

## Os-Strukturen in Schwansen: Kolholmer Berge, der Bereich Loose und der Riesebyer Os (Schleswig-Holstein) – Geotope und wertvolle Zeugen der Landschafts- und Klimageschichte

### 1. Einleitung

Geotope sind definiert als „erdgeschichtliche Bildungen der unbelebten Natur, die Erkenntnisse über die Entwicklung der Erde und des Lebens vermitteln. Sie umfassen Aufschlüsse von Gesteinen, Böden, Mineralien und Fossilien sowie einzelne Naturschöpfungen und natürliche Landschaftsteile“. Schutzwürdig sind die Geotope, die sich durch ihre besondere erdgeschichtliche Bedeutung, Seltenheit, Eigenart oder Schönheit auszeichnen. Für Wissenschaft, Forschung und Lehre sowie für Natur- und Heimatkunde sind sie Zeugnisse von besonderem Wert. Die fachlichen Aufgaben der Erfassung und Bewertung von Geotopen sowie die Begründung von Vorschlägen für Schutz-, Pflege- und Erhaltungsmaßnahmen für schutzwürdige Geotope werden von

den Geologischen Diensten der Länder wahrgenommen.

Im Rahmen der Aktualisierung des landesweiten Geotopkatasters (vgl. Ross 1990; 1997) wurden ausgewählte Geotope bzw. in diesem Fall Oser geologisch näher erkundet. Im Folgenden werden aktuelle Untersuchungsergebnisse für die Geotopbereiche Kolholmer Berge, Loose und Riesebyer Os (Schleswig-Holstein) präsentiert. Diese Untersuchungen liefern Angaben zu den Prozessen der Landschaftsgenese und zu den anstehenden Ablagerungen. Oser sind als Produkte der letzten Phase der Weichselvereisung (115.000 bis 11.400 Jahre vor heute) wichtige paläoklimatische Informationsträger – ein weiterer wichtiger Aspekt, weshalb diese Objekte unbedingt erhalten bleiben müssen.

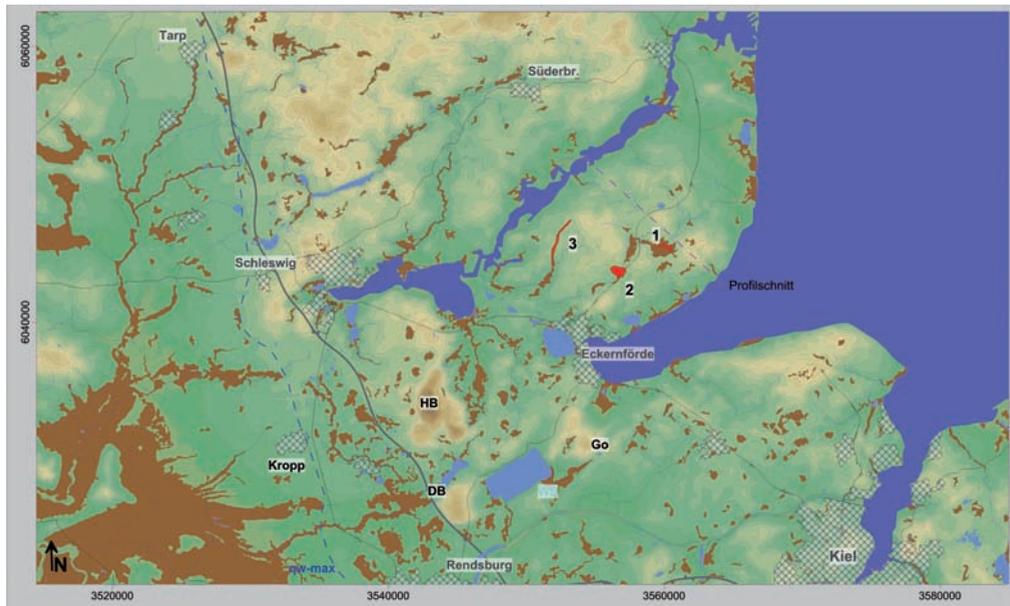


Abb. 1: Lageplan der berücksichtigten Gebiete. Die maximale Ausdehnung des Weichselkaltzeitlichen Inlandeises ( $q_{wm\ max}$ ) ist blau gestrichelt dargestellt. Moorflächen in braun (nach Kataster des LLUR). Datengrundlage Topographie: LVermGeo-SH. 1 = Os von Kolholm, 2 = Höhenrücken und Os von Loose, 3 = Os von Rieseby. Abkürzungen: HB = Hüttener Berge, DB = Duvenstedter Berge, Go = Stauchzone bei Goose, WS = Wittensee.

## 2. Was sind eigentlich Oser?

Oser (im Schwedischen genauer: „rullstensås“, angelsächsisch: Esker; deutsch: Wallberg) sind lang gestreckte, oft gewundene, wallartige Geländerrücken. Sie werden aus Sanden und Kiesen mit teilweise komplizierter Intern-Struktur aufgebaut (GRIPP 1978, LUNDQVIST 1979). Örtlich finden sich Einschaltungen von Gletscherablagerungen (Geschiebemergel) oder Beckenablagerungen (Tone, Schluffe). Aufpressungs-Oser können einen Kern aus Geschiebemergel oder Beckensedimenten (Ablagerungen aus Eisstauseen) besitzen. Die internen Verstärkungen gehen z. B. auf die Stauchung der mehrere Meter dicken Inlandeismassen oder auf Setzungen während des Niedertauens des umgebenden, stabilisierenden Eises zurück. Oser entstehen unter, im oder auf dem Inlandeis (Abb. 2). Die heute noch erhaltenen Oser entstanden in den Spät- oder Abschmelzphasen der Vereisungen. Sie finden sich ganz bevorzugt in Tal-Bereichen bzw. Schmelzwasserrinnen und Tunneltälern. Sie wurden im ehemaligen Randbereich von Gletschern gebildet. Oser blieben nur unter

besonderen Bedingungen erhalten und sind ganz überwiegend weichsel-kaltzeitlichen Alters. Örtlich finden sich Unterbrechungen im Längsverlauf, die aufgrund ihrer meist rundlichen Form als Os-Augen bezeichnet werden – diese gehen auf in den Spalten bzw. Tunneln liegen gebliebene Eisblöcke zurück. Häufig treten an den Seiten der Oser Rinnen auf. Diese flachen Rinnen sind häufig vermoort und daher im Landschaftsbild auf Anhieb kaum zu erkennen. Bei Aufpressungs-Osern ist vorwiegend bindiges Material von unten in einen Eistunnel unter dem Eis aufgedrückt worden (Abb. 2). Ein Kern aus Geschiebemergel ist so bei den Strukturen Dazendorf (vgl. SEIFERT 1953), Cismar (GRUBE 2011) und im nördlichen Teil des Oses von Waldhusen/Kücknitz (STRUCK 1918) vorhanden. Der Os von Waldhusen/Kücknitz (GRUBE 2014a) beispielsweise zeigt im südlichen Abschnitt einen Kern aus Beckenschluffen. Perlenschnur-Oser (angelsächsisch: beaded esker) sind eine seltene Form der Oser in Schleswig-Holstein. Os-Kuppen sind hierbei durch tiefer liegende Bereiche unterbrochen und wie Perlen an einer Kette hintereinander aufgereiht (GRUBE 2014b).

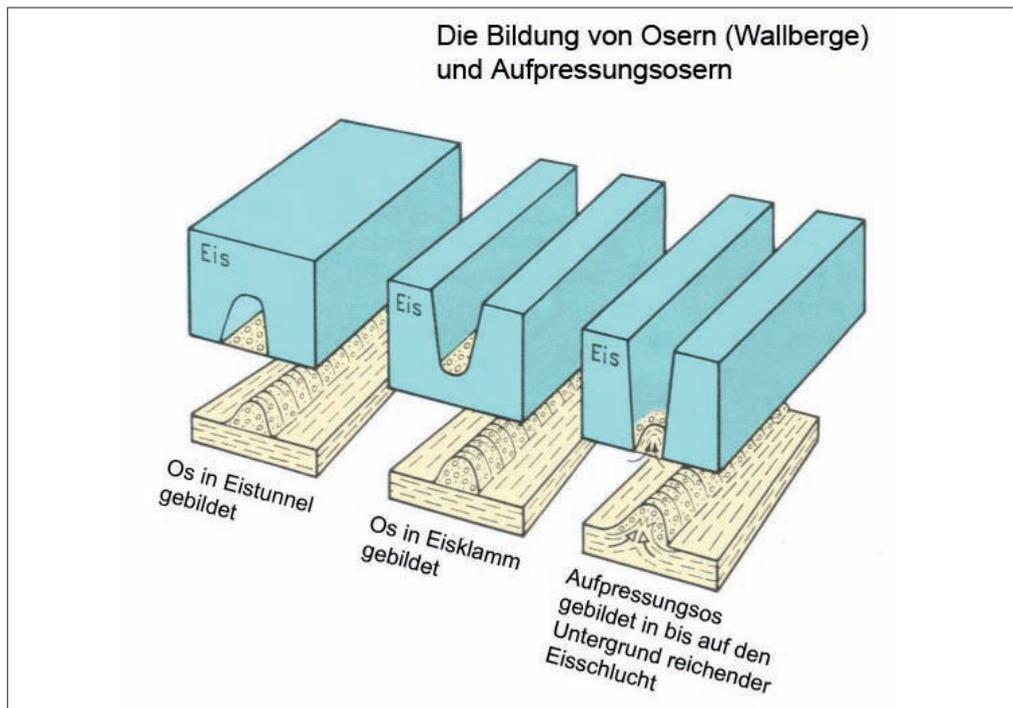


Abb. 2: Einfaches Schema der Entstehung eines Oses (verändert nach WAGENBRETH & STEINER 1989)

Oser sind häufig mit Drumlins, drumlinoiden Formen, angrenzenden Aufpressungsstrukturen aus Geschiebemergel, Kames-Bildungen und Toteisbereichen räumlich vergesellschaftet bzw. genetisch verflochten. Bei Parallelstrukturen können Ähnlichkeiten zu Jahresmoränen auftreten. Drumlins sind parallel zur Bewegungsrichtung des Eises ausgerichtete, lang gestreckt-elliptische Rücken, die eine im Längsprofil asymmetrische Form aufweisen. Diese unter aktiv fließendem Eis angelegten Vollformen sind vermutlich ein Ergebnis von Erosions- und Akkumulationsprozessen, also glazigene Mischformen. Sie können unterschiedlich aufgebaut sein (Till, glazifluviatiles Material, u. a.). Intern können sie, u. a. durch den Einfluss glazialtektonischer Prozesse, sehr kompliziert aufgebaut sein. Drumlinoide Formen sind den Drumlins ähnliche Formen, die aber keine „ideale Gestalt“ besitzen. Kames sind für Eiszerfall-Landschaften typische Eiskontaktablagerungen. Der Begriff Kames stammt aus dem Schottischen (kaim = Rücken mit steilen Flanken; JAMIESON 1874). Kames entstehen während der Abtauphase des Gletschers (vgl. BRODZIKOWSKI & VAN LOON 1991; Abb. 2). Sie werden aus Sedimentfüllungen in Becken unter, im oder auf dem Eis gebildet, die nach Abschmelzen durch Reliefumkehr ihre rundlich-gewölbte Form erhalten. Häufig dominieren dabei feinkörnige Schmelzwasserbildungen (Feinsande), die durch langsam fließende Wässer über längere Zeiträume in Hohlformen abgelagert werden. Die die Kames aufbauenden Sande und Kiese sind sortiert bis unsortiert und häufig durch das Austauen von Toteis gestört. Jahresmoränen oder DeGeer-Moränen treten durch hintereinander gestaffelte Vollformen in Erscheinung. Diese werden in der Idealvorstellung bei jahreszeitlichen Bewegungen des Gletschers gebildet und sind durch unterschiedlichste Sedimente aufgebaut.

### 3. Regionale Geologie

Auf die Tiefengeologie soll hier nur kurz eingegangen werden. Der Untergrund Schleswig-Holsteins ist großtektonisch in verschiedene Hauptelemente unterteilbar: Der ausgedehnte Glückstadt-Graben durchzieht das zentrale Schleswig-Holstein in

NW-SE-Richtung, seitlich begrenzt wird er vom „Ostholstein Trog“ und dem „West-schleswig Trog“. Südöstlich schließt sich ein weiterer mobiler Bereich an, der als „Hamburger Trog“ bezeichnet wird. Der Untergrund wird durch Salzstöcke dominiert, sozusagen große unterirdische Gebirge (BALDSCHUHN et al. 2001, HESE 2012). Bei der Salzstockbildung werden ca. 250–290 Millionen Jahre alte, salzhaltige Gesteine des Perms aus einer Tiefe von 8–10 km teilweise bis an die Erdoberfläche gehoben. Durch die Abwanderung von Material im Untergrund kommt es zwischen den Salzstrukturen zu einer Muldenbildung („Tertiär-Tröge“) und verstärkter Sedimentation. Im Bereich Schwansen ist die doppelsalinare Struktur Waabs vorhanden (Doppelsalinar: Rotliegend und Zechstein), die teilweise weniger als 1000 m aufragt und die oberhalb liegende Schreibkreide aufgeschleppt hat. Darüber folgen Tertiär-Ablagerungen unterschiedlicher Zusammensetzung.

Die geomorphologischen Gegebenheiten und die Eisrandlagen in Schwansen werden ausführlich von GRIPP (1954) dargestellt. Küstenbereiche bzw. Küstentypen Schwansens werden bei BENNER & KAISER (1987) anhand verschiedener Bereiche dargestellt. Die Verteilung der oberflächennahen Ablagerungen im weiteren Untersuchungsgebiet ist der alten Geologischen Karte von HECK (1942, 1943) zu entnehmen. Aktuelle Flächendarstellungen in einem größeren Maßstab liegen von STEPHAN (1998) und KAUFHOLD (2012) vor. Demnach wird der Großteil der Halbinsel oberflächennah durch Geschiebelehme und -mergel der Weichsel-Kaltzeit gebildet. Auf den Geschiebelehmen treten i. d. R. sogenannte Geschiebedecksande auf, die durch eine periglaziäre Überprägung aus dem unterlagernden Lehm-Material durch Ausschwemmung, Auswehung usw. entstehen. In den großen Talformen im Westen Schwansens dominieren Schmelzwasserablagerungen, die als Entwässerungsbahnen der abschmelzenden Gletscher zu sehen sind. Im Eckernförder Bereich kommen flächenhaft aufgestauchte Schmelzwasser-sande vor. Im Bereich der östlichen Küstenlinie sowie in größeren rundlichen Hohlformen (teilweise Toteishohlformen) sowie entlang von Tälern treten vielfach Niedermoorflächen auf. Der äußerste Rand der

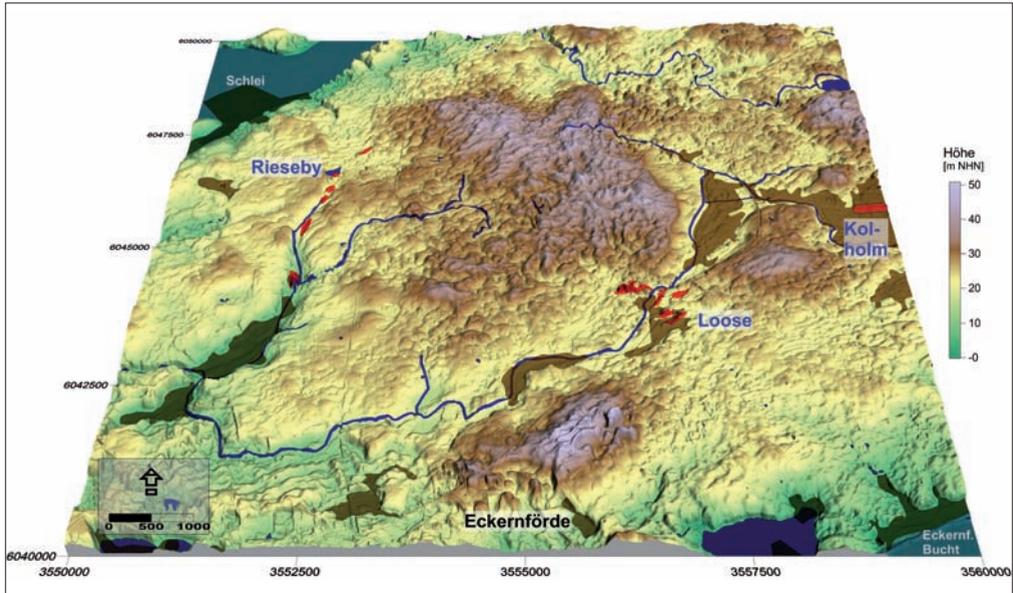


Abb. 3: Großräumige Morphologie Schwansens mit Angabe der drei Untersuchungsgebiete und Landschaftsteile. Lage des Profilschnittes (Abb. 4); Datengrundlage Topographie: LVermGeo-SH, DGM50).

Weichselkaltzeit liegt übrigens weit im Westen, ungefähr auf einer gedachten Linie zwischen Owschlag und Fockbek (Abb. 1). Die Eckernförder Bucht ist ein typisches Gletscherschürfbecken. Der ausschürfende Gletscher hat weiter westlich die zweifache Abfolge von Schürfbeckern und aufgeschütteter Stauchmoräne (Goossee / Großes Gehege sowie westlich anschließend Duvenstedter Berge / Wittensee) geschaffen (WOLF & HECK 1949, vgl. PRANGE 1990). Diese Bereiche wurden während des Mecklenburg-Stadiums und des Pommern-Stadiums der Weichselkaltzeit gebildet (vgl. DUPHORN et al. 1995). Einen Überblick über Randlagen und die westlich benachbarten Sanderflächen (Schnaaper Sander) gibt auch PRANGE (1990).

Die Schlei ist ein polygenetischer Talbereich mit verschiedenen „ertrunkenen“ Hohlformen. Das glazial / subglazial angelegte Tal der Schlei kann in drei große Einheiten, Innen-, Mittel- und Außenschlei, unterteilt werden (vgl. DUPHORN et al. 1995; vgl. ältere Arbeit von HECK 1937a). Im Osten ist die Schlei durch zwei Höftländer von der Ostsee abgeschnitten (NIEDERMAYER et al. 2011). Hier ist ein größeres Gletscherschürfbecken vorhanden (Mecklenburger Stadium). Der mittlere Abschnitt der Schlei besteht aus Tunnelal-Bereichen (subglazial geformt mit Schwellen und Senken-Basisrelief) und zwischengeschalteten Gletscherschürfbeckern. Die Innen-Schlei ist ebenso in einem solchen Becken angelegt. Drei weichselkalt-

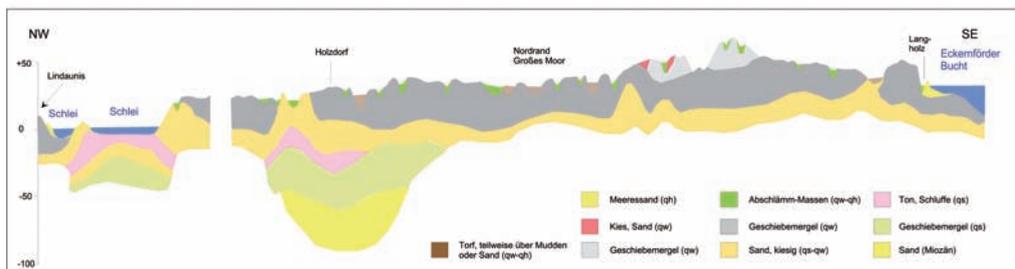


Abb. 4: Stark vereinfachter geologischer Profilschnitt durch die Halbinsel von Schwansen nach HECK (1942). Der Schnitt schneidet etwas nördlich des Os-Bereiches die Niederung des großen Moores.

zeitliche subglaziale Abflussbahnen entwässerten die Hohlform nach Westen. Im Bereich der Gesamthohlform sind ausgedehnte Beckenbildungen nachgewiesen (bis über 20 m mächtig). In größerer Tiefe treten verschiedene andere Geschiebemergel und Schmelzwassersande auf, die dem Saale-Komplex (ca. 0,3 bis 0,13 Mio. Jahre vor heute) zuzuordnen sind (Abb. 4). Darunter folgen dann in einer Tiefe von ca. 60–100 m Braunkohlensande des Miozäns (ca. 24–5 Mio. Jahre vor heute; Braunkohlezeitalter/ Tertiär, Neogen; vgl. auch Profilschnitt bei MARCZINEK & PIOTROWSKI 2006). Die Braunkohlensande sind für die Grundwassergewinnung von besonderer Bedeutung in Schleswig-Holstein (JOHANNSEN 1980, MARCZINEK & PIOTROWSKI 2006). Der nördlich der Schlei anschließende Bereich, unter Einschluss des bekannten Oses von Süderbrarup, wurde von WÜNNEMANN (1990) intensiv bearbeitet. WALTHER (1995) bearbeitete wohl am detailliertesten verschiedene Bereiche Schwansens. Unter anderem lieferte er Datierungsalter für verschiedene Hohlformen bzw. ausgedehnte Moorbildungen. Von großer Bedeutung für die Geologie Schleswig-Holsteins ist die Glazitektonik oder Glazialtektonik (z. B. GRIPP 1954, 1964, WALTHER & GROSSMANN 1991, STEPHAN 2004), da diese auf ca. 30 % der Landesfläche vorkommen. Dabei werden die Ablagerungen unter und/oder vor dem Gletscher gestaucht bzw. verstellt. Die hervorgerufene Beeinflussung kann in ihrer Ausdehnung und Intensität sehr unterschiedlich sein: Es treten kleinräumige Faltungen ebenso auf wie steil stehende, quadratkilometergroße massive Verstellungen, die bis in eine Tiefe von mehreren hundert Metern reichen. Entsprechende Verstellungen sind auch in Teilen Angelns vorhanden. Hierbei sind die höher aufragenden Moränenbereiche bei Waabs, der NW–SE-streichende Moränenbereich nordöstlich von Rieseby und der Südwesten Schwansens zu nennen. Detaillierte geologische Untersuchungen von Glazitektonik sind auch an den Küsten Schwansens durch PRANGE (1979, 1990) geführt worden, so an den Kliffs Schönhagen und Klein Waabs. Oft wird hier ein unterer Geschiebemergel örtlich von Schmelzwasser- und Beckensedimenten überlagert, diese sind wiederum von einem oberen Ge-

schiebemergel überlagert, der deutliche Verstellungen hervorgerufen hat.

#### 4. Methodik und Daten

Zunächst wurden Altunterlagen bearbeitet und ausgewertet. Im Gelände wurden Rammkernsondierungen (bis ca. 15 m Tiefe) mit dem landesamtseigenen Gerät durchgeführt. Digitale Geländemodelle wurden mittels der DGM-Daten des Landesamtes für Vermessung und Geoinformationen Schleswig-Holstein (LVerGeo-SH) erstellt. Morphologische Auswertungen wurden über das Programm SURFER (Fa. Golden Software Inc., Colorado, USA) durchgeführt.

#### 5. Feldergebnisse und Diskussion

##### 5.1 Os der Kolholmer Berge

Nach LINDNER-EFFLAND (2002) gehört das Große Moor in Schwansen zu den größten Mooren in der Jungmoräne (1,5 km<sup>2</sup>). Das Becken wurde als lokales Schürfbecken gebildet (WALTHER 1990). Die Senke (Abb. 5) füllte sich noch während der Weichsel-Kaltzeit mit Tonen und Schluffen, vermutlich teilweise als periglaziäre Abschwemmungen (HECK 1937b). Hauptgrund für die Anlage des Eisstausees bzw. der Ablagerungen der Beckenbildungen war nach Heck der durch Toteismassen verstopfte Abfluss bei Loose (s. u.). Dieser Autor erwähnt auch bereits das Kolholmer Os. Ein Alleröd-zeitlicher Horizont wurde nachgewiesen. Darüber folgen Niedermoortorfe sowie bis zu 3 m mächtige Hochmoortorfe, die dem Frühen bis späten Holozän (11.400 Jahre vor heute bis dato) zuzurechnen sind (vgl. WALTHER 1995; WIETHOLD 1997). Nach Usinger (unveröff. in WIETHOLD 1997) findet sich ein Schwellen- und Senkenrelief an der Basis der holozänen Ablagerungen. Wiethold weist auf den flächigen Torfabbau, die Sackung der darunter liegenden fossilen See-Ablagerungen in Bezug auf die eingetretenen Veränderungen des Moores hin.

Der Os ist bis zu ca. 6 m hoch und in seinem südlichen Teil in mehrere Kuppen aufgeteilt (bis zu ca. 31 m NHN). An seinem südlichen Ende ist ein undeutlicher Übergang zu ver-

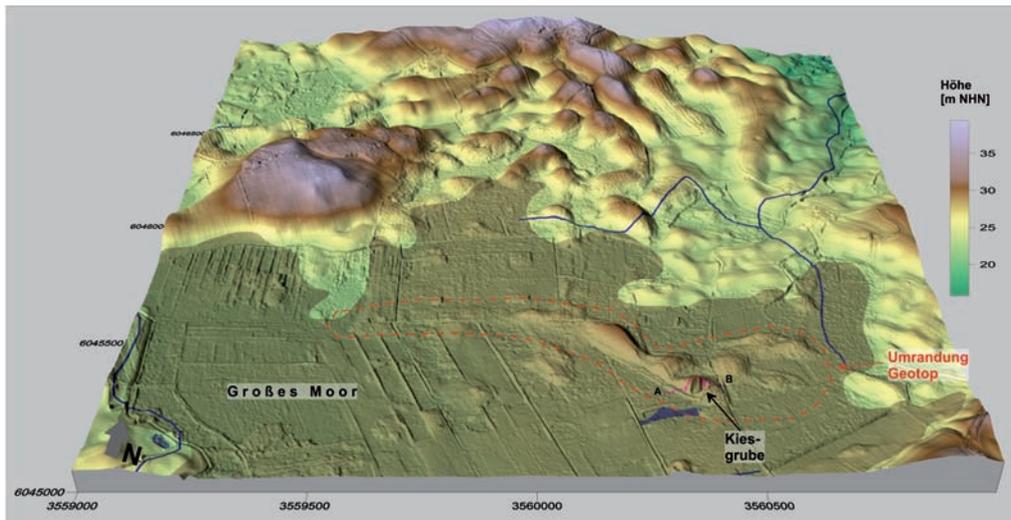


Abb. 5: Digitales Geländemodell des Bereiches mit der Os-Struktur (Datengrundlage Topographie: DGM1 des LVerGeo-SH). Lage des Profilschnittes (Abb. 6)

gesellschafteten Rücken aus Geschiebemergel- und -lehm vorhanden. In diesem höheren aufragenden Bereich der Gesamtstruktur hat der Os eine Breite von ca. 40 bis 100 m. Der nördliche bzw. westliche Teil ist sehr undeutlich in der heutigen Morphologie zu erkennen. Die Gesamtlänge des Oses beträgt ca. 1 km. Der vorhandene Aufschluss im Bereich des Großen Moores wurde aufgenommen, da er frisch angeschnitten war. An seinem Rand wurden zusätzliche Bohrungen niedergebracht (Abb. 6). Der randliche Geschiebelehm/-mergel ist als meist ausgesprochen bindiger Till (viel Ton und Schluff) ausgebildet. Er ist zudem häufig mit Eisstausee-Sedimenten verzahnt. Der Kern des Oses besteht im unteren Teil aus massiven Beckenschluffen und -tonen. Daraus ist die Genese des Oses als Aufpressungsos ersichtlich. Darüber folgen kiesige Sande, die teilweise erheblich verstellt sind, sowie darüber deutlich geschichtete Kiessande. Der Os ist durch eine

flächenhafte „Decke“ aus Geschiebemergel bedeckt, sodass er subglazial, d.h. unter dem Gletschereis gebildet worden sein muss. Die in Abb. 5 gezeigte Umrandung ist provisorisch und schließt benachbarte Bereiche mit ein, da eine genaue Abgrenzung bei den drei erkennbaren Parallelstrukturen noch aussteht.

Ein Teil der während der Endphase der Weichsel-Kaltzeit geschaffenen Os-Morphologie ist durch die inzwischen aufgewachsenen Torfe verdeckt. Die jeweiligen Enden der Os-Struktur „tauchen“ unter den flächenhaften Torf ab. Hätten wir damals einen Blick auf die Landschaft werfen können, hätte diese anders ausgesehen. Die dem Os benachbarten Bohrungen im Moorbereich selbst zeigen unter einer ca. 1,5 m mächtigen Torfschicht wechselnde Lagerungen von Geschiebemergel, Geschiebelehm, Beckenton, Beckenschluff, Beckensanden und größeren Schmelzwassersanden. Teilweise liegt dabei der Geschiebemergel unter den fein-

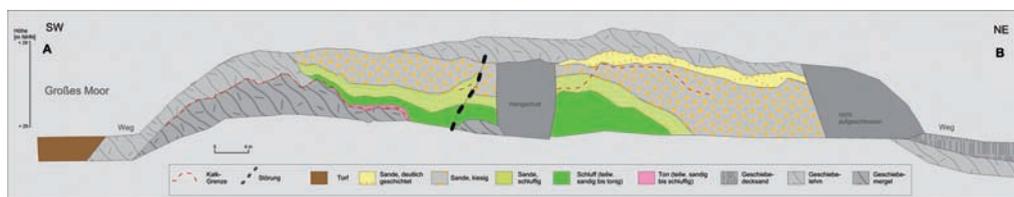


Abb. 6: Vereinfachter und unmaßstäblicher Querschnitt durch die Os-Struktur (überhöht). Verwendet wurde eine detaillierte Wandaufnahme (vgl. Abb. 7) in Kombination mit benachbarten Bohrungen.



Abb. 7: Foto des Aufschlusses (Gesamtansicht von Nordost) (Foto: A. Grube September 2013)

körnigen Beckenablagerungen, teilweise geringmächtig darüber.

#### 5.2 Os-System von Loose/Losau

Der Bereich liegt südöstlich eines morphologisch prägnanten Moränen-Hochgebietes des westlichen Angeln. Es handelt sich um ein System aus mehreren parallelen Rücken und Kuppen sowie zwischengeschalteten, rinnenartigen Strukturen. Diese wurden

von HECK (1937b) durchgängig als Oser beschrieben. Rundliche Strukturen dürften zum großen Teil als Toteishohlformen einzustufen sein. Der Os ist bis zu ca. 8 m hoch (bis zu ca. 32 m NHN). Die Rücken haben eine Breite bis zu ca. 80 m. Teilweise sind die Rücken aus Geschiebemergel aufgebaut und können als drumlinioiden Formen angesprochen werden. Die Strukturen ähneln in ihrer Anordnung Jahresmoränen (s. o.). Zwei der am höchsten aufragenden Rücken



Abb. 8: Foto der Os-Bedeckung aus Geschiebelehm mit großem Findling (Foto: A. Grube September 2013)

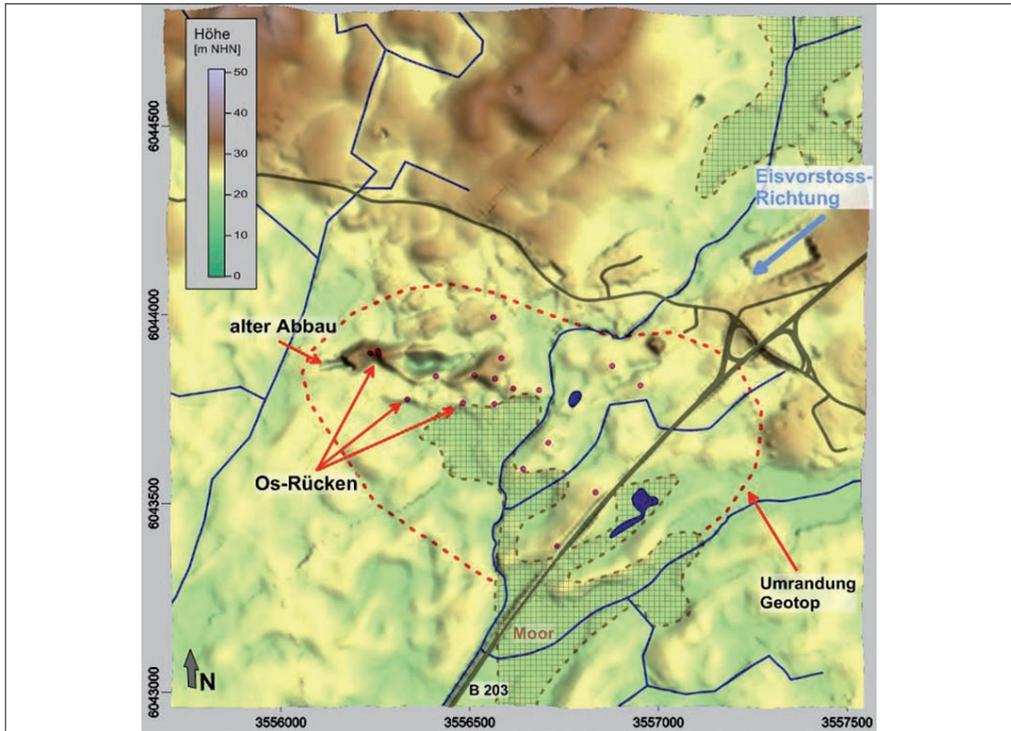


Abb. 9: Digitales Geländemodell des Bereiches (Datengrundlage Topographie: DGM1 des LVermGeo-SH; DGM1)

sind jedoch nach den neueren Untersuchungen als Oser bzw. oser-artige Strukturen anzusprechen (Abb. 9). Im Bereich des größten Rückens findet sich eine mehrere Meter mächtige Till-Bedeckung über teilweise bindigen Sanden und Kiesen. Es könnte sich

demnach um eine Spaltenbildung handeln. Die zweite zentrale Struktur ist eine Os-Struktur i. e. S mit einem typischen sedimentologischen Aufbau. Der Bereich südlich der Bundesstraße wurde bisher nicht untersucht.



Abb. 10: Foto des größten Os-Rückens (Foto: A. Grube Juli 2010)

### 5.3 Os-System von Rieseby

Auch das Riesebyer Os wird bereits von WOLFF (1910) beschrieben. Dieser erwähnt eine Inter-Struktur aus Kiesen und Sanden aus einer damaligen Sandgrube. Der Os ist ca. 4 km lang. Die Morphologie zeigt einzelne Os-Kuppen, die ca. 200 m lang, 100 m breit und max. 5–6 m hoch sind. Sie erinnern an ein Perlenschnur-Os, allerdings sind die Kuppen nicht sehr prägnant ausgeformt. Das Perlenschnur-Os-System schließt sich im Bereich einer größeren Niederung westlich an ein morphologisch prägnantes und flächenhaftes Moränen-Hochgebiet an. Dieser Moränenbereich ist glazitektonisch be-

einflusst (STEPHAN 2004). Der Os weist insgesamt eine NNE–SSW-Erstreckung auf. Am Süden lieg, zentral im Talbereich, eine größere einzelne Kuppe (15 m hoch), die das südliche Ende der Gesamtstruktur bildet. Hier wurden auch Kames-Ablagerungen erbohrt. In diesem Bereich dürfte das damalige Gletschertor gelegen haben, denn ab hier in Richtung Westen schließt sich ein breiteres, vermutlich subaerisch, d. h. ohne Eisbedeckung, angelegtes Tal an. Die durchgeführten Bohrungen belegen, das der Os vielfach aus Schmelzwassersanden über Geschiebelehmen und -mergeln besteht. Es deutet sich also auch hier eine

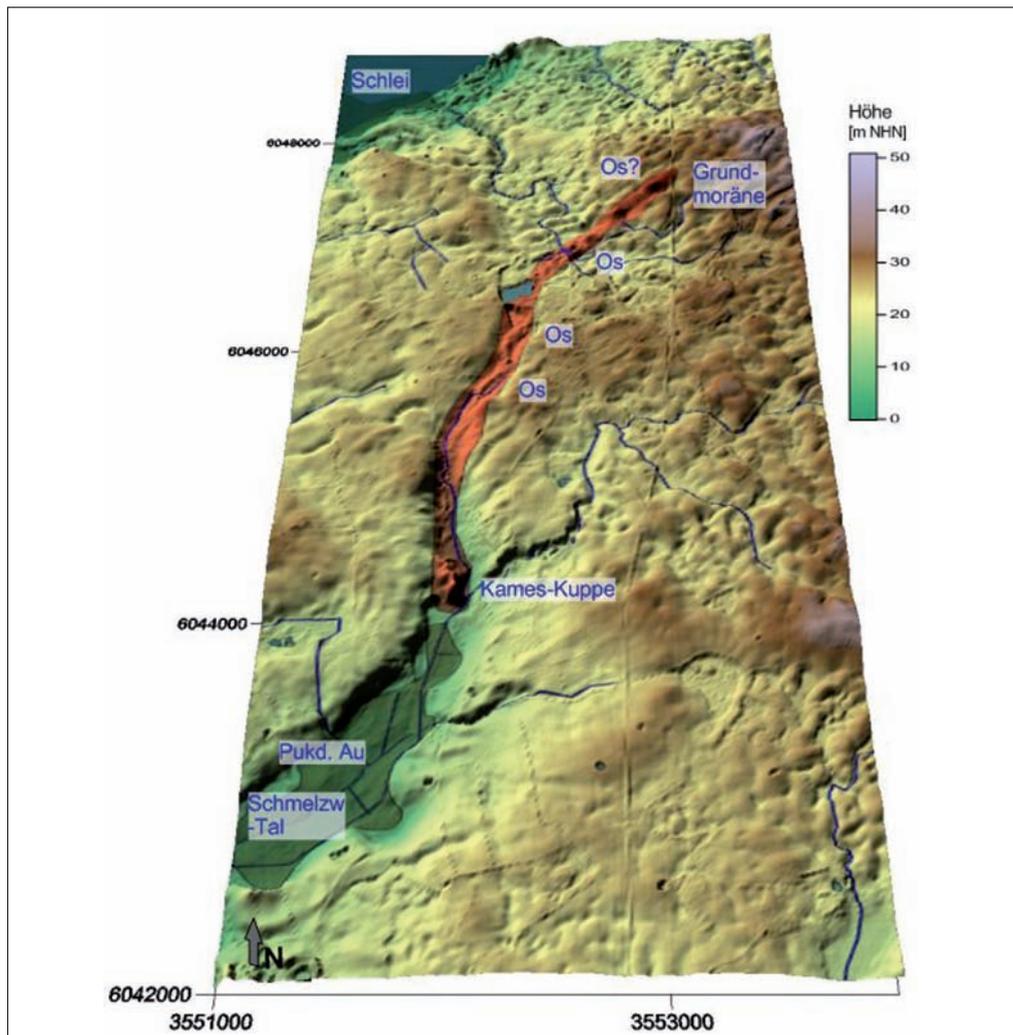


Abb. 11: DGM des Bereiches mit den eingezeichneten Os-Strukturen (Datengrundlage Topographie: LVermGeo-SH)



Abb. 12: Foto des Os-Rückens (Foto: A. Grube Juli 2010)

Aufpressungsbewegung der liegenden bindigen Ablagerungen an. Örtlich sind Parallelstrukturen angedeutet. Der Verlauf der Os-Struktur ist teilweise unregelmäßig.

#### 5.4 Weitere Strukturen

HECK (1937b) erwähnt eine weitere Os-Struktur Waabs (Os von Schwastrum). Hier ist zwischen der Bokenau und der Ölverarbeitungsanlage ein länglicher, NNE-SSW-streichender Geländerrücken vorhanden (Nordende: 3563904; 6048525; Südende: 3563198; 6047944). Die durchgeführten Bohrungen ergaben hier jedoch nur örtlich Sande und Kiese von geringer Mächtigkeit, sodass hier keine typische Os-Struktur vorliegt. Der Rücken besteht fast ausschließlich aus Geschiebemergeln, Geschiebelehm und hangenden periglaziär überformten Ablagerungen (Geschiebedecksand). Eine Untersuchung vermuteter Oser bei Schweinsweide, bei Gut Schönhagen und der Maasholmer Halbinsel (HECK 1937b) steht noch aus.

#### 6. Ausblick

Trotz der teilweise intensiven Überprägung durch Sand- und Kiesabbau stellen die hier dargestellten Bereiche bedeutende Geotope dar. Sie werden im entsprechenden Geotop-

Kataster des Landes Schleswig-Holstein geführt, bedürfen aber dringend noch einer Unterschutzstellung. Die einmaligen Zeugen der Landschaftsgeschichte sollten der Nachwelt erhalten bleiben.

#### 7. Literatur

- BALDSCHUHN, R., FRISCH, U. & KOCKEL, F. (2001): Geotektonischer Atlas von Nordwest-Deutschland und dem deutschen Nordsee-Sektor – Strukturen, Strukturentwicklung, Paläogeographie. – Geol. Jb., A 153.
- BENNER, M. & KAISER, K. (1987): Entwicklungen von Küstengestaltstypen an der schleswig-holsteinischen Fördenküste zwischen Schlei und Eckernförder Bucht. – Berliner Geographische Studien, 25: 193–218.
- BRODZIKOWSKI, K. & VAN LOON, A. J. (1991): Glacigenic sediments. – In: Developments in Sedimentology, 49: 674 S.; Amsterdam u. a.
- DUPHORN, K., JANKE, W.; KLIWIE, H.; NIEDERMEYER, R.-O. & WERNER, F. (1995): Die deutsche Ostseeküste. Sammlung Geologischer Führer Bd. 88: 281 S., Borntraeger, Berlin [u. a.].
- GRIPP, K. (1954): Die Entstehung der Landschaft Ost-Schleswigs vom Dänischen Wohld bis Alsen. – Meyniana, 2: 81–123.
- GRIPP, K. (1964): Erdgeschichte von Schleswig-Holstein. – Karl Wachholtz Verlag, Neumünster, 411 S.
- GRIPP, K. (1978): Die Entstehung von Geröll-Osern (Esker). – Eiszeitalter u. Gegenwart, 28: 92–108.
- GRUBE, A. (2011): Zur Struktur von Eskern in Schleswig-Holstein, unter besonderer Berücksich-

- tigung des „Esker-Kames-Systems Forst Steinburg“ in morphologischer Hochlage. – *Quaternary Science Journal / Eiszeitalter & Gegenwart*, 60 (4): 425–433.
- GRUBE, A. (2014a): Das Os von Waldhusen-Pöppendorf-Ovendorf (Lübeck, Ostholstein). – *Natur- und Landeskunde*, 121 (4–6): 65–75.
- GRUBE, A. (2014b): Der Perlenschnur-Os von Ritzerau (Kreis Herzogtum Lauenburg, Schleswig-Holstein). – *Schr. Naturwiss. Ver. Schleswig-Holstein*, 74: 11–27.
- HECK, H.-L. (1937a): Die geologische Entwicklungsgeschichte des Schlei-Gebietes. – *Die Heimat, Eckernförde*.
- HECK, H.-L. (1937b): Die Kolholmer Au – ehemals ein eiszeitlicher Schmelzwasserstrom. – *Jb. Arbeitsgemeinschaft. Schwansen, Amt Hütten und Dänischwohld*, 2: 93–98, Eckernförde.
- HECK, H.-L. (1942): Geologische Karte des Deutschen Reiches 1:250.000, Blatt 1425 (Sieseby und Dorotheenthal). – *Reichsamt für Bodenforschung [Hrsg.]*, Berlin.
- HECK, H.-L. (1943): Erläuterungen zu den Blättern Schleswig, Brodersby, Sieseby und Dorotheenthal. – 36 S., Hrsg. Reichsamt für Bodenforschung, Berlin.
- HESE, F. (2012): 3D Modellierungen und Visualisierung von Untergrundstrukturen für die Nutzung des unterirdischen Raumes in Schleswig-Holstein. – *Dissertation, Math.-Nat. Fak. Christian-Albrechts-Universität zu Kiel*, 154 S.
- JAMIESON, T. F. (1874): On the last stage of the glacial period in North Britain. *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, 30: 317–338.
- JOHANNSEN, A. (1980): Hydrogeologie von Schleswig-Holstein. – *Geologisches Jahrbuch*, C28: 3–586.
- KAUFFHOLD, H. (2012): Geologische Übersichtskarte von Schleswig-Holstein 1:250000. – *Landesamt für Landwirtschaft, Umwelt und ländl. Räume Schleswig-Holstein [Hrsg.]*.
- LINDNER-EFLAND, M. (2002): Vegetation und Stratigraphie von Sphagnum-Mooren in der Jungmoräne Schleswig-Holsteins, Mecklenburg-Vorpommerns und Südjütlands. – *Dissertation, Bot. Inst. d. Christian-Albrechts-Universität zu Kiel*.
- LUNDQVIST, J. (1979): Morphogenetic classification of glaciofluvial deposits. – *Sveriges Geologiska Undersökning, Avhandlingar och Uppsatser*, 73 (8): 3–72.
- MARCZINEK, S. & PIOTROWSKI, J. A. (2006): Grundwasserströmung und -beschaffenheit im Einzugsgebiet der Eckernförder Bucht, Schleswig-Holstein. – *Grundwasser – Zeitschrift der Fachsektion Hydrogeologie*, 2/2002: 101–110.
- NIEDERMEYER, R.-O., LAMPE, R., JANKE, W., SCHWARZER, K., DUPHORN, K., KLIEWE, H. & WERNER, F. (2011): Die deutsche Ostseeküste. – *Sammlung geologischer Führer* 105, 370S., 2. völlig neu bearb. Aufl., Borntreager (Stuttgart).
- PRANGE, W. (1979): Geologie der Steilufer von Schwansen, Schleswig-Holstein. – *Schr. Naturwiss. Ver. Schleswig-Holstein*, 49:1–24.
- PRANGE (1990): Glazialgeologische Aufschlussuntersuchungen im weichselzeitlichen Vereisungsgebiet zwischen Schleswig und Kiel. – *Meyniana* 42: 65–92.
- ROSS, P.-H. (1990): Geowissenschaftlich schützenswerte Objekte (GeoschOb) in Schleswig-Holstein 1:250 000. – *Unter Mitarbeit von Liebsch-Dörschner, Th., Picard, K. & Lange, W.; Geologisches Landesamt Schleswig-Holstein [Hrsg.]*, Kiel, mit Erläuterungen (1991).
- ROSS, P.-H. (1997): Geotope im Kreis Rendsburg-Eckernförde. – *Jahrbuch der Arbeitsgemeinschaft Schwansen, Amt Hütten und Dänischwohld*, 55: 91–96.
- SEIFERT, G. (1953): Das mikroskopische Kornggefüge des Geschiebemergels als Abbild der Eisbewegung, zugleich Geschichte des Eisabbaues in Fehmarn, Ost-Wagrien und dem Dänischen Wohld. – *Meyniana*, 2: 124–184.
- STEPHAN, H.-J. (1998): Geologische Karte von Schleswig-Holstein 1:500.000. – *Landesamt für Natur und Umwelt [Hrsg.]*, Flintbek.
- STEPHAN, H.-J. (2004): Karte der Stauchgebiete und Haupt-Gletscherrandlagen in Schleswig-Holstein 1:500.000. – *Meyniana*, 56: 149–154.
- STRUCK, R. (1918): Wallberge in Lübecks nächster Umgebung. – *Lübeckische Blätter*, 60 (16): 181–184.
- WAGENBRETH, O. & STEINER, W. (1989): Geologische Streifzüge: Landschaft und Erdgeschichte zwischen Kap Arkona und Fichtelgebirge. – 3. Aufl., 204 S.; VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie (Leipzig).
- WALTHER, M. (1990): Untersuchungsergebnisse zur jungpleistozänen Landschaftsentwicklung Schwansens (Schleswig-Holstein). – *Berl. Geogr. Abhandlungen* 52: 1–143.
- WALTHER, M. & GROSSMANN, M. (1991): Das Schönhagener "Head"-Kliff an der Ostküste Schwansens (Schleswig-Holstein): Eisstauchungsverfälschungen in einer Nahtzone zweiseitiger Moränengabeln zwischen Schwansener und Aussenschleisloben sowie das aktuelle Formungsgeschehen. – *Mit einem Beitr. von Bernd Wünnemann; Geographica – Oekologica* 4: 1–63, Anhang.
- WIETHOLD, J. (1997): Studien zur jüngeren postglazialen Vegetations- und Siedlungsgeschichte im östlichen Schleswig-Holstein. – *Diss. Univ. Kiel*. – 513 S.
- WOLFF, W. (1910): Der Boden von Schwansen und seine Entstehung. – *Heimat* 20: 30–38.
- WÜNNEMANN, B. (1990): Die weichselzeitliche Entstehung der Langseerinne (Angeln) in Schleswig-Holstein. – *Diss., Fachbereich Geowissenschaften, FU Berlin*, 171 S. + Anhang, Berlin.

## **Danksagung**

Die Arbeiten wurden teilweise vom Autor im Rahmen seiner Tätigkeit beim Geologischen Dienst Schleswig-Holstein im LLUR durchgeführt. Herrn Hillmar Kellinghusen

(Holzdorf) sei für die Gewährung des Zugangs gedankt. Den Herren W. Mevs, E. Krug, H.-P. Henningsen und A. Preuß (alle LLUR, Flintbek) danke ich für den unermüdlichen Einsatz bei den Bohrarbeiten.