

Brandenburg. geowiss. Beitr.	Cottbus	17 (2010), 1/2	S. 107-122	9 Abb., 67 Lit.
------------------------------	---------	----------------	------------	-----------------

Glazitektonische Deformation der kretazischen und pleistozänen Sedimente an der Steilküste von Jasmund nördlich des Königsstuhls (Rügen)

Glaciotectonic deformation of Cretaceous and Pleistocene sediments at the coastal cliff of Jasmund peninsula north of Königsstuhl (Rügen)

MICHAEL KENZLER, KARSTEN OBST, HEIKO HÜNEKE & KARSTEN SCHÜTZE

1. Einführung

Die Steilküste der Halbinsel Jasmund nimmt eine Schlüsselposition bei der Interpretation weichselzeitlicher glazidynamischer Prozesse im südwestlichen Ostseeraum ein. Die teilweise bis 120 m hohen Kliffs besitzen derzeit sehr günstige Aufschlussverhältnisse. Gleichzeitig stellen sie aber auch ein Gefahrenpotential für den Menschen dar. Dies machten die Kliffabbrüche entlang der Kreideküste von Jasmund (Abb. 1), wie sie sich z. B. in den Monaten Februar und März 2005 ereigneten, deutlich. Seitdem werden Küstenrückgang und -zerfall an den Steilufern Mecklenburg-Vorpommerns nicht nur von einer breiteren Öffentlichkeit wahrgenommen, son-

dern es wird auch von geologischen Institutionen, wie dem Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie Güstrow (LUNG), der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe Hannover (BGR) und dem Institut für Geographie und Geologie der Universität Greifswald, vermehrt an der Erkundung und Ausweisung besonders gefährdeter Küstenabschnitte, insbesondere von Jasmund gearbeitet. So stellten OBST & SCHÜTZE (2006) bereits mögliche Ursachen und Auslöser für Kliffabbrüche vor. Demnach spielen vor allem die witterungsbedingten hydraulischen Verhältnisse in Verbindung mit der Sedimentzusammensetzung eine entscheidende Rolle. Kliffkartierungen und sedimentologische, tektonische sowie bodenmechanische Untersuchungen ermöglichen die

Ausweisung rutschungsgefährdeter Bereiche (vgl. u. a. GÜNTHER & THIEL 2009).

Die Neukartierung ausgewählter Kliffabschnitte liefert aber nicht nur Informationen zu ihrem Gefährdungspotenzial, sondern leistet einen wichtigen Beitrag zur weiteren Erforschung der pleistozänen Entwicklungsgeschichte Jasmunds, die auch nach 150 Jahren geowissenschaftlicher Bearbeitung noch nicht endgültig geklärt ist. Die hier vorgestellten Kartiererergebnisse dokumentieren den Bau und die Veränderung der Steilküste zwischen Großer Stubbenkammer und Hanken Ufer (vgl. Abb. 1). Frühere Arbeiten befassten sich überwiegend mit dem glazitektonisch überprägten Kreidekliff zwischen Sassnitz und dem Königsstuhl, während die nördlichen Bereiche bis

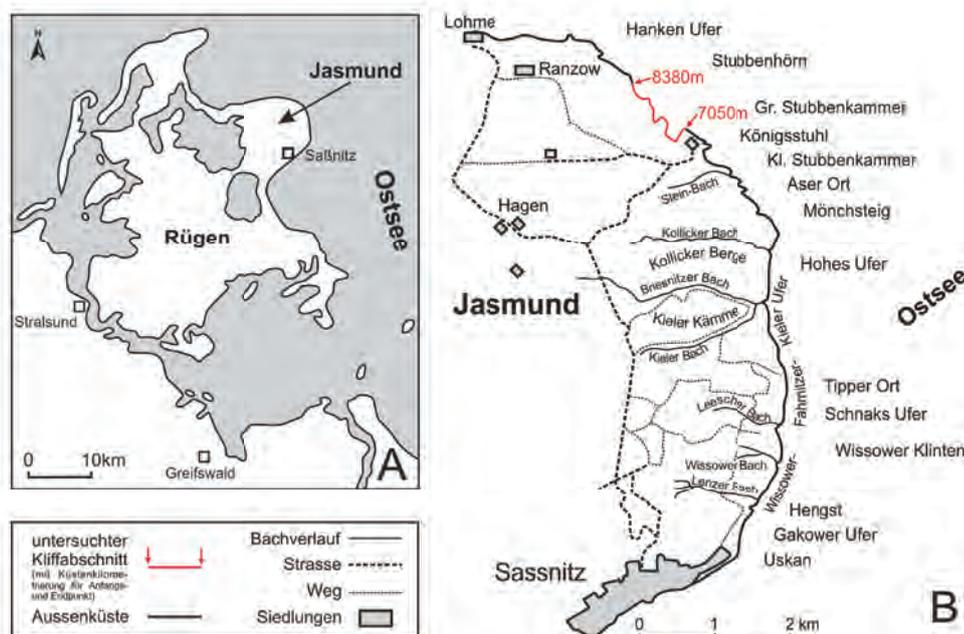


Abb. 1: (A) Lage der Halbinsel Jasmund (Rügen), (B) schematische Karte der nordöstlichen Küste Jasmunds mit Untersuchungsgebiet zwischen Großer Stubbenkammer und Hanken Ufer (verändert und ergänzt nach Gruhs 1958)

Fig. 1: (A) Location of Jasmund peninsula (Rügen), (B) schematic map of the northeastern coast of Jasmund peninsula with the investigation area between Große Stubbenkammer and Hanken Ufer (modified after Gruhs 1958)

Lohme aufgrund der eher ungünstigen Aufschlussverhältnisse davon größtenteils ausgenommen blieben (vgl. LUDWIG 1954/55, STEINICH 1972). Erst einige größere Abbrüche 1999 am Stubbenhörn und der daraus folgenden großflächigen Freilegung des Pleistozän-Streifens 25 schufen die Grundlage für eine geologische Neuaufnahme dieses Abschnittes.

2. Regionalgeologische Situation

Die Halbinsel Jasmund bildet einen der fünf Inselkerne der heutigen Insel Rügen, die im Laufe des Holozäns infolge von Küstenausgleichsprozessen verbunden wurden. Vor allem Jasmund im NE zeichnet sich durch seine besonders hohe Steilküste mit teilweise sehr komplizierten Lagerungsverhältnissen aus. Die Entstehung des aus einzelnen, durch Auf- bzw. Überschiebungen begrenzten Schuppen (KATZUNG et al. 2004a) kretazischer und pleistozäner Ablagerungen aufgebaute Stauchmoränenkomplexes wurde in der Vergangenheit kontrovers diskutiert.

Bereits WAHNSCHAFFE (1882) wies auf den möglichen Zusammenhang zwischen einem vorstoßenden Gletscher und der druckinduzierten sattelförmigen Heraushebung des Gebietes von Jasmund hin. Prinzipiell ähnliche Vorstellungen, die die Entstehung der Stauchmoräne auf glazigene Prozesse zurückführen, hatten JOHNSTRUP (1874), SCHOLTZ (1886), BERENDT (1889), GEIKIE (1894), PHILIPPI (1907), SLATER (1927), RICHTER (1933), GRIPP (1947) und BRINKMANN (1953). Eine alternative genetische Deutung, deren Verfechter vor allem BOLL (1846), COHEN & DEECKE (1890), CREDNER (1889) und JAEKEL (1911, 1918) waren, sieht die geologischen Verhältnisse auf Jasmund rein endogen verursacht. Störungsgebundene Krustenbewegungen im Untergrund sollen hiernach für die Anlage der Kreideauftragung verantwortlich sein.

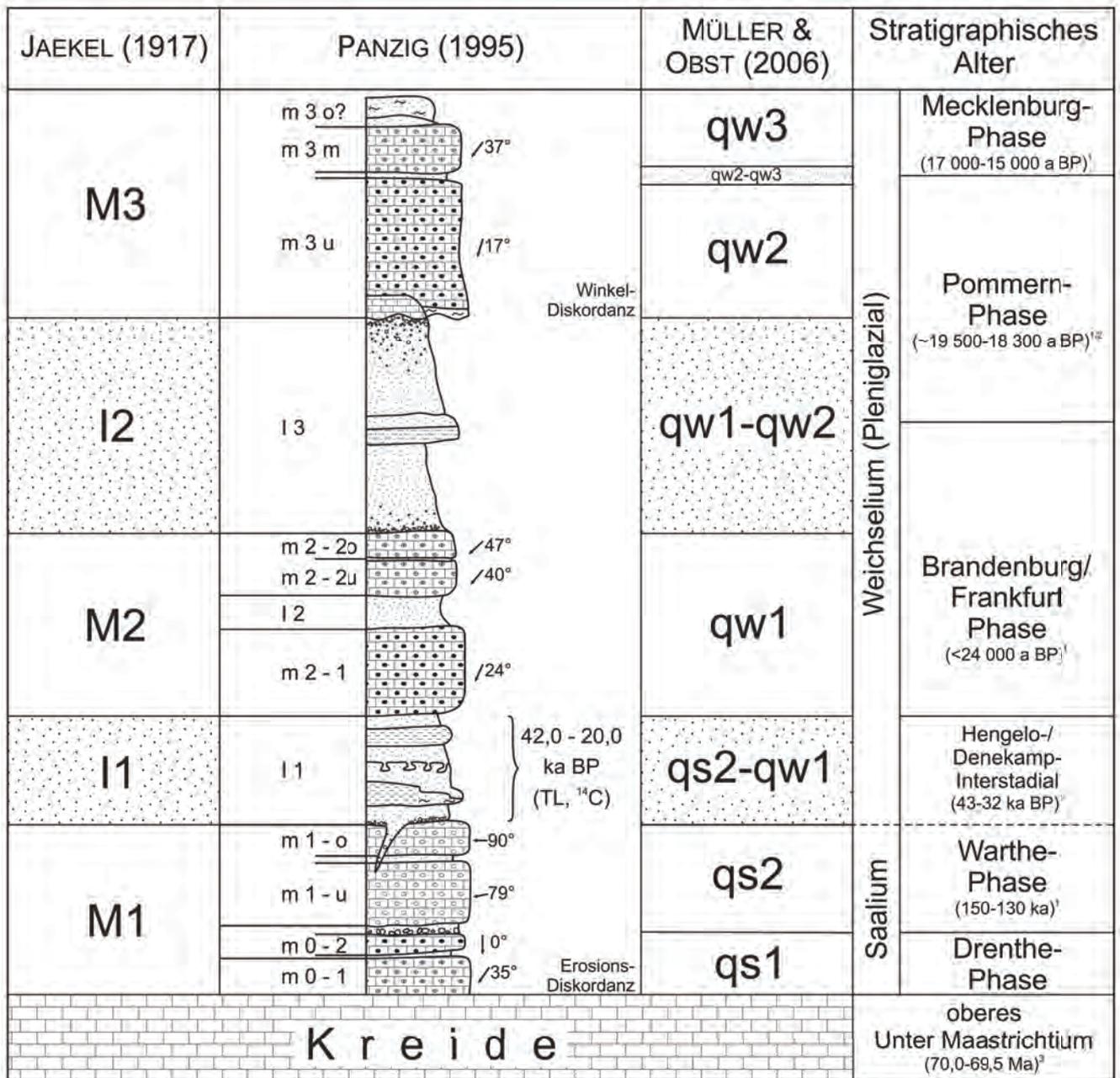
Einen entscheidenden Schritt für vergleichende Untersuchungen entlang des Kliffs von Jasmund machte KEILHACK (1912) durch seine fortlaufende Dokumentation und Bezeichnung der einzelnen pleistozänen Aufschlussbereiche als Streifen (1 bis 26). Durch die zusätzliche Nummerierung der Kreideschollen (I bis XXVI) durch JAEKEL (1918) gelang es, eine eindeutige Identifizierung der einzelnen Kliffabschnitte zu erreichen. Ebenfalls auf JAEKEL (1918) geht die klassische Nomenklatur, sowohl für die einzelnen Geschiebemergel (M1-M3) bzw. nach heutiger Nomenklatur als Tills bezeichnet (vgl. LUKAS 2003/2004) als auch für die Zwischensedimente (I1 und I2) zurück (Abb. 2).

Nach dem Zweiten Weltkrieg erfuhr die Diskussion über die Stauchmoräne von Jasmund durch BRINKMANN (1953) und LUDWIG (1954/55) neue Denkanstöße. Wegweisend waren die Untersuchungen und komplexen Profildarstellungen von STEINICH (1972). Gegen Ende der 1980er Jahre fand die wissenschaftliche Tätigkeit auf Jasmund ihren vorerst letzten Höhepunkt. Besonders Diplomarbeiten und Dissertationen beschäftigten sich mit ausgewählten Themenbereichen des Pleistozäns auf Rügen (u. a. STRAHL 1988, SCHÜTZE 1988, KANTER 1989, ANDERS 1989, PANZIG 1990, vgl. auch STEINICH 1992).

Die einzelnen Kreide-Komplexe, deren durchschnittliche wahre Mächtigkeit 80 m beträgt (HERRIG 2004), sind an ihrer Basis vom Unterlager abgesichert, wobei der Abscherhorizont bei ca. - 40 m NN liegt (KATZUNG et al. 2004a). Dass die Stauchmoräne von Jasmund ihre Entstehung bzw. Überprägung dem weichselzeitlichen skandinavischen Inlandeis verdankt, gilt für die meisten Bearbeiter (u. a. STEINICH 1972, GROTH 2003, MÜLLER & OBST 2006) als gesichert. Nach STEINICH (1972) könnte aber die Zerlegung der Kreide in einzelne Schollen bereits vor der Ablagerung des ältesten Tills (M1) erfolgt sein und zumindest zum Teil auf endogene Prozesse zurückgehen.

Der M1, von CEPEK (1967), PANZIG (1991) sowie MÜLLER & OBST (2006) ins Saale-Glazial und von STEINICH (1988) in das frühe Weichsel-Glazial gestellt, liegt quasi konkordant auf Sedimenten des oberen Unter-Maastrichtium (HERRIG 2004). Die hier vorliegende Erosionsdiskordanz beinhaltet einen Hiatus von annähernd 70 Ma. Ablagerungen des Paläogens und Neogens fehlen auf Jasmund bzw. finden sich nur aufgearbeitet in pleistozänen Ablagerungen (KATZUNG, KRIENKE & STRAHL 2004b). Über dem M1 folgt das I1-Zwischensediment, für das PANZIG (1995) ein spätsaale- bis mittelweichselzeitliches Alter annimmt. TL-Datierungen des I1 von Jasmund und Arkona verweisen auf einen Bildungszeitraum zwischen 55 ka und 19 ka BP (KRBETSCHKE 1995) und damit auf eine lediglich interstadiale Ablagerung innerhalb des Weichsel-Hochglazials. Die auf ¹⁴C-Daten basierenden Angaben von STEINICH (1992) für den I1-Horizont liegen im Bereich zwischen ca. 40 ka und 30 ka BP. Über dem I1 folgen die zur Brandenburg (qw1B) bzw. Frankfurt (qw1F) Phase des Weichsel-Pleniglazials gerechneten Ablagerungen des M2. Die sich anschließenden Zwischensedimente des I2 werden von (MÜLLER & OBST 2006) als Vorschüttsedimente der Pommern Phase (qw2) aufgefasst. Besonders dieser I2-Horizont findet sich nur fleckenhaft verbreitet auf Jasmund, so am Wissower Ufer (Pleistozän-Streifen 4 und 7) oder auch am Stubbenhörn (Pleistozän-Streifen 25). Die gesamte Abfolge der Kreide und des „älteren“ Pleistozäns sensu JAEKEL (1918) wird durch den im ausgehenden Weichsel-Glazial akkumulierten M3-Deckkomplex (qw3) winkeldiskordant überlagert. Der Zeitpunkt der glazitektonischen Beanspruchung liegt demnach zwischen der Ablagerung des I2-Zwischensedimentes und des M3-Deckkomplexes (vgl. Abb. 2). Als Verursacher sehen MÜLLER & OBST (2006) den Pommerschen Eisvorstoß, welcher ein Alter von 16 200 bzw. 15 200 ¹⁴C-Jahren BP haben soll (LIETKE 1996, KOZARSKI 1995). Dies entspricht einem kalibrierten Alter von 19 380 ± 100 a BP bzw. 18 300 ± 230 a BP (WENINGER, JÖRIS & DANZEGLOCKE 2009). HEINE et al. (2009) hingegen stufen die Pommern Phase in Brandenburg, anhand von ¹⁰Be-Daten von erratischen Blöcken in den Zeitraum zwischen 17 000 bis 15 000 ka ein. Der jüngste Eisvorstoß, der zumindest den hangenden Teil des M3-Deckkomplexes hinterließ, wird der Mecklenburg Phase zugeschrieben und liegt zeitlich im Bereich von 17 000 bis 15 000 Jahren v. h. (vgl. LITT et al. 2007).

Im Hinblick auf mögliche Ursachen, die zur Bildung des Schuppenbaus aus Kreideschollen und diskordant auflagernden pleistozänen Sedimenten führten, sind eine Reihe



¹LITT et al. (2007) ²¹⁴C-Angaben in LITT et al. (2007) kalibriert nach WENINGER et al. (2009) ³HERRIG (2004)

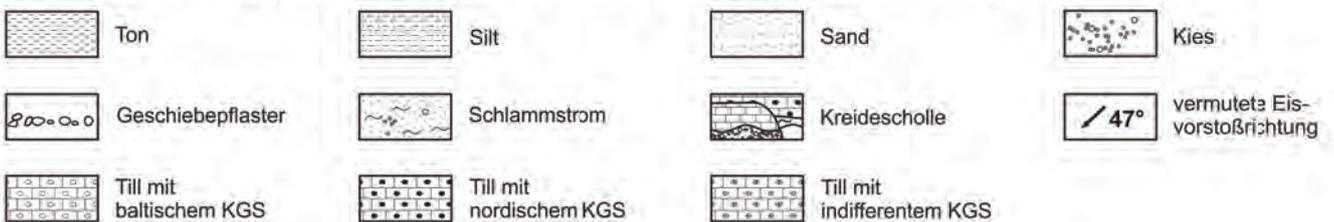


Abb. 2: Normalprofil der pleistozänen Ablagerungen auf Jasmund (Rügen) (nach JAEKEL 1917, PANZIG 1995, MÜLLER & OBST 2006)

Fig. 2: Standard profile of the Pleistocene deposits of Jasmund (Rügen) (after JAEKEL 1917, PANZIG 1995, MÜLLER & OBST 2006)

von grundlegenden Fragen nicht ausreichend geklärt: Welcher der weichselzeitlichen Gletschervorstöße verursachte die Entstehung der Jasmunder Stauchmoräne und kann dieser Prozess eindeutig datiert werden? Warum stießen die Gletscher im Zeitraum vor der glazitektonischen Dislokation über Jasmund vor, ohne die Schreibkreide abzuscheren? Waren in diesem Zusammenhang auch endogene Prozesse beteiligt?

Drei grundsätzliche Modellvorstellungen, die die komplizierten Lagerungsverhältnisse der Stauchmoräne von Jasmund zu erklären versuchen, sollen hier kurz skizziert werden:

(1) LUDWIG (1954/55) führte als einer der ersten Autoren die Entstehung der Stauchmoräne von Jasmund auf ein Zusammenwirken sowohl von endogenen als auch von exogenen Faktoren zurück. Hierbei spielen demnach endotektonische Vorgänge, welche durch Fernwirkung der Alpenaufaltung hervorgerufen wurden, eine wichtige Rolle. Spannungen in der Erdkruste führten im nördlichen Mitteleuropa zu unterschiedlich starker Absenkung des tieferen Untergrundes. Infolge des Durchpausens alter Störungsmuster bis ins jüngere Deck-

gebirge erfuhr Jasmund eine leichte Heraushebung. Damit bot sich zwei aus nordöstlicher bzw. südöstlicher Richtung auf Jasmund vorstoßenden Gletscherzungen ein gemeinsamer Angriffspunkt. Im heutigen Gebiet von Jasmund trafen diese aufeinander, was zur Verschuppung der kreidezeitlichen und pleistozänen Sedimente führte und eine Stauchmoräne entstehen ließ (vgl. Abb. 3A).

(2) Im Sinne von HERRIG & SCHNICK (1994) kam es nach der Ablagerung der Schreibkreide im Gebiet der heutigen Insel Rügen im Unter-Maastrichtium zu einer endogen ausgelösten tektonischen Heraushebung (vgl. GARETSKY et al. 2001), die bis in das Neogen hinein andauerte. Zunächst die Geländeoberfläche lediglich erodierende und exarierende Gletscher hinterließen während des Pleistozäns die älteren Tills M1 und M2 und die ihnen assoziierten interstadialen Sedimente des I1 und I2. Infolge der Auflast und des Schubs eines nachfolgend aus südlicher Richtung anrückenden Gletschers erfolgte die glazitektonisch induzierte Dislokation von Kreide und Pleistozän, wobei die Kreide mit bruchhafter Verfor-

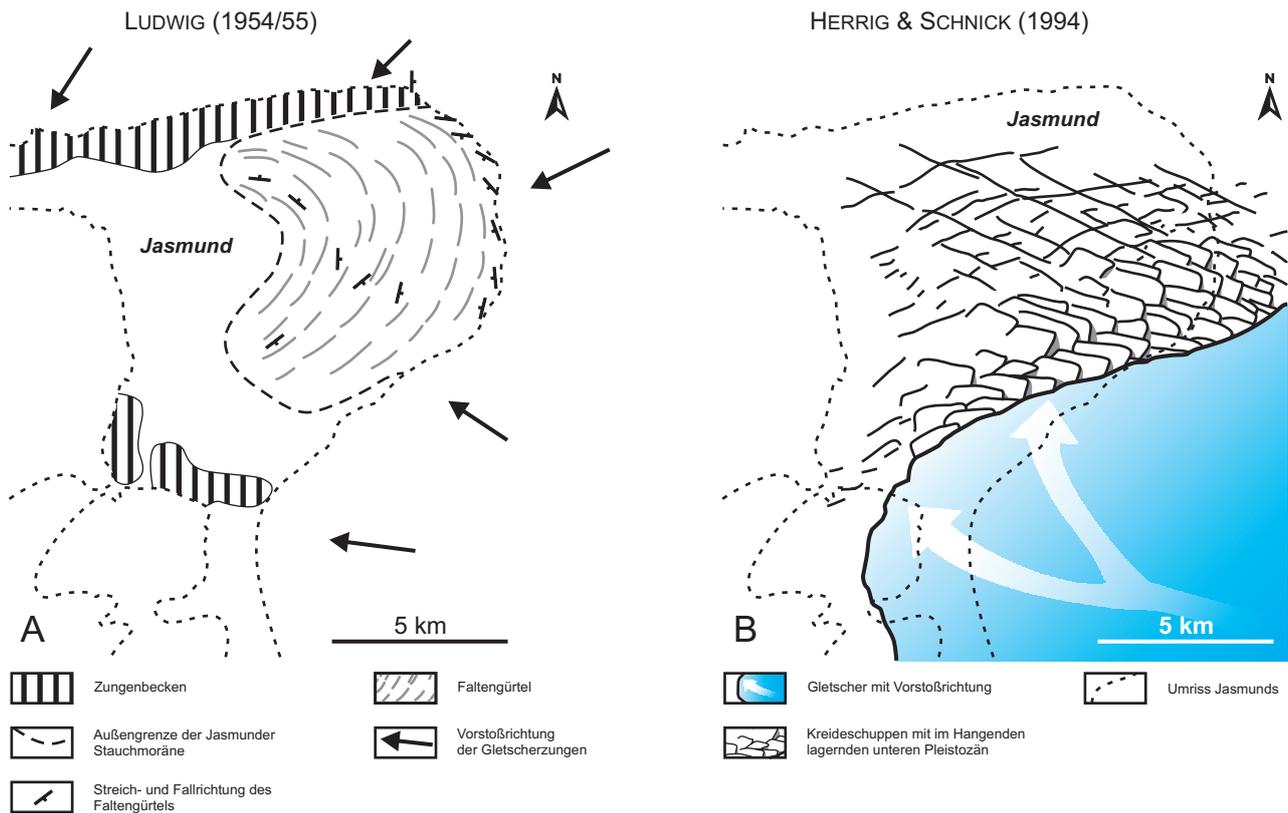


Abb. 3: Modelle zur Genese des Stauchmoränenkomplexes von Jasmund: (A) Schuppenförmige Stapelung infolge des glazitektonischen Drucks zweier von Nordosten und Südosten anströmender Gletscher (verändert und ergänzt nach Ludwig 1954/55), (B) Stauchung der Kreide- und älterer Pleistozän-Ablagerungen durch einen südöstlichen Gletschervorstoß (verändert und ergänzt nach HERRIG & SCHNICK 1994)

Fig. 3: Genetic models of the Jasmund pushmoraine complex: (A) Thrust faulting induced by glaciotectionic pressure of two glacier tongue which streamed from the north-east and south-east (modified after Ludwig 1954/55) (B) Glaciotectionic deformation of Cretaceous and older Pleistocene rocks of Jasmund due to a young Pleistocene glacier advance from south-east (modified after HERRIG & SCHNICK 1994)

mung reagierte (vgl. Abb. 3B). Abschließend überfuhr ein weiterer Gletscher dieses Gebiet und hinterließ den diskordant folgenden M3-Deckkomplex.

- (3) Den dritten Interpretationsansatz liefert GROTH (2003), der sich besonders mit dem Ablauf der glazitektonischen Stauchung befasste. Seine Ergebnisse stützen sich unter anderem auf Bohrungen, die im Rahmen der geologischen Erkundung der Kreide- und Kiessandlagerstätten auf Jasmund in den 1950er und 1960er Jahren durchgeführt worden sind. Hierdurch konnte der schuppenförmige Bau, u. a. der Mönkendorfer Kreideschuppen östlich von Quatzendorf nachgewiesen werden. Ferner sind Kreideschollen dokumentiert, die quasi „schwimmend“ in pleistozänen Sedimenten vorkommen, so eindrucksvoll aufgeschlossen am Kliff bei Dwasieden südlich Sassnitz. Die Stauchmoräne von Jasmund erreicht Höhen zwischen 50 und 161 m NN und teilt sich in einen aus insgesamt fünf Struktureinheiten bestehenden Nord- und Südflügel.

GROTH (2003) ordnet diesen Struktureinheiten jeweils einzelne glazidynamische Entwicklungsphasen zu (Abb. 4): Während der Phase 1 formte sich die Stapelmoräne der Struktureinheit I durch einen südöstlichen Gletschervorstoß. Im Zuge dieser Bewegungen wurde die Kreide mit dem hangenden Pleistozän (M1 bis I2) in 14 Blöcke zerlegt und erfuhr infolge von Überschiebungen eine horizontale Einengung von ursprünglich 3500 m auf 2000 m. Der Abscherhorizont der Kreide liegt bei ca. - 40 m NN, die daraus resultierenden verbleibenden Mächtigkeiten der einzelnen Kreide-Komplexe schwanken zwischen 50 und 100 m.

Änderungen im Eisfluss während der Phase 2 induzierten Druck aus Richtung NE bzw. E und ließen die Struktureinheiten II und IV entstehen, die sich an der nordwestlichen bzw. südöstlichen Seite der Struktureinheit I anschließen.

Während der Phase 3 bewegte sich glazitektonisch ausgelöst der Block der Struktureinheit III, der ehemals der Struktureinheit I angehörte, Richtung SW vor die Struktureinheit II. Dabei kam es zur Rotation, die die Änderung der Streichrichtung der Höhenrücken von SW–NE auf NW–SE erklären würde.

In der Phase 4 verursachte ein Eisschub die Abtrennung der Struktureinheit V. Abschließend überfuhr der Gletscher sämtliche Struktureinheiten I bis V und lagerte den M3-Deckkomplex diskordant ab. Ob die Aufstauchung vom Pommerschen oder vom Mecklenburger Vorstoß verursacht worden ist, lässt GROTH (2003) offen.

Um diese und andere Deutungsversuche bewerten zu können, sollte sukzessive das strukturgeologische Inventar sowohl der Schreibkreide als auch des Pleistozäns der Halbinsel Jasmund unter Berücksichtigung moderner internationaler Literatur (u. a. VAN DER WATEREN 2001, ALLEY et al. 2003, KJÆR et al. 2006) aufgenommen und die Küstenaufschlüsse großmaßstäblich kartiert werden. Die sich hieraus ergebenden Schlussfolgerungen könnten helfen, die

Ursachen für die komplizierten Lagerungsverhältnisse und die Entwicklungsschritte, die zur Bildung der Stauchmoräne geführt haben, zu klären.

3. Kliffkartierung

Im Herbst 2006 und im Frühjahr 2007 erfolgten die Kartierungsarbeiten auf der Halbinsel Jasmund entlang der Steilküste zwischen Großer Stubbenkammer und Hanken Ufer (vgl. Abb. 1 und KENZLER 2007, KENZLER et al. 2008, 2009). Im Vordergrund standen die Erfassung sichtbarer Veränderungen am Kliff im Vergleich zu früheren Aufnahmen von BRÜCKNER (1958) und STEINICH (1972), des Weiteren die Dokumentation der Lagerungsverhältnisse der kretazischen und pleistozänen Sedimente und strukturgeologischer Besonderheiten sowie die Diskussion möglicher Ursachen für Kliffabbrüche. Das aufgenommene Kliffprofil wurde in die 1958 aufgestellte Küstenkilometrierung eingehängt (vgl. BRÜCKNER 1958, REINCKE 1958). Diese beginnt mit dem Profilmeter (PM) 0 nördlich von Sassnitz und endet mit PM 10 890 westlich des Hafens von Lohme. Der hier beschriebene Kliffabschnitt liegt zwischen PM 7050 und 8380 (vgl. Abb. 1).

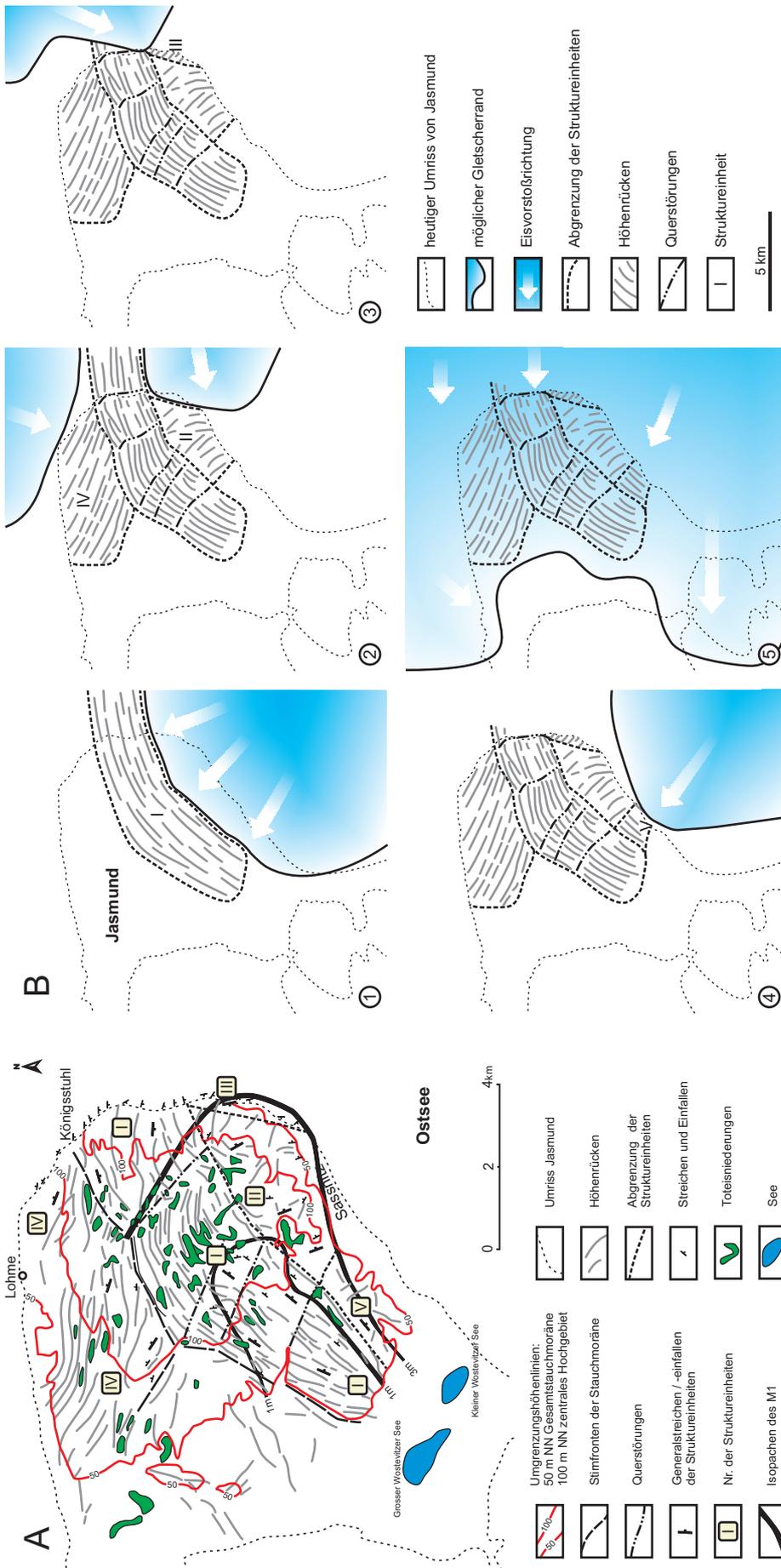
3.1 Methodik

Die Raumlage der kretazischen Schichten bzw. der glazitektonisch deformierten Kreide-Komplexe wurde anhand der Orientierung der vorhandenen Feuersteinbänder rekonstruiert. Der in Lagen angeordnete knollige oder plattige Feuerstein (Flint) entstand konkretionär überwiegend entlang von Schichtflächen und vermittelt somit einen anschaulichen Eindruck der ehemaligen Schichtung bzw. deren sekundärer Verformung (vgl. HERRIG 2004).

Die pleistozänen Sedimente wurden entsprechend ihrer lithologischen Ausbildung untergliedert. Zur Unterscheidung und stratigraphischen Einordnung der verschiedenen pleistozänen Tills wurden zusätzlich Kleingeschiebeanalysen nach TGL 25 232 (1971) durchgeführt, da die Methode lokal gute Korrelationsmöglichkeiten bietet (PANZIG 1995). Zur Analyse der geologischen und tektonischen Ereignisabfolge sind neben lithofaziellen Untersuchungen auch tektonische Elemente, wie z. B. Kluftsysteme und Störungen erfasst worden.

3.2 Lagerungsverhältnisse der glazitektonisch deformierten Abfolgen am Kliff zwischen Großer Stubbenkammer und Hankenufer

Der kartierte Küstenabschnitt nördlich des Königsstuhls umfasst die Pleistozän-Streifen 24 und 25 sowie die Kreide-Komplexe XXIII bis XXV. An die Beschreibung der einzelnen Aufschlüsse schließt sich, soweit möglich, unmittelbar die lithostratigraphische Einstufung der Sedimente und die Interpretation der Lagerungsverhältnisse und Deformationsstrukturen an.



Das Kartierungsgebiet beginnt 150 m nordwestlich des Waschsteins, eines in Folge des Küstenrückgangs aus dem Pleistozän-Streifen 24 verstürzten Großgeschiebes, das heute unterhalb des Königsstuhls (Kreide-Komplex XXIII) auf der Schorre liegt. Richtung Nordwesten folgt der Kreide-Komplex XXIV-1, dessen Lagerungsverhältnisse (Orientierung der Schichten) aufgrund von schlechten Aufschlussbedingungen nicht erfasst und bewertet werden konnte.

Bei PM 7090 (vgl. Abb. 5A) bildet ein kleiner Bach ein Kerbtal, an dessen Talflanken in 7-8 m Höhe über dem Strandniveau pleistozäne diamiktische Sedimente linsenartig innerhalb der Kreide aufgeschlossen sind. Verfolgt man die Basis der nordwestlich des Baches befindlichen pleistozänen Sedimente zu den südöstlich anstehenden Ablagerungen, so lässt sich ein gleichsinniges Einfallen nach Südost feststellen. Der Kleingeschiebebestand des Diamiktions entspricht keinem der typischen, von PANZIG (1990, 1991) beschriebenen Tillspektren. Charakteristisch sind hier erhöhte Werte an Nordischem Kristallin (45,6%) und geringe Anteile Paläozoischer Kalke (15,8%). In ungefähr 10 m Höhe über dem Klifffuß füllen pleistozäne diamiktische Sedimente am Top der Kreide eine sanduhrähnliche Struktur aus. Die Feuersteinlagen in unmittelbarer Nähe dieser Form weisen eine Krümmung nach unten auf (vgl. Abb. 5B). Folgt man dem Bachbett weiter hangaufwärts, lagern über der Kreide schwach diskordant ein Geschiebepflaster und ein bereits von BRÜCKNER (1958) beschriebener 4-5 m mächtiger blaugrauer Till. Am Top des Tills ist ein weiteres, eine Steilstufe bildendes Geschiebepflaster vorhanden, dessen einzelne Komponenten deutlich größer sind, als jene an der Basis des Tills. Oberhalb der Steilstufe steht wiederum ein blaugrauer Till mit einer Mächtigkeit von höchstens 2 m an. Hier öffnet sich nach Südwesten eine relativ flache Kesselstruktur mit einem Durchmesser von 40-50 m. Im Kessel sind vereinzelt weißliche Feinsande aufgeschlossen, die sich auch in 2-3 m Höhe oberhalb des zweiten, vorhergehend beschriebenen Geschiebepflasters wieder finden.

Die bei PM 7090 aufgeschlossenen pleistozänen Sedimente gehören zum Pleistozän-Streifen 24 (vgl. KEILHACK 1912, BRÜCKNER 1958) und zeigen zum Teil das Normalprofil von Jasmund: Über der Kreide lagert der hier durch eine Geschiebelage wahrscheinlich zweigeteilte M1. Die Anreicherung von Geschieben innerhalb eines Tills kann durch Sakkungserscheinungen aufgrund geringerer Duktilität infolge von Stagnationsphasen während der Gletscherbewegung entstehen (vgl. STRAHL 1988). Im Hangenden folgen die I1-Zwischensedimente, repräsentiert durch (glazi)fluviale Sande. Die nicht aufgeschlossenen jüngeren Ablagerungen des M2, I2 und des M3-Deckkomplexes befinden sich wahrscheinlich im höheren Bereich des Kessels.

Das Auftreten linsenförmig austreichender Pleistozänablagerungen sowie die Füllung der sanduhrähnlichen Struktur innerhalb der Kreide lassen verschiedene genetische Deutungen zu:

(a) Durch glazitektonische Bewegungen während der Herausbildung der Stauchmoräne von Jasmund im ausgehenden Weichsel-Glazial wurden die Kreide und überlagernde

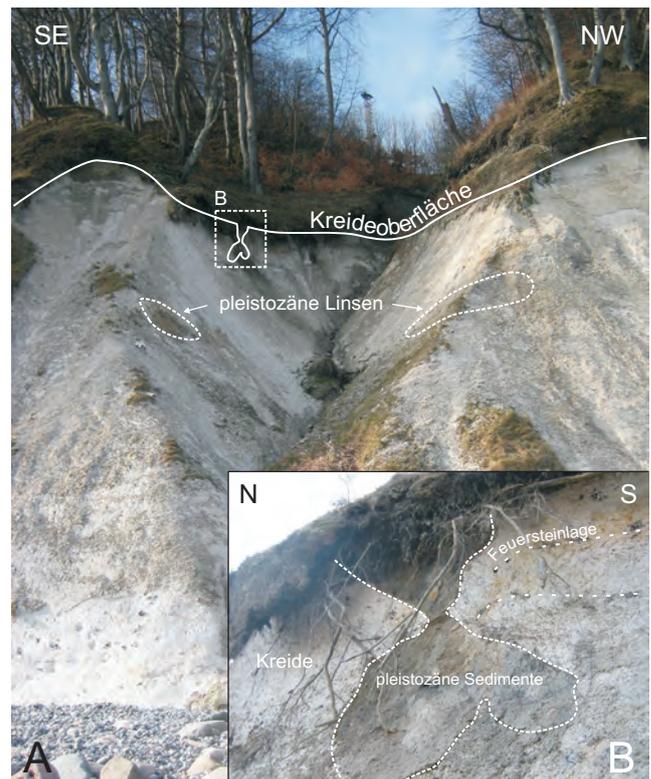


Abb. 5: (A) V-Tal (bei PM 7090) mit linsenförmigen Pleistozän-Aufschlüssen innerhalb der Schreibkreide (B) Detailaufnahme des pleistozänen Tills oberhalb der Kreide (Fotos: Kenzler)

Fig. 5: (A) V-shaped valley (at profile meter 7090) with lenses of Pleistocene within the chalky limestone (B) detailed picture of Pleistocene till on top of the Chalk (photos: Kenzler)

pleistozäne Schichten zum Teil kleinräumig zerschert und miteinander verschuppt. Allerdings konnte in diesem Bereich keine Überschiebungsbahn nachgewiesen werden.

- b) Die pleistozänen Relikte könnten auch Füllungen von ehemaligen Karsthohlräumen anzeigen, wie sie von SCHNICK & SCHÜLER (1996) für die Rügener Schreibkreide diskutiert werden. Diese Vermutung bleibt aber fraglich. Zwar gibt es Anzeichen für Karstlösungen im direkten Hinterland des Jasmunder Kliffs, wie z. B. dolinenartige Trichterstrukturen, aber zweifelsfreie Beweise für eine Lösung von Kreidematerial liegen bisher nicht vor. Auch soll der Travertin, welcher sich etwas weiter nördlich am Pleistozän-Streifen 25 gebildet hat, gelöstem Kalk aus den pleistozänen Zwischensedimenten (I1 und I2) entstammen.
- c) Das pleistozäne Material wurde infolge der Auflast und Bewegung des vorrückenden Inlandeises durch Schwächezonen bzw. Klüfte innerhalb der Schreibkreide injektiv in diese eingepresst. Auch hoher hydrostatischer Druck im basalen Bereich des Gletschers und hieraus resultierende plastische Umlagerungen können in diesem

Zusammenhang eine entscheidende Rolle gespielt haben. Die derzeitigen Aufschlussverhältnisse lassen jedoch nur noch Relikte einer Kluft erkennen, was durch die fortschreitende Küstenerosion erklärt werden kann (Abb. 6).

Sowohl das Umbiegen der Feuersteinlagen im Umfeld der eingedrungenen pleistozänen Sedimente am Top der Kreide, als auch das Fehlen von Überschiebungsbahnen lassen die Bildung der kleinräumigen Strukturen aufgrund injektiver Einpressung am plausibelsten erscheinen. Auch hoher hydrostatischer Druck darf als zumindest beteiligte Kraft nicht ausgeschlossen werden.

Im weiteren Kliffverlauf Richtung NE zwischen PM 7120-7140 laufen Feuersteinlagen, die ansonsten nahezu parallel (um 200/40) übereinander liegen, spitzwinklig aufeinander zu. In diesem Bereich finden sich sowohl rotierte Feuersteine, die teilweise scharfkantig zerbrochen sind, als auch eine Zone mit zerriebener Schreibkreide und einzelnen Feuersteinfragmenten.

Ähnliche Beobachtungen wurden bereits von STEINICH (1972) beschrieben. Es handelt sich hierbei um eine Überschiebungsbahn bzw. Scherfläche im Kreide-Komplex XXIV-1. Die rotierten Feuersteine und die kataklastische Zone mit zerriebener Kreide und Feuersteinen weisen auf Scherbewegungen hin. Die Aufschlussbedingungen ließen die Bestimmung des Bewegungssinns nicht zu.

Bei PM 7320 ist ein vertikaler Versatz einer Feuersteinlage um 0,5 m entlang einer NW–SE orientierten Störung zu beobachten. Die fast saiger verlaufende Störung kann nur über wenige Meter ab Klifffuß verfolgt werden und verliert sich Richtung Kliffoberkante. Im unteren Teil der Störung findet sich eine Ansammlung von Feuersteinen. Die Kreide,

die sich unmittelbar Richtung NE anschließt, ist sehr stark zerschert und geklüftet. Hier fließt an mehreren Stellen Wasser aus dem Kreidekliff. Ungestörte Kreide gilt als äußerst gering permeabel und nur im Umfeld stark geklüfteter Bereiche wird diese wasserdurchlässig. Die Wasseraustrittsstellen besitzen eine charakteristische Ockerfärbung, welche durch die Oxidation von Eisen-II zu Eisen-III unter Beteiligung von Mikroorganismen entsteht. Das Eisen selbst entstammt zersetzten Pyrit- bzw. Markasitknollen innerhalb der Kreide.

Der hufeisenförmig begrenzte Teufelsgrund, eine 200 m weit ins Landesinnere reichende kesselartige Struktur, wird durch einen kleinen Bach bei PM 7400 entwässert. Am Kliff hat sich ein Hängetal 4 m über dem Strandniveau ausgebildet. Das Kliff selbst besteht aus Kreide. Hinzuweisen ist auf eine Störung in diesem Abschnitt, die am Kliffuß wenige Meter nordwestlich des Baches liegt und den Kreide-Komplex XXIV in die Unterabschnitte XXIV-1 und XXIV-2 teilt. Das Umfeld der Störung zeichnet sich durch zerscherte Kreide aus. An mehreren Stellen dringt Wasser direkt aus den Klüften. Erst ab PM 7420 lassen sich flach nach SW einfallende Feuersteinlagen (um 220/09) wieder zweifelsfrei verfolgen. Über der Kreide lagern bei PM 7510 im obersten Kliffbereich wieder pleistozäne Sedimente (M1).

Die Störung am Teufelsgrund verläuft nach STEINICH (1972) diagonal zwischen dem Kliffuß bei PM 7400 und den obersten Bereichen des Kliffs bei PM 7500 (Abb. 7A). Die im oberen Kliffbereich aufgeschlossene Kreide zwischen PM 7420 und 7480 bildet somit einen Teil des Kreide-Komplexes XXIV-1. Nach eigenen Beobachtungen verläuft die Störung jedoch ungefähr senkrecht zum Kliffstreichen direkt durch den Teufelsgrund (Abb. 7B). Für eine solche Interpretation sprechen auch paläontologische Untersu-

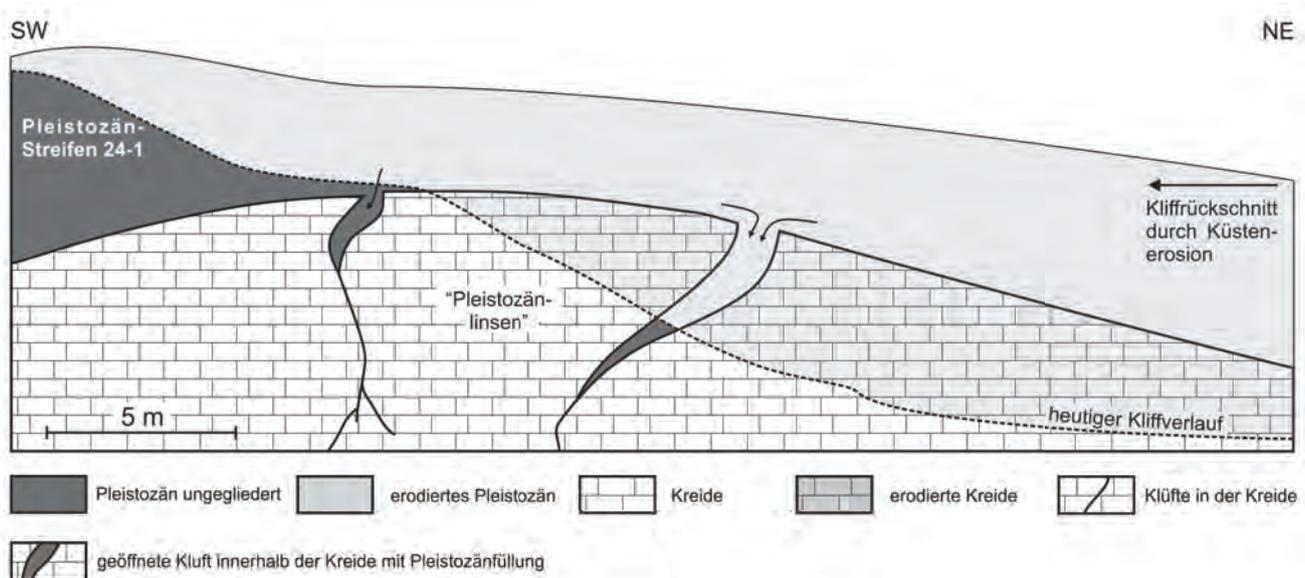


Abb. 6: Schematische Darstellung einer möglichen Entstehung der in Abb. 5 gezeigten geologischen Besonderheiten
Fig. 6: Schematic illustration of the possible formation of the geological phenomena shown in Fig. 5

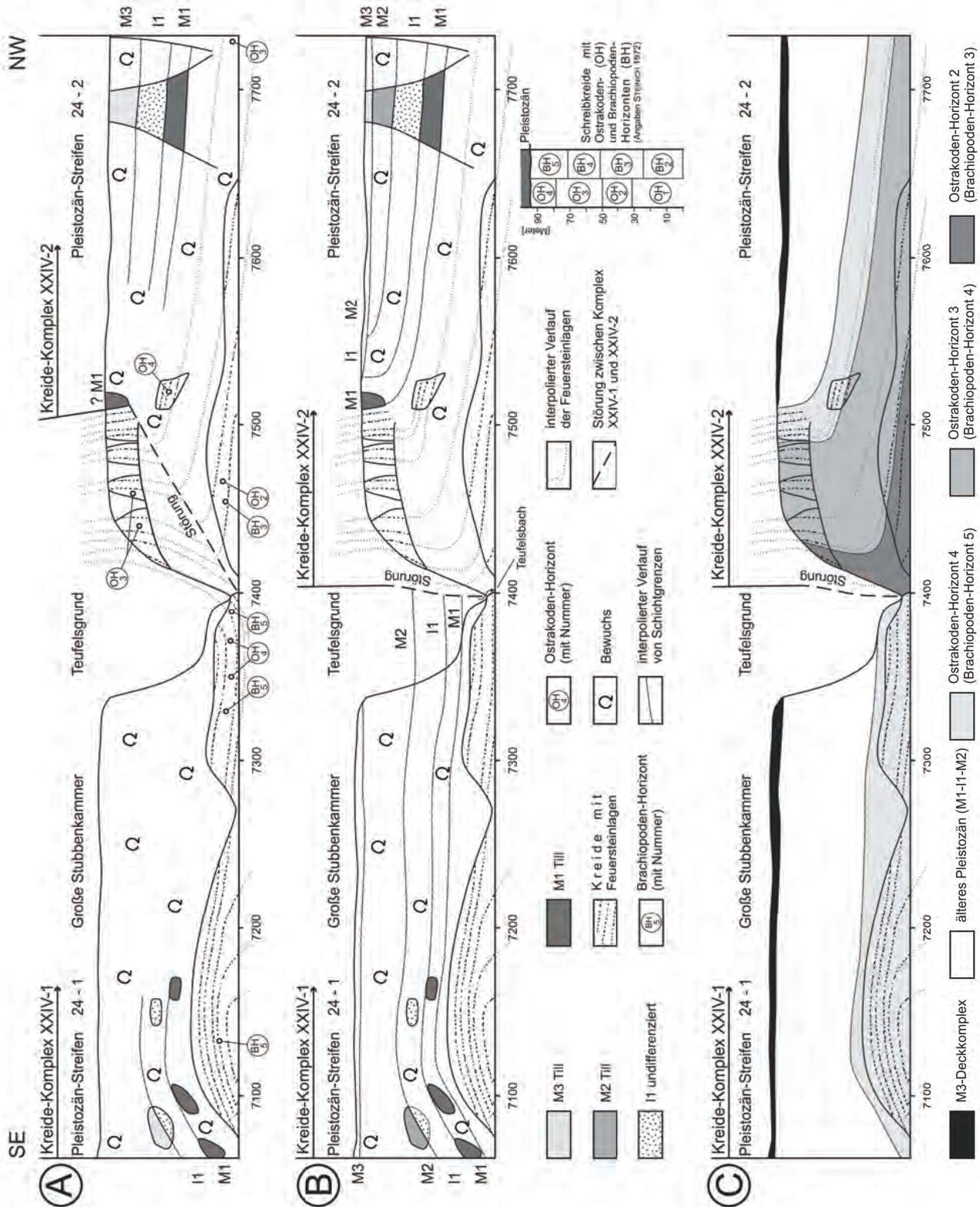


Abb. 7: Kliffprofil in der Nähe des Teufelsgrundes zwischen PM 7050 und 7750, (A) nach STEINICH (1972) mit ungefähre Position der Ostrakoden- (OH) bzw. Brachiopodenhorizonte (BH), (B) diese Arbeit, (C) Neuinterpretation der geologischen Lagerungsverhältnisse am Teufelsgrund, die einen Zusammenhang zwischen einer glazitektonischen Störung und der Bildung des kesselförmigen Teufelsgrundes sieht

Fig. 7: Cliff profile near the Teufelsgrund valley between profile meter 7050 and 7750, (A) after STEINICH (1972) with approximately position of the Ostracoda (OH) respectively Brachiopoda horizons (BH), (B) this paper, (C) Reinterpretation of the geological situation at the Teufelsgrund, suggesting a connection between a glaziotectonical fault and the formation of the cauldron-like shape of the Teufelsgrund

chungsergebnisse von STEINICH (1972), der die Kreideabfolgen südöstlich und nordwestlich des Teufelsgrundes mittels Brachiopoden- und Ostrakoden-Horizonten untergliederte. So gehört die Kreide unmittelbar südöstlich des PM 7400 dem Ostrakoden-Horizont 4 (OH 4) an, wohingegen die Kreide des unteren Kliffbereichs nordwestlich vom Bacheinschnitt des Teufelsgrundes in den stratigraphisch älteren OH 2 einzuordnen ist. Bei ungestörter Lagerung liegt zwischen diesen beiden Horizonten normalerweise der fast 30 m mächtige OH 3. Aufgeschlossen ist dieser aber erst im obersten Kliffbereich zwischen PM 7400 und 7450. Diese Kreideaufschlüsse gehören demnach zum Kreide-Komplex XXIV-2 und weisen teilweise eine überkippte Lagerung auf. Die pleistozänen Einheiten M1, I1 und M2 südöstlich des Baches, die im oberen Teil des Kliffs quasi konkordant auf dem Kreide-Komplex XXIV-1 liegen, werden folglich direkt von der Störung abgeschnitten.

Weiterhin kann der M1-Till im obersten Kliffbereich bei PM 7510 als Fortsetzung des bei PM 7700 aufgeschlossenen Pleistozän-Streifens 24-2 angesehen werden, der quasi konkordant dem Kreide-Komplex XXIV-2 aufliegt. Die Lagerungsverhältnisse nordwestlich der Störung würden somit einer NNW-vergente Mulde (Faltenachse: 250/15 WSW) mit steilem bis überkipptem Südschenkel entsprechen (Abb. 7C).

Mit Hilfe dieses korrigierten Bildes der komplizierten Lagerungsverhältnisse lässt sich folgendes Genesemodell des Teufelsgrundes ableiten: Nach der Sedimentation der pleistozänen Sedimente (M1 bis M2) quasi konkordant über der Schreibkreide, erfolgte die glazitektonische Stauchung von Jasmund im ausgehenden Weichsel-Glazial. Hierbei wurde die Kreide mit dem hangenden Pleistozän vom Unterlager in einzelnen Schuppen abgeschert. Zeitgleich entstand eine Störung im Bereich des Teufelsgrundes, die zu einer Unterteilung des Kreide-Komplexes XXIV in die Unterabschnitte XXIV-1 und XXIV-2 führte. Der Südflügel des Kreide-Komplexes XXIV-2 wurde mit dem auflagernden Pleistozän verfaltet und auf den Kreide-Komplex XXIX-1 leicht überschoben. Abschließend überfuhr das M3-Eis diese deformierte Abfolge und hinterließ den M3-Deckkomplex. Durch den globalen Meeresspiegelanstieg, besonders im Zuge der holozänen Litorina-Transgression ab etwa 8870 ± 100 cal a BP (KLEWE 2004, kalibriert nach WENINGER et al. 2009), unterlag die Küste Jasmunds und damit auch der Bereich um den Teufelsgrund der Küstenerosion. Bedingt durch die geologischen Lagerungsverhältnisse des Kreide-Komplexes XXIV-1 floss das Grundwasser südöstlich der Störung durch die Sande des I1, bis es auf die relativ undurchlässigen Kreideschichten des steil gestellten Südflügels des Kreide-Komplexes XXIV-2 traf. Die Entwässerung erfolgte über Klüfte im Bereich der Störung in Richtung Ostsee, wobei sich ein Hängetal ausgebildete. Infolge des bevorzugten Auswaschens der I1-Sedimente und dem Nachbrechen von Teilen des überlagernden M2-Tills, erweiterte sich der Kessel des Teufelsgrundes, bis er seine heutige Aus-

dehnung erreichte. Somit geht die Entstehung des Teufelsgrundes nicht auf eine einmalige große Rutschung zurück, sondern vielmehr auf die kontinuierliche, erosive Wirkung von fließendem Wasser.

Der Kliffuß des Kreide-Komplexes XXIV-2 nordwestlich der Störung vom Teufelsgrund zeichnet sich durch ein allmähliches Abtauchen der Feuersteinbänder in Richtung Stubbenhörn (NW) aus und ist Teil des liegenden Schenkels einer WSW streichenden Mulde (Faltenachse: 250/15 WSW). Ab PM 7830 liegt die Kreideoberfläche unterhalb des Strandniveaus und der Pleistozän-Streifen 24-2 bildet für die nächsten 50 m das Kliff. Dieses wird teilweise durch kleinräumige Rutsch- und Gleitmassen überdeckt. Besonders bei starker Durchfeuchtung gleiten ganze Bäume das bis zu 20 m hohe Kliff hinab. Im oberen Bereich des Kliffs finden sich holozäne Travertin-Vorkommen. In diesen Kalkabsätzen sind Blattabdrücke der Rotbuche (*Fagus sylvatica*) ebenso wie Reste der Bänderschnecke (*Cepaea* sp.) erhalten. Das Alter dieser Travertine soll laut SCHNICK & SCHÜLER (1996) wenige 100 Jahre betragen. Durch den fortschreitenden Kliffrückgang und sich ändernde hydrologische Bedingungen zeigt der bis zu 3 m mächtige Travertin derzeit kein Wachstum mehr. Teile finden sich in Form von abgerutschten Blöcken auch im Strandbereich.

Im Hinterland dieses Abschnittes erstreckt sich eine kesselartige Struktur, die ebenfalls durch die erosive Wirkung fließenden Wassers entstand. Durch ungünstige Aufschlussverhältnisse war es nur bedingt möglich, die Lagerung der einzelnen pleistozänen Schichtglieder zwischen PM 7830 und 7880 zu erfassen. BRÜCKNER (1958) und LÜBKE (1958) erwähnen in diesem Abschnitt eine Störung, die zwischen dem Pleistozän-Streifen 24-2 und dem nordwestlich anschließenden Kreide-Komplex XXV auftreten soll. Die nordwestlich der Störung anstehenden Ablagerungen erscheinen gegenüber den südöstlichen um 8-10 m in Richtung Südwesten versetzt. Somit stehen am Kliff bei PM 7880 störungsbedingt kretazische und pleistozäne Sedimente (I1) nebeneinander an. Ab PM 7880 wird der unterste Kliffbereich wieder aus Kreide aufgebaut. Ob eine Störung zwischen dem Pleistozän-Streifen 24-2 und der sich nach NW bei PM 7880 anschließenden Kreide wirklich vorliegt, könnten (mikro)paläontologische Untersuchungen der Kreide-Komplexe XXIV-2 und XXV klären.

Die folgenden 100 m ab PM 7880 sind geprägt von zwei kesselartigen Strukturen im oberen Kliffbereich und den Überresten einer großen Rutschung, die sich im Jahr 1999 ereignete. Die Kessel liegen in den sandig bis kiesigen, hier annähernd 30 m mächtigen I2-Ablagerungen. Die Kreide und die „älteren“ pleistozänen Sedimente stehen zwischen PM 7880 und 8000 fast saiger und werden im obersten Kliffbereich durch den ca. 2 m mächtigen M3-Deckkomplex diskordant überlagert. Die Mächtigkeit des gesamten Pleistozäns am hier aufgeschlossenen Pleistozän-Streifen 25 beträgt ca. 60 m. Die Reste der Rutschung aus dem Jahr 1999 lassen sich noch deutlich am Strand erkennen.

Als Ursache für die Rutschung kommen mehrerer Faktoren in Frage: Durch den Abtrag der diesen Kliffabschnitt stabilisierenden Kreideschichten infolge von Brandung und Frostsprengung, verringerte sich deren Standfestigkeit sukzessive (Abb. 8). Besonders die Feuersteinlagen stellen immer wieder Schwächezonen innerhalb der glazitektonisch durchbewegten Kreide-Komplexe dar (OBST & SCHÜTZE 2006). Sobald die Kreide durch die erosive Wirkung des Meeres weit genug zurückgeschnitten war, kam es zum Kollaps und es setzte eine gravitative Massenbewegung ein. Als Abscherhorizont diente die Grenzfläche zwischen den landeinwärts muldenförmig lagernden pleistozänen Sedimenten und der Kreide. Nach der Rutschung erweiterte sich besonders der im oberen Kliffabschnitt gebildete Abbruchkessel in den sandig bis grobkiesigen I2-Zwischensedimenten. Diese (glazi-)fluviatilen Ablagerungen sind nur äußerst gering kompaktiert und werden deshalb bei Starkregenereignissen leicht ausgewaschen. Nicht zuletzt durch den teilweise recht steilen Böschungswinkel von über 50° kommt es auch heute noch immer wieder zu Steinschlägen in diesem Abschnitt.

Im weiteren Verlauf des Steilufers in Richtung Nordwest stehen bis PM 8400 ausschließlich kretazische Ablagerungen an. In diesem Abschnitt liegt eine Antiklinalstruktur der Kreide vor, welche einen „Luftsattel“ in Richtung Ostsee bildet. Besonders eindrucksvoll präsentieren sich im Bereich zwischen PM 8000 und 8200 die teilweise saiger stehenden Feuersteinlagen. Die Höhe des Kliffs reduziert sich allmählich von über 50 m bis auf unter 10 m Richtung Hanken Ufer. Gleichzeitig taucht die Kreideoberfläche unter das Strandniveau ab, wodurch ab PM 8400 ausschließlich pleistozäne Sedimente des Pleistozän-Streifens 26 das Kliff bilden.

Als weitere Besonderheit sind Überschiebungen zu nennen, die sich zwischen PM 8150 und 8250 lokalisieren lassen. Genaue strukturgeologische Kenndaten zu den auftretenden Störungsflächen, welche eine genetische Interpretation

zulassen würden, konnten aufgrund der Aufschlussverhältnisse nicht erhoben werden. Somit können weder Angaben zum genauen Bewegungssinn, noch zur Überschiebungsweite gemacht werden. Vom Strand aus zu erkennen sind lediglich die Überschiebungsbahnen, an denen die Feuersteinlagen abgeschnitten sind (Abb. 9A-B). Auch einige Störungen, die sich senkrecht zur Überschiebungsfläche erstrecken, lassen sich beobachten (Abb. 9A).

Am Ende des bearbeiteten Profils bei PM 8370 tritt innerhalb der Kreide eine große Kluft auf. Sie verläuft vom Kliffuß bis zum oberen Rand des hier etwa 3 m hohen Kliffs (vgl. Abb. 9C). Die bis zu 5 cm breite Struktur ist gefüllt mit maximal einige Zentimeter großen Kreideklasten, welche sich teilweise gegenseitig stützend in einer tonig-grauen Matrix schwimmen. Auch LÜBKE (1958) beschreibt eine 2-6 cm breite, mit Till und Kreidebrocken verfüllte Kluft, welche allerdings 25 m weiter südöstlich am Kliff aufgeschlossen war. Durch den kalkulierten Kliffrückgang von mindestens 10 m (JANKE 2004) während der letzten 50 Jahre und dem zum Kliff spitzwinkligen Verlauf der Kluft, erklären sich die unterschiedlichen Aufschlusspositionen der Jahre 1958 und 2007. Die Kluft hätte somit eine horizontale Ausdehnung von mindestens 25 m innerhalb der Kreide. Die Entstehung dieser Struktur kann im Zusammenhang mit einer Scherzone stehen, welche sich im Zuge der Aufstauchung Jasmunds entwickelte. Genetisch mit dieser Vorstellung verknüpft wären ein klastischer Gang (clastic dyke), wie aus glazial geprägten Gebieten von VAN DER MEER et al. (2009) beschrieben. Entlang einer Scherzone bzw. Kluft drangen während der glazitektonischen Stauchung Jasmunds bei PM 8370 feinkörniges M1-Material und Kreidebruchstücke in die Kreide ein. Als auslösende Faktoren kommen Wasserüberdrücke im sub- bzw. proglazialen Raum und Spannungen innerhalb der Kreide durch glazitektonische Stauchung in Verbindung mit Schwächezonen innerhalb der Kreide in Frage.

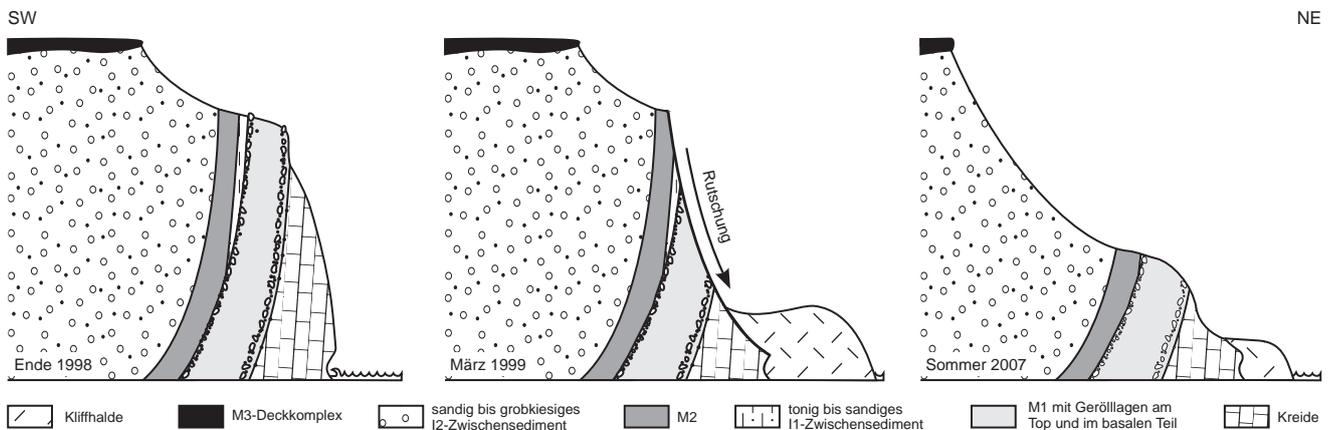


Abb. 8: Schema der Entwicklung des Kliffs am Stubbenhörn zwischen 1998 und 2007 durch Kombination aus Rutschung und nachfolgender allmählicher Erosion

Fig. 8: Schemata of the cliff evolution at Stubbenhörn between 1998 and 2007 by a combination of rotational sliding and successive gradually erosion

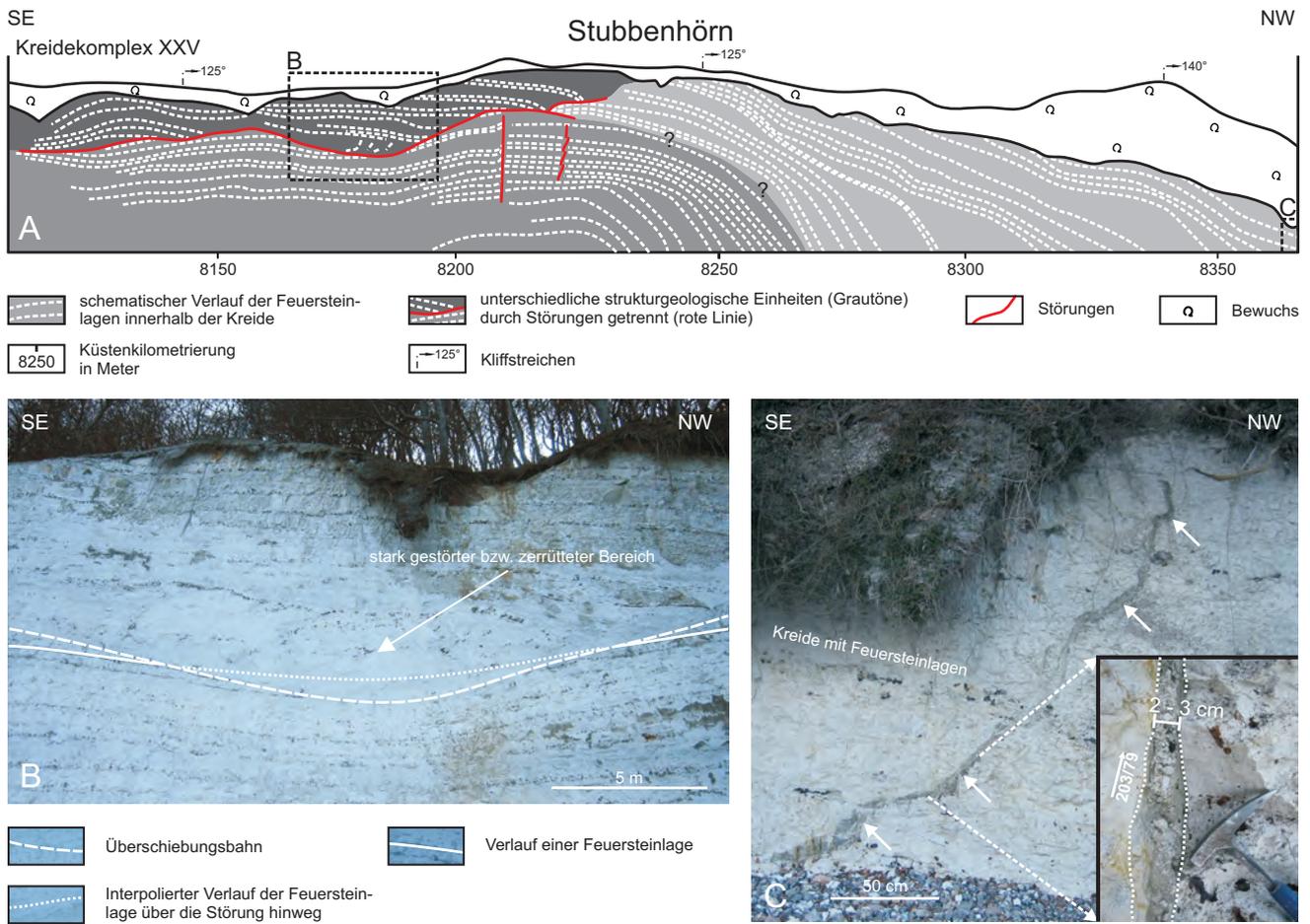


Abb. 9: (A) Schematische Ansicht des Kreidekliffs von Stubbenhörn mit Überschiebungsbahnen und dem Verlauf der Feuersteinlagen zwischen PM 8100 und 8370
 (B) Überschiebungsbahn innerhalb der Kreideablagerungen (PM 8170 bis 8195) mit stark gestörtem Bereich im Hangendem der Störung
 (C) Mit Kreidebröckchen und grauem tonigem Material verfüllte Kluft (klastischer Gang) in der Schreibkreide bei PM 8370
 (Fotos: Kenzler)

Fig. 9: (A) Schematic view of the Chalk cliff near Stubbenhörn with thrust faults and the orientation of the chert layers
 (B) Thrust fault within the Cretaceous rocks between profile meter 8170 and 8195 with strongly disturbed section above the fault
 (C) Fissure (clastic dyke) filled with chalky limestone nuggets and grey clay material within the Chalk near profile meter 8370
 (photos: Kenzler)

Jasmund ist also eine der Typuslokalitäten für das Zusammenspiel von endogenen und exogenen landschaftsgestaltenden Prozessen. Die Negierung der endogenen Anlage, wonach die Kreideschichten durch relative Heraushebung erst in das Deformationsstockwerk der vorstoßenden Gletscher gebracht wurden, stellt einen Erkenntnisrückschritt dar. Schlüssige Modelle für die Genese des Stauchmoränenkomplexes von Jasmund müssen somit sowohl endogene als auch exogene Erklärungen beinhalten. Trotzdem finden sich exakte Aufnahmen des Gefügeinventars und der Geometrie der miteinander verschuppten Kreide-Komplexe und Pleistozän-Streifen nur vereinzelt (STEINICH 1972, GROTH 2003).

Die hier präsentierte Neukartierung der Steilküste zwischen Großer Stubbenkammer und Hanken Ufer soll als Grundlage für eine Konstruktion bilanzierter Profile dienen und wurde im Hinblick auf ein Monitoring des Küstenrückganges an den Steilküsten der südlichen Ostsee durchgeführt. Die Arbeiten belegen das Vorhandensein eines differenzierten Störungsinventars, welches die Morphologie des Kliffs maßgeblich mit beeinflusst. Entlang der Steilküste Jasmunds, zwischen Königsstuhl und Hanken Ufer, finden sich vielerorts eindeutige Anzeichen glazitektonischer Stauchung. Zum Störungsinventar gehören zunächst großräumige Überschiebungsbahnen, die z. B. am Kreidekliff im Bereich des Teufelsgrundes und

am Stubbenhörn aufgeschlossen sind. Die einzelnen Kreide-Komplexe mit den schwach diskonform auflagernden pleistozänen Einheiten M1 bis I2, wurden nicht nur als komplette Einheiten gegeneinander versetzt, sondern zeigen auch interne Verformungen wie Überschiebungen und Störungen. So gibt es kleindimensionale Störungssysteme (Dezimeter- bis Meter-Maßstab), deren Klüfte bereichsweise geöffnet und mit pleistozänem Material verfüllt worden sind.

Die Genese der untersuchten Kesselstrukturen ist vielfältig. Besonders rasch entwickeln sie sich in den lokal sehr mächtigen (bis 40 m), sandigen bis kiesigen I2-Zwischensedimenten, ersichtlich am Beispiel des Pleistozän-Streifens 25 am Stubbenhörn, wenn nach Kliffabbrüchen die lockeren Sedimente ausgewaschen werden. Bei der Stabilität der einzelnen Kliffabschnitte spielen folglich neben den Lagerungsverhältnissen und der Lithologie die Niederschläge und die hydrologischen Gegebenheiten eine entscheidende Rolle. Im Hinblick auf den Küstenrückgang übernimmt die aufgestauchte Kreide an einigen Kliffabschnitten die Funktion von Stützpfählern, welche die landwärts folgenden, oftmals muldenförmig eingeschuppten pleistozänen Ablagerungen stabilisieren. Kommt es infolge der Küstenerosion zur Ausdünnung eines Kreidepfeilers, können größere Kliffabbrüche bzw. Rutschungen initiiert werden (siehe 1999 am Pleistozän-Streifen 25).

4. Ausblick

Um den Ablauf der Stauchungsprozesse auf Jasmund in einem Modell zu rekonstruieren, muss die (struktur-) geologische Datenbasis deutlich verbessert werden. Besonders problematisch erweist sich auch die lückenhafte Chronometrie der einzelnen weichselzeitlichen Ablagerungen und deren Korrelation untereinander. Die absolute zeitliche Einordnung der verschiedenen, an das vorrückende oder abtauende Inlandeis gebundenen Sedimentationsereignisse während der Entstehung Jasmunds im ausgehenden Weichsel-Glazial würde einen wertvollen Erkenntnisgewinn, auch im überregionalen Sinne, erbringen. Durch den Fortschritt in der Optisch Stimulierten Lumineszenz (OSL) seit Ende der 1990er Jahre ergeben sich heute relativ verlässliche Möglichkeiten, Sedimente, die im Umfeld von Inlandeisgletschern abgelagert wurden, zu datieren. Auch wenn diese Methode nicht ohne Schwierigkeiten angewendet werden kann, könnte mit ihrer Hilfe der zeitliche Ablauf der Aufstauchung von Jasmund bestimmt werden (vgl. FUCHS & OWEN 2008). Die Voraussetzung für eine Anwendung der OSL-Datierung ist eine detaillierte Faziesanalyse der interstadialen und interglazialen Ablagerungen (I-Einheiten), mit der bereits begonnen wurde.

Auch die durch VERSE et al. (1998), VERSE (2001) und KRIENKE (2002, 2003) bereits erfolgreich angewandte Methode der Untersuchung von Tills mit Hilfe von Dünnschliffen (Mikromorphologie) im Bereich des Greifswalder Boddens und auf Südostrügen, bietet ein großes Forschungspotential. Die mikroskopische Analyse erlaubt

die Bestimmung subglazialer Deformationsmuster sowie auch die Unterscheidung zwischen supra- und subglazial abgelagerten Tills, welche unter anderem die Rekonstruktion von Paläofließrichtungen der Gletscher zulassen würde (vgl. VAN DER WATEREN 1987, VAN DER MEER 1993). Mit dieser Methode sollte insbesondere der M3-Deckkomplex untersucht und klassifiziert werden (vgl. auch ANDERS 1989), der die verschuppte und verfaltete Abfolge aus Kreide und „älterem“ Pleistozän von Jasmund diskordant überlagert und der möglicherweise mit der glazigenen Deformation im Zusammenhang steht.

Zusammenfassung

Im ausgehenden Weichsel-Glazial unterlag die Halbinsel Jasmund (Rügen) einer starken glazitektonischen Deformation, wodurch ein Stauchmoränenkomplex gebildet wurde. Das „ältere“ Pleistozän und die unterlagernde Schreibkreide des Unter-Maastrichtium wurden durch einen Gletschervorstoß verfaltete und in Schuppen zerlegt, die überwiegend N-, NW- und SW-Vergenz zeigen. Durch den postglazialen Meeresspiegelanstieg und nachfolgende Erosion entstand zwischen Sassnitz und Lohme eine Steilküste mit Kliffhöhen bis zu annähernd 120 m. Geländeaufnahmen und Untersuchungen glazitektonischer Erscheinungen entlang eines 1300 m langen Kliffprofils nördlich des Königsstuhls zeigen ein differenziertes Störungsinventar. Neben größeren Überschiebungsbahnen zwischen einzelnen Kreide-Komplexen mit ihren zugehörigen Pleistozän-Streifen, lassen sich auch kleindimensionale Strukturen innerhalb der Kreideschichten beobachten. Oft besteht ein Zusammenhang zwischen dem glazitektonischen Inventar und den durch sie begründeten Hanginstabilitäten, die zu Rutschungen und Abbrüchen führen und letztlich auch für die Bildung (sub-)reuzer Erosionskessel verantwortlich sind (z. B. am Teufelsgrund oder Stubbenhörn).

Summary

The Jasmund peninsula (Rügen) was strongly glacio-tectonically deformed at the end of the Weichselian glacial, which led to formation of a pushmoraine complex. The older Pleistocene and the underlying late Cretaceous rocks (Lower Maastrichtian) have been folded and thrust by an ice-sheet advance. As a result stacked imbricate blocks, showing predominantly N, NW and SW vergency, can be distinguished. Post-glacial sea-level rise and erosion led to formation of a steep coast between Sassnitz and Lohme with cliffs up to nearly 120 m high. Field studies and tectonical analyses along a 1300 m long cliff profile north of the Königsstuhl show a differentiated fault inventory. Besides larger thrust planes between individual Chalk complexes and their related Pleistocene deposits, small scale structures can be observed in the chalky limestone itself. There is very often a relationship between the glacio-tec-

tonical inventory and the resulting slope instabilities that lead to cliff slides and falls, and finally to the formation of (sub-)recent erosional depressions (e. g. at Teufelsgrund or Stubbenhörn).

Literatur

- ALLEY, R. B., LAWSON, D. E., LARSON, G. J., EVENSON, E. B. & G. S. BAKER (2003): Stabilizing feedbacks in glacier-bed erosion. - *Nature* **424**, S. 758-760, New York
- ANDERS, T. (1989): Zur Genese der M3-Decke auf Jasmund (Rügen). - Diss. Universität Greifswald, 89 S., Greifswald (unveröff.)
- BERENDT, G. (1889): Die Lagerungsverhältnisse und Hebungerscheinungen in den Kreidefelsen auf Rügen. - *Z. deutsch. geol. Ges.* **41**, S. 148-154, Berlin
- BOLL, E. (1846): Geognosie der deutschen Ostseeländer zwischen Eider und Oder. - 284 S., Neubrandenburg
- BRINKMANN, R. (1953): Über die diluvialen Störungen auf Rügen. - *Geol. Rdsch.* **41**, S. 231-241, Stuttgart
- BRÜCKNER, W. (1958): Kliffkartierung an der Steilküste Jasmund auf Rügen im Abschnitt IV, zwischen Steinbach und Stubbenhörn. - Dipl.-Arb. Universität Greifswald, 59 S., Greifswald (unveröff.)
- CEPEK, A. G. (1967): Stand und Probleme der Quartärstratigraphie im Nordteil der DDR. - *Ber. dt. Ges. geol. Wiss.* **12**, 3/4, S. 375-404, Berlin
- COHEN, E. & W. DEECKE (1890): Sind die Störungen in der Lagerung der Kreide an der Ostküste von Jasmund (Rügen) durch Faltung zu erklären. - *Mitt. naturw. Ver. Neu-Vorpommern und Rügen in Greifswald* **21**, S. 40-49, Berlin
- CREDNER, H. (1889): Die Lagerungsverhältnisse in den Kreidefelsen auf Rügen. - *Z. deutsch. geol. Ges.* **41**, S. 365-370, Berlin
- FUCHS, M. & L. A. OWEN (2008): Luminescence dating of glacial and associated sediments: review, recommendations and future directions. - *Boreas* **37**, S. 636-659, Oslo
- GARETSKY, R. G., AIZBERG, R. Y., KARABANOV, A. K., KOKKEL, F., LUDWIG, A. O., LYKKE-ANDERSEN, H., OSTAFICZUK, S., PALIJENKO, V. P., SIM, L. S., ŠLIAUPA, A. & W. STAKKEBRANDT (2001): The neogeodynamic state of the Baltic Sea depression and adjacent areas - some conclusions from the IGCP-Project 346: "Neogeodynamica Baltica". - *Brandenburgische Geowiss. Beitr.* **8**, 1, S.43-47, Kleinmachnow
- GEIKIE, J. (1894): The great ice age and its relation to the antiquity of man. - 850 S., London
- GRIPP, K. (1947): Jasmund und Moen, eine glacialmorphologische Untersuchung. - *Erdkunde* **1**, S. 175-182, Bonn
- GROTH, K. (2003): Zur glazitektonischen Entwicklung der Stauchmoräne Jasmund/Rügen. - *Schriftenr. d. Landesamtes f. Umwelt, Naturschutz und Geol. M.-V.* **3**, S. 39-49, Güstrow
- GRUHS, K. (1958): Kliffkartierung an der Steilküste von Jasmund auf Rügen im Abschnitt I, zwischen Saßnitz und den Wissower Klinten. - Dipl.-Arb. Universität Greifswald, 43 S., Greifswald (unveröff.)
- GÜNTHER, A. & C. THIEL (2009): Combined rock slope stability and landslide susceptibility assessment of the Jasmund cliff area (Rügen Island, Germany). - *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* **9**, S. 687-698, Göttingen
- HEINE, K., REUTHER, A. U., THIEKE, H. U., SCHULZ, R., SCHLAAK, N. & P. W. KUBIK (2009): Timing of Weichselian ice marginal positions in Brandenburg (northeastern Germany) using cosmogenic in situ ¹⁰Be. - *Z. Geomorph. N. F.* **53**, 4, S. 433-454, Berlin
- HERRIG, E. (2004): Kreide auf Rügen. - In: KATZUNG, G. (Hrsg.): *Geologie von Mecklenburg Vorpommern.* - S. 186-197, Stuttgart
- HERRIG, E. & H. SCHNICK (1994): Stratigraphie und Sedimentologie der Kreide und des Pleistozän auf Rügen. - *Greifswalder Geowiss. Beitr., Reihe A* **1**, S. 6-55, Greifswald
- JAEKEL, O. (1911): Über den Kreidehorst von Jasmund und seine Tektonik. - *Mitt. naturwiss. Ver. Neu-Vorpommern und in Greifswald* **42**, S. 43-70, Berlin
- JAEKEL, O. (1917): Vier nordische Eiszeiten. - *Iber. Geographische Gesellschaft Greifswald* **16**, S.1-41, Greifswald
- JAEKEL, O. (1918): Neue Beiträge zur Tektonik des Rügener Steilufers. - *Z. deutsch. geol. Ges.* **69**, S. 81-176, Berlin
- JANKE, W. (2004): Küstenschutz. - In: KATZUNG, G. (Hrsg.): *Geologie von Mecklenburg Vorpommern.* - S. 477-482, Stuttgart
- JOHNSTRUP, F. (1874): Über die Lagerungsverhältnisse und die Hebungphänomene in den Kreidefelsen auf Moen und Rügen. - *Z. deutsch. geol. Ges.* **26**, S. 533-585, Berlin
- KANTER, L. (1989): Der M2-Till von Nordost-Rügen. - Dipl.-Arb. Universität Greifswald, 62. S., Greifswald (unveröff.)

- KATZUNG, G., MÜLLER, U., KRIENKE, H.-D., KRULL, P. & U. STRAHL (2004a): Auflagerung des Quartärs und Glazialtektonik. - In: KATZUNG, G. (Hrsg.): Geologie von Mecklenburg Vorpommern. - S. 397-408, Stuttgart
- KATZUNG, G., KRIENKE, H.-D. & U. STRAHL (2004b): Rügen. - In: KATZUNG, G. (Hrsg.): Geologie von Mecklenburg Vorpommern. - S. 315-325, Stuttgart
- KEILHACK, K. (1912): Die Lagerungsverhältnisse des Diluviums in der Steilküste von Jasmund auf Rügen. - Jb. preuß. geol. Landesanst. **33**, I, S. 114-158, Berlin
- KENZLER, M. (2007): Die glazigenen Sedimente am Stubbenhörn auf Jasmund (Rügen). - Dipl.-Arb. Universität Greifswald, 119 S., Greifswald (unveröff.)
- KENZLER, M., HÜNEKE, H., OBST, K. & K. SCHÜTZE (2008): Late Pleistocene glacial records of ice-marginal and proglacial deposits: A case study from Rügen (southern coast of the Baltic Sea). - Abstract Volume 26th Regional Meeting of the International Association of Sedimentologists (IAS), S. 151, Bochum
- KENZLER, M., OBST, H., HÜNEKE, H. & K. SCHÜTZE (2009): How stable is the cliff north of the 'Königsstuhl' (Jasmund/Rügen)? - Coastal evolution during the last 50 years. - Conference Proceedings International Conference on Climate Change - The environmental and socio-economic response in the southern Baltic region, S. 111-112, Stettin
- KJÆR, K. H., LARSEN, E., VAN DER MEER, J. J. M., INGÓLFSSON, Ö., KRÜGER, J., BENEDIKTSSON, Í. Ö., KNUDSEN, C. G. & A. SCHOMACKER (2006): Subglacial decoupling at the sediment/bedrock interface: a new mechanism for rapid flowing ice. - Quaternary Science Reviews **25**, S. 2704-2712, Amsterdam
- KLIEWE, H. (2004): Weichsel-Spätglazial. - In: KATZUNG, G. (Hrsg.): Geologie von Mecklenburg-Vorpommern. - S. 242-251, Stuttgart
- KOZARSKI, S. (1995): Deglacjacja Północno-Zachodniej Polski: Warunki środowiska i transformacja geosystemu (~20 ka → 10 ka BP). - Dokumentacja Geograficzna **1**, S. 7-82, Warschau
- KRBETSCHKE, M. R. (1995): Lumineszenz-Datierungen quartärer Sedimente Mittel-, Ost- und Nordostdeutschlands. - Diss. Bergakademie Freiberg, 122 S., Freiberg (unveröff.)
- KRIENKE, K. (2002): Südostrügen im Weichsel-Hochglazial - Lithostratigraphische, lithofazielle, strukturgeologische und landschaftsgenetische Studie im Küstenraum Vorpommerns. - Diss. Universität Greifswald, 181 S., Greifswald (unveröff.)
- KRIENKE, K. (2003): Südostrügen im Weichsel-Hochglazial - Lithostratigraphische, lithofazielle, strukturgeologische und landschaftsgenetische Studie zur jüngsten Vergletscherung im Küstenraum Vorpommerns (NE-Deutschland). - Greifswalder Geowiss. Beitr. **12**, S. 1-148, Greifswald
- LIEDTKE, H. (1996): Die eiszeitliche Gestaltung des Oderbruches. - In: MÄUSBACHER, R. & A. SCHULTE (Hrsg.): Beiträge zur Physiogeographie - Festschrift für Dietrich Barsch. - Heidelberger Geographische Arbeiten **104**, S. 327-351, Heidelberg
- LITT, T., BEHRE, K.-E., MEYER, K.-D., STEPHAN, H.-J. & S. WANSA (2007): Stratigraphische Begriffe für das Quartär des norddeutschen Vereisungsgebietes. - Eiszeitalter und Gegenwart **56**, 1/2, S. 7-65, Stuttgart
- LÜBKE, H. (1958): Kliffkartierung an der Steilküste von Jasmund auf Rügen im Abschnitt V, zwischen Stubbenhörn und Lohme. - Dipl.-Arb. Universität Greifswald, 61 S., Greifswald (unveröff.)
- LUKAS, S. (2003/2004): Moräne oder Till? ein Vorschlag zur Beschreibung, Interpretation und Benennung glazigener Sedimente. - Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie **39**, S. 141-159, Innsbruck
- LUDWIG, A. O. (1954/55): Eistektonik und echte Tektonik in Ost-Rügen (Jasmund). - Wiss. Z. Univ. Greifswald, Math.-Nat. R. **4**, 3/4, S. 251-288, Greifswald
- MÜLLER, U. & K. OBST (2006): Lithostratigraphie und Lagerungsverhältnisse der pleistozänen Schichten im Gebiet von Lohme (Jasmund/Rügen). - Z. geol. Wiss. **34**, 1/2, S. 39-54, Berlin
- OBST, K. & K. SCHÜTZE, (2006): Ursachenanalyse der Abbrüche an der Steilküste von Jasmund/Rügen 2005. - Z. geol. Wiss. **34**, 1/2, S. 11-37, Berlin
- PANZIG, W.-A. (1990): Das Geschiebeinhaltsliche Normalprofil des Till-Inventars von NE-Rügen. - Diss. Universität Greifswald, 149 S., Greifswald (unveröff.)
- PANZIG, W.-A. (1991): Zu den Tills auf Nordostrügen. - Z. geol. Wiss. **19**, 3, S. 331-346, Berlin
- PANZIG, W.-A. (1995): Zum Pleistozän von Rügen. - Terra Nostra **6**, S. 177-200, Greifswald
- PHILIPPI, E. (1907): Die Störungen der Kreide und des Diluviums auf Jasmund und Arkona (Rügen). - Z. Gletscherkunde **1**, S. 81- 112, S. 199-224, Berlin
- REINCKE, J. (1958): Kliffkartierung an der Steilküste von Jasmund auf Rügen im Abschnitt III, zwischen Kieler Bach und Steinbach. - Dipl.-Arb. Universität Greifswald, 44 S., Greifswald (unveröff.)

- RICHTER, K. (1933): Gefüge und Zusammensetzung des Norddeutschen Jungmoränengebietes. - Abh. geol. Inst. Greifswald **11**, 63. S., Greifswald
- SCHNICK, H. & U. SCHÜLER (1996): Initiale Karstphänomene in der Schreibkreide der Insel Rügen (NE-Deutschland) - vorläufige Mitteilung. - Greifswalder Geowiss. Beitr. **3**, S. 29-41, Greifswald
- SCHOLTZ, M. (1886): Beiträge zur Geognosie von Pommern. - Mitt. naturwiss. Ver. Neu-Vorpommern und Rügen in Greifswald **1**, S. 75-99, Berlin
- SCHÜTZE, K. (1988): Petrographische Beschreibung der M1-Grundmoräne auf Jasmund und deren Vergleich mit M1-Profilen auf Arkona (Wittow). - Dipl.-Arb. Universität Greifswald, 32 S., Greifswald (unveröff.)
- SLATER, G. (1927): The Structure of the Disturbed Chalk and Diluvium on the East Coast of the isle of Rügen (Jasmund Distrikt), Germany. - Report Brit. Assoc., S. 320-321, London
- STEINICH, G. (1972): Endogene Tektonik in den Unter-Maastricht-Vorkommen auf Jasmund (Rügen). - Geol., Beih. **20**, 71/72, 207 S., Berlin
- STEINICH, G. (1988): Neue Ergebnisse der Quartärgeologie auf Nordrügen. - Exk.führer „Probleme und Ergebnisse der geologischen Grundlagenforschung“, 35. Jahrestagung GGW, S. 25-40, Greifswald
- STEINICH, G. (1992): Die stratigraphische Einordnung der Rügen-Warmzeit. - Z. geol. Wiss. **20**, 1/2, S. 125-154, Berlin
- STRAHL, U. (1988): Über die „Ablationsmoräne“ des M1-Geschiebemergels Jasmunds und Arkonas (Rügen). - Dipl.-Arb. Universität Greifswald, 65 S., Greifswald (unveröff.)
- TGL 25232/ 01-05 (1971): Fachbereichsstandard Geologie: Analyse des Geschiebestandes quartärer Grundmoränen. - Zentrales Geologisches Institut, Berlin
- VAN DER MEER, J. J. M. (1993): Microscopic evidence of subglacial deformation. - Quaternary Science Reviews **12**, S. 553-587, Oxford
- VAN DER MEER, J. J. M., KJÆR, K. H., KRÜGER, J., RABASSA, J. & A. A. KILFEATHER (2009): Under pressure: clastic dykes in glacial settings. - Quaternary Science Reviews **28**, S. 708-720, Amsterdam
- VAN DER WATEREN, D. F. M. (1987): Structural geology and sedimentation of the Dammer Berge push moraine, FRG. - In: VAN DER MEER, J. J. M. (Hrsg.): Tills and glaciotectonics. - S. 157-182, Rotterdam
- VAN DER WATEREN, D. F. M. (2001): Processes of Glaciotectonism. - In: MENZIES, J. (Hrsg.): Modern and Past Glacial Environments. - S. 309-336, Oxford
- VERSE, G., NIEDERMEYER, R.-O., FLEMMING, B. W. & J. STRAHL (1998): Seismostratigraphie, Fazies und Sedimentationsgeschichte des Greifswalder Boddens (südliche Ostsee) seit dem Weichsel-Spätglazial. - Meyniana **50**, S. 213-226, Kiel
- VERSE, G. (2001): Sedimentation und paläogeographische Entwicklung des Greifswalder Boddens und des Seegebietes der Greifswalder Oie (südliche Ostsee) seit dem Weichsel-Spätglazial. - Diss. Universität Greifswald, 135 S., Greifswald (unveröff.)
- WAHNSCHAFFE, F. (1882): Über einige glaciale Druckercheinungen im norddeutschen Diluvium. - Z. deutsch. geol. Ges. **34**, S. 562-601, Berlin
- WENINGER, B., JÖRIS, O. & U. DANZEGLOCKE (2009): CalPal-2007. Cologne Radiocarbon Calibration & Palaeoclimate Research Package. <http://www.calpal.de/>, accessed 2009-11-25

Anschrift der Autoren:

Dipl.-Geogr. Michael Kenzler
 Institut für Geographie und Geologie
 Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald
 Friedrich-Ludwig-Jahn-Straße 17a
 17487 Greifswald
 edekenzler@web.de

Dr. Karsten Obst
 Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie
 Mecklenburg-Vorpommern
 Goldberger Str. 12
 18273 Güstrow
 karsten.obst@lung.mv-regierung.de

PD Dr. Heiko Hüneke
 Institut für Geographie und Geologie
 Universität Greifswald
 Friedrich-Ludwig-Jahn-Straße 17a
 17487 Greifswald
 hueneke@uni-greifswald.de

Dipl.-Geol. Karsten Schütze
 Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie
 Mecklenburg-Vorpommern
 Goldberger Str. 12
 18273 Güstrow
 karsten.schuetze@lung.mv-regierung.de