# Subrosionssenken zwischen Harz und Leine-Bergland (Känozoikum, Niedersachsen)

Josef Paul



## Zusammenfassung

Zwischen Harz und Leine-Bergland wurden im Untergrund die Salzablagerungen des Zechstein seit dem Miozän gelöst (subrodiert). Es werden zunächst die Ursachen, Grundlagen und Mechanismen geschildert, die zur Entstehung von Subrosionssenken führen. Eine Auswahl der entstandenen Senken wird im Einzelnen beschrieben: Willershäuser Becken, Westerhöfer Senke, Denkershäuser Teich, Bilshäuser Becken, Bodensee-Senke, Seeburger See, Luttersee, Seeanger, Schweckhäuser Wiesen, Pöhlder Becken, Rollshäuser Ziegeleigrube und Duderstädter Becken. Ihre räumliche Verbreitung, Schichtenfolge, Fossilinhalt, Alter und geschichtliche Entwicklung werden dargestellt. Allgemeine Schlüsse zur räumlichen und zeitlichen Entwicklung der Subrosionsfront bzw. zur Lage des Salzhangs werden gezogen.

Schlüsselwörter: limnische Sedimente, Subrosion, Zechstein, Tertiär, Quartär, Eichsfeld

## Einleitung

Das Leine-Bergland im südlichen Niedersachsen ist ein zum großen Teil bewaldetes hügeliges Gebiet mit einem lebhaften Relief, das von Gesteinen des Muschelkalk und des Buntsandstein gebildet wird. Im Unterem Eichsfeld dagegen,

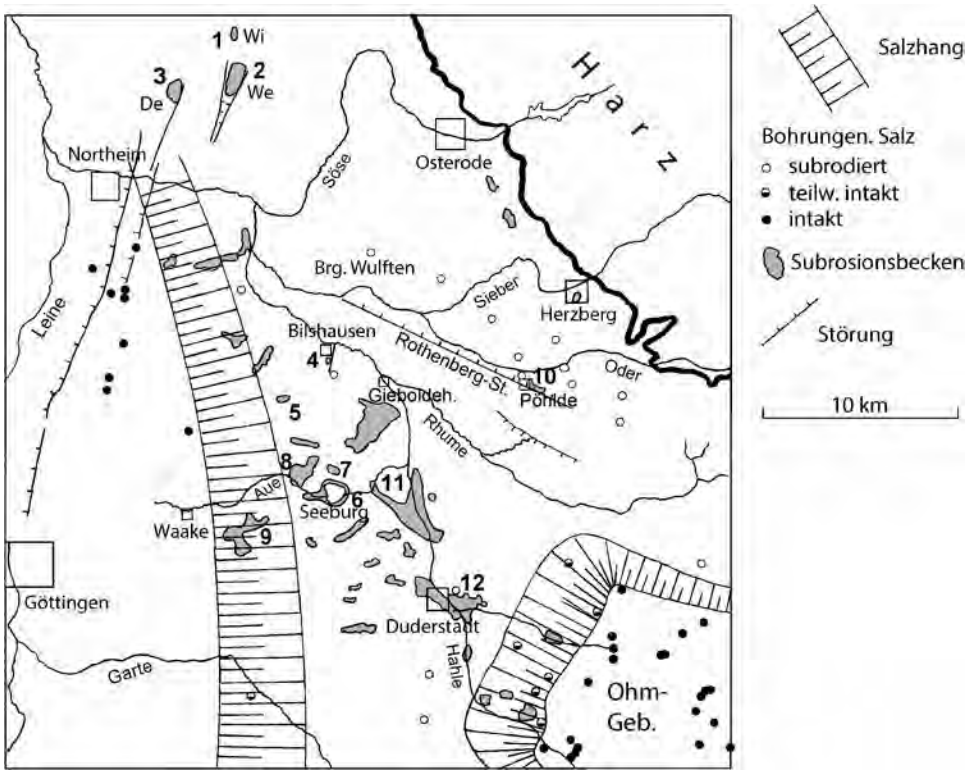



**Abb. 1** Subrosionssenken und Salzhang im Unteren Eichsfeld zwischen Göttinger Wald und Harz. Subrosionssenken: 1 Willershäuser Senke; 2 Westerhöfer Senke; 3 Denkershäuser Teich; 4 Bilshäuser Becken; 5 Bodensee-Senke; 6 Seeburger See; 7 Luttersee; 8 Seeanger; 9 Schweckhäuser Wiesen; 10 Pöhlder Becken; 11 Rollshäuser Ziegeleigrube; 12 Duderstädter Becken. Nach Dietz (1925), Sobotha (1933) und Jordan et al. (1973); verändert und ergänzt.

das zwischen dem Leine-Bergland und dem Harz liegt, trifft man auf eine relativ ebene, ausgeräumte, intensiv landwirtschaftlich genutzte Landschaft, obwohl auch hier vor allem Gesteine des Buntsandstein im Untergrund anstehen. Charakteristisch für das Eichsfeld sind zahlreiche kleine Erdfälle und größere Depressionen. In solch einer sanften Depression liegt der Seeburger See, der seinen Namen von einem Dorf an seiner Westseite hat (Abb. 1). Es ist der größte natürliche See im südlichen Niedersachsen. Noch bis zum Ende des 19. Jahrhunderts gab es im Unteren Eichsfeld eine Reihe von kleineren Seen, Teichen oder Feuchtflächen, die aber fast alle der Entwässerung zum Opfer fielen, teils um Ackerland zu gewinnen, teils wegen des Abbaus von Torf. Das Dorf Bodensee, das einige km nördlich des Seeburgers See liegt, führt seinen Namen auf einen heute verschwundenen See zurück. Viele topografisch mehr oder weniger gut zu erkennende größere Senken ziehen sich in einiger Entfernung parallel zum Harz hin. Sie alle verdanken ihre Existenz der unterirdischen Lösung oder Subrosion von Steinsalzen des paläozoischen Zechstein.

Das gesamte südwestliche Harzvorland ist von dieser Subrosion geprägt. Auch die weniger leicht löslichen Sulfate (Anhydrit, Gips) und Karbonate (Calcit, Dolomit) sind von dieser Subrosion betroffen. Auf die Unterschiede zur Subrosion des Salzes wird weiter unten eingegangen.

In dieser Arbeit werden zunächst die Ursachen, Grundlagen und Mechanismen beschrieben, die zur Entstehung der Subrosionssenken führten. Dann werden einzelne größere Senken vorgestellt und schließlich allgemeine Schlüsse zur räumlichen und zeitlichen Entwicklung der Subrosionsfront bzw. zur Lage des Salzhangs gezogen. Es wird vor allem auf die Subrosion des Steinsalzes näher eingegangen, nicht auf die des Gipses und Karbonats. Über die Laugung von Gipsgesteinen und die dadurch verursachten Erdfälle berichteten Priesnitz (1972), Herrmann (1969, 1981), Hohm (1979) und Ricken (1982).

## Erforschungsgeschichte

Die älteste geologische Untersuchung im südwestlichen Harzvorland ist die Kartierung des Meßtischblattes Duderstadt durch Speyer (1884), der allerdings den Subrosionssenken keine besondere Aufmerksamkeit schenkte. Grupe (1909) und Dietz (1925) und später Jordan (1979) veröffentlichten die Ergebnisse von Bohrungen, die am Ende des 19. Jahrhunderts auf der Suche nach Kali und ab 1970 zur Sicherung der Trinkwasserqualität im nordwestlichen Eichsfeld abgeteuft wurden. Untersuchungen der quartären und tertiären Oberflächensedimente führten Sobotha (1923, 1933) und Bismarck (1942) durch. Weitere Arbeiten, die zum Teil auch andere Zielsetzungen hatten, stammen von Ahrens & Steinberg (1943), Steinberg (1944), Frechen (1952) und Rohlmann (1958). Eine kartografische Darstellung der Senken veröffentlichten, nach Vorarbeiten von Herrmann (1956), Jordan et al. (1973). Die quartären Kiesterrassen und die zwischen ihnen gelagerten Lösse und Lössderivate des Unteren Eichsfeldes wurden von Selzer (1936), Jordan (1976, 1995), Vladi (1976) und Ricken (1980, 1982, 1983) stratigrafisch gegliedert. Die Senke des Seeburger Sees wurde umfassend limnogeologisch von Streif (1970) untersucht.

Einen besonderen Fall bildet die Tongrube Willershausen, die durch ihre zahlreichen und außerordentlich gut erhaltenen Fossilien schon früh die Aufmerksamkeit auf sich zog (Wegele 1914, Straus 1930, 1992, Schmidt 1932 und Klähn 1932). Zahlreiche neuere Arbeiten widmeten sich vor allem den verschiedenen Fossilgruppen und der organischen Biochemie, aber nur wenige der Genese dieser einzigartigen Fossil-Lagerstätte. Ebenfalls zog die ehemalige Tongrube Bilshausen auf Grund der Funde von Großsäugern und der guten Erhaltung der Pollen eine große Anzahl von Bearbeitungen auf sich (Schmidt 1934, Bismarck 1942, Lüttig & Rein 1954, Chanda 1962, Averdieck & von der Brelie 1963, Müller 1965, 1992, Lüttig 1965, Meischner & Schneider 1967, Streif 2001, Pfeiffer 2002, Diehl 2007, Kühl 2008).

In den Jahren 1975 bis 1993 wurden einige der zwischen dem Harz und dem Leinebergland liegenden Subrosionssenken und ihr Umfeld von Diplomanden des damaligen Geologisch-Paläontologischen Instituts der Universität Göttingen kartiert, beschrieben und ihre Entwicklungsgeschichte interpretiert (Sauerland 1976, Vollbrecht 1976, Petersen 1979, Ricken 1980, Ay 1980, Schwedhelm 1980, Pöhlig

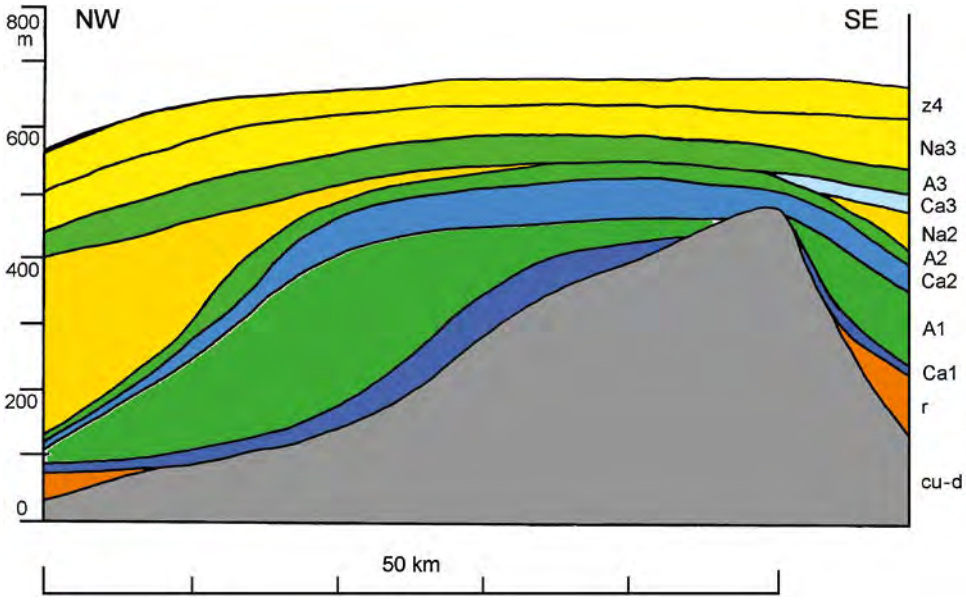



**Abb. 2** Schematisches Profil der Eichsfeld-Altmark-Schwelle zwischen Seesen und Duderstadt. cu-d Unterkarbon—Devon; r Rotliegend; Ca1 Werra-Karbonat; A1 Werra-Sulfat; Ca2 Staßfurt-Karbonat; A2 Staßfurt-Sulfat; Na2 Staßfurt-Salz; Ca3 Leine Karbonat; A3 Leine-Sulfat; Na3 Leine-Salz; z4 Aller-Tonstein und Aller-Salz.

1981, Puteanus 1982, Löffler 1986, Diesing & Ledendecker 1986, Daume 1992, Lessmann 1993). Angeleitet wurden die Diplomanden von D. Meischner† und dem Autor. Finanziell gefördert wurde das Projekt „Salinartektonik" durch Lottomittel des Landes Niedersachsen. Die Ergebnisse dieser Arbeiten sind bislang nur in Vorträgen und veröffentlichten Kurzfassungen vorgestellt worden (Meischner & Paul 1977, 1982, 1992, Paul & Meischner 1991, Meischner 2000).

Es gibt bislang keine moderne zusammenfassende Darstellung der verschiedenen Subrosionssenken und ihrer zeitlichen Entwicklung zwischen Harz und Leine-Bergland. Die jüngsten Übersichten zu den Subrosionssenken und der rezenten Salzauslaugung im niedersächsischen Bergland verfassten Seedorf (1955) – vorwiegend aus geographisch-botanischer Sicht – und Benda et al. (1968).

## Der präquartäre Untergrund

Der präquartäre Untergrund des Gebiets zwischen dem Harz und dem Leine-Bergland besteht fast ausschließlich aus Gesteinen des Zechstein und des Unteren und Mittleren Buntsandstein (Tab. 1). Die Mächtigkeit und Fazies der Schichten des Zechstein wird von der Eichsfeld-Altmark-Schwelle kontrolliert, die vom Rotliegend bis zum Ende der Trias die Sedimentation am südlichen und nördlichen Harzrand steuerte (Paul & Klarr 1988, Paul 1987, 1993, 2018, Röhling 1991). Die Scheitelzone der Schwelle streicht NNE–SSW und befindet sich zwischen Bad Lauterberg und Duderstadt. Bei Duderstadt wurde ein direkt auf das paläozoische Grundgebirge transgredierendes Staßfurt-Karbonat unter Ausschluss der Werra-Formation erbohrt (Grupe 1909). Der südwestliche Harzrand und das

Untere Eichsfeld liegen am Westhang dieser Schwelle (Abb. 2). Zwar haben schon eine Reihe von Bohrungen den Zechstein durchteuft, aber leider reicht ihre Zahl im bedeckten Karst nicht aus, den genauen Verlauf der Schwelle und Änderungen der Fazies und Mächtigkeit der einzelnen Schichten detailliert zu erfassen.

Genaue Daten zur ursprünglichen Mächtigkeit der Salzschichten des Zechstein sind leider nicht zu erhalten, da im näheren Umfeld des Harzes die Salze entweder vollständig oder teilweise subrodiert worden sind. Die nächsten Bohrungen oder Schächte die man heranziehen kann, befinden sich zwischen Göttingen

**Tab. 1** Die Schichten des Perm und der Unteren Trias am südwestlichen Harzrand. Kürzel nach Richter-Bernburg (1955). Mächtigkeiten nach Herrmann (1956), Paul & Klarr (1988) und Paul (1993).

| Stratigraphie | | Kürzel | Mächtigkeit (m) |
|---|---|---|---|
| Mittlerer Buntsandstein | Solling-Formation | sm | 25–60 |
| | Hardegsen-Formation | | 0–25 |
| | Detfurth-Formation | | 0–20 |
| | Volpriehausen-Formation | | 80–100 |
| Unterer Buntsandstein | Bernburg-Formation | su | 140 |
| | Calvörde-Formation | | 180 |
| Zechstein | obere Zechstein-Formation | z5–z7 | 50 |
| | Aller-Salz | Na4 | 40 |
| | Aller-Sulfat | A4 | 0,5 |
| | Aller-Tonstein | T4 | 10–20 |
| | Leine-Salz | Na3 | 0–100 |
| | Leine-Sulfat | A3 | 40–70 |
| | Leine-Karbonat | Ca3 | 2–10 |
| | Leine-Tonstein | T3 | 5–10 |
| | Staßfurt-Salz | Na2 | 0–200 |
| | Staßfurt-Sulfat | A2 | 0–30 |
| | Staßfurt-Karbonat | Ca2 | 5–70 |
| | Werra-Salz | Na1 | 0–5 |
| | Werra-Sulfat | A1 | 40–250 |
| | Werra-Karbonat | Ca1 | 10–80 |
| | Kupferschiefer | | 0–2 |

und Northeim, im Ohmgebirge oder nordwestlich des Harzes (Tab. 2). Aber auch hier ist die Mächtigkeit der Salze sehr variabel, da sie in vielen Fällen halotektonisch verändert sind. Auf jeden Fall werden die Evaporite in Annäherung an die Altmark-Eichsfeld-Schwelle geringer mächtig. Das Staßfurt-Salz, die wichtigste Salz-Schicht, ist am nordwestlichen Harzrand etwa 200 m mächtig und keilt schwellenwärts aus. Auch die Sulfat-Schichten werden schwellenwärts geringmächtiger. Das Werra-Sulfat erreicht die größte Mächtigkeit mit über 200 m nördlich Osterode und geht auf weniger als 50 m – im Extremfall keilt es auch aus – auf der Schwelle zurück (Paul 1993). Ähnlich verhält sich auch das Staßfurt-Sulfat, dessen Mächtigkeit von 0 m auf dem Scheitel der Schwelle bis 30 m am Schwellenrand variiert. Umgekehrt verhalten sich die Mächtigkeiten der Karbonat-Schichten, die auf der

**Tab. 2** Mächtigkeiten der Zechstein-Salze im Leine-Bergland und nördlich des Harzes in Metern. S = Schacht. Nach Grupe (1909), Fabian (1957), Langbein & Seidel (1960), Löffler (1976), Arp et al. (2004), Pöhlig (1981) und Klarr et al. (1990). Die Mächtigkeiten der Salze können durch Salinartektonik und Subrosion stark verändert sein.

| Bohrungen, Schächte | Werra-Salz | Staßfurt-Salz | Leine-Salz | Aller-Salz |
|---|---|---|---|---|
| Sudheim III | – | 1 | 7 | 41 |
| Sudheim II | – | 4,5 | 23 | 11 |
| Sudheim I | – | 60 | 34 | |
| Reinhardsbrunn | – | 48 | 43 | 29 |
| S. Oberhof | – | | | 24 |
| Tückemühle | – | 5–32 | 69 | 70 |
| Nörtener Wald | – | 67 | 61 | 40 |
| S. Hindenburg | – | 54 | 63 | 45 |
| S. Königshall | – | 44 | 70 | 49 |
| Holzerode | – | 76 | 111 | 27 |
| Northeim 1 | – | 595 | 50 | 49 |
| Northeim 3 | 246 | | | |
| Dransfeld 1 | – | 17 | – | – |
| Lutter | – | 200 | | 55 |
| Fuhrbach/ Duderstadt | – | 10 | ? | ? |
| Brehme 2, 3 | – | 27 | 51 | 5 |
| Mittelwert | 0 | 0–200 | 60 | 40 |

Schwelle am mächtigsten sind und im Becken auf wenige Meter zurückgehen. Erst durch die Ausfällung des mächtigen Staßfurt-Salzes wird der Unterschied zwischen Becken und Schwelle weitgehend ausgeglichen. Das Leine-Sulfat und möglicherweise auch das Leine-Salz ziehen mit etwa gleichbleibender Mächtigkeit über die Schwelle hinweg. Die darüber folgenden Formationen des oberen Zechstein, die Aller-, Ohre-, Friesland- und Fulda-Formation bestehen neben dem Aller-Salz aus geringmächtigen Ton- und Schluffsteinen. Leine- und Aller-Salz sind zwar im Unteren Eichsfeld nicht direkt nachgewiesen worden, aber alle Bohrungen weisen zwischen dem Leine-Sulfat und dem Unteren Buntsandstein ausgeprägte Brekzienhorizonte auf, ein direkter Hinweis auf die subrodierten Salzschichten. Insgesamt kann man für die Salzschichten des Zechstein im westlichen Harzvorland je nach der paläogeografischen Position mit einer Gesamtmächtigkeit zwischen unter 100 und 300 m rechnen und zwar ist sie am Scheitel der Schwelle am geringsten und steigt flankenwärts an.

Über dem Zechstein folgt der Untere Buntsandstein, der sich aus der Calvörde- und der Bernburg-Formation zusammensetzt (Tab. 1). Die etwa 180 m mächtige Calvörde-Formation ist vorwiegend tonig, untergeordnet auch sandig ausgebildet. Die ebenfalls tonig-siltige Bernburg-Formation ist 140 m mächtig. Am westlichen Rand des beschriebenen Gebiets kommt auch der Mittlere Buntsandstein vor, der im Gegenteil zum tonigen, wenig sandigen Unteren Buntsandstein vorwiegend sandig ausgebildet ist. Nach der Ablagerung der Hardegsen-Formation wurde die Eichsfeld-Altmark-Schwelle wieder tektonisch reaktiviert (Paul & Klarr 1988). Die sogenannte Hardegsen-Diskontinuität führte auf der Eichsfeld-Schwelle zur Erosion der gesamten Hardegsen-Formation und von Teilen der Detfurth- und Volpriehausen-Formation. Erst die Solling-Formation geht wieder über die Schwelle hinweg.

Tertiäre Sedimente sind auf Erdfälle und Senkungsgebiete bzw. Subrosionssenken beschränkt, von denen aber viele wahrscheinlich wieder verschwunden sind, da in der Zwischenzeit die Erosionsbasis tiefer gelegt worden ist. Die Füllungen der Senken bestehen hauptsächlich aus limnischen Sedimenten des jüngeren Tertiär. Es gibt bislang keinen Hinweis, dass tertiäre Sedimente zwischen dem Harz und dem Leine-Bergland flächendeckend abgelagert wurden oder sie sind inzwischen wieder vollständig erodiert worden.

## Die quartären Schichten

Ablagerungen des Pleistozän kommen im südwestlichen Harzvorland hauptsächlich in Form von Terrassen-Schottern vor, dem groben Abtragungsschutt des Harzes (Tab. 3). Dem für das Quartär charakteristischen klimatischen Wechsel von Glazial- und Interglazial-Zeiten entspricht der Wechsel von Schotterkörpern und geringmächtigen Ablagerungen von Löss, Lössderivaten und Bodenbildungen, die aber auch infolge späterer Erosion fehlen können. Hinzu kommen größere Mächtigkeitsänderungen und Störungen des Gefüges durch die Subrosion, so dass die zeitliche Zuordnung der einzelnen Kieskörper zu den Terrassen sehr erschwert ist (Weißermel et al. 1932). In verschiedenen Senken treten limnisch-telmatische Sedimente zu Tage oder sie wurden erbohrt. Jordan (1976a, 1976b, 1995), Ricken (1980, 1982, 1983) und Ricken & Meyer (1982) ordneten im Unteren Eichsfeld die quartären Schichten den unterschiedlichen Terrassen und Boden-Komplexen zu.

Ricken (1980) nahm an, dass die

**Tab. 3** Stratigrafie und Alter der Pleistozän-Schichten. Jahre vor heute. Vereinfacht nach Streif (2004).

| Internationale Gliederung | | | Dauer (a) | Alter (a) |
|---|---|---|---|---|
| Ober-Pleistozän | Weichsel-Kaltzeit | Ober-Weichsel | 2300 | 11 560 – 13 860 |
| | | Mittel-Weichsel | 43 000 | 14 000 – 57 000 |
| | | Unter-Weichsel | | |
| | Eem-Warmzeit | | 11 000 | 120 000 |
| Mittel-Pleistozän | Saale-Komplex | | | |
| | Holstein-Warmzeit | | 16 000 | 310 000 |
| | Elster-Komplex | | | |
| | Cromer-Komplex | Rhume-Warmzeit | 25 000 | 400 000 |
| Unter-Pleistozän | Bavel-Komplex | | | |
| | Menap-Komplex | | | |
| | Waal-Komplex | | | |
| | Eburon-Kaltzeit | | | |
| | Tegelen-Komplex | | | |
| | Prätegelen-Kaltzeit | | | 2,6 Mio |

heutigen Harztäler schon zur Zeit der ältesten Terrasse, der Oberterrasse, voll entwickelt waren. Allgemein fallen die Terrassen vom westlichen Harz weg zunächst relativ steil (0,8 %), dann im Unterlauf mit 0,2 – 0,4 % nach Westen ein (Jordan 1995). Die nur noch in Relikten erhaltene bis 17 m mächtige Oberterrasse wurde von Jordan (1976, 1995) und Ricken (1980, 1982) mit Vorbehalt in die Elster-Eiszeit gestellt. Zwischen Herzberg und Hattorf liegt sie in Gebieten außerhalb der flächenhaften Subrosion des Werra-Sulfats auf Höhen von 240 – 270 m üNN. Auf den Schottern der Oberterrasse liegen wenige Meter mächtige Lösse, die durch die Bildung von Böden überprägt sind. Die wahrscheinlich saalezeitliche Mittelterrasse kann nach Ricken (1980) in eine Ältere und eine Jüngere unterteilt werden. Auch die Ältere Mittelterrasse ist nur in Relikten vorhanden. Sie liegt etwa 20 m unter dem Niveau der Oberterrasse und weist eine Mindestmächtigkeit von vier Metern auf. Dagegen ist die Jüngere Mittelterrasse weit verbreitet. Im Raum Hattorf ist sie etwa 9 m mächtig und liegt dort in einem Niveau um 200 m üNN. Die darüber folgenden Lössböden wurden möglicherweise im Eem-Interglazial gebildet. Die Ablagerungen von Lössen auf der Mittelterrasse und die Bodenbildungen reichen bis in das Jung-Pleistozän. Die weichselzeitliche Niederterrasse hat im Eichsfeld eine größere Verbreitung. Sie bedeckt fast vollständig das Pöhlder Becken, füllt die Täler der Oder, Sieber und Söse und ist durch eine Bodenbildung, dem Lohner

Boden, zweigeteilt (Rohdenburg & Meyer 1966, Ricken 1980). Die jüngsten Ablagerungen des südwestlichen Harzvorlandes bestehen aus Löss, Schwemmlöss und dem mittelalterlichen Auelehm.

## Tektonik und Hydrogeologie

Im Unteren Eichsfeld wurden im ausstreichenden Buntsandstein von den kartierenden Geologen – die meisten geologischen Meßtischblätter stammen aus der Zeit vor 1900 – nur wenige Störungen festgestellt. Eine Ursache mag sein, dass viele der hier vorhandenen Störungen nicht erkannt werden, da der größte Teil des Buntsandstein unter quartären Terrassen oder einem dünnen Schleier von Löss verborgen ist. Wenn der Verwerfungsbetrag oft nur Dekameter oder weniger beträgt, sind Störungen nur schwer zu erkennen, da es in der Schichtenfolge keinen Markerhorizont gibt und außerdem die Subrosion der Zechsteinsalze die hangenden Schichten häufig verstellt und zerrüttet hat. Es ist deshalb mit mehr Störungen des Gefüges zu rechnen, als in den meist älteren geologischen Karten dokumentiert sind.

Die Karbonate und Sulfate der Werra- und der Staßfurt Formation sind sehr gute Aquifere. Die Karbonate sind Kluft-Wasserleiter, in den schwellennahen Gebieten auch Poren-Wasserleiter. Der undurchlässige, aber relativ geringmächtige Leine-Tonstein schließt die durchlässigen Schichten der Werra- und Staßfurt-Formation nach oben hin ab. Die in den Bohrkernen leicht zu erkennende Umwandlung von Anhydrit in Gips ist ein guter Zeiger für die beginnende Subrosion. Durch die Lösung des Sulfatgesteins bilden sich ausgezeichnete Wegsamkeiten, die in Karstphänomene übergehen können (Priesnitz 1972).

Der Untere Buntsandstein ist hingegen eher ein Aquitard oder Grundwasser-Geringleiter. Er bildet ein knapp 350 m mächtiges Hemmnis für den Zutritt und Austausch von Wässern. Der sandige Mittlere Buntsandstein ist wiederum ein guter Festgesteins-Leiter, der durch stärker tonige Abschnitte in drei Grundwasserleiter aufgespalten ist: den Volpriehausen-, Detfurth- und Solling-Sandstein (Frank 1987). Hervorragende Wasserleiter sind naturgemäß die quartären grobkiesigen Terrassenschotter der Flüsse.

Zunächst fallen das Aller- und Leine-Salz der Subrosion zum Opfer, da sie den Top der Zechsteinablagerungen bilden. Entscheidend für die Subrosion von Salz oder Gips ist sowohl der Zutritt von Wasser als auch die Möglichkeit, die gelösten Stoffe abzutransportieren, das heißt die Wässer müssen mit dem zu lösenden Gestein in Kontakt treten und es muss eine, wenn auch langsame Bewegung der Lösungen stattfinden; das Grundwasser muss fließen können. Der Zutritt von Wässern zu den Salzen kann zum Einen über den Ausstrich der Karbonate und Sulfate am Harzrand erfolgen und zum Anderen über Störungen des Festgesteins, die Auflockerungen des Gefüges und damit Wegsamkeiten zur Folge haben.

## Entstehung und Umfang der Subrosion

Alle ehemaligen Seen und jetzigen Feuchtgebiete entstanden infolge der unterirdischen Lösung, der Subrosion, von Salzen des Zechstein, insbesondere der Steinsalz-Schichten der Staßfurt- und der Leine-Formation (Tab. 1). Die Subrosion von Salz findet, da es im hiesigen Klima leicht löslich ist, in größerer Tiefe statt als diejenige von Sulfaten und Karbonaten. In Norddeutschland liegt der Salzspiegel

zwischen 300 und 500 m unter Flur. Eine Subrosion von Sulfaten in Tiefen über 100 m wurde recht selten beschrieben. Aber auch Karbonate können noch in größeren Tiefen unter der heutigen Oberfläche gelöst werden. So wurde in der Bohrung Aue 1 im Harzvorland bei Herzberg im Staßfurt-Karbonat ein mehrere Meter mächtiger offener Hohlraum in einer Tiefe von 106 m unter Flur erbohrt (Daume 1992).

Herrmann (1956) unterschied eine flächenhafte und eine lokale Subrosion, die letztere ist an Störungen gebunden und beginnt von der Oberfläche her. Sie entspricht wohl der irregulären Auslaugung Webers (1952). Über Störungen des Gefüges gelangen Grundwässer zu den Salzschichten und können dann flächendeckend subrodieren. Die Subrosion der Gips- und Karbonat-Gesteine führt im Allgemeinen eher zu kleineren lokalen steilwandigen Erdfällen, deren Durchmesser oft 20 m nicht übersteigt, während die Lösung von Salz häufig großräumigere Senken oder Wannen verursacht, deren Größe mehrere km² erreichen. Ursache dieses unterschiedlichen Verhaltens liegt in der besseren Löslichkeit der Chloride.

Um das Ausmaß der Subrosion beurteilen zu können, ist zwischen der synsedimentären faziellen Mächtigkeitsreduktion der Salze und der tertiär-quartären Subrosion zu unterscheiden. Langbein & Seidel (1968) haben Kriterien erarbeitet, die beiden Faktoren zu trennen. Dies kann an Hand der Ausbildung von Brekzien, Änderungen des Mineralbestandes oder typischen Rückstandsbildungen geschehen.

Im südlichen Niedersachsen wurden vor etwa 100 Mio Jahren durch die Fernwirkung der Alpidischen Gebirgsbildung große Teile der Kruste gehoben. Insbesondere die paläozoisch gefaltete Harzscholle wurde an ihrer Nordflanke um mehr als 5 km gehoben und in der Folge die mesozoischen und obersten paläozoischen Schichten erosiv entfernt (von Eynatten et al. 2008). Auch die westliche und südliche Umgebung des Harzes wurde in diese Hebung einbezogen, so dass rezent die permischen und triassischen Schichten des Unteren Eichsfeldes mit einigen Grad vom Harz weg in Richtung Westen bzw. Süden einfallen. Gelangten bei der Hebung und der nachfolgenden Erosion die Salze des Zechstein in Tiefen von weniger als etwa 500 m unter Flur, so kamen sie mit Grundwässern in Kontakt und wurden gelöst, ein Prozess, der auch heute noch abläuft. Die über dem Salz liegenden Schichten des Unteren und Mittleren Buntsandstein sackten nach und zerbrachen in Schollen und kleinere Trümmer, formten ein Schollenmosaik. An der Erdoberfläche bildeten sich infolge der Lösung der Salze Depressionen oder Subrosionswannen, die sich im humiden Klima mit Wasser füllten.

Der eingangs erwähnte Wechsel der Landschaft zwischen Leine-Bergland und Unterem Eichsfeld ist auf die Lösung des Salzes im Untergrund zurückzuführen. Westlich der Linie Northeim-Waake ist – wie die Bohrungen zeigen – das Zechstein-Salz noch intakt. Östlich anschließend befindet sich ein relativ schmaler Streifen von einigen Kilometern Breite in dem das Salz nur noch teilweise vorhanden ist. Dieser Streifen wird als „Salzhang" bezeichnet, der das intakte Salzlager vom teilsubrodierten und weiter zum Harzrand hin vom vollständig salzfreien Raum trennt (Abb. 1). Ein entsprechender Salzhang zieht sich östlich und südlich von Duderstadt um das Ohmgebirge hin. Fast alle erkennbaren Subrosionssenken liegen am Rande oder in der Nähe des Salzhangs.

Auf der Hochfläche des Göttinger Waldes, der aus Unterem Muschelkalk besteht, liegen in einer Höhe von 400 m üNN

in einem verkarstetem fossilen Bachlauf oder einer fossilen Karstspalte bis zu 0,5 cm Durchmesser erreichende Bohnerze und Gerölle von Quarzit, Kieselschiefer und Buntsandstein (Hempel 1954, Ritzkowski 1999)). Auch an anderen Stellen des nordöstlichen Göttinger Waldes, die durch leichte Depressionen im Gelände gekennzeichnet sind, wurden ebenfalls Bohnerze gefunden. Die Bohnerze, kleine Konkretionen von Limonit und Goethit, bildeten sich in einem warmen wechselfeuchten Klima, wie es im Oligozän und Miozän vorherrschte. Ein genaues Alter der Vorkommen kann leider nicht angegeben werden, aber da sich im rezenten Klima Norddeutschlands keine Bohnerze bilden, müssen sie präquartären Alters sein. Die Vorkommen auf dem Göttinger Wald sind auf Grund ihrer Rundung und Politur sicher fluviatil transportiert worden. Die Quarzit- und Kieselschiefer-Gerölle können nur aus dem Bereich des Harzes stammen und müssen fluviatil auf den Muschelkalk des Göttinger Waldes transportiert worden sein, das heißt, das Untere Eichsfeld, das rezent eine Höhe von etwa 200 bis 220 m üNN aufweist, muss zur Zeit der Ablagerung der Gerölle eine allgemeine Höhe von 400 m nicht unterschritten haben. Seit dieser Zeit, dem jüngeren Tertiär, ist das Untere Eichsfeld um minimal 180 m abgesenkt worden. Da ein Gefälle vom Harz zum Göttinger Wald anzunehmen ist, dürfte der Betrag um den das Untere Eichsfeld gegenüber dem Göttinger Wald und dem Harz abgesenkt worden ist, etwa 200 m und mehr betragen. Dieser Wert liegt in der gleichen Größenordnung wie die Mächtigkeit der Zechsteinsalze plus eines Anteils von erodierten Sand- und Tonsteinen des Buntsandstein.

Das kleinräumige Zerbrechen und Verstellen der hangenden Schichten förderte die Erosion, die zu einer Nivellierung des Reliefs führte. Zusätzlich lagerte sich während des Pleistozän Löss ab, der den Böden des Eichsfeldes eine besondere Fruchtbarkeit bringt, die zu der dortigen intensiven Landwirtschaft führte. Außerdem wurde der Löss im ausgehenden Pleistozän bei fehlender Pflanzendecke durch Niederschläge als Schwemmlöss leicht verlagert.

## Beschreibung ausgewählter Subrosions-Senken und ihre zeitliche Entwicklung

Die Füllungen einzelner Subrosionssenken weisen je nach Standort, Größe und Alter sehr unterschiedliche Fazies und Entwicklungen auf, so dass hier nur einzelne ausgewählte charakteristische Beispiele beschrieben werden. Viele der in Abbildung 1 eingetragenen Senken sind geologisch jedoch bislang noch nicht näher untersucht worden. Außerdem gibt es sicher eine Reihe von wahrscheinlich älteren Subrosionssenken, die bislang nicht erkannt worden sind, da sie mit fluviatilen Schottern der Oder, Hahle oder Rhume gefüllt und von Löss bedeckt sind. Allen Senken gemeinsam ist, dass ihre präquartäre Unterlage von Gesteinen des Buntsandstein gebildet wird. Die untersuchten Subrosions-Senken werden von Norden nach Süden vorgestellt, wobei die Senken von Willershausen, Denkershausen und Westerhof noch im Bereich des Leine-Berglands liegen. Die einzelnen Senken werden unterschiedlich als Senke, Becken, Teich oder See bezeichnet. Es werden hier die traditionell gebräuchlichen Namen verwendet. Daneben gibt es im Unteren Eichsfeld noch kleinere Erdfälle, die meist holozänen, weichsel- oder eem-zeitlichen Alters sind (Ricken & Grüger 1988). Sie sind sehr wahrscheinlich das Resultat der Gipslösung und werden hier nicht behandelt.

## Willershäuser Senke

Die Senke von Willershausen ist die älteste und bekannteste Subrosionssenke am Harzrand. Sie liegt am nördlichen Ende des hier beschriebenen Gebiets (Abb. 1, Nr. 1). Bekannt ist die ehemalige Tongrube von Willershausen infolge ihrer zahlreichen und hervorragend erhaltenen Fossilien, die einen umfassenden Einblick in die Umwelt des Harzrandes kurz vor der Eiszeit ermöglichen. Insgesamt ist das Tertiärvorkommen von Oldenrode – Düderode – Willershausen etwa 5,5 km² groß (Vinken 1967). Es bildet ein V-förmiges nach Norden geöffnetes Vorkommen mit dem Ort Willershausen in der Spitze. Es grenzt nach der Kartierung von Jordan (1996) im Westen mit Störungen an den Lias und Unteren Keuper und im Osten an den Unteren und Mittleren Buntsandstein. Bohrungen der Harz-Lahn-Erzbergbau AG nördlich von Willershausen ergaben nach Norden abtauchende bis zu 270 m mächtige tertiäre sandig-tonige Ablagerungen mit mehreren bis zu 17 m mächtigen Braunkohlenflözen, deren unterer Teil untermiozäne Pollen enthält (Vinken 1967, Jordan 1996).

Die ehemalige Tongrube der Willershäuser Ziegelei, in der die Fossil-Lagerstätte liegt, befindet sich im südlichsten Zipfel des Tertiärvorkommens. Die zum größten Teil bereits abgebauten Tone nehmen ein Gebiet von 300 m Länge und weniger als 150 m Breite ein. Am südlichen Rand der Grube sind Sandsteine der Volpriehausen-Formation (Mittlerer Buntsandstein), im Westen und Osten sandige tertiäre Randfazies aufgeschlossen. Die tonige Beckenfazies ist auf das Zentrum der Grube beschränkt. Sie besteht aus gut geschichteten bis laminierten, dunkelgrauen Tonsteinen, die sich randlich mit sandigen Sedimenten verzahnen. In dieser 15 bis 20 m mächtigen Abfolge tritt eine etwa 30 cm mächtige laminierte Karbonatschicht auf, die im Becken aus Dolomit und zum Rand hin aus Calcit und schließlich aus mit Calcit zementiertem Sand besteht. Die Laminae sind 0,05 – 0,2 cm mächtig (Abb. 3). In dieser laminierten Schicht sind in bester Erhaltung zahlreiche Fossilien archiviert worden. Insgesamt wurden wohl hauptsächlich aus Blättern bestehende 30 000 Fossilien gesammelt und mehr als 300 Arten diverser Lebewesen beschrieben. Die Blätter enthalten zahlreiche tertiäre Elemente, wie *Liriodendron,* den Tulpenbaumm und *Liquidambar* (Amberbaum) beides Arten, die heute im südöstlichen Nordamerika vorkommen. Eine Zusammenfassung der Arten des Willershäuser Tertiärwaldes gibt Knobloch (1998). Die Spannweite der tierischen Fossilien reicht vom Riesensalamander *(Andrias scheuchzeri),* über Mäuse mit Haut und Haaren, Frösche mit Laichschnüren bis zu einer Gottesanbeterin. Interessant ist ein Backenzahn des Mastodonten *Anancus arvernensis,* der ein Leitfossil für das Pliozän ist, obwohl in jüngster Zeit *A. arvernensis* auch

**Abb. 3** Dolomitische Laminite im Pliozän von Willershausen. Foto: Paul.

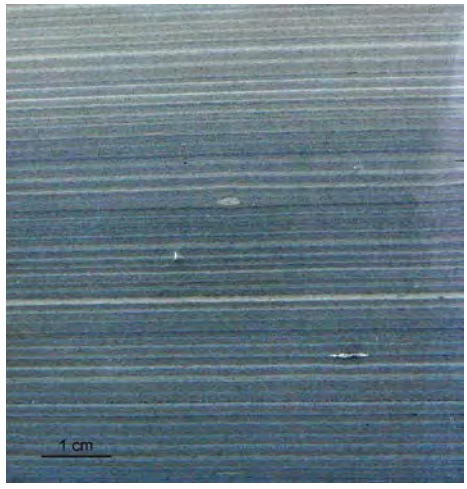




**Abb. 4** Die Westerhöfer Senke. Der grüne Streifen links von der Bildmitte bildet den Entwässerungsgraben des ehemaligen Sees. Foto: Paul.

im ältesten Pleistozän gefunden wurde (Garrido & Arribas 2014). Aber die Flora von Willershausen weist zahlreiche tertiäre Arten auf, die in Mitteleuropa in der Eiszeit ausstarben.

Hohe Natrium-Gehalte, die in das Kristallgitter des Dolomits eingebaut sind, und zahlreiche Diatomeen der halophilen Gattung *Stephanodiscus* beweisen, dass das meromikte Wasser des Teiches zumindest zeitweise salzhaltig war. Insgesamt zeigen Flora, Fauna und Klima ein Environment an, wie es kurz vor dem Eintritt der Eiszeit in Mitteleuropa herrschte. Bemerkenswert ist, dass ein Flurname nordöstlich von Willershausen „Über der Salzwiese" heißt und damit indirekt ein Nachweis für die noch andauernde Subrosion ist. Über die Sedimentologie und Fazies der Willershäuser Fossil-Lagerstätte wird in einer gesonderten Arbeit berichtet (Paul in Vorbereitung).

Der Abbau der Tone wurde 1974 eingestellt. 1976 wurde die Grube von Willershausen unter Naturschutz gestellt und zum Schutz vor Raubgräbern eingezäunt.

## Westerhöfer Senke

Der Ort Westerhof liegt etwa 1,5 km südöstlich von Willershausen. Die Westerhöfer Senke (Abb. 1, Nr. 2) befindet sich knapp 2 km südlich Westerhof zwischen der Erhebung des aus Oberem Muschelkalk bestehenden Imbshäuser Waldes im Westen und dem aus Mittleren Buntsandstein aufgebauten Westerhöfer Bergland (Sauerland 1976). Die Senke erstreckt sich in einer Höhe von 147 m üNN etwa 1 km in nordöstlicher Richtung und 600 m senkrecht dazu (Abb. 4). Bis 1840 befand sich hier ein 0,6 km$^2$ großer See, der dann trocken gelegt wurde, um Äcker und Wiesen zu gewinnen.

Nur die obersten 60 m der Füllung dieser Senke sind bislang mittels Bohrungen erkundet worden. Jordan (1996) beschrieb braune bis dunkelgraue, bituminöse Tone und Silte, die Süßwasser-Ostracoden führten. Petersen (1979) erbohrte in 12 m Tiefe graue Tone, die Pollen der Reuver-Stufe, der obersten Stufe des Pliozän, enthielten (mündliche Mitteilung Prof. H.-J. Beug, Göttingen). Ältere Bohrungen in der

Westerhöfer Senke erbrachten unter 10 m mächtigen Lehm- und Sand-Schichten 50–60 m mächtige blaue Tone mit einem 30–80 cm mächtigen Braunkohlen-Zwischenmittel. Diese Tone gehören mit einiger Wahrscheinlichkeit ins Miozän.

Die Westerhöfer Senke weist eine etwas andere Entstehung als die meisten anderen Subrosionsenken des westlichen Harzrandes auf. Petersen (1979) wies in seiner Kartierung des Imbshäuser Waldes, der im Westen an die Senke grenzt nach, dass der Untere Keuper am Kontakt zur Senke steil bis überkippt nach Osten einfällt. Sauerland (1976) konnte belegen, dass östlich und nordöstlich der Senke mehrere große Schollen von Oberem und Unterem Muschelkalk und Unterem Keuper allochthon unter Ausfall von Röt und Unterem Muschelkalk auf Mittlerem Buntsandstein liegen, darunter die mehr als 1,5 km lange Scholle des Ziegenbergs nordöstlich der Westerhöfer Senke. Sowohl die Lagerung dieser bis 40 m mächtigen Schollen als auch die des unterlagernden Mittleren Buntsandstein sind nahezu horizontal. Das heißt, es fehlen dazwischen mehr als 300 m der normalen Schichtenfolge. Ferner stellte Nielsen (in Vinken 1967) an Hand von Schwefel-Isotopen fest, dass ein Gipsvorkommen, das etwa 1,5 km östlich der Senke in einem kleinen aufgegebenen Steinbruch im Niveau des Unteren Röt aufgeschlossen ist, die isotopische Signatur der Zechstein-Gipse aufweist. Aus diesen Befunden kann geschlossen werden, dass im heutigen Gebiet der Westerhöfer Senke Zechstein-Salz diapirartig bis an oder nahe an die Oberfläche aufstieg und bei dem Aufstieg einzelne mitgeschleppte Schollen des Zechstein lateral in das Niveau des Röt- und Muschelkalk-Salinars verfrachtete. Nach oder bereits während des Aufstiegs wurde das Salz subrodiert und es bildete sich eine Subrosionssenke.

Auch in der Westerhöfer Senke liegen wie in Willershausen Anzeichen für eine Lösung von Salz noch in historischer Zeit vor. Peter (1901) gab für die Wiesen des ehemaligen Westerhöfer Teiches salzliebende Pflanzen an. Klingner (1930) führte versalzene Brunnen im Ort Westerhof an.

Zusammenfassend ist anzunehmen, dass der Subrosion der Westerhöfer Senke eine Diapirphase vorausging, die vermutlich durch eine Störung induziert wurde. Die Subrosion setzte spätestens im Miozän ein und dauert noch an. Allerdings sind pleistozäne Ablagerungen bislang nicht entdeckt worden. Möglicherweise pausierte die Subrosion während der Kaltzeiten oder ging nur sehr langsam vonstatten.

## Denkershäuser Teich

In der Kurhannoverschen Landesaufnahme von 1784 befand sich einige Kilometer nördlich von Northeim, direkt westlich des Ortes Denkershausen, ein etwa 70 ha großer Teich, dessen Oberfläche bei etwa 150 m üNN lag (Abb. 1, Nr. 3). Vom 18. bis zum 20. Jahrhundert wurde er, um Äcker und Wiesen zu gewinnen, durch mehrmalige Drainagen und Tieferlegung der Vorflut bis auf einen kleinen Restteich von 8 ha verkleinert (Abb. 5). Die jetzige Oberfläche des Teiches liegt bei 146 m üNN, die umliegenden Berge werden bis 250 m hoch. Insgesamt umfasst die Senke eine Fläche von etwa 4,5 km$^2$.

Die Umgebung des Denkershäuser Teiches besteht im Süden aus dem kuppelförmig gelagerten Unteren Muschelkalk des Rethobergs (Vollbrecht 1976, Ay 1980, Jordan 1996). Im Westen und Norden befinden sich Unterer und Mittlerer Keuper, die fast vollständig von einer dünnen Lössschicht bedeckt sind. Im Nordosten grenzt die Senke an den Oberen Muschelkalk des Klimp-Bergs. Im Osten steht eine stark gestörte Folge vom Oberen Buntsandstein



**Abb. 5** Der Denkershäuser Teich reichte früher vom rechten bis an den linken Bildrand. Infolge mehrfacher Dränierung ist nur noch ein Restteich vorhanden. Foto Paul.

bis zum Oberen Muschelkalk an. Tektonisch ist die Senke fast von allen Seiten von Störungen umgeben (Jordan 1996). Sie liegt zwischen dem Northeim-Langenholtensener Graben und der Denkershäuser Störung. Reliefbildend sind vor allem diapirartige Aufwölbungen, so bilden der Rethoberg und der Echter Wald bzw. Imbshäuser Wald Beulen, die auf die Intrusion von Zechsteinsalzen in das Niveau des Mittleren Muschelkalk zurückgeführt werden.

Zahlreiche Peilstangen-Bohrungen und einige bis 95 m tiefe Drill- und Kernbohrungen erlauben eine detaillierte Rekonstruktion der Geschichte des Teiches (Puteanus 1982, Jordan 1996). Ein N-S-Schnitt zeigt die räumliche Entwicklung der Denkershäuser Senke. Durch eine Barre ist die Senke in einen kleineren Nord- und einen größeren Südbereich unterteilt (Abb. 6). Der mesozoische Untergrund der tiefsten Bohrung DHT 1 besteht aus verstürztem und zum Teil brekziertem Unter- und Mittelkeuper (38–95 m Teufe), den Jordan (1996) als Folge der Subrosion von Zechsteinsalz ansah. Darüber liegen bis 27 m mächtige pleistozäne Fließerden, deren Klasten vorwiegend aus Keupermergel, untergeordnet auch Muschelkalk, bestehen. Es folgen ein 5 m mächtiger Schwemmlöss, dessen Alter mangels überlieferten Pollen nicht bestimmt werden konnte. Die darüber liegenden bis 13 m mächtigen Mudden und Torfe wurden in mehreren Bohrungen detailliert untersucht. Die limnisch-telmatische Folge setzt mit einer mineralischen Mudde ein, die in der Pollenzone (PZ) IV (Präboreal) beginnt und sich in PZ V (Boreal) fortsetzt, zeitweise unterbrochen von Mudden mit höheren Karbonat-Gehalten, die bis zum Stadium der Seekreide reichen. Mit dem Atlantikum (PZ VI und VII) nimmt die Produktion organischer Substanzen stark zu. Es bilden sich Torfe und organische Mudden, im Norden des Beckens auch Seekreide. In den PZ VIII (Subboreal) und PZ IX (Subatlantikum) kam es hauptsächlich zur Bildung von bis zu sieben Meter mächtigen Torfen und Torfmudden. Die PZ X (s. Tab. 5) ist durch einen starken Anstieg

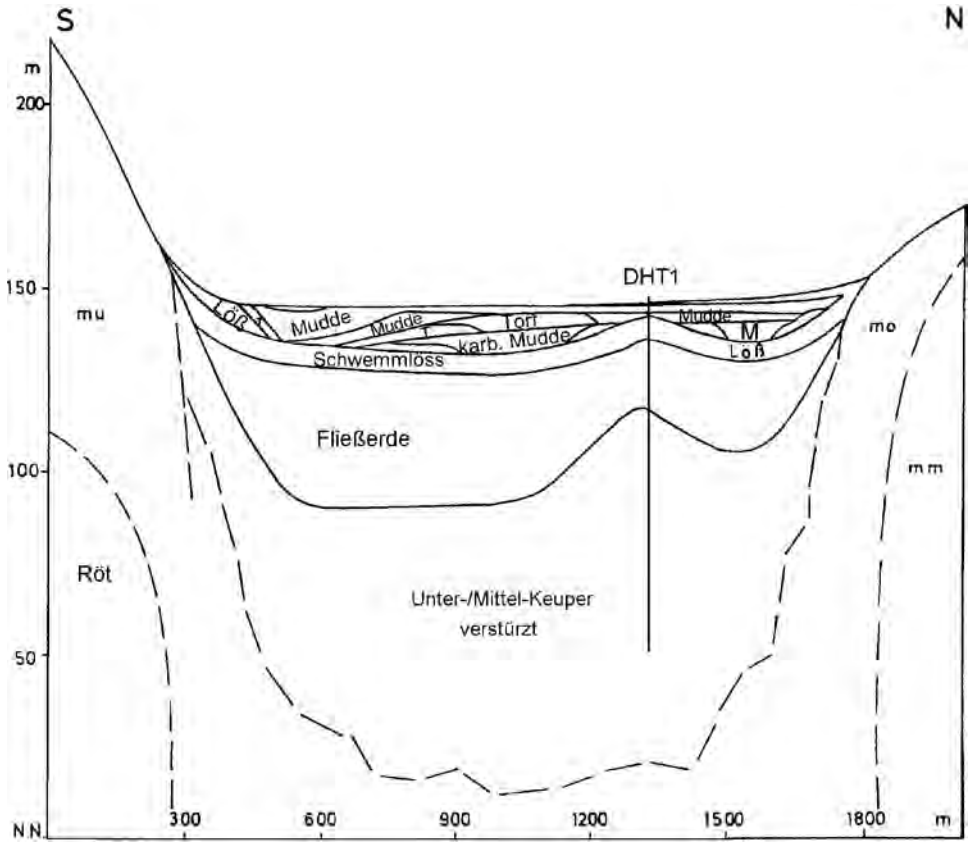



**Abb. 6** Querprofil durch die Sedimente des Denkershäuser Teiches. DHT1 Bohrung Denkershäuser Teich 1. Nach Puteanus (1982).

der Nichtbaumpollen gekennzeichnet, der eine Folge des mittelalterlichen Ackerbaus und der Viehwirtschaft ist. Die neuzeitlichen Spiegelabsenkungen führten zu mehreren Metern mächtigen Ablagerungen von Schwemmlöss. Seedorf (1955) berichtete von Beständen von Halophyten im und am Denkershäuser Teich. Allerdings ergaben Messungen der Chlorid-Gehalte des Teiches und seiner Zuläufe keine erhöhten Werte (Puteanus 1982).

Die Absenkung des Wasserspiegels, die Einleitung häuslicher und landwirtschaftlicher Abwässer und die intensive Landwirtschaft in der Umgebung führten zu einer starken Eu- bis Hypertrophierung des nur wenige Meter tiefen Restgewässers. Die große Produktion von Biomasse und die Einschwemmung von mineralischen Partikeln verursacht eine schnelle Verlandung des unter Naturschutz stehenden Gewässers. Zur Verringerung der Belastung des Teiches wurde für die häuslichen Abwässer der Dörfer Lagershausen und Denkershausen eine Ringleitung gelegt.

Über die Genese der Denkershäuser Senke wird seit langem diskutiert.

Während vor allem die älteren Autoren vorwiegend einen tektonischen Ursprung favorisierten (Grupe 1916, Klingner 1930, Brinkmann 1932, Lüttig 1954), nehmen andere Autoren gemischte, also tektonische und halotektonische Gründe an (Seedorf 1955, Vinken 1967, Benda et al. 1968), andere wiederum stellen die Subrosion des Salzes in den Vordergrund (Kölbel 1941, Jordan 1996).

Zur Datierung des Beginns der Subrosion sind fluviatile Schotter wichtig, die nur wenige 100 m weiter westlich, aber außerhalb der Senke liegen (Grupe 1916, Lüttig 1954). Es sind nach ihrer lithologischen Zusammensetzung Rhume-Schotter, die zur elsterzeitlichen Oberterrasse gestellt werden und die bis zu 30 m über dem Niveau des Teiches liegen. Lüttig (1954) schloss daraus, dass die Subrosion der Denkershäuser Senke erst nach der Ablagerung der Oberterrasse einsetzte, denn sonst wäre die Senke mit den Schottern der Rhume gefüllt worden. Insgesamt ergibt sich, dass die quartäre oder quartär beeinflusste Füllung der Senke mehr als 100 m mächtig ist. Ab dem ausgehenden Pleistozän und im Holozän lässt sich eine mehr oder minder kontinuierliche Absenkung nachweisen. Auslöser der Absenkung kann neben der Subrosion auch das Abwandern des Salzes in die benachbarten Salzbeulen des Rethobergs und des Imbshäuser Waldes sein.

## Bilshäuser Becken

In der inzwischen aufgelassenen Bilshäuser Tongrube (Abb. 1, Nr. 4) befindet sich nach Kühl (2008) das einzige vollständig überlieferte laminierte Vorkommen des Cromer-Komplexes (Mittleres Pleistozän) in Deutschland (Tab. 3). Die räumliche Ausdehnung des Bilshäuser Beckens beträgt nach Bismarck (1942), der zahlreiche Bohrungen der Ziegelei Bilshausen (heute Jacobi Tonwerke GmbH) auswertete, in N-S-Richtung knapp drei km und weniger als einen km in W-E-Richtung. Die Fortsetzung nach Norden ist ungewiss, da hier die pleistozänen Sedimente von der Rhume vermutlich erodiert wurden. Die Oberfläche des Pleistozän liegt zwischen 150 und 200 m üNN. Nach Lüttig & Rein (1954) grenzt das Vorkommen im Osten mit einer Störung an den Mittleren Buntsandstein.

Die Tongrube und mehrere am Rand der Grube abgeteufte bis 70 m tiefe Bohrungen erschlossen das in Tabelle 4 dargestellte Profil. Über anstehendem Buntsandstein wurden fluviatile Schotter, die vorwiegend aus Buntsandstein bestehen und graue und rote Tone und Sande erbohrt. Darüber folgen bis 20 m mächtige dunkelgraue bis schwarze laminierte Tone, die dünne graue und weiße Sandlagen enthalten. Außerdem sind sie voller pflanzlicher Makro- und Mikroreste. Bismarck (1942) bestimmte in den schwarzen Tonen einen durchschnittlichen Gehalt von etwa 50 % organische Substanz. Er führte auch die ersten Pollenanalysen durch und stellte diesen „Kohlenton“ in das Günz-Mindel-Interglazial, das heute in Nordeuropa als Cromer-Komplex bezeichnet wird. Lüttig & Rein (1954) beziehungsweise Lüttig (1965) benannten die in der Grube aufgeschlossenen warmzeitlichen Tone nach dem an Bilshausen vorbei fließenden Fluss als „Rhume-Interstadial“. Die in der Folgezeit von verschiedenen Autoren durchgeführten Pollenanalysen bestätigten die Einstufung in den Cromer-Komplex, verfeinerten gleichzeitig die Stratigrafie und ermöglichten exakte Aussagen zum damaligen Klima (Chanda 1962, Averdieck & von der Brelie 1963, Müller 1965, 1992, Streif 2001, Diehl 2007, Kühl 2008). Die durchschnittliche Dicke der Lamina beträgt nach Diehl (2007) 0,35 – 0,45 mm. Nach Untersuchungen von Müller (1965)

**Tab. 4** Lithologie und Stratigrafie der quartären Schichtenfolge des Bilshäuser Beckens. Nach Lüttig & Rein (1955), Lüttig 1965, Rohdenburg & Meyer (1966), Müller (1992), Streif (2004) und Diehl (2007).

| Lithologie | Stratigrafie | | Mächtigkeit (m) | Autor |
|---|---|---|---|---|
| Jüngerer Löss 1 + 2 | | Weichsel | 1,5 | Selzer 1936 Rohdenburg & Meyer 1966 |
| Verlehmungszone | Eem-Warmzeit | | 3,0 | |
| Älterer Löss 1 + 2 | Saale-Komplex | Saale-Eiszeit | 3,0 | |
| Geröll-Schicht | Elster-Komplex | Elster-Kaltzeit | 0,8 | |
| Ton, siltig, grau | | Gelkenbach-Interstadial | | Lüttig 1965 |
| Oberer Ton, rot | | Roter Ton von Bilshausen | 5 – 10 | |
| Ton, blaugrau | Cromer-Komplex | Rhume-Warmzeit | 20 | Müller 1965, Diehl 2007 |
| Ton, hellgrau (Kohleton) | | | | |
| Unterer Ton, rot | | ? | 21 | Müller 1965 |
| Ton, humos, | | ? | | |
| Lehm + Buntsandsteinbrocken | | | 7 | |
| Buntsandstein | | | | |

sind es jahreszeitliche Warven. Die Hochrechnung der Zahl der Warven ergibt, dass die Rhume-Warmzeit etwa 25 000 Jahre dauerte. Die Rhume-Warmzeit ist die jüngste Einheit des aus vier Warmzeiten und drei Kaltzeiten bestehenden Cromer-Komplexes. Sie setzt nach den Pollen-Untersuchungen über einer waldfreien Zeit (Unterer Roter Ton) mit einem Kiefern-Birken Wald ein. Die klimatische Klimax wird mit einem Buchen-Eichenmischwald erreicht. Die Warmzeit klingt mit einem Fichten-Kiefern-Birkenwald aus, bevor sich eine Tundra ausbreitet, die mit dem Oberen Roten Ton einsetzt.

Zwischen 1930 und 1965 wurden in der Grube etliche Großsäugerreste geborgen, darunter zwei Exemplare des Riesenelchs *Cervalces latifrons,* des Steppenhirsches *Megaloceros verticornis,* Reste eines oder zweier Nashörner *Stephanorhinus etruscus* und mehrerer Rehe (Schmidt 1934, Bismarck 1942, Lüttig 1965, Meischner & Schneider 1967, Pfeiffer 2002). Die genaue Position der Funde in der Schichtenfolge ist leider nicht überliefert. Die meisten Fossilien werden im Museum des Geowissenschaftlichen Zentrums der Universität Göttingen aufbewahrt. Das Etruskische Nashorn *(Stephanorhinus etruscus)* soll nach neueren Untersuchungen bereits im unteren Cromer-Komplex ausgestorben sein (Made 2010, Kahlke et al. 2011), so dass hier möglicherweise eine Fehlbestimmung

vorliegt (Schmidt 1934, Bismarck 1942).

Neben den Großsäugern wurden mehrere Fischarten gefunden, darunter neben Fisch-Schuppen vollständige Skelette von Rotfedern und eines Hechtes (Weiler 1965). An Makropflanzen konnte Bismarck (1942) neben unbestimmbaren Teilen nicht sehr zahlreiche Blatt- und Stängelreste von *Phragmites vulgaris, Scirpus* sp. und *Carex aquatilis* feststellen. Neben den Blättern und Früchten diverser Bäume fand er noch Reste von Moosen (*Sphagnum, Hypnum* und *Polytrichum*). Bei den Diatomeen war die planktonische Gattung *Cyclotella* bei weitem am häufigsten, zum Teil Alleinvertreter. Leider bestimmte Bismarck (1942) nur die Gattung, nicht aber die Art. An der Grenze zum hangenden Roten Ton nimmt die Häufigkeit der Diatomeen stark ab.

Die ungestörte Lamination, der hohe Gehalt an organischer Masse und die ausgezeichnete Konservierung der Fossilien zeigen, dass das Bodenwasser des Sees dauerhaft keinen Sauerstoff enthielt. Tierische und pflanzliche Lebewesen, die in den See hinein gespült wurden oder im Epilimnion lebten, blieben erhalten, wenn ihre Leichen ins Hypolimnion absanken. Der Bilshausen-See war, ähnlich wie Willershausen, ein meromiktischer See. Über die Ursachen der Meromixis kann nur spekuliert werden. In Frage kommen entweder eine thermische Schichtung, dann müsste der See relativ tief gewesen sein oder eine chemische Schichtung, bedingt durch einen hohen Salzgehalt im Hypolimnion. Das absolute Vorherrschen der Diatomeen-Gattung *Cyclotella,* die sowohl im Süßwasser als auch im Salzwasser vorkommt, spricht für abnorme hydrologische Bedingungen.

Im feingeschichteten Oberen Roten Ton wurden bislang außer Sporen von Moosen keine Fossilien gefunden. Er wird deshalb in den Elster-Komplex gestellt, der auf den Cromer-Komplex folgt. Im darüber anschließenden grauen Ton, den Lüttig (1965) nach einem dort fließenden Bach als Gelkenbach-Ton bezeichnete, wurden neben Pflanzenfossilien und Fischen auch Reste von Großsäugern gefunden, so auch von einem Riesenelch. Die Fossilien unterscheiden sich aber nicht von denen des Bilshausen-Tones. Die Mikroflora des Gelkenbach-Tones zeigt eine aus wenigen Baumarten bestehende Steppe. Sie wird als ausgehende Warmzeit im Übergang zu einer Kaltzeit gedeutet. Über diesen laminierten schwarzen, siltigen Tonen lagert der bis knapp 10 m mächtige rote Bilshäuser Bodenkomplex, der nach Rohdenburg & Meyer (1966) in der Eem-Warmzeit entstand. Ein geringmächtiger Weichsellöss schließt die Schichtenfolge ab.

Bohrungen der Bilshäuser Ziegelei ergaben, dass das Pleistozän-Vorkommen aus einem nördlichen und einem südlichen Becken besteht, die aber wohl in Verbindung standen, da die sedimentäre Abfolge in beiden Teilen gleich ist, obwohl die Ablagerungen unterschiedlich mächtig sind und ihre jetzigen Höhenlagen variieren. Bismarck (1942) leitete daraus ein zeitlich unterschiedliches Absinken der beiden Beckenteile ab.

Der von Diehl (2007) untersuchte Bohrkern wies viele Störungen des Gefüges auf, so Profilverdopplungen, Abscherungen und Rutschfalten, die darauf schließen lassen, dass die Sedimente an einem Hang abgelagert wurden. Auch die Nähe zum anstehenden Buntsandstein zeigt, dass die Tongrube am Rande eines relativ steilen Ufers angelegt wurde. Das trifft auch auf die Funde der Großsäuger zu, die möglicherweise durch Einbrechen im Eis oder durch Schwingrasen zu Tode kamen.

Die Tongrube von Bilshausen belegt eine mehr oder minder kontinuierliche

Sedimentation in einem Subrosionsbecken, die vom jüngeren Cromer-Komplex (vor etwa 400 000 Jahren) bis in die jüngsten Ablagerungen der Weichsel-Zeit (10 000 Jahre vor heute) reicht.

## Bodensee-Senke

Der ehemalige Bodensee oder Teich befand sich nordwestlich des gleichnamigen Dorfes, das drei km südwestlich von Bilshausen entfernt ist (Abb. 1, Nr. 5). Er liegt nach der Entwässerung, die im 19. Jahrhundert erfolgte, als eine etwa 1 km lange und knapp 0,7 km breite Senke vor, deren Oberfläche bis zu 30 m von den umgebenden Hügeln des Buntsandsteins überragt wird. Bohrungen der Bilshausener Ziegelei trafen unter mehreren Metern graublauen und gelbbraunen Löss auf graue und schwarze Tone, die nach Bismarck (1942) dem grauen, später als Gelkenbach-Ton bezeichneten Ton in Bilshausen entsprechen. Bereits Bismarck (1942) vermutete, dass unter den grauen Tonen noch ältere pleistozäne Ablagerungen vorhanden seien, die aber noch nicht untersucht worden sind.

## Seeburger See

Das Seeburger Becken ist eines der bedeutendsten Subrosionsfelder des Unteren Eichsfeldes (Abb. 1, Nr. 6). Es setzt sich aus vier voneinander getrennten Subrosionssenken zusammen: dem eigentlichen Seeburger See (früher als Ostersee bezeichnet), dem Luttersee, dem Seeanger (früher Westersee), und den Auewiesen. Bismarck (1942) vermutete, dass diesen Senken ein einheitlicher etwa fünf km$^2$ großer Einbruchskessel zu Grunde liege. Dieser Ansicht widerspricht aber, dass der Steinberg, der aus Gesteinen der

**Abb. 7** Der Seeburger See, Blick nach Nordosten. Im Hintergrund der Acker-Bruchberg-Zug des Harzes. Foto: Paul.



Volpriehausen-Formation des Mittleren Buntsandstein besteht, fast in der Mitte dieses Gebietes liegt und die Senken um mehr als 70 m überragt.

Der Seeburger See wurde von Streif (1970) intensiv limnogeologisch mittels zahlreicher Bohrungen im See und in der Umgebung untersucht. Der See ist knapp einen km² groß und bis zu 4 m tief (Nixdorf et al., ohne Jahresangabe). Sein künstlich gesteuerter Wasserspiegel liegt bei 156,6 m üNN. Der jetzige See ist der Restsee innerhalb einer etwas größeren Subrosionssenke (Abb. 7). Ein kleiner Bach, die Aue, der am Muschelkalk-Plateau des Göttinger Waldes bei Waake entspringt, durchfließt den See und verlässt ihn wieder an seinem Ostufer bei Bernshausen.

Der mesozoische Untergrund des Seeburger Sees und seiner Umgebung besteht aus verstellten Schollen der Volpriehausen-Formation des Mittleren Buntsandstein (Streif 1970). Die quartäre Basis des Sees wird von Schwemmlöss gebildet, der wahrscheinlich spät-pleistozänen Alters ist. Darüber setzen bis zu 17 m mächtige limnisch-telmatische Sedimente ein. Mittels eines engmaschigen Netzes von Bohrungen konnte Streif (1970) die Entwicklung der sedimentären Füllung rekonstruieren. Im Beckenzentrum wurden nacheinander verschiedenfarbige Mudden abgelagert, die jeweils verschieden hohe Gehalte an Mineralien (Tonmineralien, Quarz, Feldspäte, Calcit) und organischen Bestandteilen aufweisen, während an den Rändern des Beckens Torfmudden und Torfe überwiegen. Die jüngeren Mudden sind kalkreich und weisen Karbonat-Gehalte bis zu 80 % auf. Dies ist wohl eine Folge des Zutritts von karbonatreichen Wässern der Aue, die im älteren Holozän nicht durch den See floss. Pollen-Analysen und zur Kontrolle einige $^{14}$C-Altersbestimmungen erlauben die Zuordnung zu den Zonen der Waldentwicklung Mitteleuropas nach dem Ende der Eiszeit. Steinberg (1944) und Streif (1970) stimmen überein, dass die ältesten Mudden in die Pollen-Zone PZ III nach Firbas (1949) fallen (Tab. 5). Streif (1970) nimmt mehrere Impulse der Absenkung an. Im Laufe der Entwicklung vergrößerte sich die Wasserfläche der Senke und die größten Mächtigkeiten der Mudden verlagerten sich, entsprechend der Absenkung durch die Subrosion. Das Maximum der Ausdehnung des Sees wurde während der PZ IX erreicht.

Bereits ab dem Mittelalter setzte eine starke Verlandung ein, wohl ausgelöst durch rigorose Abholzungen und die Landwirtschaft, die zum verstärkten Eintrag mineralischer Stoffe in den See führten. An der Mündung der Aue bildete sich ein ständig wachsendes Delta. Die in der Neuzeit intensivierte Düngung der Felder brachte zusätzliche Nährstoffe, wie Nitrate

**Tab. 5** Pollenzonen des Spätpleistozän und Holozän nach Firbas (1949) und ungefähres absolutes Alter der Zonen in Jahren vor der Gegenwart.

| Klimaperioden | Pollenzonen nach Firbas (1949) | Alter (a bp) |
|---|---|---|
| Subatlantikum | X | –1 100 |
| | IX | –2 500 |
| Subboreal | VIII | –5 750 |
| Atlantikum | VII | –8 900 |
| | VI | |
| Boreal | V | –10 200 |
| Präboreal | IV | –11 500 |
| Jüngere Dryas | III | –11 800 |
| Alleröd | II | –13 000 |
| Ältere Dryas | I | –14 000 |

und Phosphate, in den See, so dass es zu einer Eu- bis Hypertrophierung der Wässer kam. In warmen Sommern, wie im Jahr 2018, treten Algen- bzw. Cyanobakterienblüten auf, die ein temporäres Badeverbot im inzwischen touristisch stark genutzten See erfordern.

Peter (1901) erwähnte zahlreiche Vorkommen von Halophyten im Seeburger Gebiet. Erhöhte Chlorid-Gehalte des Seewassers wurden bei langjährigen Messreihen der damaligen Abteilung Fazieskunde im Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Göttingen allerdings nicht festgestellt. Insgesamt sind die karbonat- und sulfatreichen Wässer des Seeburger Sees polymikt. Die eutrophen Verhältnisse bedingen eine geringe Sichttiefe. Der pH des Wassers schwankt zwischen 7,5 und 8,7. Die Sättigung mit Sauerstoff liegt je nach Jahreszeit zwischen 60 und 300 %. Am geringsten ist sie im Sommer nach einer Algenblüte. Im Winter sind die Sauerstoff-Gehalte unter Eisbedeckung bei Sonneneinstrahlung am größten.

Im Jahr 1976 wurden der See und sein Uferstreifen unter Naturschutz gestellt, allerdings mit großzügigen Ausnahmen für den Bade- und Sportbetrieb. Der mineralische Eintrag soll durch den Bau eines Auffangbeckens und die Wiedervernässung und Renaturierung des Seeangers minimiert werden. Insgesamt stellt der jetzige Zustand ein Kompromiss zwischen dem Naturschutz und den Belangen der Landwirtschaft, des Tourismus und der Freizeit-Industrie dar.

## Luttersee

Der knapp 0,3 km$^2$ große Luttersee liegt etwa 500 m nördlich des Seeburger Sees, von dem ihn eine etwa 20 m höhere Buntsandsteinscholle trennt (Abb. 1, Nr. 7). Das Niveau des Seebodens liegt bei 161,5 m üNN, etwa fünf Meter über dem Wasserspiegel des Seeburger Sees. Früher befand sich hier ein flacher See. Etwa 1840 wurde zwecks Torfgewinnung ein 300 m langer Stollen zum tieferliegenden Seeburger See gegraben und der Luttersee trocken gelegt.

Pöhlig (1981) kartierte den ehemaligen See und seine Umrandung mittels 73 Peilstangen-Bohrungen, die bis in den Löss reichten, dessen Ablagerung der limnischen Phase vorherging. Die maximale Mächtigkeit der limnisch-telmatischen Sedimente beträgt 13 m. Die limnischen Ablagerungen wurden mittels der Gehalte an Karbonat, der organischen und mineralischen Bestandteile und der Korngröße der Mudden gegliedert. Nach Chen (1988) setzt die Pollenführung mit dem Beginn der ältesten Tundrenzeit ein. Über dem Schwemmlöss (Pollen-Zone I) lagert eine mineralische Mudde (PZ IIa), die nach oben in eine feinkörnige organische Mudde übergeht. In die Mudde eingelagert ist ein geringmächtiger Tuffit, der von bis zu 2 m mächtigem Schwemmlöss überlagert wird (PZ IIb–IV). Es folgt wiederum eine feinorganische Mudde, die an den Rändern gröber wird und in Torf übergeht (PZ V). Im Zentrum des Beckens ist eine Kalkmudde (35 % Karbonat, 19 % Corg) in die feinorganische Mudde eingelagert. Die Karbonatfraktion besteht neben unregelmäßigen Kalkkörnern aus Molluskenschalen, Characeen-Inkrustierungen und Ostracoden. In den Pollenzonen VI bis VIII vergrößerte sich der See und lagerte vorwiegend feinorganische Mudden ab. Bereits in der PZ VIII wurden die Mudden gröber und gehen in der PZ IX in grobe Mudden und schließlich in Torf über. Der See verlandete. In der PZ X lagerte sich an den Rändern infolge des intensiven Ackerbaus bis zu 2 m Schwemmlöss über den limnischen Sedimenten ab.

Der geringmächtige Tuffit ist im



**Abb. 8** Der Luttersee, eine abflusslose Senke, führt seit einigen Jahren nach Schließung der Dränage wieder permanent Wasser. Foto: Paul.

gesamten ehemaligen See nachweisbar. Es lassen sich eine untere hellgraue und eine obere dunkelgraue Schicht, die mehr organisches Material enthielt, unterscheiden. Die Mächtigkeit schwankt zwischen 1 cm am Rand und 18 cm im Zentrum des Beckens. Ahrens & Steinberg (1943) und Frechen (1952) untersuchten die Chemie und Mineralogie des Tuffits. Neben detritischen Komponenten besteht er aus Glasfetzen und kleinen Bimssteinen. An Hand des sauren Chemismus und des Alters schloss Frechen (1952), dass der Tuffit aus dem 12 700 Jahre alten Ausbruch des Maria- Laacher-Vulkans stammt.

Die obige Abfolge der Sedimente ergibt eine mehrfache Verlandung und Wiedervernässung des Luttersees (Pöhlig 1981). In der PZ I entstand der erste Luttersee, der in der PZ II verlandete. Ab der PZ III vertiefte er sich wieder und in der PZ IV blieb der Wasserspiegel konstant, bei leichter Auffüllung mit mineralischem Material. Die PZ V ist durch ein starkes Pflanzenwachstum charakterisiert, so dass vom Rand her sich die telmatische Fazies in den See vorschiebt. Zu Beginn des Atlantikums (PZ VI und VII) entstand ein neues, tieferes Seebecken, das sich über die vorigen Grenzen ausdehnte. Im Subboreal (PZ VIII) änderten sich die Sedimentationsbedingungen nur unwesentlich. Der See erreichte seine maximale Ausdehnung. Mit Beginn des Subatlantikums (PZ IX und X) setzte wieder eine Verlandungsphase ein. Zum Abschluss bildete sich eine bis zwei Meter mächtige Decklehmschicht über den limnisch-telmatischen Seesedimenten.

Der Wasserspiegel wird sowohl von der Intensität der Subrosion als auch vom Klima kontrolliert. Beim Klima ist das Verhältnis von Niederschlag zur Evaporation

für die Höhe des Wasserspiegels entscheidend. Zu beachten ist noch die Kompaktion der limnisch-telmatischen Sedimente, die sich aber, bedingt durch die sich stark ändernden Gehalte an organischem Material, nur sehr schwierig erfassen lässt.

Da der Seeburger See zunehmend für touristische und sportliche Zwecke genutzt wird, beschloss man vor einigen Jahren, den Stollen vom Luttersee zum Seeburger See zu schließen, den Luttersee wieder zu vernässen und ihn gewissermaßen als Ersatz für den Seeburger See unter Naturschutz zu stellen (Abb. 8).

## Seeanger

Die etwa 1 km² große Subrosionssenke des Seeangers liegt westlich des Dorfes Seeburg in einer intensiv ackerbaulich genutzten Depression (Abb. 1, Nr. 8). Bis in die frühe Neuzeit bestand hier ein See, der als „Westersee" bezeichnet wurde, im Gegensatz zum „Ostersee" dem jetzigen Seeburger See. Die Aue durchfließt die Senke und bringt sehr viel Trübe mit. Auf der Kurhannoverschen Landesaufnahme von 1784 ist der See bereits als verlandet eingetragen. Danach wurde er als Feuchtwiese genutzt und um 1950 noch einmal tiefgreifend drainiert und beackert. Rohlmann (1958) und Streif (1970) untersuchten mittels Bohrungen die Pollen der quartären Sedimente. Schwedhelm (1980) erweiterte das Bohrnetz, bestimmte neben den Pollen vor allem die Zusammensetzung der Mudden in Bezug auf die Gehalte an Karbonat und organischem Kohlenstoff und zeichnete Karten über die Lage und Mächtigkeit der einzelnen Pollenzonen, so dass jetzt die einzelnen Stadien der Entwicklung des Sees flächendeckend rekonstruiert werden können.

Die ältesten Subrosions-Anzeichen liegen aus der späteiszeitlichen Niederterrasse vor, die am Nordrand der jetzigen Senke im Talsystem der Aue bis 17 m mächtig wird (Streif 1970). Direkt benachbart zu dieser Senke ist die sonst ebene Oberfläche der Terrassenkiese im Bereich des Seeangers um 8–14 m abgesenkt. Üblicherweise liegt die Niederterrasse im Eichsfeld um 3–5 m höher als die heutigen Talsysteme. Über den Kiesen folgt ein mehrere Meter mächtiger Löss, der wie eingearbeitete Pflanzenreste zeigen, als spätglazialer Schwemmlöss zu deuten ist. Im Norden der Senke werden die Lösse und Lössderivate von fluviatilen tonigen Sanden und Kiesen überlagert. Diese ersten mittels Pollen datierten Sedimente stellte Rohlmann (1958) in die PZ III. Darüber folgt noch in der PZ III eine Tonmudde, die nach oben in der PZ IV in eine organische Flachwassermudde übergeht. Diese Entwicklung setzt sich in den Torfen der PZ V fort. Die bis 8 m mächtigen organischen Kalkmudden und Kalkmudden der PZ VI bis X weisen wieder eine eulimnische Phase des Sees auf. Am Rand des Gewässers bildeten sich weiterhin Torfe. Die meisten Mudden enthalten Karbonat-Gehalte bis zu 50 % (Schwedhelm 1980). Der hohe Karbonat-Gehalt ist wohl auf den Eintrag des Aue-Baches zurückzuführen, der im Muschelkalk des Göttinger Waldes entspringt und $Ca^{2+}$ und karbonathaltige Wässer in den See brachte, die bei Überschreitung des Löslichkeitsproduktes als Kalk gefällt wurden.

Eine artenarme Ostracoden-Fauna lebte in dem oligo-bis mesohalinen, bewegten und warmen Gewässer. Die Mächtigkeiten der einzelnen Pollenzonen verlagerten sich innerhalb der Senke entsprechend der Subrosion, so wird die PZ Xa, die aus schwarzen mineralischen Mudden besteht und auf den östlichen Teil des Beckens beschränkt ist, bis zu 8 m mächtig. Insgesamt sind die limnischen holozänen Sedimente bis zu 20 m mächtig. Schwedhelm



**Abb. 9** Der Seeanger wird als Sedimentfänger wieder vernässt. Im Hintergrund das Dorf Ebergötzen. Foto: Paul.

(1980) beobachtete ein Steigen des Wasserspiegels in den PZ II und III, dann in der PZ VI und VII, weniger stark ausgeprägt in den PZ VIII und IX, und einen starken Schub in der PZ Xa, danach setzte die Verlandung ein, wohl ausgelöst durch die intensiven landwirtschaftlichen Tätigkeiten (Tab. 5).

Schwedhelm (1980) wies darauf hin, dass die heutige Oberfläche der Senke im östlichen Bereich einige Meter tiefer liegt als im Westen und machte eine noch andauernde Subrosion dafür verantwortlich. Jedoch ist zu beachten, dass die Kompaktion der organischen Mudden und Torfe, die im östlichen Teil mächtiger sind, ebenfalls zu Absenkungen der Oberfläche führt. Eine weitere Rolle spielt die Tieferlegung des Grundwasserspiegels infolge der Dränage und die damit einhergehende mikrobielle subaerische Oxidation der organischen Substanz, deren Ausmaß aber schwierig abzuschätzen ist. Im Schweizer Seeland (Kanton Bern) verlieren Torfböden bis zu 2 cm/Jahr an Höhe (mündliche Mitteilung von Frau Dr. S. Paul, Univ. Basel).

In den letzten Jahren wurde der Seeanger renaturiert und das Dränagesystem zerstört (Abb. 9). Dies geschieht vor allem, um den Seeburger See von den Mineralstoffen zu entlasten, die nun im Seeanger verbleiben.

## Schweckhäuser Wiesen

Die Subrosionssenke der Schweckhäuser Wiesen liegt östlich von Waake (Abb. 1, Nr. 9). Es ist ein etwa 11 ha großes Feuchtgebiet, dessen zentraler Teil unter Naturschutz gestellt wurde. Über tonigen Schluffen liegen mehrere Meter mächtige kalkreiche Niedermoortorfe. Bislang ist das Senkungsgebiet paläolimnologisch nicht

untersucht worden. Es liegt wahrscheinlich über dem Salzhang und damit im Bereich rezenter Salzlösung und Senkung. Daher ist anzunehmen, dass es ein relativ junges Subrosionsbecken ist. Bei der geologischen Kartierung der Blätter Gelliehausen und Waake stellte Ebert (1888) fest, dass eine SSW–NNE verlaufende Störung, die unter den quartären Schichten liegenden mesozoischen Gesteine der Schweckhäuser Wiesen schneidet. Diese Störung ist wahrscheinlich der Ansatzpunkt für die Subrosion der Zechsteinsalze im Untergrund.

## Pöhlder Becken

Als Pöhlder Becken wird eine ebene Fläche nördlich und östlich von Pöhlde bezeichnet, die fast ausschließlich von der Nieder- und Mittelterrasse eingenommen wird (Abb. 1, Nr. 10). Begrenzt wird das Gebiet im Norden von der Oder, im Westen und Südwesten von der Rotenberg-Störung, an der das Pöhlder Becken gegenüber dem Buntsandstein des Rotenbergs um etwa 100 m absank.

Das Pöhlder Becken ist keine rezente morphologische Senke, sondern weist gegenüber dem hügeligen Umland eine relativ große ebene Fläche auf. Diesing & Ledendecker (1986) wiesen bei der Kartierung des Pöhlder Beckens durch zahlreiche Bohrungen nach, dass es an der Oberfläche fast ausschließlich von der Niederterrasse und einem dünnen Schleier von Löss und Löss-Derivaten bedeckt ist. Darunter folgen bis 50 m mächtige Kiese, die Jordan (1979, 1995) zur Mittel- und Niederterrasse stellte. Der tiefere Untergrund besteht aus sandigen Tonsteinen des Unteren Buntsandstein.

Da das Pöhlder Becken als Trinkwasser-Lieferant für das Untere Eichsfeld dient, wurde der tiefere Untergrund durch eine Reihe von Bohrungen detailliert geologisch untersucht (Jordan 1979). In keiner der Bohrungen wurde Salz nachgewiesen, so dass die Subrosion des Zechstein-Salzes wahrscheinlich bereits in der gesamten Fläche abgeschlossen ist. Da Werra- und Staßfurt-Salze wohl primär fehlen, kann nur das Leine- und Aller-Salz subrodiert worden sein. Außerdem ist in einigen Bohrungen auch das Leine-Sulfat vollständig oder teilweise subrodiert.

Ältere quartäre oder tertiäre Sedimente sind bislang nur aus der aufgelassenen Grube einer Ziegelei an der Straße von Pöhlde nach Rhumspringe beschrieben worden. Das Vorkommen umfasst nach Bismarck (1942) eine Länge von 600 m und eine Breite von 300 m. In der Tongrube wurden etwa 10 m mächtige dunkelgraue Tone und Sande abgebaut, die nach Bismarck (1942) einen hohen Gehalt an organischem Material enthalten. Über den Tonen lagern gelbliche Schotter, die ausschließlich aus Buntsandstein bestehen, und eine dünne Schicht von Schwemmlöss.

Die Tone sollen nach Sobotha (1933, S. 61) – ohne Angaben von Gründen – pliozänen Alters sein. Bismarck (1942), stellte sie, ebenfalls ohne Begründung, in ein Interglazial. Neuere Untersuchungen und Angaben zu diesem Vorkommen sind – ohne Bohrungen – leider nicht möglich, da die Grube nicht mehr existiert.

## Rollshäuser Ziegeleigrube

Am südlichen Ortsrand von Rollshausen, etwa 3 km östlich des Seeburger Sees, befindet sich die aufgelassene und mit Wasser gefüllte Tongrube einer Ziegelei (Abb. 1, Nr. 11). Insgesamt erstreckt sich das Vorkommen auf eine N-S-Länge von etwa 700 m und eine E-W-Breite von mehr als 300 m. Die grauen Tone und Sande wurden zwischen 1890 und etwa 1940 abgebaut. Das Vorkommen wird im Westen von Sandsteinen des Unteren Buntsandstein begrenzt, die nach Handskizzen

von Sobotha (1923) zur Grube hin steil durch Lockersedimente, Tone und Sande, abgeschnitten sind. Die östliche Flanke wird durch das rezente Tal der Hahle gebildet. Die hellgrauen tonigen Sedimente stellte Sobotha (1923, 1933, S. 61) ins Pliozän, allerdings ohne Beweise für diese Einstufung zu bringen. Zur Zeit der Untersuchungen von Bismarck (1942) waren die grauen Tone bereits abgebaut und die Ränder der Grube überwachsen. Nur im Süden des Abbaus war über Unterem Buntsandstein eine Linse von knapp 2 m mächtigem gelblichem Sand aufgeschlossen. Bismarck (1942) konnte außer stark korrodierten Pollen keine weiteren Fossilien feststellen, so dass das Alter des Vorkommens offen bleiben muss.

### Duderstädter Becken

Das Duderstädter Becken besteht aus zwei zusammenhängenden Subrosionssenken, die sich von Westerode im Westen bis Ecklingerode im Osten Duderstadts in einer Länge von etwa 4 km erstrecken (Abb. 1, Nr. 12; Cover). Sie sind möglicherweise verschieden alt. Beschrieben wurden die quartären Sedimente von Sobotha (1923, 1932, 1980) und Bismarck (1942, 1957), die die damals noch zahlreichen Ziegelei-, Sand- und Kiesgruben untersuchten und auch die Ergebnisse einiger Wasserbohrungen heranziehen konnten. In der Zwischenzeit sind die ehemaligen Gruben fast alle zugefüllt und überbaut worden.

Bismarck (1942) unterschied das östliche knapp 4 km$^2$ umfassende Siebigs-Becken und ein westliches etwa 2,5 km$^2$ großes Westeroder Becken. Im Siebigs-Becken fand er in einer Tongrube eine etwa sieben Meter mächtige Abfolge von roten Tonen, schwarzen humosen Tonen, grauem entkalkten Löss und schließlich rotbraunem kalkigen Löss, die er mit den Sedimenten von Bilshausen korrelierte, ohne allerdings direkte Beweise dafür zu haben. Zu den Rändern werden die Lössschichten mächtiger. In der Beckenmitte stehen noch mehr als 8 m mächtige fluviatile Schotter an der Oberfläche an.

Das Westeröder Becken wurde im Zentrum von mehreren Grundwasser-Bohrungen der Stadt Duderstadt durchteuft. Die in einer Tiefe von 66 m anstehenden Sandsteine gehören in den Unteren Buntsandstein. Bemerkenswert ist, dass bis zu einer maximalen Tiefe von 60 m Ton/Schotter-Wechsellagerungen vorliegen, die in einigen Bohrungen sogar direkt dem Buntsandstein aufliegen. Bismarck (1957) schloss daraus auf eine späte, aber rasche und hohe Absenkung des Beckens. Moderne Untersuchungen, die diese Angaben untermauern und auch Datierungen fehlen leider.

## Das räumliche und zeitliche Fortschreiten der Subrosion

Die Haupthebung der Harzscholle fand in der Oberkreide statt. Danach musste erst ein mehrere Kilometer mächtiger Stapel vorwiegend mesozoischer Sedimente erodiert werden, bevor die Subrosion der Zechsteinsalze einsetzen konnte. Sie setzte vermutlich spätestens im Tertiär am damaligen Harzrand ein und verlagerte sich mit der fortschreitenden Erosion allmählich nach Westen und Süden bis zum heutigen Stand. Der mesozoische Untergrund aller Senken des Untersuchungsgebietes besteht aus Gesteinen des Unteren und Mittleren Buntsandstein. Inwieweit dies die zeitliche Entwicklung der Subrosionssenken beeinflusst, kann erst nach einem Vergleich mit anderen Subrosionsgebieten gezogen werden.

Die Senken von Willershausen und Westerhof wurden wahrscheinlich von Störungen ausgehend subrodiert. Die Breite des

bereits subrodierten Geländestreifens zwischen dem jetzigen Ausbiss des Zechstein am Harzrand und dem Salzhang beträgt im Unteren Eichsfeld etwa 15–20 km, nach Norden wird dieser Streifen schmaler. Die ältesten Nachweise von Subrosion liegen in der Willershäuser und der Westerhöfer Senke vor. Sie haben mindestens miozänes Alter und waren bis ins jüngste Pliozän (Reuver-Stufe) und in Westerhof auch noch rezent Senken, die mit Sedimenten und Torfen aufgefüllt wurden.

Die Geschichte der Senken, die Verlandung und Wiedervernässung ist vom Fortschritt der Subrosion und vom Klima abhängig, denn das Klima steuert über die Niederschläge die Geschwindigkeit der Subrosion. Interessant ist der Vergleich der holozänen Geschichte des limnisch-telmatischen Wachstums in den Senken des Eichsfelds mit der Entwicklung der Hochmoore im Harz. Beug et al. (1999) stellten fest, dass in den Mooren des Harzes der Zuwachs in den PZ VII und VIIIb und IXb am größten war und in den PZ IV und V am geringsten. Die Autoren führten dies auf höhere Feuchtigkeit und tiefere Temperaturen zurück, die das Moorwachstum fördern, da bei tieferen Temperaturen die Verdunstung geringer ist. Am westlichen Harzrand wurde in vier Senken die holozäne Geschichte detailliert analysiert. Sie zeigen kein einheitliches Verhalten. Die Überlieferung setzte zu unterschiedlichen Zeiten ein, auch die maximale Ausdehnung der limnischen Phasen lag in verschiedenen Zeiten.

Es fällt auf, dass Subrosionssenken nur in der jetzigen Nähe des Salzhangs vorkommen, weiter zum Harz hin fehlen sie (Abb. 1). Dort sind die älteren Subrosionssedimente bereits der späteren Erosion zum Opfer gefallen oder die Senken sind durch pleistozäne fluviatile Schotter aufgefüllt. Kleinere oder flache Seen haben nur eine geologisch sehr kurze Lebensdauer. Durch die Zufuhr von Ton und Silt oder die Bildung von Torfen verlanden sie relativ schnell und sind ohne Bohrungen nicht mehr zu erkennen.

## Rezente Subrosion

Die Subrosion hält bis zu heutigen Zeiten an. Der Salzhang liegt zurzeit am Rande des Leine-Berglands (Abb. 1). Nach dem allerdings nur weitständigen Raster von Bohrungen ist er einige Kilometer breit. Sobotha (1980) untersuchte die Chlorid-Führung der Bäche im Unteren Eichsfeld und stellte fest, dass im Oberlauf der Hahle und ihrer Nebenbäche Chlorid-Gehalte von mehr als 50 mg/l auftreten, ein Hinweis, dass dort Steinsalz aktiv gelöst wird und dass die Grundwässer im Austausch mit den Oberflächenwässer stehen. Im Rest des Unteren Eichsfelds wird entweder nicht mehr gelöst oder die noch vorhandenen Restlösungen verbleiben in tiefen Grundwasser-Horizonten und werden unterirdisch in Richtung Norden abgeführt.

Die Stadt Northeim fördert im Streitföhr östlich der Stadt aus pleistozänen Schottern des Rhumetales und Unterem Muschelkalk mittels verschiedener Brunnen beträchtliche Mengen an Wasser, das – je nach Brunnen – bis 170 mg/l Chlorid enthält (Frank 1987). Wahrscheinlich stammt das Wasser aus den Muschelkalk-Schichten, da die Rhume oberhalb der Brunnen keine erhöhte Salzfracht erkennen lässt. Die primäre stratigrafische Herkunft der Salzwässer und auch der Ort der Laugung sind nicht bekannt.

Neben dem Nachweis von Austritten salzhaltiger Wässer (Solquellen) sind Halophyten die wichtigsten Anzeiger von rezenter Subrosion. Die salzliebenden oder salztoleranten Pflanzen besiedeln mit Vorliebe Talwiesen an den Quellaustritten.

Leider sind durch die Be- und Entwässerung und künstliche Düngung viele Halophytenbestände verarmt oder ausgelöscht. Jedoch konnten durch die frühen Bestandsaufnahmen von Peter (1901) im südniedersächsischen Raum viele inzwischen erloschene Vorkommen erfasst werden. Oft blieben auch Flur- und Ortsnamen, wie Sülte, Söl und Sult, die sich auf Solquellen beziehen, bestehen, auch wenn die Vorkommen inzwischen verschüttet oder durch Melioration trocken gelegt worden sind.

Auch nördlich des Eichsfelds gibt es Anzeichen für rezente Subrosion. Die Kurhannoversche Landeskarte von 1784 vermerkt etwa 1 km nördlich von Willershausen den Flurnamen „Salzwiese“. Es sollte im 18. Jahrhundert bei Willershausen sogar eine Saline errichtet werden, das unterblieb aber aus politischen Gründen (mündliche Information von Herrn Jäkel, Willershausen). Ähnliche Anzeichen für eine noch anhaltende Versalzung gibt es auch in der Westerhöfer und in der Denkershäuser Senke (Seedorf 1955, Jordan 1996).

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass die flächenhafte Subrosion der Zechstein-Salze am westlichen Harzrand weit fortgeschritten ist (Abb. 1). In Bohrungen zwischen Harz und Göttinger Wald wurden keine Salze angetroffen. Die heute noch nachweisbare Subrosion setzte, begünstigt durch Störungen, bereits im Miozän im Nordwesten ein (Willershausen, Westerhof) (Tab. 6). Aus dem Unter-und Mittel-Pleistozän ist nur die Senke von Bilshausen bekannt. Die spät-pleistozänen bis holozänen Senken von Denkershausen, im Seeburger Raum, Bodensee, Schweckhausen, Rollshausen und Duderstadt liegen in der Nähe des rezenten Salzhanges. Die Zeiten ihrer Bildung und die maximale

**Tab. 6** Das Alter der limnisch-telmatischen Sedimente in den Subrosionssenken des westlichen Harzrandes.

| Senke | Plioz | Cro-mer | Elster Saale | Weichsel u. jünger | nachgewiesene Pollenzonen nach Firbas (1949) | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X |
| Willershausen | x | | | | | | | | | | | | | |
| Westerhof | x | | | x | | | | | | | | | | |
| Denkershausen | | | | x | | | | x | x | x | x | x | x | x |
| Bilshausen | | x | x | x | | | | | | | | | | |
| Seeburger See | | | | x | | | x | x | x | x | x | x | x | x |
| Luttersee | | | | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x | x |
| Seeanger | | | | x | | | x | x | x | x | x | x | x | x |
| Schweckhäus. | | | | ? | | | | | | | | | | |
| Pöhlde | | | x | x | | | | | | | | | | |
| Duderstadt | | ? | ? | x | | | | | | | | | | |

Ausdehnung der limnischen Sedimente, soweit sie erfasst werden kann, variieren von Senke zu Senke. Die Subrosion hält auch heute noch an.

## Danksagung

Herr Dr. Markus Diehl, Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, steuerte Informationen und Unterlagen zur Geologie des Bilshäuser Beckens bei. Herrn Prof. Dr. Heinz Jordan, ehemals Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, danke ich für vor Jahren geleistete Hilfe. Nicht zuletzt sei den Diplomanden gedankt, die mit vielen und mühsamen Handbohrungen das Ausmaß der Subrosion und die quartäre Füllung der Subrosions-Senken erkundeten.

## Glossar

Aquifer wasserleitende Gesteinsschicht
Aquitard Grundwassergeringleiter
Bohnerze bohnen- bis erbsengroße Kugeln aus Brauneisenerz (Limonit)
diapirartig ein Gestein, das aus tieferen Schichten aufgestiegen ist und seine Decke durchstoßen hat
Klasten/klastisch zerbrochene Gesteine; Gesteinstrümmer
Meromixis/meromikt nur der obere Teil eines Stillgewässers wird durchmischt, der untere Abschnitt wird nicht in die Durchmischung einbezogen
polymikt aus mehreren Komponenten bestehend
telmatisch torfig, moorig
Tuffit Mischsediment, das aus vulkanischen und nicht-vulkanischen Komponenten besteht
Warven Wechsellagerung von dünnen hellen, meist grobkörnigen und dunklen, meist feinkörnigen Schichten; häufig Folge eines jahreszeitlichen Wechsels der Sedimentationsbedingungen

## Literatur

Ahrens, Wilhelm; Steinberg, Kurt (1943): Jungdiluvialer Tuff im Eichsfeld. – Berichte des Reichsamtes für Bodenforschung: 17–30; Wien.

Arp, Gernot; Hoffmann, Veit-Enno; Seppelt, Stephan; Riegel, Walter (2004): Exkursion 6: Trias und Jura von Göttingen und Umgebung. – In: Reitner, Joachim; Reich, Mike; Schmidt, Gerda (Hrsg.): Geobiologie 2: 74. Jahrestagung der Paläontologischen Gesellschaft 2004. Exkursionen & Workshops: 147–192. – Universitätsverlag; Göttingen.

Averdieck, Fritz Rudolf; von der Brelie, Gunther (1963): Neue Beiträge zur pollenanalytischen Untersuchung von Bilshausen (Unter-Eichsfeld). – Geologisches Jahrbuch, 80: 437–446; Hannover.

Benda, Leopold; von Gärtner, Hans Rudi; Herrmann, Rudolf; Lüttig, Gerd; Streif, Hansjörg; Vinken, Reiner; Wunderlich, Hans Georg (1968): Känozoische Sedimente in tektonischen Fallen und Subrosionssenken in Süd-Niedersachsen. – Zeitschrift der deutschen Geologischen Gesellschaft, 117: 713–726; Hannover.

Beug, Hans-Jürgen; Henrion, Irmtraud; Schmüser, Anneke (1999): Landschaftsgeschichte im Hochharz: Die Entwicklung der Wälder und Moore seit der letzten Eiszeit: 454 S. – Verlag Papierflieger; Clausthal.

Bismarck, Wolfram (1942): Diluviale Beckenablagerungen im nordwestlichen Eichsfeld. – Unveröfftlichte Dissertation der Universität Jena: 83 S.; Jena.

Bismarck, Wolfram (1957): Das Pöhlder Becken. Das Duderstädter Becken. – Die Goldene Mark, 8: 10–18; Duderstadt.

Brinkmann, Roland (1932): Morphologie und jüngste Tektonik im Leinetalgraben. – Abhandlungen der Preußischen Geologischen Landesanstalt, Neue Folge, 139: 102–134; Berlin.

Chen, Su Hwa (1988): Neue Untersuchungen über die spät- und postglaziale Vegetationsgeschichte im Gebiet zwischen Harz und Leine (BRD). – Flora, 181: 147–177; Jena.

Chanda, Sunirmal (1962): Untersuchungen zur pliozänen und pleistozänen Floren- und

Vegetationsgeschichte im südwestlichen Harzvorland (Untereichsfeld). – Geologisches Jahrbuch, 79: 783–844; Hannover.

Diehl, Markus (2007): Palynologie und Sedimentologie der Interglazialprofile Döttingen, Bonsdorf, Munster und Bilshausen. – Dissertation, Universität Mainz: 310 S.; https://ubm.opus.hbz-nrw.de/volltexte/2007/1319/pdf/diss.pdf (Zugriff 01.10. 2017).

Dietz, Curt (1925): Tektonik und Salz des Untereichsfeldes. – Abhandlungen der Preußischen Geologischen Landesanstalt, Neue Folge, 95: 3–109; Berlin.

Ebert, Theodor (1888): Mittheilung des Herrn Th. Ebert über Aufnahmen von Bereichen der Blätter Waake und Gelliehausen. – Jahrbuch der Königlich Preußischen Geologischen Landesanstalt für 1887: XLII–XLIII; Berlin.

Firbas, Franz (1949): Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. Bd.1 Allgemeine Waldgeschichte: 480 S. – Fischer-Verlag; Jena.

Frank, Werner Hartmut (1987): Die Bewirtschaftung und Beschaffenheit von Grundwasservorkommen im nordwestlichen Eichsfeld (Südniedersachsen). – Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft, 138: 477–490; Hannover.

Frechen, Josef (1952): Zur Herkunft der spätglazialen Bimstuffe in mittel- und süddeutschen Mooren. – Geologisches Jahrbuch, 67: 209–230; Hannover.

Garrido, Guiomar; Arribas, Alfonso (2014): The last Iberian gomphothere (Mammalia, Proboscidea) *Anancus arvernensis mencalensis* nov. ssp. from the earliest Pleistocene of the Guadix Basin (Granada, Spain). – Palaeontologia Electronica, 17: 16 p., https://palaeo-electronica.org/content/pdfs/387.pdf (Zugriff 11.10.18).

Grupe, Otto (1909): Über die Zechsteinformation und ihre Salzlager im Untergrund des hannoverschen Eichsfeldes und angrenzenden Leinegebietes nach den neueren Bohrergebnissen. – Zeitschrift für praktische Geologie, 17: 185–205; Berlin.

Grupe, Otto (1916): Über diluviale Gebirgsstörungen im Hannoverschen Berglande und zur Frage der diluvialen Hebung des Harzes. – Jahrbuch der Königlich Preußischen Geologischen Landesanstalt, 36: 374–397; Berlin.

Hempel, Ludwig (1954): Ein Tertiärvorkommen auf dem Göttinger Muschelkalk und seine Bedeutung für die Datierung der Oberfläche. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie. Monatshefte, 1954: 70–79; Stuttgart.

Herrmann, Axel (1956): Bericht über die Kartierung Ebergötzen (Mtbl. 4426 Waake). – Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung. Unveröffentlicht: 12 S.; Hannover.

Herrmann, Axel (1957): Der Zechstein am südwestlichen Harzrand. – Geologisches Jahrbuch, 72: 1-72; Hannover.

Herrmann, Axel (1981): Zum Gipskarst am südwestlichen und südlichen Harzrand. – Bericht der Naturhistorischen Gesellschaft Hannover, 124: 35–45; Hannover.

Hohm, Dieter (1979): Über Erdfälle am nordwestlichen Harzrand zwischen Hahausen und Osterode am Harz (Niedersachsen). – Mitteilungen aus dem Geologischen Institut der Universität Hannover, 17: 35–154; Hannover.

Jordan, Heinz (1976a) Die Terrassenkiese im Sösetal am Harz. – Geologisches Jahrbuch, A 36: 75–101; Hannover.

Jordan, Heinz (1976b): Erläuterungen zu Blatt Osterode, Nr. 4227 der Geologischen Karte Niedersachsen: 148 S.; Hannover.

Jordan, Heinz (1979): Der Zechstein zwischen Osterode und Duderstadt (südliches Harzvorland). – Zeitschrift der deutschen Geologischen Gesellschaft, 130: 145–163; Hannover.

Jordan, Heinz (1995): Quartäre Tektonik und Gipskarst am Südharz, Niedersachsen. – Beiträge zur Geologie von Thüringen, Neue Folge, 2: 75–96; Weimar.

Jordan, Heinz (1996): Geologische Karte Niedersachsen 1: 25 000. Erläuterungs-Blatt 4226 Northeim-Ost, 111 S.; (Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung) Hannover.

Jordan, Heinz, Büchner, K.-H., Vladi, Firouz; Reum, H. (1973): Exkursion B. Südwestlicher Harzrand (Gipskarst und Unteres Eichsfeld (Salzsubrosion). – Symposium of the International Association of Engineering Geologists vom 10.–15. Sept. 1973

Hannover: 18 S.; Hannover.
Kahlke, Rudolf-Dietrich; Garcia, N.; Kostopoulos, D. S.; Lacombat, F.; Lister, A. M., Mazza, P. P. A., Spassov, V.; Titov, V. V. (2011): Western Palaeoarctic palaeoenvironmental conditions during the early and early Middle Pleistocene inferred from large mammal communities and implications for hominis dispersal in Europe. – Quaternary Science Review, 30: 1368–1395; Amsterdam.
Klähn, Hans (1932): Mastodon arvernensis CROIZ. und JOB. aus dem Mittelpliocän von Willershausen und die Bedeutung des Vorkommens für Pliocänfragen. – Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie. Abteilung B, Beilagenband, 68: 149-178; Stuttgart.
Klingner, Fritz Erdmann (1930): Tektonische Untersuchungen im Leinetalgrabengebiet nördlich der Ahlsburgachse. – Abhandlungen der Preußischen Geologischen Landes-Anstalt, 116: 1–37; Berlin.
Knobloch, Eberhard (1998): Der pliozäne Laubwald von Willershausen am Harz (Mitteleuropa). – Documenta naturae, 120: 302 S.; München.
Kölbel, Heinrich (1941): Zur Tektonik des nördlichen Leinetalgrabens. – Jahrbuch der Reichsstelle für Bodenforschung, 60: 118–120; Berlin
Kühl, Norbert (2008): Pollenanalytische Untersuchungen an mittelpleistozänen Sedimenten aus Bilshausen, Niedersachsen, und ihre klimatische Auswertung. – http://gepris.dfg.de/gepris/projekt/5445968/ergebnisse (abgefragt 12.10.2018).
Langbein, Rudolf; Seidel, Gerd (1968): Zur Auslaugung am Südrand des Harzes. – Geologie, 17: 529–542; Berlin.
Lüttig, Gerd (1954): Pleistozän-Tektonik nördlich Northeim. – Geologisches Jahrbuch, 69: 587–614; Hannover.
Lüttig, Gerd (1965): Bilshausen Type Section, West Germany. – In: Wright, H. E; Grover, D. (eds.): International Studies on the Quaternary. – Geological Society of America, Special Paper, 84: 159–178; Denver.
Lüttig, Gerd; Rein, Ulrich (1955): Das Cromer (Günz/Mindel-) Interglazial von Bilshausen (Unter-Eichsfeld). – Geologisches Jahrbuch, 70: 159–166; Hannover.
Made, Jan van der (2010): The rhinos from the Middle Pleistocene of Neumark-Nord. – In: Mania, Dietrich (Hrsg.): Neumark-Nord. Ein interglaziales Ökosystem des mittelpleistozänen Menschen. – Veröffentlichungen des Landesmuseums für Vorgeschichte, 62: 433–527; Halle/Saale.
Meischner, Dieter (2000): Der pliozäne Teich von Willershausen. – In: Pinna, G. (Hrsg.): Fossilien in Europa: 223–228. – Springer-Verlag; Heidelberg.
Meischner, Dieter; Paul, Josef (1977): Reconstruction of an ancient evaporite environment: The meromictic Pliocene pond of Willershausen, West Germany. – 3. International Symposium on Environmental Biogeochemistry, Wolfenbüttel 1977, Abstracts, Occasional Publication, 1: 103–104; Universität Oldenburg; Oldenburg.
Meischner, Dieter; Paul, Josef (1982): Die pliozäne Fossilfundstätte Naturdenkmal Tongrube Willershausen. – Courier Forschungs-Institut Senckenberg, 56: 147–152; Frankfurt a. M.
Meischner, Dieter; Paul, Josef (1992): Varves before Man – the Pliocene of Willershausen, Harz Mountains, Germany. – Würzburger Geographische Manuskripte, 41: 135; Würzburg.
Meischner, Dieter; Schneider, Jürgen (1967): 500 000 Jahre alter Steppenhirsch geborgen. – Deutsche Jägerzeitung, 22: 7 S.; Melsungen.
Müller, Helmut (1965): Eine pollenanalytische Neubearbeitung des interglazialen Profils von Bilshausen (Unter-Eichsfeld). – Geologisches Jahrbuch, 83: 327–352; Hannover.
Müller, Helmut (1992): Climate changes during and at the end of the interglacials of the Cromerian Complex. – In: Kukla, G. J.; Went, E. (eds.): NATO ASI Series, I, 3: 51-69; Berlin-Heidelberg.
Nixdorf, Brigitte; Hemm, Mike; Hoffmann, Anja; Richter, Peggy (ohne Jahreszahl): Dokumentation von Zustand und Entwicklung der wichtigsten Seen Deutschlands. T. 4: Bremen und Niedersachsen: 36 S., Universität Cottbus. https://www-docs.b-tu.de/fg-gewaesserschutz/public/projekte/uba_2/04_brem_niedersachs.pdf (11.10.2018).

Paul, Josef (1987): Zechstein am Harzrand: Querprofil über eine permische Schwelle. – In: Kulick, Jens; Paul, Josef (Hrsg.): Zechstein 87. Internationales Symposium Kassel/ Hannover. Exkursionsführer II: 193–276; Wiesbaden.

Paul, Josef (1993): Anatomie und Entwicklung eines permo-triassischen Hochgebietes: die Eichsfeld-Altmark-Schwelle. – Geologisches Jahrbuch, A 131: 197–218; Hannover.

Paul, Josef. (2018): Zechstein am Harzrand und auf der Hunsrück-Oberharz-Schwelle (Niedersachsen, Hessen, Thüringen). – Schriftenreihe der deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, Hannover (in Druck).

Paul, Josef; Huckriede, Hermann (2015): Zur Entstehung der Orla-Senke (Ostthüringen). – Beiträge zur Geologie Thüringens, Neue Folge, 22: 45–58; Jena.

Paul, Josef; Klarr, Konrad (1987): Feinstratigraphie und Fazies des Unteren und Mittleren Buntsandsteins in der Bohrung Remlingen 5. – GSF-Bericht 8/87: 148 S.; München (Gesellschaft für Strahlen- und Umweltforschung).

Paul, Josef; Meischner, Dieter (1991): Very early diagenetic dolomite as a preservative of perfect organic fossils: The meromictic Pliocene pond of Willershausen in Germany. – Dolomieu Conference on Carbonate Platforms and Dolomization: 205–206; Ortisei/ St. Ulrich.

Peter, Gustav Albert (1901): Flora von Südhannover und den angrenzenden Gebieten. Teil I: 323 S., Teil II: 137 S. - Verlag Vandenhoeck & Ruprecht; Göttingen.

Pfeiffer, Thekla (2002): The first complete skeleton of Megaloceros verticornis (Dawkins 1868), Cervidae, Mammalia, from Bilshausen (Lower Saxony, Germany). – Fossil record, 5: 289-308; Berlin.

Priesnitz, Kuno (1972): Formen, Prozesse und Faktoren der Verkarstung und Mineralumbildung im Ausstrich salinarer Serien (am Beispiel des Zechsteins am südlichen Harzrand). – Göttinger geographische Abhandlungen, 26: 317–339; Göttingen.

Richter-Bernburg, Gerhard (1955): Stratigraphische Gliederung des deutschen Zechsteins. – Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft, 105: 843–854; Hannover.

Ricken, Werner (1982): Quartäre Klimaphasen und Subrosion als Faktoren der Bildung von Kiesterrassen im südwestlichen Harzvorland. – Eiszeitalter & Gegenwart, 32: 109–136; Hannover.

Ricken, Werner (1983): Mittel- und jungpleistozäne Lössdecken im südwestlichen Harzvorland. – In: Bork, Hans-Rudolf; Ricken, Werner (Hrsg.), Bodenerosion, holozäne und pleistozäne Bodenentwicklung. – Catena, Supplement, 3: 95–138; Braunschweig.

Ricken, Werner; Grüger, Eberhard (1988): Vegetationsentwicklung, Paläoböden und Seespiegelschwankungen: Untersuchungen an eem- und weichselzeitlichen Sedimenten vom Südrand des Harzes. – Eiszeitalter & Gegenwart, 38: 37–51; Hannover.

Ricken, Werner; Meyer, Brunk (1982): Lößbürtige Böden des Jungquartärs zwischen Harz und Leine. – Mitteilungen der deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft, 34: 249–268; Göttingen.

Ritzkowski, Siegfried (1999): Der Göttinger Leinetalgraben im Paläogen (südliches Niedersachsen). – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie. Abhandlungen, 214: 237–256; Stuttgart.

Röhling, Heinz-Gerd (1991): A Lithostratigraphic Subdivision of the Lower Triassic in the Northwest German Lowlands and the German Sector of the North Sea, based on Gamma Ray and Sonic Logs. – Geologisches Jahrbuch, A 119: 3–24, Hannover.

Rohdenburg, Heinrich; Meyer, Brunk (1966): Zur Feinstratigraphie und Paläopedologie des Jungpleistozäns nach Untersuchungen an südniedersächsischen und nordhessischen Lößprofilen. – Mitteilungen der deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft, 5: 1–137; Göttingen.

Rohlmann, C. (1958): Entstehungsgeschichte des Seeangers im Rahmen der spät- und nacheiszeitlichen Waldgeschichte des Eichsfeldes um Seeburg. – Unveröffentlichte Staatsexamens-Arbeit, Univ. Göttingen: 95 S.; Göttingen.

Schmidt, Hermann (1932): Biologie eines jungtertiären Teiches in Hannover. I. Einführung. – Archiv für Hydrobiologie, 24:

429–430; Stuttgart.
Schmidt, Hermann (1934): Ein Skelett vom Riesenhirsch. – Forschung und Fortschritt, 10: 198–199; Berlin.
Seedorf, Hans-Herrmann (1955): Reliefbildung durch Gips und Salz im niedersächsischen Bergland. – Schriften der Wirtschaftswissenschaftlichen Gesellschaft zum Studium Niedersachsens, Neue Folge, 56: 109 S. – Dorn Verlag; Bremen.
Selzer, Georg (1936): Die Gliederung des Lösses im westlichen Eichsfeld und im Talgebiet der oberen Leine. – Festschrift Hans Stille: 212–222. – Enke Verlag; Stuttgart.
Sobotha, Ernst (1923): Versuch einer Entwicklungsgeschichte und Charakterisierung der Landschaft des Unteren Eichsfeldes nebst seinen westlichen und südlichen Randgebieten. – Unveröffentlichte Dissertation, Universität Göttingen: 46 S.; Göttingen.
Sobotha, Ernst (1932): Über Salzauslaugung, Tektonik und Oberflächenformen zwischen Westharz und Vogelsberg (Rhön). – Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft, 84: 725–732; Berlin.
Sobotha, Ernst (1933): Zur Tektonik und Beckenbildung im nordwestlichen Eichsfeld. – Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft, 85: 788–791; Berlin
Sobotha, Ernst (1980): Grundwasser im Eichsfeld – Landschaft und Grundwasser in einem Beispielraum Südniedersachsens: 50 S. – Zander Verlag; Herzberg.
Speyer, Otto (1884): Erläuterungen zur Spezialkarte von Preußen u. thüringischen Staaten, Blatt Duderstadt: 6 S.; Berlin.
Steinberg, Kurt (1944): Zur spät- und nacheiszeitlichen Vegetationsgeschichte des Unter-Eichsfeldes. – Hercynia, 3: 529–587; Halle a. d. Saale.
Straus, Adolf (1930): Dikotyle Pflanzenreste aus dem Oberpliozän von Willershausen (Krs. Osterode/Harz). – Jahrbuch der Preußischen Geologischen Landesanstalt, 51: 302–336; Berlin.
Straus, Adolf (1992): Die oberpliozäne Flora von Willershausen am Harz (mit einer kommentierten Bibliographie). – Bericht der Naturhistorischen Gesellschaft Hannover, 134: 7–115; Hannover.
Streif, Hansjörg (1970): Limnogeologische Untersuchungen des Seeburger Sees (Untereichsfeld). (Geologische Untersuchung an niedersächsischen Binnengewässern VII). – Beihefte zum Geologischen Jahrbuch, 83: 106 S.; Hannover.
Streif, Hansjörg (2001): Klima- und Meeresspiegelschwankungen: Einflüsse der jüngsten Erdgeschichte auf die Entwicklung des südlichen Nordseegebietes. – In: Huch, Monika; Warnecke, Günter; Germann, Klaus (Hrsg.): Klimazeugnisse der Erdgeschichte – Perspektiven für die Zukunft: 109–150; Springer Verlag; Berlin.
Streif, Hansjörg (2004): Das Quartär in Niedersachsen und benachbarten Gebieten – Gliederung, geologische Prozesse, Ablagerung und Landschaftsformen. – http://www.lbeg.niedersachsen.de/geologie/erdgeschichte_von_niedersachsen/stratigraphie_von_niedersachsen/stratigraphie-von-niedersachsen.html (abgefragt am 02.11.2018).
Vinken, Reiner (1967): Kurzer Überblick über die Geologie der Umgebung von Willershausen. – Bericht der Naturhistorischen Gesellschaft Hannover, 111: 5–14; Hannover.
Vladi, Firouz (1976): Quartärgeologische Untersuchungen zu den Terrassen der Sieber am Südwestrande des Harzes. – Diplomarbeit. Fachbereich Geowissenschaften Universität Hamburg: 109 S.; Hamburg (unveröffentlicht).
von Eynatten, Hilmar; Voigt, Thomas; Meier, Angela; Franzke, Hans-Joachim; Gaupp, Reinhard (2008): Provenance of the clastic Cretaceous Subhercynian Basin fill: constraints to exhumation of the Harz Mountains and the timing of inversion tectonics in the Central European Basin. – International Journal of Earth Science, 97: 1315–1330; Stuttgart.
Weber, Hans (1952): Pliozän und Auslaugung im Gebiet der oberen Werra. – Geologica, 8: 136 S., Berlin.
Wegele, Hugo (1914): Stratigraphie und Tektonik der tertiären Ablagerungen von Oldenrode – Düderode – Willershausen. – Dissertation der Universität Göttingen: 38 S. – Selbstverlag; Göttingen
Weiler, Wilhelm (1965): Die Fischfauna des interglazialen Beckentons von Bilshausen bei Göttingen. – Neues Jahrbuch

Geologie Paläontologie. Abhandlungen, 123: 202–219; Stuttgart.
Weißermel, Waldemar; Grupe, Otto; Dahlgrün, Fritz; Schriel, Walter (1932): Zum Problem des Harzranddiluviums. – Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft, 84: 173–189; Berlin.

## Unveröffentlichte Diplom-Arbeiten aus der Abteilung Geologische Fazieskunde im Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Göttingen

Ay, Mohamed Serif (1980): Halotektonische Strukturen im Muschelkalk zwischen Northeim und Denkershausen: 96 S. – Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Göttingen.
Daume, Michael (1992): Der Zechstein in der Bohrung Aue 1 bei Herzberg am Harz (TK 25: 4327 Gieboldehausen) sowie Kartierung von Rotliegend und Zechstein südlich Bad Sachsa (TK 25: 4429 Bad Sachsa): 173 S. – Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Göttingen.
Diesing, Hans-Jörg; Ledendecker, Stefan (1986): Die Niederterrasse im Subrosionsbecken von Pöhlde (TK 25: 4327 Gieboldehausen und 4328 Bad Lauterberg): 157 S. – Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Göttingen.
Lessmann, Bernd (1993): Hydrogeologische Untersuchungen im Pöhlder Becken: 54 S. – Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Göttingen.
Löffler, Thomas (1986): Der Ostrand des Leinetalgrabens bei Sudheim (GK 25: 4325 Nörten-Hardenberg und 4326 Katlenburg-Lindau): 105 S. – Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Göttingen.
Petersen, Erik (1979): Geologie des Echter und Imbshäuser Waldes: 68 S. – Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Göttingen.
Pöhlig, Charlotte (1981): Sedimentationsgeschichte des Lutterangers im Unter-Eichsfeld (TK: 4426 Ebergötzen und 4427 Duderstadt): 135 S. – Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Göttingen.
Puteanus, Doris (1982): Der Denkershäuser Teich: Paläolimnologische Entwicklung und gegenwärtiger Zustand einer Subrosionssenke westlich des Harzes: 71 S. – Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Göttingen.
Ricken, Werner (1980): Quartäre fluviatile und äolische Sedimentation am Südwest-Harz und ihre Beeinflussung durch die Subrosion: 138 S. – Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Göttingen.
Sauerland, Volker (1976): Stratigraphie und Tektonik der Trias im Raum Westerhof: 111 S. – Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Göttingen.
Schwedhelm, Edgar (1980): Entwicklungsgeschichte einer Subrosionssenke im Untereichsfeld: der Seeanger bei Seeburg (TK 25: Blatt 4426 Ebergötzen): 134 S. – Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Göttingen.
Vollbrecht, Axel (1976): Stratigraphie und Tektonik der Trias östlich Denkershausen: 66 S. – Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Göttingen.

Arbeit eingereicht: 07.11.2018
Arbeit angenommen: 06.12.2018

Anschrift des Verfassers:
Prof. Dr. Josef Paul
Abt. Sedimentologie
Zentrum für Geowissenschaften
Universität Göttingen
Goldschmidt-Straße 3, 37077 Göttingen
E-Mail: renate.paul@web.de

# ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Naturhistorica - Berichte der Naturhistorischen Gesellschaft Hannover

Jahr/Year: 2018

Band/Volume: 160

Autor(en)/Author(s): Paul Josef

Artikel/Article: Subrosionssenken zwischen Harz und Leine-Bergland (Känozoikum, Niedersachsen) 7-41