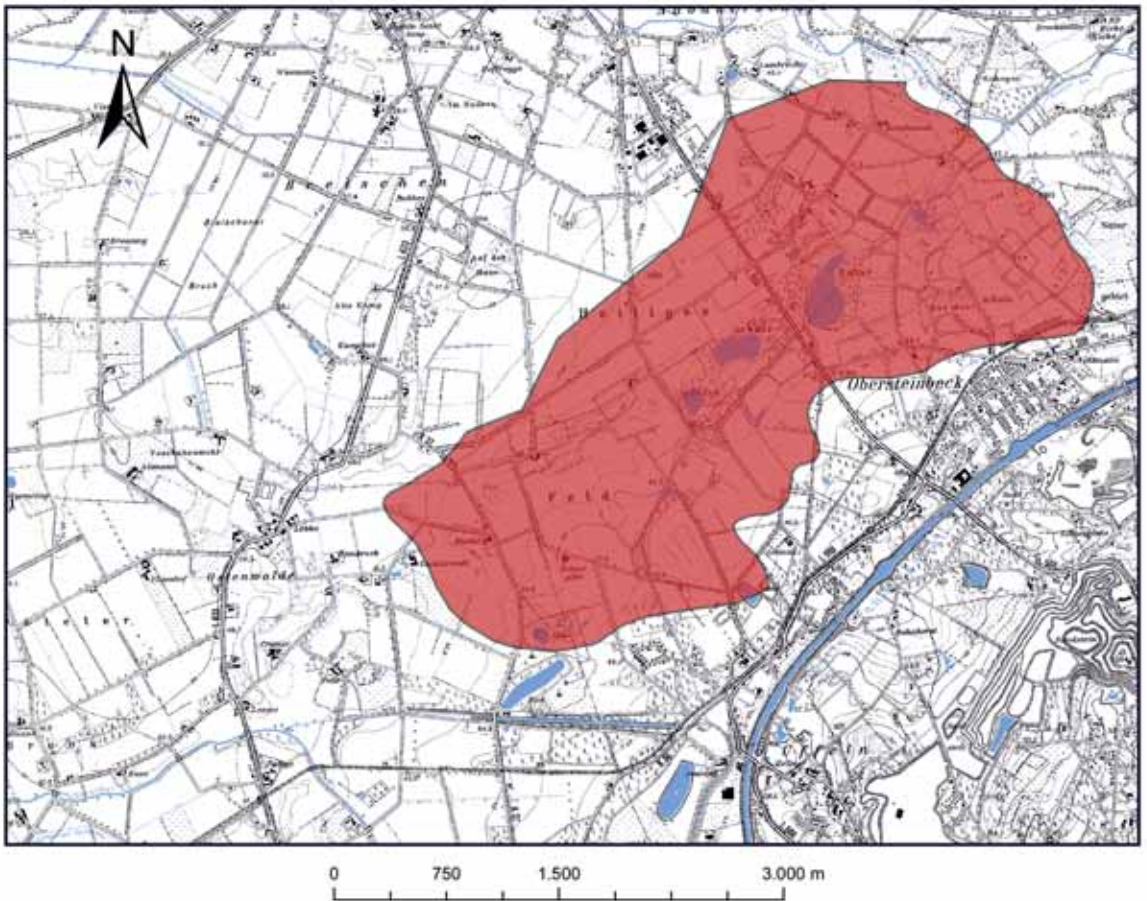


Abb. 18: Verbreitung eemzeitlicher Sedimente im Bereich des Heiligen Feldes.

4.6.8 Weichsel

Das von Skandinavien während der Weichsel-Zeit sich erneut nach Süden ausdehnende Inlandeis erreichte das Untersuchungsgebiet nicht mehr. Das Münsterland gehörte zu den Gebieten, in dem ein periglaziäres Klima maßgeblich die Erosions- und Sedimentationsabläufe steuerte. Bei einer nur spärlichen, tundrenartigen Vegetation herrschte ein fluviatiler und äolischer Sedimenttransport vor. Große Sedimentmengen wurden in einem zeitweise verwilderten Flusssystem („braided river“) verfrachtet und zu teilweise weit ausgedehnten Terrassenkörpern aufgeschüttet. Die jeweils herrschenden Klimaverhältnisse steuerten durch unterschiedliche Verwitterungsintensitäten die Bereitstellung von Sediment und beeinflussten die Strömungsgeschwindigkeit und damit die Transport- und Erosionskraft der Gewässer. So wurden Fazieskörper mit lokal wechselnder Zusammensetzung sowie unterschiedlicher zeitlicher und räumlicher Reichweite abgelagert. Aus den Terrassenflächen wurden die sandigen Sedimentpartikel durch den Wind ausgeblasen und zu Dünen und Flugsandfeldern aufgeweht. Das Weichsel untergliedert sich in das Früh-, Hoch- und Spätglazial (vgl. Tab. 1).

4.6.8.1 Ältere Niederterrasse

Die Ältere Niederterrasse beherrscht das Landschaftsbild in weiten Teilen des Heiligen Feldes. Ihre Schichtenfolge wird durch das Über- und Nebeneinander petrografisch unterschiedlicher Schüttungskörper bestimmt, welche die zeitlich und räumlich wechselnden Ablagerungsbedingungen im Untersuchungsgebiet widerspiegeln. Der obere Teil der Älteren Niederterrasse wird als Talsand bezeichnet (u. a. STAUDE 1986). Er bildet die weiten Sandflächen, die im Heiligen Feld nur durch auflagernde äolische Sedimente morphologisch strukturiert sind.

Die Ältere Niederterrasse des Untersuchungsgebietes ist dem Flusssystem der Ems zuzuordnen. Genese, Aufbau und Gliederung sowie Schichtenabfolge dieses Terrassenkörpers entsprechen daher in Grundzügen den aus dem Emssystem bekannten und dort im Rahmen der geologischen Landesaufnahme und anderer Bearbeitungen mehrfach untersuchten und eingehend beschriebenen Verhältnissen (z.B. STAUDE 1986). Im Heiligen Feld ist die im Münsterland häufig anzutreffende lithologische Dreiteilung in einen unteren, mehr kiesigen (Knochenkies), einen mittleren, sandig-schluffigen bis schluffigen (Sand-Schluff-Wechselfolge und Schluff-Folge) und einen oberen, sandigen Abschnitt (Talsand) allerdings nur teilweise bzw. unvollständig vorhanden. Der Knochenkies konnte in keiner der niedergebrachten Erkundungsbohrungen angetroffen werden. Der frühglaziale Knochenkies beschränkt sich offenbar auf das eigentliche Emstal und seine nähere Umgebung (GEOLOGIE IM MÜNSTERLAND 1995).

4.6.8.1.1 Sand-Schluff-Wechselfolge und Schluff-Folge

Im unteren Abschnitt der Älteren Niederterrasse wird im Bereich des Heiligen Feldes zumeist ein schluffig-sandiger Schichtenkomplex angetroffen. Vergleichbare Ablagerungen sind aus den Einzugsgebieten der großen Flüsse des Münsterlandes bekannt und werden dort aufgrund ihrer petrografischen Zusammensetzung als Schluff-Folge im Hangenden oder als Sand-Schluff-Wechselfolge im Liegenden bezeichnet (STAUDE 1986). Im Untersuchungsgebiet sind diese Schichten nur durch Bohrungen bekannt geworden.



Abb. 19: Sedimente der Schluff- und Sand-Schluff-Wechselfolge in der Rammkernbohrung 3611/1100 (Teufenintervall: 10 m – 15 m u. GOK).

Gesteine: Nach den Bohrergebnissen bestehen die Schichten der Sand-Schluff-Wechselfolge im Bereich des Heiligen Feldes aus gelbgrauen und bräunlich grauen, mitunter auch grünlich grauen Feinsanden bis mittelsandigen Feinsanden, gebietsweise auch gelbbraunen, feinsandigen Mittelsanden. Nur selten sind geringe Anteile von Grobsand oder Feinkies enthalten. Einzelne nordische Gerölle sind in fast allen Profilabschnitten zu beobachten. In die Sande sind Lagen aus dunkelgrauem Grobschluff oder aus mittelgrauem, feinsandigem Grobschluff eingeschaltet, der gelegentlich Schwemmhumus führt und stellenwei-

se glimmerhaltig ist. In den Rammkernbohrungen war häufig eine Feinschichtung im Zentimeterbereich, zuweilen auch eine laminare Bänderung im Millimeterbereich zu beobachten. Die Schlufflagen sind zumeist nur gering mächtig ausgebildet und erreichen nur selten mehr als 1 – 2 dm Dicke. Im Allgemeinen überwiegen die Sandbänke. Charakteristisch für die Gesamtabfolge sind ein geringer Kalkgehalt sowie humose bis torfige Lagen, die an die feinkörnigen Schichtenabschnitte gebunden sind.

Das Schwermineralspektrum der Sand-Schluff-Wechselfolge ist in der Bohrung 3611/1100 (vgl. Abb. 15) vor allem durch ein Überwiegen der Schwerminerale Epidot (32, 5 – 35,5 %) und Granat (28,5 – 35,0 %) gekennzeichnet. Nachgeordnet sind mit wesentlich geringeren Anteilen die Schwerminerale Grüne Hornblende (ca. 8 %), Turmalin (ca. 7 %), Zirkon (ca. 5,5 %) und Staurolith (ca. 5 %) sowie Klinopyroxen (4,5 %).

Nach den Bohrungen bestehen die Schichten der Schluff-Folge (siehe Abb. 19) aus grauen bis grünlich grauen oder braungrauen, schwach kalkhaltigen, teilweise schwach feinsandigen Schluffen mit vereinzelt gering mächtigen Feinsandlagen. Die mehrere Dezimeter, teilweise auch bis über 1 m mächtigen Schluffbänke setzen sich überwiegend aus Grobschluff zusammen und enthalten zum Teil auch feinkörnigere Schluff- und Tonbestandteile. Grobsandlagen oder Feinkieseinlagerungen sind meist nur in Form dünner, millimeter- bis zentimeterstarker Einschaltungen festzustellen, in denen immer wieder nordische Gerölle auftreten. Ein geringer Schwemmhumusanteil ist charakteristisch und über die gesamte Abfolge verbreitet. Ferner treten meist um wenige Millimeter- bis Zentimeter mächtige, schwach humose, gelbgraue Schlufflagen auf. Eine laminare Feinschichtung ist stellenweise zu beobachten. Darüber hinaus treten auch Muschel- und Schneckenschalen in Form feiner Schilllagen auf. Eine geringe Glimmerführung ist durchgehend zu beobachten. Die Genese der schluffigen Bestandteile wird unterschiedlich beurteilt. Nach STAUDE (1986) dürfte es sich um eine Verzahnung von Bach- und Flussablagerungen sowie Verschwemmungsablagerungen unter periglaziären Klimabedingungen handeln. Hingegen vertritt SPEETZEN (1990) die Auffassung, dass es sich bei den schluffigen Bestandteilen im Wesentlichen um eingewehten Löss handelt, der teilweise auch fluvial verschwemmt oder durch Solifluktion umgelagert wurde. Nach DÖLLING (2004) ist für den höheren Teil der Sedimentfolge eine Entstehung aus umgelagertem, frühweichselzeitlichem Löss wahrscheinlich. Für tiefere stärker tonhaltige Profilschnitte kann dagegen eine Entstehung aus umgelagertem Verwitterungslehm angenommen werden.

Wie aus den Proben der Bohrungen 3611/1100 und 3611/1102 bekannt ist, entspricht die Schwermineralführung der Schluff-Folge derjenigen der Sand-Schluff-Wechselfolge.

Altersstellung: Über Beginn und Ende der Sedimentation der Sand-Schluff-Wechselfolge und der Schluff-Folge liegen für das Untersuchungsgebiet keine sicheren Angaben vor. Nach den im Verlauf der vergangenen Jahre aus den verschiedensten Abschnitten der Älteren Niederterrasse von Lippe und Ems durchgeführten palynologischen und absoluten Altersdatierungen (MÜLLER 1978; KRAMM & MÜLLER 1978) wird die Hauptsedimentationsphase während des Weichsel-Frühglazials (etwa Moershoofd- bis Denekamp-Interstadial) angenommen. Darüber hinaus vermutet LENZ (1997: 58), dass zumindest die obersten Lagen der Schluff-Folge noch bis ins Hochglazial hinein sedimentiert wurden

Verbreitung und Mächtigkeit: Die Sand-Schluff-Wechselfolge ist im Untergrund der Niederterrassenverbreitung des südlichen Subrosionsgebietes nachgewiesen. Die Sedimente treten an keiner Stelle des Untersuchungsgebietes zutage. Die Mächtigkeit beträgt meist 3 bis 4 m. Die Schluff-Folge ist im Untergrund des Heiligen Feldes weit verbreitet und tritt an keiner Stelle an der Geländeoberfläche auf. Die Mächtigkeit der Schluff-Folge variiert stark und erreicht maximal 7 m.

4.6.8.1.2 Talsand

Mit dem Talsand endet die Schichtenfolge der Älteren Niederterrasse. Die vorwiegend sandigen Ablagerungen überdecken im Untersuchungsgebiet des Heiligen Feldes mit unterschiedlicher Mächtigkeit alle älteren Sedimente der Älteren Niederterrasse. Der Terrassenkörper bildet an seiner Oberfläche eine weit ausgedehnte, ebene Sandfläche, die so genannte Talsandebene, die lediglich durch äolische Überprägung und Umlagerung eine geringfügige Reliefgliederung erfahren hat. Diese Talsandebene charakterisiert das Landschaftsbild in der gesamten westlichen Umrandung der Ibbenbürener Karbonscholle. An der Entste-



Abb. 20: Ablagerungen des Talsands in der Rammkernbohrung 3611/1102 (Teufenintervall: 0 m – 5 m u. GOK).

Die Umlagerung dieser Verebnungsfläche waren wahrscheinlich nicht nur fluviatile Umlagerungsprozesse in einem verwilderten Flusssystem mit vielen kleinen Zuflüssen verantwortlich, sondern auch solifluidale Umlagerungen, die unter periglaziären Klimaverhältnissen selbst kleinste Reliefunterschiede nivelliert haben (GEOLOGIE IM MÜNSTERLAND 1995).

Gesteine: Der Talsand wird im Heiligen Feld überwiegend aus gut sortierten Fein- und Mittelsanden mit jeweils wechselnden Anteilen von mittelsandigen Feinsanden bis schwach feinsandigen Mittelsanden aufgebaut (siehe Abb. 20). Grobsandigere bis schwach Feinkies führende Gesteine sind vor allem in den tieferen Partien des Terrassenkörpers verbreitet. Gelegentlich kommen nordische Gerölle vor. Schluffbänke sind nur sehr selten vorhanden. Humose Einschaltungen oder Pflanzenreste fehlen fast vollständig, ebenso wie Molluskenschalen, die nur als vereinzelte kleinste Bruchstücke beobachtet wurden. In den Rammkernbohrungen 3611/1100 und 3611/1102 konnte eine vorwiegend laminare Feinschichtung im Millimeter- bis Zentimeterbereich beobachtet werden. Nur selten waren jedoch flache Schrägschichtungen sowie kleine, linsen- und rinnenartige Sedimentkörper zu erkennen. Die Gesteinsfarbe ist in Oberflächennähe (grundwasserfreier Bereich) hellbraun oder hellgelbbraun, zur Tiefe hin wird sie hellbraungrau, hellgrau oder grünlich grau (Grundwasser erfüllter Bereich). Im oberen Teil ist die Schichtfolge kalkfrei, zur Tiefe hin stellt sich zumeist ein geringer Kalkgehalt ein.

Das Schwermineralspektrum des Talsands (vgl. Abb. 15) unterscheidet sich kaum von den Schwermineralspektren der Schluff-Folge und der Sand-Schluff-Wechselfolge. Die schwermineralogisch untersuchten Proben des Talsands aus den Bohrungen 3611/1100 und 3611/1102 zeigen ein starkes Überwiegen der Schwerminerale Granat (22,0 – 47,5 %) und Epidot (26,0 – 42,5 %). Darüber hinaus treten Grüne Hornblende (5,0 – 18,5 %) und die stabilen Schwerminerale Zirkon (3,5 – 12,5 %) und Turmalin (2,5 – 10,0 %) in größeren Anteilen auf.

Altersstellung: Biostratigrafische Daten, die eine genaue zeitliche Einstufung des Talsands zulassen, liegen aus dem Heiligen Feld nicht vor. Die pollenanalytisch untersuchten Profile zeigen aus diesem Schichtenabschnitt ausschließlich individuenarme, stratigrafisch nicht auswertbare Pollenspektren mit kaltzeitlichen Floren. Über den Beginn der Talsand-Sedimentation ist relativ wenig bekannt. Nach STAUDE (1986)

hat die Sedimentation des Talsands möglicherweise bereits zu Beginn oder gegen Ende des Weichsel-Hochglazials stattgefunden. Die Talsand-Aufschüttung wird analog dem Emssystem spätestens zum Ende des Älteren Dryas abgeschlossen sein, da die dort dem Talsand auflagernden Uferwälle in die Alleröd- bis Jüngere Dryas-Zeit datiert werden.

Verbreitung und Mächtigkeit: Der Talsand ist im gesamten Untersuchungsgebiet weitflächig an der Oberfläche des Heiligen Feldes verbreitet und auch unter jüngeren Deckschichten als geschlossene Schicht vorhanden. Seine Mächtigkeit schwankt je nach Relief des Untergrundes zwischen wenigen Dezimetern und maximal 12 m. Häufig liegt sie zwischen 6 und 8 m. Die basisnahen grobsandig-kiesigen Profilbereiche erreichen eine Mächtigkeit von maximal 3 m.

5 Genese und Ausbildung der Subrosionserscheinungen

Im Untersuchungsgebiet des Heiligen Feldes treten als karstgünstige, also Erdfallbildende Gesteine sowohl Sulfate in Form von Anhydrit (CaSO_4) und in hydratisierter Form als Gips ($\text{CaSO}_4 \times 2\text{H}_2\text{O}$) als auch Chloride in Form von Steinsalz (NaCl) auf. Karbonatgesteine spielen in den anstehenden Gesteinen des Münder-Mergels keine Rolle. Bei der Lösung des Anhydrits geht dieser unter Volumenzunahme in Gips über, der dann selbst vom strömenden Grundwasser fortgeführt wird. Die Löslichkeit des Gipses beträgt im Grundwasser bis 2 g/l; meist liegt im Grundwasser allerdings nur eine Teilsättigung von 700 bis 800 mg/l SO_4^{2-} vor. Bei Anwesenheit von Chloriden als Lösungsgenossen erhöht sich die Löslichkeit auf bis zu 10 g/l (PRIESNITZ 1972; PRINZ & STRAUSS 2006). Erdfälle über Steinsalzlager bilden sich im Allgemeinen schneller, da es viel leichter löslich ist. Nach HUNDT (1950) beträgt die Löslichkeit bis zu 356 g/l. Im

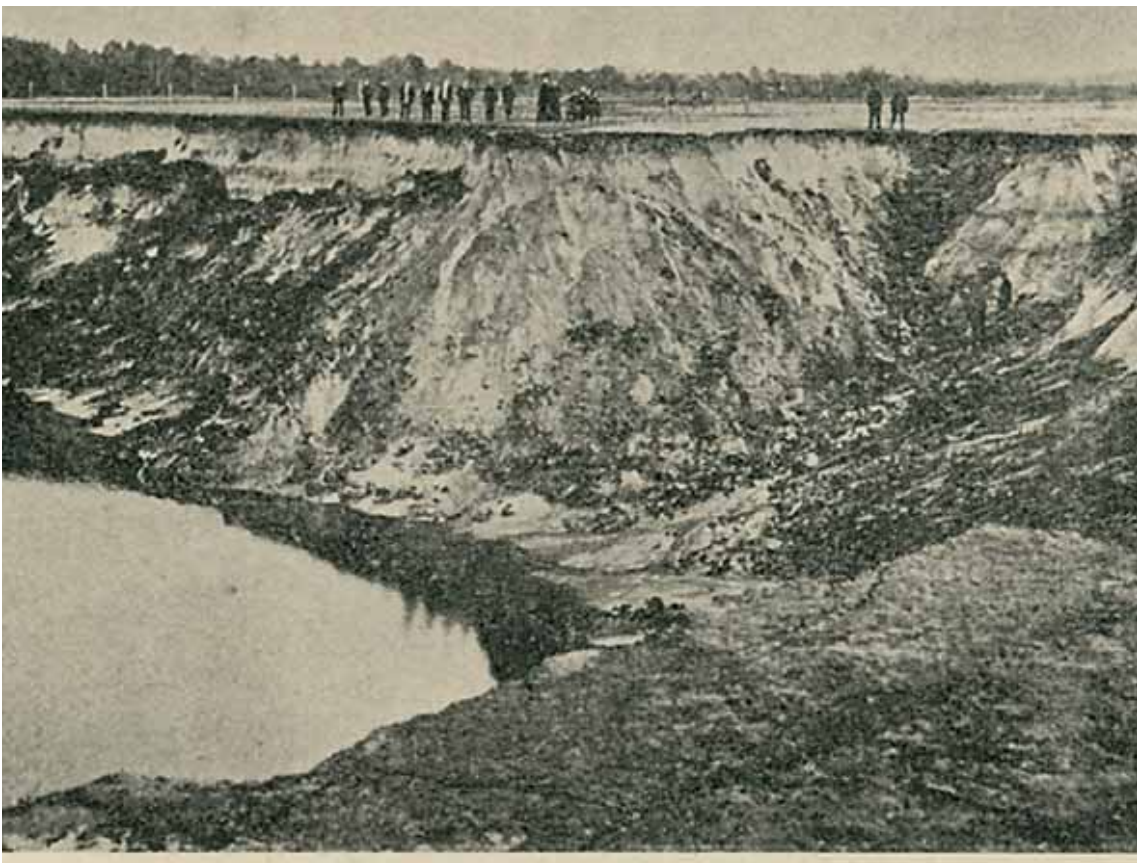


Abb. 21: Ein besonders eindrucksvolles Beispiel eines rezenten Erdfalles wird von TIETZE (1914) und WEGNER (1913) aus dem Subrosionsgebiet des Heiligen Feldes beschrieben: Danach war am 14. April 1913 ein Erdfall von etwa 300 m Durchmesser und 10 – 15 m Tiefe plötzlich eingebrochen (Foto aus: THIERMANN 1975a).

bewegten Grundwasser liegt ebenfalls meist nur eine Teilsättigung von etwa 100 g/l vor. Die charakteristische Form des Sulfatkarstes beginnt nach PRINZ & STRAUSS (2006) mit länglichen, senkrechten Schloten, die dann in ein verzweigtes System von Hohlräumen übergehen, in die die lockeren Sedimente der Umgebung eingeschwemmt werden.

Die Salzablaugung führt nach LOHMANN (1962) zu ausgeprägten Trichtern und Senken, die sich nach PRINZ (1970) sowohl in eng begrenzter Form von nur 20 – 25 m als auch von 100 m Durchmesser durch mehrere hundert Meter Deckschichten nach oben durcharbeiten können. Dadurch entstehen an der Oberfläche zunächst die flachen, abflusslosen Senken. Wenn die unterirdischen Hohlräume eine gewisse Ausdehnung haben, so hält schließlich die Decke dem Druck des überlagernden Gesteins nicht mehr stand und stürzt ein (vgl. Abb. 21). Zu den Faktoren, die den Verkarstungsprozess und seine Sekundärercheinungen an der Erdoberfläche begünstigen, gehören nach MEIBURG (1980):

- die hydrogeologischen Verhältnisse (u. a. Grundwasserdargebot, Fließgeschwindigkeit)
- die Mächtigkeit, Zusammensetzung und Tiefenlage des Salinargesteins
- die Mächtigkeit der überlagernden nicht-salinaren Deckschichten
- die tektonischen Verhältnisse
- die Transportwege der Solewässer
- die Geomorphologie im Oberflächenbereich

Des Weiteren sind das Klima, die Vegetation und nicht zuletzt die menschlichen Eingriffe zu nennen. Eine umfassende Darstellung zur Dynamik der Auslaugungsprozesse von Salzkörpern ist bei KNIASEL (1982) gegeben.

Die chemische Gesteinszerstörung beginnt dabei immer an Gesteinsflächen, vor allem an wasserweg-samen Trennflächen oder primären Großkapillaren, besonders aber an Zerrüttungszonen und führt zur Entstehung zunächst kleiner Karren, Schloten und Hohlräume, die das Gestein unregelmäßig durchsetzen (PRINZ 1973: 5). Durch den flächenhaft erfolgenden Schwund der Gesteinsmassen im tiefen Untergrund werden durch das Nachsacken der auflagernden Gesteinsschichten an der Geländeoberfläche Senkungsfelder erzeugt, deren Reliefenergie der Mächtigkeit der abgelagerten Lagerstätte entspricht; das heißt, in dem Maße, in dem der Salzkörper von seiner Oberfläche her aufgelöst wird und dadurch an Volumen ver-

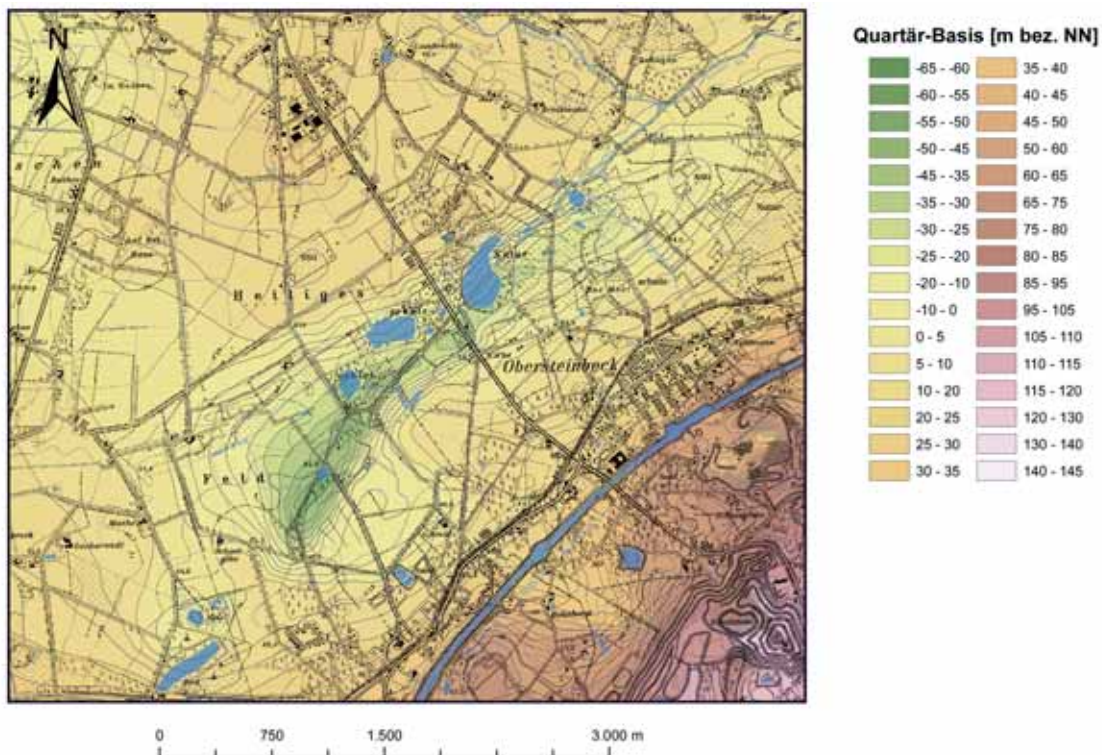


Abb. 22: Quartär-Basis im Bereich des Heiligen Feldes.

liert, senken sich die darüber liegenden Gesteinsschichten allmählich ab. Das Nachsacken des Untergrundes erfolgt syngenetisch mit der Salzauflösung, sodass mit dem Ende der Subrosion auch die Senkungen aufhören. Durch das Einsinken der Gesteinsschichten bleiben in einer ausgedehnten Subrosionssenke die Struktur des Gebirges und die Schichtenfolge weitgehend erhalten. In Erdfällen hingegen wird durch das plötzliche und punktuelle Nachsacken das Schichtgefüge weitgehend zerstört, es kommt zur Herausbildung von Kollapsstrukturen.

Die auffällige Verbreitung der Erdfälle im Subrosionsgebiet des Heiligen Feldes in einem etwa 5 km langen und 2,5 km breiten Nordost-Südwest streichenden Streifen hängt teilweise unmittelbar mit dem Ausstrich der karstgünstigen Gesteine des Münder-Mergels an der Basis der quartären Ablagerungen in diesem Areal zusammen. Die Ablaugung ging dabei sowohl von dem Ausbiss der Salinalgesteine an der Quartär-Basis (reguläre Auslaugung, WEBER 1930), als auch von Störungen aus (irreguläre Auslaugung, WEBER 1930), die die Salinalgesteine und das Deckgebirge queren. Dabei ist offensichtlich die Ablaugung vom Ausbiss in Richtung des Schichtfallens nach Nordwesten und Südwesten allmählich vorgedrungen. Ausmaß und Genese der Subrosionserscheinungen im Bereich des Heiligen Feldes lassen sich dabei am besten aus dem Bild der Quartär-Basis ableiten.

Im Bereich der Subrosionsstruktur des Heiligen Feldes zeigt die Quartär-Basis (vgl. Abb. 22) eine ausgeprägte Senke. Diese geht bis auf nahezu -50 m NN herab, sodass dort Quartär-Mächtigkeiten von über 95 m erreicht werden. Da außerhalb der Subrosionssenke die Quartär-Basis zwischen +10 und +20 m NN liegt, ist der theoretische, auf die Ablaugung zurückzuführende Senkungsbetrag im Quartär mit 60 bis 70 m anzusetzen. Zu vergleichbaren Größenordnungen kommen auch WOLTERS et al. (1958) bei der Betrachtung eines Erdfalles im Haxfeld östlich Dreierwalde. Im Tiefenlinienplan an der Quartär-Basis sind trichter- bis rinnenartige Strukturen zu erkennen, die aber in ihrer Gesamtheit fast die gleiche Ausdehnung wie die Senkungszone haben. Die trichterförmigen Einsenkungen sind relativ steilwandig und lassen ein stark unterschiedliches Relief an der Sohle der Subrosionsstruktur erwarten. Ein gleichmäßiges Rinnengefälle, wie es häufig bei pleistozänen Abflussrinnen der Fall ist, ist nicht zu erkennen. Vielmehr zeigt sich, dass nicht nur eine Absenkungsstruktur vorliegt, sondern verschiedene Bereiche, d.h. es existieren mehrere lokale, zum Teil auch isolierte Absenkungstrichter. Deutlich zeigen sich in der Quartär-Basis drei größere und gut voneinander abtrennbare Subrosionstrichter, die unterschiedlich tief eingesenkt sind. Die Verbrei-

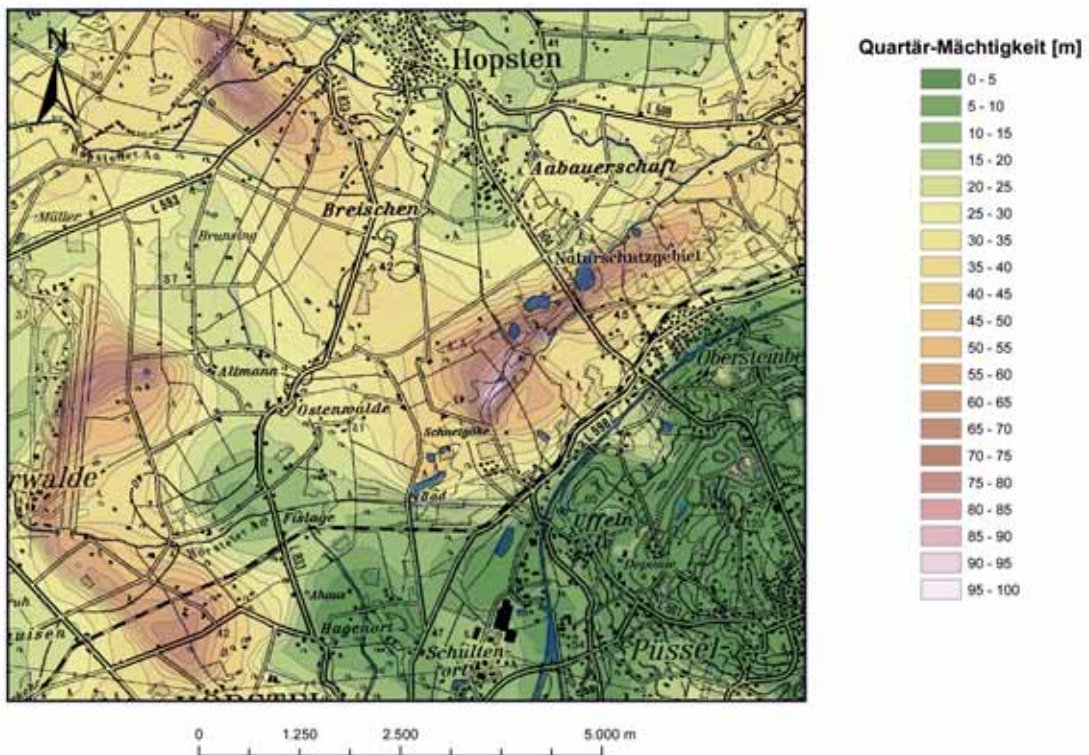


Abb. 23: Karte der Quartär-Mächtigkeit im Bereich des Heiligen Feldes.

tung dieser Trichter deckt sich aber nicht mit der Verbreitung der durch Seen (Erdfallsee, Heideweiher, Großes Heiliges Meer, Kleines Heiliges Meer) markierten jüngeren Erdfallstrukturen, d.h. es handelt sich um fossile Subrosionserscheinungen, die sich nicht bis an die Tagesoberfläche durchpausen. Sie reihen sich nahezu parallel südöstlich der jüngeren Subrosionsstrukturen auf. Es zeichnet sich somit eine nach Westen bis Nordwesten gerichtete Ablagerungsrichtung ab, die sich sehr wahrscheinlich an der Einfallsrichtung der Gesteinsfolgen des Münder-Mergels orientiert.

Darüber hinaus zeigen sich ebenfalls isolierte Bereiche, die als Hochlagen hervortreten. Hierbei könnte es sich um „stehen gebliebene“ Karstzonen handeln, unter denen sich noch Hohlräume verbergen. Diese Ergebnisse werden durch geophysikalische Untersuchungen von BOSCH (2005) bestätigt. Die Quartär-Basis ist somit wesentlich komplexer ausgebildet als bisher bekannt. Abbildung 23 zeigt deutlich, dass nicht nur im näheren Umfeld des Heiligen Meeres Subrosionssenken auftreten, sondern sich auch südwestlich von Hopsten und auch östlich von Dreierwalde im Haxfeld tiefe Subrosionsstrukturen ausgebildet haben. Nach THIERMANN (1975a) sind dort zum Teil tertiärzeitliche Sedimente als Erdfall-Füllungen nachgewiesen worden.

6 Alter der Subrosionserscheinungen

Wie in Kapitel 4.5 beschrieben wurden im Heiligen Feld in der Rammkernbohrung 3611/1102 als älteste Erdfall-Füllungen vermutlich pliozänzeitliche Ablagerungen angetroffen. Dies kann damit als Zeitmarke für den ersten nachweislichen Beginn einer subrosiv bedingten Geländedepression angesehen werden. Ob sich noch ältere Sedimente in den Subrosionssenken verbergen ist zu vermuten. In unmittelbarer Nachbarschaft, im Haxfeld östlich Dreierwalde wurde in einem fossilen Erdfall in einer Bohrung als älteste Schicht über dem Mesozoikum tertiärzeitliche Tone (Oligozän bis Miozän) angetroffen (THIERMANN 1975a, 1975b). Damit ist ein Hinweis gegeben, dass die Ablagerung wenigstens teilweise schon bald nach der Struktur-bildenden subherzyn-laramischen Phase im späten Tertiär eingesetzt hat. Größere Ausmaße erreicht die Ablagerung jedoch erst im Quartär. Die Vielzahl der Senken im Niederterrassengebiet des Heiligen Meeres deutet insbesondere auf eine verstärkte Ablagerung im jüngeren Quartär hin. Der rezente Erdfall vom 14. April 1913 beweist ihren Fortgang bis in unsere Zeit.

Insbesondere die in Kapitel 4.6 aufgeführten Profilschnitte (vgl. Abb. 6) verdeutlichen den komplexen Aufbau der quartärzeitlichen Sedimente, die wiederum Auskunft über die Entwicklung und das Alter der Subrosionsprozesse im Heiligen Feld geben. Vor allem die durch humose und torfige Sedimente geprägten Ablagerungen des Cromer-Komplexes, des Holsteins und des Eems dokumentieren die Existenz und Entwicklung von fossilen Subrosionsstrukturen im Bereich des Heiligen Feldes. In den sich jeweils gebildeten Senkungsbereichen sammelten sich organische Sedimente, die durch ihre spezifische Tiefenlage vor einer nachfolgenden Erosion geschützt waren. Lage und Ausdehnung dieser fossilen Subrosionssenken können den Abbildungen 11, 14 und 18 entnommen werden.

Zeitpunkt	Lage des Erdfalls	Autor
ca. 7500 v. Chr.	Meerbecke-Niederung im NSG „Heiliges Meer“	BARTH (1995), BARTH & POTT (2000)
450 bis 850 n. Chr. (altsächsische Zeit)	„Großes Heiliges Meer“ im NSG „Heiliges Meer“	BARTH & POTT (2000), SCHROEDER (1956)
14.04.1913	„Erdfallsee“ im NSG „Heiliges Meer“	TIETZE (1914), WEGNER (1913)
28.01.1934	„Heiliges Feld“ – Straße von Steinbeck nach Ibbenbüren	POELMANN (1934)
April 1958	„Heiliges Feld“ – Straße von Hopsten nach Recke	RUNGE (1959)
11.08.1970	„Heiliges Feld“ – südlich der B65, nördl. der Bahn Rheine-Osnabrück (Flur Bärenortsfeld)	LINDENSCHMIDT & REHAGE (1982)
November 1980	„Heiliges Feld“ - Bauerschaft Schultenort	LINDENSCHMIDT & REHAGE (1982)
2002	flache Senkungsstruktur nördlich des „Heiligen Meeres“ am Rand des NSG	(frdl. mündl. Mitt. Fr. Dr. WEINERT)

Tab. 2: Erdfallbildung im Heiligen Feld (verändert nach WEINERT 1999).

Nach den tertiärzeitlichen Senkungen lag der zweite Schwerpunkt der Bildung von Senkungstrichtern im Bereich des Heiligen Feldes im jüngeren Unterpleistozän (Cromer-Komplex) bis Mittelpleistozän (Holstein). Ein dritter Schwerpunkt ergibt sich für das Oberpleistozän (Eem bis Weichsel). Offenbar fand zu allen Zeiten des Quartärs eine Einsenkung statt, insbesondere aber während der wärmeren Klimaabschnitte. Während der Kaltzeiten dürfte es aufgrund der tiefen Gefornis (Permafrostboden) zu einer starken Einschränkung des Grundwasserzstroms und damit auch der Auslaugungsprozesse gekommen sein. Der

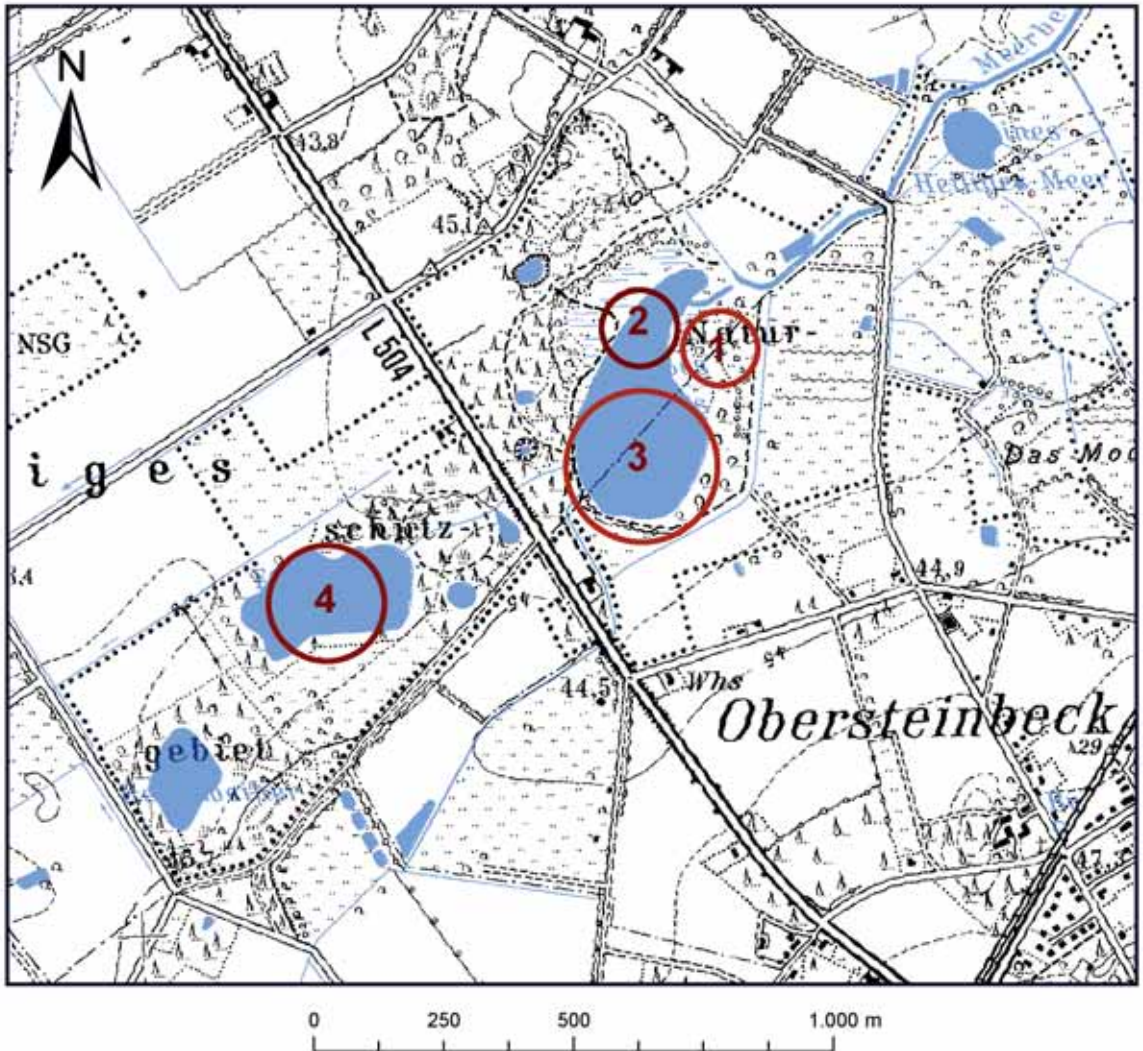


Abb. 24: Lage einzelner Erdfallseen im Bereich des Heiligen Feldes (1 – 4). Erläuterung siehe Text (verändert nach WEINERT et al. 2000).

Untergrund in Permafrostgebieten ist meistens mehr als 100 m tief gefroren. Im Norden Sibiriens reicht der Dauerfrost stellenweise sogar tiefer als 1500 m hinab (KLOSTERMANN 1999: 68). Diese Einschätzung der Subrosionsprozesse deckt sich weitgehend mit Beobachtungen über das Subrosionsgeschehen in Ostwestfalen (FARRENSCHON 1998; DEUTLOFF & STRITZKE 1999).

WEINERT et al. (2000) geben einen Abriss über die Entstehungszeitpunkte der jüngeren Erdfallstrukturen im Heiligen Feld. Danach ist der Entstehungszeitpunkt der meisten Erdfälle jedoch nicht bekannt. Die Entstehung der an der Tagesoberfläche sichtbaren Senkungsformen vollzog sich im Wesentlichen im Holozän, was z. B. für das Große Heilige Meer von SCHRÖDER (1956), BARTH (1995) und BARTH & POTT (2000) durch palynologische Untersuchungen nachgewiesen werden konnte (vgl. Tab. 2). Für Erdfallereignisse aus historischer Zeit liegen zum Teil Zeitzeugenberichte vor (z. B. WEGNER 1913).

Das Große Heilige Meer setzt sich mindestens aus drei einzelnen, unterschiedlichen Senkungsstrukturen zusammen (vgl. Abb. 24). Dabei ist die Meerbecke-Niederung **(1)** die älteste Subrosionserscheinung. Die Ausbreitung des ehemaligen Sumpfgebietes kann heute anhand einer bis ca. 2 m mächtigen Niedermoortorfschicht rekonstruiert werden. BARTH (1995) datiert die untersten organischen Ablagerungen der Niederung auf ca. 6000 Jahre v. Chr. Die Entstehung des flachen (Tiefe: 0,6 – 0,9 m) nördlichen Teils des heutigen Großen Heiligen Meeres **(2)** ist hingegen nicht bekannt. Der Einbruch des südlichen Seeabschnitts **(3)** wird von SCHROEDER (1956) und BARTH & POTT (2000) auf 450 bis 850 Jahre n. Chr. datiert.

Der in historischer Zeit entstandene heutige Erdfallsee **(4)** besteht insgesamt aus vier einzelnen Einsturztrichtern. Im Nordosten des heutigen Gewässers befindet sich die älteste dieser Senkungsstrukturen, ein mit Torf gefüllter Trichter. Weiterhin wird ein flacher Erdfall im Bereich des jüngsten Einsturzes angenommen (LOTZE 1957). Die dritte Senkungsform bildete einen flachen, im Südwesten gelegenen Weiher. Diese drei Hohlformen wurden durch das Erdfallereignis vom 14. April 1913 miteinander verbunden. Der kreisrunde Erdfall besaß ursprünglich einen Durchmesser von ca. 110 bis 115 m und eine Tiefe von ca. 12 m (WEGNER 1913). Die sukzessive Verlagerung der Erdfallereignisse (vgl. Abb. 24) im Bereich des Großen Heiligen Meeres von Nordosten nach Südwesten könnte ein weiterer Hinweis auf eine gerichtete Auslaugung in westliche Richtungen darstellen. Als weitere größere Subrosionserscheinungen sind der im äußersten Westen gelegene Heideweiher und das im Osten gelegene Kleine Heilige Meer zu nennen. Über deren Entstehungszeiträume sind keine Hinweise bekannt.

Zeitpunkt	Lage des Erdfalls	Autor
frühestens 1000 n. Chr.	Darnsee bei Bramsche	GRAHLE & SCHNEEKLOTH (1963)
22.04. 1782	Ickerkuhle bei Osnabrück	BARTH (1995), BARTH & POTT (2000)
06.08./29.10 1921	Bad Essen – Wiehengebirge	BARTH & POTT (2000), SCHROEDER (1956)
08./09.06.1926	Hüsedede - Wiehengebirge	TIETZE (1914), WEGNER (1913)
24.04.1930	Holthausen	POELMANN (1934)
25.03.1951	Kalkriese – Wiehengebirge	RUNGE (1959)
Februar 1965	Mettingen	LINDENSCHMIDT & REHAGE (1982)
22./23.01.1968	Driehausen – NE Osnabrück	DECHEND & MERKT (1970)
Juli 2001	Preußisch Oldendorf	Geologischer Dienst NRW

Tab. 3: Erdfälle im Verbreitungsgebiet des Münders-Mergels (Osnabrücker Bergland) (ergänzt nach WEINERT 1999).

Die in Tabelle 3 aufgeführten Erdfallereignisse im Osnabrücker Land, die an den Münders-Mergel gebunden sind, beweist den überregionalen Charakter dieser Erscheinungen. So ist beispielsweise im Jahr 1968 bei Osnabrück ein Erdfall im Ausstrichsbereich des Münders-Mergels mit einem Anfangsdurchmesser von rund 50 m und einer Tiefe von 9 m eingebrochen (DECHEND & MERKT 1970). Auch in der Region Bramsche werden im Verbreitungsgebiet des Münders-Mergels Erdfälle (Darnsee) beschrieben (GRAHLE & SCHNEEKLOTH 1963).

7 Zusammenfassung der Ergebnisse

Mit den beschriebenen Schichtenfolgen aus den niedergebrachten Rammkernbohrungen 3611/1100 und 3611/1102 sowie weiteren Spül- und Kleinbohrungen kann die geologische Entwicklungsgeschichte der Subrosionssenke des Heiligen Feldes während des späten Tertiärs und des gesamten Pleistozäns im Zusammenhang dargestellt werden. Erstmals können Ablagerungen des Cromers, des Holsteins und des Eems im nördlichen Münsterland im Bereich einer Subrosionssenke pollenanalytisch nachgewiesen und beschrieben werden. Aus den gewonnenen Erkenntnissen lassen sich folgende Ergebnisse ableiten:

1. Die Subrosion setzte im Heiligen Feld spätestens im Laufe des Pliozäns ein und dauerte das gesamte Quartär hindurch an. Der rezente Erdfall vom 14. April 1913 beweist ihren Fortgang bis in unsere Zeit.

2. Eine Einsenkung der Subrosionsbereiche ist insbesondere während der wärmeren Klimaabschnitte zu beobachten.
3. Die Absenkungsbeträge belaufen sich im Bereich der Subrosionssenke auf ca. 60 bis 70 m.
4. Die Subrosionssenke des Heiligen Feldes ist stark gegliedert und es haben sich mehrere lokale Senkungstrichter ausgebildet.
5. Es bestehen isolierte Karstzonen, unter denen sich vermutlich Hohlräume verbergen.
6. Das Auftreten einer Trias-Scholle nordwestlich des Großen Heiligen Meeres beweist, dass größere Verwerfungen das Gebiet des Heiligen Feldes durchziehen. Die Störungen stehen vermutlich mit dextralen Scherbewegungen im Zuge der Osning-Überschiebung (DROZDZEWSKI 1988; HAGLAUER- RUPEL 1991) zusammen. Hierdurch lassen sich erste sichere Beziehungen zwischen den struktur-geologischen Verhältnissen der Umgebung und den Subrosionserscheinungen aufzeigen.

Danksagung

Da die beschriebenen Forschungsbohrungen durch den Geologischen Dienst Nordrhein-Westfalen ausgeführt wurden, waren an deren Bearbeitung zahlreiche Kolleginnen und Kollegen beteiligt, denen hiermit gedankt sei. Besonders erwähnt sei Herr Dipl.-Ing. H. WESTERMANN, der bei den Bohrungsbearbeitungen tatkräftig und zuverlässig mitwirkte. Frau S. JUNK, Frau U. LUX und Herrn J. SCHARDINEL sei für ihre kartografische Unterstützung herzlich gedankt.

8 Literatur

- BARTH, E. (1995): Pflanzensoziologische und pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetations- und Siedlungsentwicklung der Meerbecke-Niederung im Erdfallgebiet „Heiliges Meer“ Westfalen.– 137 S., 14 Abb., 19 Tab., 3 Taf., 1 Kt.; Hannover. – [unveröff. Diplomarbeit, Inst. f. Geobotanik]
- BARTH, E.; POTT, R. (2000): Vegetationsgeschichtliche und paläoökologische Untersuchungen zur Throphie-Entwicklung in Stillgewässern der pleistozänen Sandlandschaft Norddeutschland.– POTT, R. [Hrsg.]: Ökologische Systemanalyse des Naturschutzgebietes „Heiliges Meer“ (Kreis Steinfurt) – Interaktionen zwischen Still- und Fließgewässern, Grundwasser und Vegetation sowie Landnutzung und Naturschutz.- Abh. Westf. Mus. f. Naturk., **62** (Beiheft): 15 - 39; Münster.
- BAECKER, P. (1963): Über altpleistozäne Flußrinnen und einige andere Probleme des Pleistozäns im Münsterland.– N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **117**: 59 - 88, 10 Abb., 2 Taf.; Stuttgart.
- BÄSSLER, R. (1970): Hydrogeologische, chemische und Isotopen-Untersuchungen der Grubenwässer des Ibbenbüener Steinkohlenreviers.– Z. dt. geol. Ges., Sonderh. Hydrogeol. Hydrochem.: 209 - 286, 28 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- BOSCH, F. P. (2005): Applicability of RMT, VES and Dual Loop EM for the mapping of a Quaternary buried valley in the area „Heiliges Feld“ (NRW, Germany). Proceed. of the Elektromagnetische Tiefenforschung, Haus Wohldenberg, Holle, Germany, 3.–7.10.2005, 21, Deutsche Geophysikalische Gesellschaft e. V.: 365 - 372.
- CASPERS, G.; JORDAN, H.; MERKT, J.; MEYER, K.-D.; MÜLLER, H.; STREIF, H. (1995): Niedersachsen.– In: BENDA, L. [Hrsg.]: Das Quartär Deutschlands: 23 – 58, 9 Abb, 1 Tab.; Berlin, Stuttgart (Borntraeger).
- DECHEND, W.; MERKT, J. (1970): Der Erdfall von Driehausen.– Veröff. naturwiss. Ver. Osnabrück, 33: 48 – 59, 6 Abb.; Osnabrück.
- DEUTLOFF, O.; STRITZKE, R. (1999): Pleistozän-Geologie und Palynostratigraphie in Subrosionssenken Ostwestfalens.– Eiszeitalter u. Gegenwart, **49**: 84 – 101, 8 Abb., 2 Tab.; Hannover.
- DÖLLING, B. (2004), mit Beitr. von HEUSER, H.: Erläuterungen zu Blatt 4110 Senden.– Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **4110**: 176 S., 15 Abb., 13 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- DÖLLING, M.; LEHMANN, K. (2005): Logstratigraphie im Campan der Beckumer Berge (Münsterland).– N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **235** (1): 113 - 135, 8 Abb.; Stuttgart.

- DROZDZEWSKI, G. (1985): Tiefentektonik der Ibbenbürener Karbonscholle.– In: DROZDZEWSKI, G.; ENGEL, H.; WOLF, R.; WREDE, V.: Beiträge zur Tiefentektonik westdeutscher Steinkohlenlagerstätten: 189 - 216, 18 Abb., 5 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- DROZDZEWSKI, G. (1988): Die Wurzel der Osning-Überschiebung und der Mechanismus herzynischer Inversionsstörungen in Mitteleuropa.– Geol. Rdsch., **77**: 127 - 141, 9 Abb.; Stuttgart.
- EHLERS, J. (1994): Allgemeine und historische Quartärgeologie.– 358 S., 176 Abb., 16 Tab.; Stuttgart (Enke).
- FARRENSCHON, J. (1998): Ursachen und Folgen großräumiger Hohlräumbildungen durch Salinarkarst und Salzabwanderung im tiefen Untergrund des Lippeschen Berglandes.– Lipp. Mitt. Gesch. u. Landeskd., **67**: 283 - 308, 7 Abb., 3 Tab.; Detmold.
- GEOLOGIE IM MÜNSTERLAND (1995).– 195 S., 50 Abb., 6 Tab., 1 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- GRAHLE, H.O.; SCHNEEKLOTH, H. (1963): Der Darnsee bei Bramsche.– Geol. Jb., **82**: 43 - 64, 7 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- HAGLAUER-RUPHEL, B. (1991): Kinematik und Begleitstrukturen von Scherzonen - Experimente und Beispiele Mitteleuropas (mit besonderer Berücksichtigung des Osning-Lineamentes).– Diss. Univ. Bochum: 223 S., 75 Abb.; Bochum.- [unveröff.]
- HAHNE, J.; MENGELING, H.; MERKT, J.; GRAMANN, F. (1994): Die Hunteburg-Warmzeit („Cromer-Komplex“) und Ablagerungen der elster-, Saale- und Weichsel-Kaltzeit in der Forschungsbohrung „Hunteburg GE 58“ bei Osnabrück.– Geol. Jb., A, **134**: 117 - 165, 21 Abb., 4 Tab.; Hannover.
- HENNINGSSEN, D. (1983): Der Schwermineral-Gehalt der Drenthe-zeitlichen Schmelzwassersande in Niedersachsen.- Eiszeitalter u. Gegenwart, **30**: 63 - 72, 1 Abb., 3 Tab.; Hannover.
- HENNINGSSEN, D.; SPEETZEN, E. (1998): Der Schwermineral-Gehalt von Saale-zeitlichen Moränen- und Schmelzwasser-Ablagerungen des Münsterlandes (Nordrhein-Westfalen, NW-Deutschland).– Mitt. Geol. Inst. Univ. Hannover, **38**: 123 - 135, 2 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- HINZE, C.; JERZ, H.; MENKE, B.; STAUDE, H. (1989): Geogenetische Definitionen quartärer Lockergesteine für die Geologische Karte <1 : 25 000> (GK 25).– Geol. Jb., A **112**: 243 S., 3 Tab.; Hannover.
- HUNDT, R. (1950): Erdfalltektonik.– 145 S., 136 Abb.; Halle/S. (Knapp).
- JESSEN, K.; MILTHERS, V. (1928): Stratigraphical and palaeontological studies of interglacial freshwater deposits in Jütland and Northwest-Germany.– Danm. geol. Unders., (II), 48: 1 - 379; Kopenhagen.
- KLOSTERMANN, J. (1992): Das Quartär der Niederrheinischen Bucht.– 200 S., 30 Abb., 8 Tab., 2 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).- [Zugl. Habil.-Schr. Univ. Münster 1991]
- KLOSTERMANN, J. (1999): Das Klima im Eiszeitalter.– VI + 284 S., 90 Abb., 7 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).
- KNIESEL, J. (1980): Modellvorstellungen zur Dynamik der Auslaugungsprozesse des Zechsteinsalzes in den Saxoniden der DDR.– Hall. Jb. f. Geowiss., **5**: 49 - 75, 13 Abb.; Gotha/Leipzig.
- KRAMM, E.; MÜLLER, H.-M. (1978): Weichselzeitliche Torfe aus den Ems-Terrassen bei Münster (Westf.). – Eiszeitalter u. Gegenwart, **28**: 39 - 44, 2 Abb.; Öhringen.
- LANG, G. (1994): Quartäre Vegetationsgeschichte Europas.– 462 S., zahlr. Abb. u. Tab.; Jena, Stuttgart, New York (G. FISCHER).
- LENZ, A. (1997), mit Beitr. von GAWLIK, A.; MILBERT, G.; PAHLKE, U.: Erläuterungen zu Blatt 4116 Rietberg.– Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **4116**: 136 S., 17 Abb., 7 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- LINDENSCHMIDT, M.; REHAGE, H.-O. (1982): Ein neuer Erdfall in Hörstel, Kreis Steinfurt aus dem Jahre 1980. – Natur und Heimat, **42(2)**: 47 - 51, 1 Abb., 1 Tab.; Münster.
- LOHMANN, H. H. (1962): Zur Formenentwicklung von Salzauslaugungstrichtern.– Notizbl. Hess. L.-Amt Bodenforsch., **90**: 319 - 326, 2 Abb., 1 Taf.; Wiesbaden.
- LOTZE, F. (1957): Zur Geologie der Senkungszone des Heiligen Meeres (Kreis Tecklenburg).– Abh. Landesmus. Naturkunde. Münster, **18**: 3-36, 10 Abb., 4 Taf.; Münster.
- MEIBURG, P. (1980): Subrosions-Stockwerke im Nordhessischen Bergland.– Aufschluß, **31**: 265 - 287, 8 Abb.; Heidelberg.
- MENGELING, H. (1986), mit Beitr. von BÜCHNER, K.-H.; FAUTH, H.; FRISCH, U.; IMAMOGLU, A.E.; LANGER, A.; LEBKÜCHNER, H.; SCHLÜTER, W.; TÜXEN, J.: Erläuterungen zu Blatt 3514 Vörden.– Geol. Kt. Niedersachsen. <1 : 25 000>, Erl., **3514**: 125 S., 35 Abb., 5 Tab., 7 Kt.; Hannover.
- MENGELING, H. (1994), mit Beitr. von BOHNENSTEIN, V.; FAUTH, H.; IMAMOGLU, A.E.; LEBKÜCHNER, H.; KOCKEL, F.; RÖHLING, H.-G.; SCHLÜTER, W.; STEFFENS, P.; TÜXEN, J.: Erläuterungen zu Blatt 3515 Hunteburg.– Geol. Kt. Niedersachsen. <1 : 25 000>, Erl., **3515**: 189 S., 57 Abb., 11 Tab., 7 Kt.; Hannover.
- MÜLLER, H.-M. (1978): Weichselzeitliche Eiskeilsysteme im Emsgebiet bei Münster (Westf.).- Ein Beitrag zur Datierung der Emsterrassen.– N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **1978**: 117 - 128, 7 Abb.; Stuttgart.

- NIEDERSÄCHS. L.-AMT F. BODENFORSCH. (1995): Quartärgeologische Übersichtskarte von Niedersachsen und Bremen 1 : 500 000.- Bearb. HINZE, C.; HÖFLE, H.-C.; JORDAN, H.; MENGELING, H.; MEYER, K.-D. (Redaktion), ROHDE, P.; STREIF, H.; Hannover.
- POELMANN, H. (1934): Geologisches vom Naturschutzgebiet „Heiliges Meer“.- Natur und Heimat, Sonderh. Heiliges Meer: 6 - 10, 3 Abb.; Münster.
- PRIESNITZ, K. (1972): Formen, Prozess und Faktoren der Verkarstung und Mineralumbildung im Ausstrich salinärer Serien (am Beispiel des Zechsteins am südlichen Harzrand).- Göttinger Geogr. Arb., **60**: 317 - 339, 9 Abb., 2 Taf.; Göttingen (Goltze).
- PRINZ, H. (1970): Fossile Einbruchschlote im Mittleren Buntsandstein der Vorderrhön, entstanden durch Auslaugung von Salzgesteinen im tiefen Zechsteinuntergrund.- Rock Mechanics, Suppl. **1**: 35 - 42, 6 Abb.; Wien.
- PRINZ, H. (1973), unter Mitarb. von CRAMER, K.; DILLMANN, W.; EMMERT, U.; HERRMANN, F.; KALTERHERBERG, J.; NIEDERMAYER, J.; REIFF, W.; RESCH, M.; REUM, E.; RUDOLF, W.; TEMMLER, H.; TRIEBS, W.; WESTRUP, J.: Verbreitung von Erdfällen in der Bundesrepublik Deutschland.- 36 S., 4 Abb., 2 Tab., 1 Kt.; Hannover (B.-Anst. Bodenforsch. u. Geol. L.-Ämter der Bundesrepublik Deutschland).
- PRINZ, H.; STRAUSS, R. (2006): Abriß der Ingenieurgeologie, 4. bearb. und erw. Auflage.- XIV, 671 S., zahlr. Abb., Tab.; Heidelberg.
- RUNGE, F. (1959): Ein neuer Erdfall bei Hopsten.- Natur und Heimat, **19**: 94 - 96, 3 Abb.; Münster.
- SCHROEDER, F.G. (1956): Zur Vegetationsgeschichte des Heiligen Meeres bei Hopsten (Westfalen).- Abh. Landesmus. Naturkde. Münster, **18**(2): 2 - 38, 11 Abb.; Münster.
- SERAPHIM, E. Th. (1980): Über einige neuere Ergebnisse zur Vereisungsgeschichte der Westfälischen Bucht und des Unteren Weserberglandes.- Westf. geogr. Stud., **36**: 11 - 20, 1 Abb., 1 Tab.; Münster/Westf.
- SCHUSTER, A. (1971): Die westliche und südwestliche Umrandung der Ibbenbürener Karbonscholle.- Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **18**: 293 - 352, 6 Abb.; Krefeld.
- SKUPIN, K. (2005): Erläuterungen zu Blatt **3517** Rahden.- Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **3517**: 133 S., 7 Abb., 11 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- SKUPIN, K.; SPEETZEN, E.; ZANDSTRA, J. G. (1993): Die Eiszeit in Nordwestdeutschland. Zur Vereisungsgeschichte der Westfälischen Bucht und angrenzender Gebiete.- 143 S., 49 Abb., 24 Tab., 2 Taf., 2 Kt.; Krefeld.
- SPEETZEN, E. (1990): Die Entwicklung der Flußsysteme in der Westfälischen Bucht (NW-Deutschland) während des Känozoikums.- Geol. u. Paläont. Westf., **16**: 7 - 25, 16 Abb., 1 Tab.; Münster/Westf.
- STAUDE, H. (1986), mit Beitr. von ADAMS, U.; DUBBER, H.-J.M.; KOCH, M.; REHAGEN, H.-W.; VOGLER, H.: Erläuterungen zu Blatt **3911** Greven.- Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **3911**: 137 S., 15 Abb., 8 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- THIERMANN, A. (1975a), mit Beitr. von BRAUN, F.J.; KALTERHERBERG, J.; REHAGEN, H.-W.; SUCHAN, K.-H.; WILL, K.-H.; WOLBURG, J.: Erläuterungen zu Blatt 3611 Hopsten.- Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **3611**: 214 S., 21 Abb., 9 Tab., 4 Taf.; Krefeld.
- THIERMANN, A. (1975b): Zur Geologie der Erdfälle des „Heiligen Feldes“ im Tecklenburger Land/Westfalen.- Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg, **44**: 517 - 530; Hamburg.
- THIERMANN, A. (1987) mit einem Beitrag von KOCH, M.: Geologische Karte von NRW <1:100.000>, Erläuterungen zu Blatt C3910 Rheine.- 68 S., 14 Abb., 2 Tab.; Krefeld.
- TIETZE, O. (1914): Der Erdfall vom 14. April 1913 in der Gemeinde Hopsten.- Jb. d. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1913, **34**(I): 648 - 657; Berlin.
- WEBER, H. (1930): Zur Systematik der Auslaugung.- Z. dt. geol. Ges., **82**: 179 - 186; Berlin.
- WEGNER, T. (1913): Der Erdfall bei Hopsten (Westfalen).- Naturwissenschaftliche Wochenschrift N.F. XII **21**: 332 - 333; Jena (Fischer).
- WEINERT, M. (1999): Hydrogeologie, Hydrochemie u. Isotopenhydrologie des Naturschutzgebietes „Heiliges Meer“: 189 S. Text, 149 S. Anhang; Münster.- [Dissertation, Geol.-Paläont. Inst. Univ. Münster].
- WEINERT, M.; REMY, D.; LÖHNERT, E. P. (2000): Hydrogeologische Systemanalyse des Naturschutzgebietes „Heiliges Meer“ (Kreis Steinfurt, Nordrhein-Westfalen).- In POTT, R. [Hrsg.]: Ökosystemanalyse des Naturschutzgebietes „Heiliges Meer“ (Kreis Steinfurt) - Interaktionen zwischen Still- und Fließgewässern, Grundwasser und Vegetation sowie Landnutzung und Naturschutz.- Abh. Westf. Mus. f. Naturk., **62**: 41 - 172, 88 Abb., 10 Tab.; Münster.
- WOLTERS, R.; THOME, K.; MEINICKE, K. (1958): Gutachten des Geologischen Landesamtes Nordrhein-Westfalen über die Baugrundverhältnisse im Bereich des geplanten Flugplatzes Hopsten.- Ber. Arch. Geol. L.-Amt, 25 S., 11 Anl.; Krefeld. [unveröff.]

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Geologie und Paläontologie in Westfalen](#)

Jahr/Year: 2009

Band/Volume: [72](#)

Autor(en)/Author(s): Dölling Manfred, Stritzke Rüdiger

Artikel/Article: [Geowissenschaftliche Untersuchungen im Subrosionsgebiet des „Heiligen Feldes“ \(nördliches Münsterland, Nordwestdeutschland\) 31-69](#)