©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

Osnabrücker naturw. Mitt.	6	S. 19–33	4 Abb.	Osnabrück, April 1979

Felsmechanik und Bruchtektonik des Osningsandsteins im Tecklenburger Lande

Rock mechanics and fracture tectonics of the Osning sandstone (Lower Cretaceous) in Tecklenburg country (North-Westphalia, West-Germany)

mit 4 Abbildungen

Gerhard Keller*

Abstract: In the North-Westphalian Tecklenburg country (W-Germany) as in other rocky regions of Middle-Europe the geomorphology is characterized in large or small proportion by old fracture tectonics and by young exogenous agents based on weathering and gravity. These agents are visible as well in the displacement of native bedrock as on the rocks. They manifest in textures of either faulting tectonical or rock mechanical origine.
The faulting tectonics occur in striking and in Q-joints and in upfaultings and upthrusts in the solid rocks. The rock mechanical textures imply rocks rising above the level of the ground of today. These rocks exist in the crags of Dörenthe, from which the stratigraphical designation Dörenther sandstone of Lower Cretaceous age is derived. According to the presence of open surfaces the rock mechanical movements are arranged in the dip, against the dip and in the strike of beds. The force of gravity produced cracking and decay.
The rock mechanical movements partly follow faulting tectonics, wich are originally conserved under the belt of weathering in the sound rock of the Gravenhorster sandstone (Lower Cretaceous age). The geological age of faulting tectonics and rock mechanics is concludingly fixed. The faulting tectonics belong to the Sub-Herzynian phase of folding at the end of the Alpidic orogeny. The rock mechanics of today may have arisen since the melting of the Saale- (Gipping) Glaziation and determine now and further the morphology of the crags of Dörenthe in the Tecklenburg country.

Kurzfassung: Im Tecklenburger Land Nordwestfalens ist wie auch in anderen mitteleuropäischen Felslandschaften die Morphologie im großen und im kleinen durch ältere bruchtektonische und durch jüngere exogene, von der Verwitterung mit der Gravitation getragene Kräfte bestimmt. Sichtbare Zeichen für ihre Auswirkungen sind Lagestörungen im geschlossenen Gesteinskörper und an Felsen. Sie äußern sich in Texturen, bei denen zwischen Zeugen für bruchtektonische und für atektonische, felsmechanische Entstehung zu unterscheiden ist.
Die bruchtektonischen Texturen treten als Längs- und Querklüfte und als Auf- und Überschiebungen hervor, die im gewachsenen Gesteinskörper gebannt sind. Die felsmechani-

* O. (em.) Prof. Gerhard Keller, Techn. Universität Braunschweig
4530 Ibbenbüren, Bodelschwinghstraße 4

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

schen Texturen setzen über die heutige Erdoberfläche emporragende Felsen voraus, die in den Dörenther Klippen aus dem nach ihnen benannten Dörenther Sandstein der unterkretazischen Osning-Sandstein-Folge bestehen. Je nach dem Vorhandensein freier Flächen sind die Bewegung auslösenden felsmechanischen Texturen im oder gegen das Schichteinfallen und auch im Streichen angeordnet. Die Gravitation löste die Rißbildung aus und bestimmte den weiteren Verlauf und Zerfall nach Art der Hangzerreißung.
Die felsmechanischen Bewegungen knüpfen teilweise an bruchtektonische Texturen an, die in reiner Form unter der Verwitterungszone im festen Gestein des Gravenhorster Sandsteins, ebenfalls der Osningsandstein-Folge zugehörig, erhalten sind. Abschließend wird die Entstehung der bruchtektonischen und der felsmechanischen Texturen in den geologischen Zeitablauf eingegliedert. Die Bruch-Tektonik fällt genetisch mit der Osning-Tektonik zusammen, die in der subherzynischen Faltungsphase am Ausgang der altalpidischen Faltungsära entstand. Die heute vorliegende Felsmechanik dürfte seit dem Abtauen des Saaleeises entstanden sein und bestimmt jetzt und weiter das morphologische Bild der Dörenther Klippen im Tecklenburger Land.

Inhaltsverzeichnis

1. Überblick 20
2. Einleitung 21
3. Das Bild felsmechanischer und bruchtektonischer Texturen . . 22
   3.1. Zerfallstexturen des Dörenther Sandsteins 22
   3.2. Zerfallserscheinungen als gegen das Schichteinfallen gerichtete Vorgänge 22
   3.3. Klüftung und Scherung im Schichteinfallen 25
   3.4. Klüftung und Ablösung im Schichteinfallen 26
   3.5. Bruchtektonik im Gravenhorster Sandstein 27
4. Die zeitliche Eingliederung der texturellen Veränderungen . . 30
   4.1. Zeit und Umfang der Tektogenese 30
   4.2. Zeit und Umfang der Felsmechanik 31
Schriftenverzeichnis 33

1. Überblick

Im Teutoburger Wald des Tecklenburger Landes (Nordwestfalen) bildet der unterkretazische Osningsandstein flachere Bergrücken oder tritt in Gestalt emporragender Felsen zu Tage. Diese zeigen nicht nur eine ältere bruchtektonische Beanspruchung, sondern tragen auch die Spuren jüngerer felsmechanischer, atektonischer Vorgänge bis auf den heutigen Tag. Demgegenüber ist das Bild der nicht exponierten Sandsteine nur von bruchtektonischen Vorgängen bestimmt. Der mechanischen Genese der Texturen wird nachgegangen und versucht, die Zeit ihrer Entstehung zu erfassen.

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

2. Einleitung

Im nordwestfälischen Tecklenburger Land erreicht die marine Unterkreide im Teutoburger Wald mit dem Osningsandstein mehrere hundert Meter Mächtigkeit. Aus ihm sondern sich als stratigraphisch und morphologisch leitende Glieder der unteralbische Dörenther Sandstein, der barrêmische Gravenhorster Sandstein und der valendische Bocketaler Sandstein ab. Besondere Bedeutung erlangt der Dörenther Sandstein in den südlich von Ibbenbüren gelegenen etwa 2,8 km langen Dörenther Klippen mit bis zu 25 m hohen Felsen. Das morphologisch leitende Glied ist der Gravenhorster Sandstein mit einem größeren Steinbruch an der Brumley in der Bauerschaft Birgte (Karte Abb. 1). Das allgemeine Streichen ist herzynisch und das Einfallen einheitlich mit mittleren Graden nach SW gerichtet. An allen Aufschlüssen sind Spuren einer Bruch-Tektogenese erkennbar. Dazu treten bei den Dörenther Klippen Zeichen für felsmechanische Vorgänge hervor. Diesen Textur-Elementen endogener und exogener Entstehung soll nachgegangen und zunächst ihr räumliches Verhalten verfolgt werden. Dabei deutet sich an, daß bei den Felsen eine Mischung von Fels-Mechanik und Bruch-Tektonik anzutreffen ist. Reine Bruch-Tektonik wird jedoch dort zu finden sein, wo – wie im Gravenhorster Sandstein – keine exponierende Herauswitterung des Gesteins stattfand. Abschließend soll auf die Entstehungszeit der Bruch-Tektonik und der Fels-Mechanik als nicht tektonisch bestimmte Erscheinung eingegangen werden.

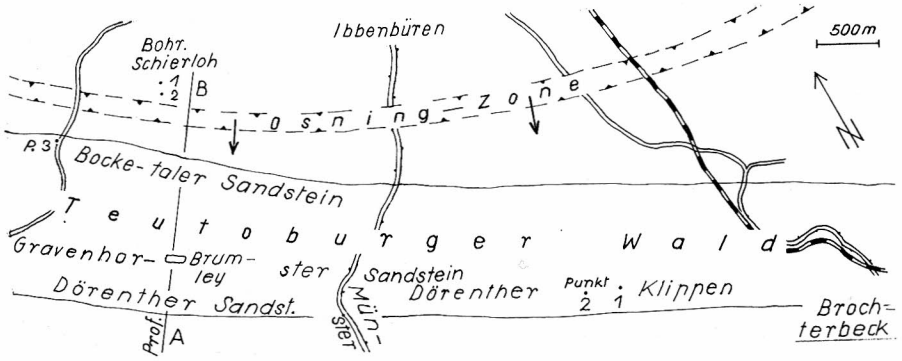


Abb. 1 Teutoburger Wald südlich von Ibbenbüren mit den untersuchten Örtlichkeiten und den Bohrungen Schierloh 1 und Schierloh 2

Fig. 1 The Teutoburg hills south of the village of Ibbenbüren with the researched localities and the drilled holes Schierloh 1 and Schierloh 2

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

3. Das Bild felsmechanischer und bruchtektonischer Texturen

3.1. Zerfallstexturen des Dörenther Sandsteins

Zerfallstexturen eines anstehenden Sandsteins sind nur dort zu erwarten, wo dieser nicht nur an der Tagesoberfläche ausstreicht, sondern über sie aufragende Felsen besitzt. Die 2,8 km lange Reihe der Dörenther Klippen, die aus dem unteralbischen Dörenther Sandstein aufgebaut werden, sind wie keine andere Gegend des gesamten Teutoburger Waldes mit bis zu 25 m hohen Felswänden besonders geeignet, Beobachtungen über Texturen anzustellen. Danach ist zu klassifizieren, ob sie bruchtektonischer Entstehung oder das noch fortschreitende Ergebnis des in den Verwitterungsablauf einzuordnenden felsmechanischen Zerfalles sind.
Da dieser im allgemeinen tektonisch offenen oder latent vorgezeichneten Schwächestellen oder der sichtbaren tektonischen Klüftung folgt, ist die Bindung der Zerfallserscheinungen an diese zu erwarten. Doch ist zu erkennen, daß diese Annahme nur teilweise zutrifft und sich zusätzlich Texturen ergeben, die durch die Schwere der aufstehenden Felsen unter Mitwirkung der Atmosphärilien ausgelöst und weiter ausgestaltet werden. Dieser Prozeß ist seit der Entblößung der Felsen im Gange und läuft in langsamen Maße weiter. Nur dadurch wird er in längeren Zeitabschnitten bemerkbar, daß in geringerem Umfange kleinere Partien abstürzen.
Wie sich bald zeigte, verläuft der Zerfall der Felsen nicht nach einem einheitlichen Muster. Grundsätzlich läßt sich aber beobachten, daß für den Tiefgang der Zerfallserscheinungen die jetzige Geländeoberfläche gilt, an der sie von oben abnehmend auslaufen. Als die zweite allgemein gültige Regel ist die Exposition anzusehen. Wenn die Felsen sich in der Fallrichtung des Gesteins erheben, geht die Bewegung offenbar in diese Richtung. Sind die Felsen in entgegengesetzter Richtung gegen eine dort verlaufende Ausräumung exponiert, so richtet sich die Zerfallserscheinung nach dieser freien Fläche. Bei in der Streichrichtung exponierten Felsen in quer dazu eingeschnittenen Schluchten bewegt sich das Gestein auf diese zu. Die tektonische Klüftung wird vielfach benutzt. Doch gibt es auch eine neue, nicht mehr durch die Bruchtektonik vorgezeichnete Klüftung.

3.2. Zerfallserscheinungen als gegen das Schichteinfallen gerichtete Vorgänge

In der Schlucht 1 (Punkt 1 der Abb. 1) erhebt sich der Dörenther Sandstein bis zu 20 m Höhe (Abb. 2). Er besteht aus bis zu 2 m mächtigen

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

Sandsteinbänken, stratigraphisch dem feinsandigen, konglomeratfreien oberen Teil des Dörenther Sandstein, dem eigentlichen Klippensandstein (KELLER 1973) angehörend. Das Streichen schwankt um 290° bei

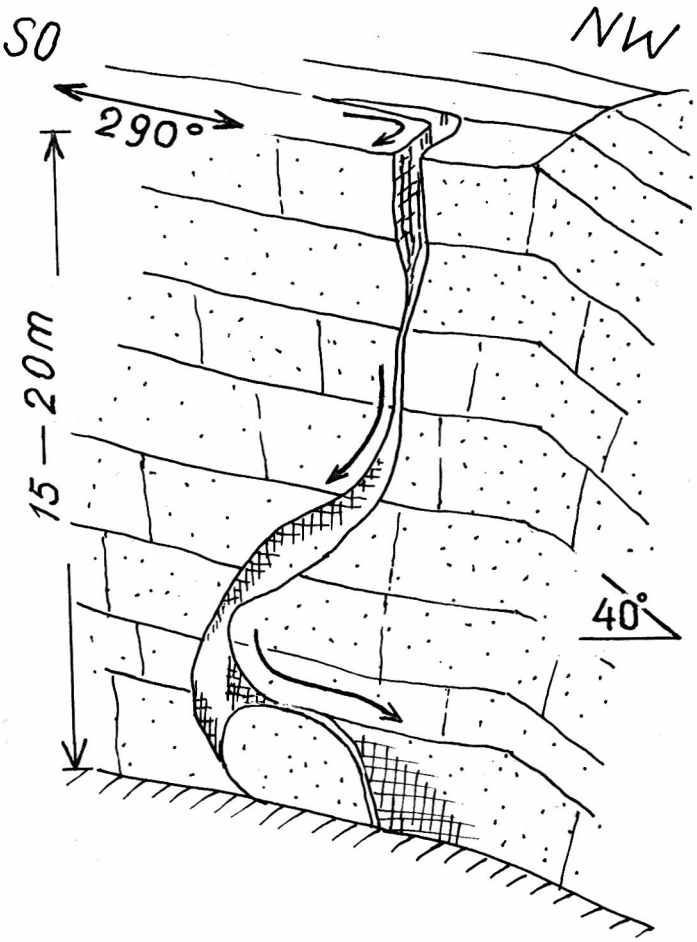


Abb. 2 Felsmechanischer Zerfall im Dörenther Sandstein (Punkt 1) gegen das Einfallen bei NE-Exposition. Lösungsfläche benutzt oben eine streichende Störung, geht in eine Querkluft über, dreht unter Weitung zu einer Spalte nach SE, dann in das Streichen nach SW, um mit Schalenablösung vor Erreichen des gewachsenen Bodens zu enden

Fig. 2 Rock mechanical decay in the Dörenther sandstone (point 1) against the dip in exposure to NE. The cleat uses a striking cleft at the top, passes into a Q-joint, turns into SE direction by opening to fracture, then into the striking to SW. The cleft finishes in shelly loosening before attaining the hard stony ground

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

einem Einfallen um 40° nach SW. Seitlich in der Streichrichtung auf der Westseite der Schlucht tritt eine steile südvergente Störung nach Art einer Aufschiebung hervor, die unter 282° Streichen mit 76° nach N einfällt. Obgleich sie stellenweise bis auf 0,20 m geöffnet ist, ist kein Verwurf festzustellen. Durch den Fels auf der Ostseite der Schlucht läuft eine anscheinend querschlägige Kluft z. T. senkrecht, dann sich nach SE verflachend und danach wieder steil.

Das Eigenartige dieser Kluft besteht darin, daß sie nur teilweise die Richtung einer Querkluft benutzt. Wie sich aber oben auf der Felsoberfläche zeigt, bleibt sie nur 4 m in dieser Richtung und biegt in die oben genannte streichende Kluftrichtung ab. Beim Eintritt in die Felswand ist die Spalte 1 m breit; schon nach 2 m Tiefe verengt sie sich auf 0,2–0,3 m. Auf der Felsoberfläche ist sie noch 4,50 m weiter als klaffender breiter Spalt sichtbar. Die Kluft ist von oben bis an den Fuß der Felswand in mannigfaltiger Ausbildung zu verfolgen. Bei der Verflachung in mittlerer Höhe weitet sich der Spalt bis auf etwa 0,60 m und beginnt sich aus der querschlägigen Richtung in die streichende Richtung nach der Außenseite zu drehen.

Auf den untersten 2–3 m schwenkt sie etwa in die streichende Richtung ein oder über diese hinaus. Hier ist sie damit beschäftigt, von dem massigen Feinsandstein eine dünne Schale abzulösen, die nach der Expositionsoberfläche wie bei der Schalenverwitterung orientiert ist. Sie dringt aber nicht mehr in die darunterliegende Schicht ein, unter der der anstehende Boden unmittelbar folgt. Die so betrachtete Ablösungsfläche nimmt auf der freistehenden Wand etwa den nachstehenden Verlauf. Oben auf der Felsoberfläche benutzt sie eine streichende tektonische Textur, tritt dann rechtwinklig in die Richtung einer tektonischen Querstörung über, der sie nach unten einige Meter zunächst bei steilem Einfallen folgt.

Soweit scheint hier ein klarer, in sich verspringender, bruchtektonisch vorgezeichneter Weg benutzt zu sein. Doch verflacht sich nunmehr die Kluft in östlicher Richtung, wobei sie sich zu der etwa 0,60 m weiten Spalte öffnet und beginnt in die streichende Richtung zu drehen. Dabei schließt sich die Spalte wieder. In etwa streichender Richtung liegt auch die freie Fläche des Felssockels mit der Ablösung von Schalen. Hier hinein läuft die Kluftfläche und endet auf der nächsttieferen Bank noch über der Geländeoberfläche. Die Lösungsfläche insgesamt stellt sich in der Form einer Spirale dar, die beim Blick von NE zunächst nach rechts dreht und im unteren Teile nach links.

Sie nimmt insgesamt von der Nordseite betrachtet den Verlauf eines spiegelbildlich gesehenen S. Die Lösungsfläche erreicht schließlich nach 180° Drehung die etwa 2 m mächtige unterste Bank, wo sie hinter einer sich abspaltenden Sandsteinschale endet. Den Nachweis, daß

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

Abwärtsbewegung in Richtung der nach NE exponierten freien Fläche stattgefunden hat, liefert die linsenförmige, mehrere Meter lange, höhlenförmige Ausweitung der Spalte im unteren Drittel der aufsteigenden Felswand. Die verursachende Rißbildung verlief unabhängig von dem und sogar gegen das Schichteinfallen, ja ging durch einzelne Quader bogig hindurch. Eine oberflächennah ausstreichende und eine querschlägige Kluft waren die bruchtektonische Voraussetzung für die sonst tektonisch nicht orientierte Ablösungsfläche.

3.3. Klüftung und Scherung im Schichteinfallen

Auf der Westseite der gleichen Schlucht liegt eine unter 282° streichende und mit 76° nach NE einfallende Aufschiebung frei, die mit dem Streichen der Schichtung von 280–290° sehr gut übereinstimmt. Die Überschiebung öffnet sich auf 1 m Länge bis auf 0,30 m. Auf ihrer Fläche findet sich zerriebener Sand. Zwei Querstörungen mit 350 und 360° Streichen fallen mit 68 und 82° nach E ein. Auf der Ostseite der nächsten rd. 280 m nach W entfernten Schlucht kehren steil nach NE mit 70 und 72° einfallende Störungsflächen bei dem Streichen von mehrmals 335–350° wieder (Punkt 2). Da das Schichtstreichen 270° bei 42° nach S beträgt, handelt es sich um typisch etwa rechtwinklig durchsetzende Querstörungen.

Die Schlucht bei Punkt 2 wird nach W von einer Felsmasse begrenzt. Sie mißt bei unterschiedlichen Höhen von 15–20 m im Streichen 30 m und im Einfallen 60 m. Diese Masse wird durch eine Spalte geteilt, welche der querschlägigen Kluftrichtung von 35° folgt. Nahe der Paßhöhe zwischen den Punkten 1 und 2 befindet sich eine weitere Querkluft, die mit 15° senkrecht zum Schichtstreichen verläuft. Die Kluft steht senkrecht oder hat eine leichte Neigung nach NW. Das Auffällige an dieser Kluft ist ihre Öffnung zu einer besonderen Art von Spalte. Während sie an der Felsoberfläche in rd. 5 m Höhe 0,40 m breit ist, verringert sie sich bald auf 0,03 m Breite. In ihrem unteren Teil ist die Kluft dagegen geschlossen und läuft vor Erreichen der Geländeoberfläche aus. Das Aufklaffen erfolgt in streichender Richtung.

Am Südwestende der Schlucht, bei Punkt 2, bieten sich im aufsteigenden Felsen verschiedene Textur-Elemente dar, die eine Mischung von Tektonik und Fels-Mechanik veranschaulichen. Vor dem Ausgang der Schlucht ist das Schichtstreichen und Einfallen mit 280° und 42–45° nach NE zu bestimmen. Es handelt sich um feinkörnige Sandsteinbänke. In 2–3 m Höhe setzt durch die Schichtung ein 0,80 m mächtiger Scherhorizont hindurch, in dem – abweichend und unabhängig vom Streichen und Einfallen – die Sandsteinbänke durch sich kreuzende flache Scherflächen in Scherkörper zerlegt sind. Diese haben eine Höhe von 0,10–0,20 m,

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

eine Breite bis 0,50 m und sind in der Längsrichtung gestreckt. Die Länge kann bis 1,50 m betragen.
Die Scherkörper haben eine flache rhomboedrische oder ellipsoidische Gestalt und begrenzen sich gegenseitig in der Art einer grobgeschieferten Packung. Sie sind mit 35–38° nach SE in der Längsrichtung geneigt. Ihr an der kleineren Querachse gemessenes Streichen beträgt etwa 245°. Die Scherkräfte wirkten somit aus Richtung 335° in Richtung nach 155°. Zwischen dem Schichtstreichen und der Richtung der kleineren Achsen der Scherkörper besteht ein Winkelunterschied von etwa 35°, zwischen dem Schichteinfallen und der Neigung der Scherkörper ein solcher von 7°, wobei um diesen Betrag die Neigung der Scherkörper flacher ist als das Schichteinfallen. Dadurch divergieren Schichteinfallen und Scherung.

3.4. Klüftung und Ablösung im Schichteinfallen

Neben dieser Scherungsstelle, etwa 5 m nach NW von der vorderen Wand entfernt, liegt eine senkrecht stehende, mit 280° im Streichen verlaufende Spalte frei, von der nur die südwestliche Randfläche auch die oberste Sandsteinbank durchbricht. An dieser Stelle grenzt unmittelbar die hangende Bank, die wie ein Deckel auf der Spalte aufruht und unter sich einen freien Raum von rd. 0,50 m Breite offen läßt. In diesen hinein ist ein Sandsteinkeil gefallen. Unter dieser Stelle verengt sich die Spalte auf 0,20 m und schließt sich weiterhin nach der Tiefe zu. Die Öffnung der Spalte nach oben und der hineingestürzte Keil weisen auf abwärtige Bewegung in der Einfallrichtung hin. Die Streichrichtung der Kluft beginnt sich in östlicher Richtung zu drehen und gleichzeitig zu verflachen.
Das Hangende der Spalte liegt frei und zeigt eine nach vorn gewölbte bauchförmige Gestalt. Das Streichen ihres Hangenden dreht langsam auf 250°, schließlich auf 230° und mündet in eine ebenso streichende Querkluft ein. Hand in Hand damit verflacht sich ihr nunmehr nach NW gerichtetes Einfallen auf 75 und 65°, um sich unvermittelt wieder auf 90° aufzurichten und in die Querkluft einzulaufen. Im Grundriß gesehen verbindet die Kluft zwei tektonisch vorgezeichnete, nach dem Streichen der Schichtung ausgerichtete Bruchelemente. Das Streichen und Einfallen der Schichten im Liegenden und Hangenden der Spalte bzw. der Kluft ist verschieden. Während im Hangenden der rückwärts liegenden Spalte 292°/42° nach SW gemessen werden, treten bei den Schichten im Liegenden 282°/38° SW und 260°/30° S auf.
Bei Erreichen der nach NE verlaufenden Querkluft beträgt das Schichtstreichen und -einfallen 300°/40° SW, was in gleicher Weise für das bisher Hangende und Liegende der Spalte bzw. der Kluft gilt. Die han-

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

gende Schichtfolge insgesamt erscheint nach SE bauchig vorgepreßt. Mit Bruch-Tektonik dürfte diese Formbildung nichts zu tun haben. Die Lösungsfläche verlangt nach in der Fallrichtung wirkenden Kräften. Die Ursache kann sowohl Pressung nach SE als auch Abreißen von dem stationären oder sich langsam abwärtsbewegenden Hangenden gewesen sein. In beiden Fällen muß die Schwerkraft als Ursache angesehen werden. Zu fragen ist noch, wie sich die Scherzone zu den Vorgängen verhält. Da sie sich im Hangenden der Abrißstelle fortsetzt, ist ihr relatives Alter als älter gesichert.
Doch ist damit noch nichts über die Ursache ihrer Entstehung gewonnen. Bei der Aufwärtsverfolgung der Scherungszone in ihrer Fallrichtung ist zu bemerken, daß sie in ihrer intensiven Ausbildung abnimmt und nach weiteren Metern ausläuft. Damit dürfte klargestellt sein, daß die Erscheinung lokal begrenzt und nicht Zeugnis für tektonische Tätigkeit ist. An sich spricht unter den vorliegenden einfachen geologischen Verhältnissen das Abtauchen einer Störungszone in der Fallrichtung der Gesteinsschichten nicht unbedingt gegen eine tektonische Entstehung, weil der benötigte Pressungsvorgang noch bei flacher Lagerung der Schichten vor ihrer Anhebung und vor der Aufrichtung des Teutoburger Waldes erfolgt sein könnte. Der tektonische Vorgang wäre dann als sehr auffallend von der Norm abweichend in einen sehr frühen Zeitpunkt der Osningtektonik einzugliedern, wozu jedoch keinerlei Anhaltspunkte vorzufinden sind.
Daher scheint gegeben zu sein, auch diesen Schervorgang mit der Ausbildung der hangabwärts Scherzone, die sich auf das untere Ende einer in der Fallrichtung exponierten Felspartie beschränkt, mit der Schwerkraft in Verbindung zu bringen. Die Abwärtsbewegung differenzierte sich in eine Schar sich gegenseitig durchkreuzender, insgesamt gleichgerichteter Scherflächen mit der Ausbildung gerichteter Scherkörper. Doch ist der von der Schwerkraft ausgelöste Vorgang noch nicht so weit fortgeschritten, daß eine Auflockerung des Gefüges eintrat. Dieser gravitative Vorgang wurde dadurch unterbrochen, daß die mehr oder weniger freihängenden Felsschichten vom höheren Teil unter Benutzung von zwei sich kreuzenden tektonischen Störungen durch Schalenbildung abrissen und damit dieser Vorgang als der jüngere gelten muß.

3.5. Bruchtektonik im Gravenhorster Sandstein

Auf viele Kilometer Erstreckung ist der Steinbruch an der Brumley südwestlich von Ibbenbüren wohl der bedeutendste und ausgedehnteste, der, wenn er auch wie viele Natursteinbrüche seit etwa 30 Jahren stillgelegt ist, noch heute frische Aufschlußverhältnisse anbietet. Der Steinbruch liegt im Hauptkamm des Teutoburger Waldes. In ihm wurde der

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

Gravenhorster Sandstein abgebaut, der, wie in der Nachbarschaft fossilmäßig belegt, dem Barrême angehört. Er besteht in seiner Hauptmasse aus hellgelbem Feinsandstein mit Bankmächtigkeiten bis 1,40 m. Morphologisch ist er der Kern eines breiten Kammes und überall mit Verwitterungsboden, wenn teils auch von geringer Mächtigkeit überdeckt.
Damit ist in Hinsicht auf die weitere Betrachtung ausgesagt, daß das Gestein nirgends unmittelbar an die Tagesoberfläche tritt, geschweige denn freistehende Felsen bildet. Sein Streichen weist in der Gesamtrichtung des Teutoburger Waldes nach NW, sein Einfallen ist nach SW auf das Münsterland zu gerichtet. Der Steinbruch verläuft im Streichen. Die Nordostseite bilden 2–3 Sandsteinbänke. Wenn schon hier einige Texturen zu beobachten sind, so doch stärker an den beiden quer zum Streichen verlaufenden Wänden an der Westseite, besonders aber an der Ostseite mit weiteren tektonischen Elementen, die hier unter der Verwitterungsschicht ausstreichen.
Der Einfluß der Gravitation kann höchstens in einer abwärtigen Bewegung des Hangschuttes zur Wirkung kommen. Das an der Südwestseite des 200 m breiten Geländebuckels aufgeschlossene Gestein ist völlig frei von felsmechanisch ausgelösten Gravitationserscheinungen. Dadurch bietet der Aufschluß an der Brumley mit seiner tektonischen Aussage die besten Vergleichsmöglichkeiten zu den vorstehenden Beobachtungen am und im Dörenther Sandstein. An der Südostseite des Brumley-Steinbruches sind Einfallen und Streichen einzelner Sandsteinbänke auf rd. 40 m Quererstreckung vom Liegenden nach dem Hangenden mit Werten von 300° / 48° SW zu messen.
Mehrere senkrecht zum Streichen verlaufende Querstörungen besitzen die Richtungen 32–40° und fallen mit 75–80° nach SE ein. Querstörungen befinden sich auch auf der Nordwestseite des Steinbruches bei 5–8° Streichen und 80–90° Einfallen nach E. Alle diese Klüfte zeigen keinen Verwurf, auch sind sie nicht zu Spalten geweitet. Auf der Südostseite des Steinbruches sind streichende Störungen von besonderer Bedeutung, die senkrecht zu den vorgenannten Kluftrichtungen stehen. Sie gliedern sich in zwei Gruppen. Die erste Gruppe besteht aus steilstehenden Aufschiebungen. Ihr Streichen wechselt zwischen 95 und 100°, ihr nordöstliches Einfallen beträgt 70–72°. Bei diesen steilen Aufschiebungen finden sich Harnische. Hervorzuheben ist, daß meßbare Aufschiebungsbeträge von einigen Zentimetern Größe auftreten können (Abb. 3).
Einen Aufschiebungsbetrag von etwa 10 cm zeigen einige um diesen Betrag versetzte Konglomeratschnüre im mittleren Teil der Südostwand etwa 6 m über der Steinbruchssohle. THIERMANN (1970) berichtet in der Nordostecke des Steinbruches von einem 1 m betragenden Aufschiebungsbetrag. Diese steile Aufschiebungsgruppe wird durch eine zweite mit zwei flachen Überschiebungen erweitert, die bei dem gleichen Strei-

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

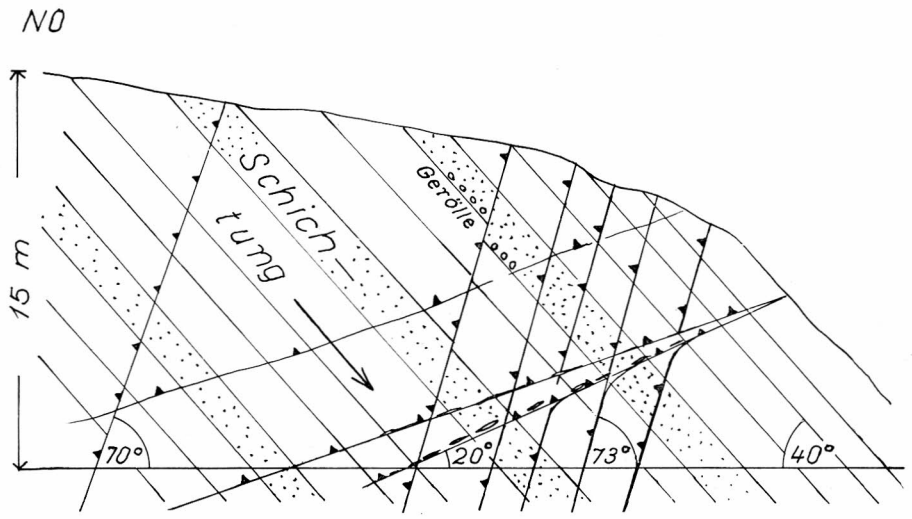


Abb. 3 Steinbruch an der Brumley. Nach SW einfallende Bänke des barrêmischen Gravenhorster Sandsteins mit SW-vergenten steilen Aufschiebungen und flachen Überschiebungen als Zeugen der Osningtektonik

Fig. 3 Quarry on the Brumley. Massive layers of the Gravenhorster sandstone (Barremian) dipping to SW with vergency to SW of steep upfaulting and flat upthrusts as testimony to Osning tectonics

chen von 95–100° mit 18–20° nach NE einfallen. Die Schubbahnen enthalten zu Sand zerriebenen Sandstein und in kleine Schieferstücke zerscherten Sandstein. Die steilstehenden Aufschiebungen werden von den flachen Überschiebungen durchschnitten, ohne daß Versetzungen festzustellen sind. An einigen Stellen ist zu bemerken, daß die von unten aufsteigenden steilen, südvergenten Aufschiebungen in der Druckrichtung nach SW abbiegen. Damit zeigt sich, daß die flachen Überschiebungen offensichtlich die jüngeren sind.

Innerhalb der Ostwand des Steinbruches ist zu verfolgen, wie sich die beiden flachen Überschiebungen infolge ihres verschiedenen Einfallens von NE nach SW nähern und schließlich ineinander übergehen. Da die Schichtbänke ohne Versetzung durch die beiden Überschiebungen hindurchlaufen, hat der tektonische Druck, der zwar in den Ruschelzonen den Sandstein zerrieb oder schieferte, keine größeren Massenbewegungen veranlaßt. Die beiden Überschiebungen umschließen einen schwach nach SW aufsteigenden Keil, der dicht unter der Geländeoberfläche endet. Im mittleren Teil der Ostwand hat er eine Mächtigkeit von 2–3 m und nimmt in Richtung des Einfallens nach NE auf etwa 4 m zu, bevor er

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

am Fuße der Nordostwand unter die Bruchsohle abtaucht. Über ihm folgen weitere flache südvergente Überschiebungen mit gleichem Streichen. Doch ist auch hier von Überschiebungsbeträgen nichts zu bemerken.

4. Die zeitliche Eingliederung der texturellen Veränderungen

Für das Großgefüge und seine Veränderungen wurde eingangs mehr beschreibend die Bezeichnung Textur gebraucht und von der Verwendung des tektonisch bestimmten Begriffes Struktur abgesehen. Diese Handhabung gestattete, die verschiedenartigsten Bruch-Erscheinungen zunächst einheitlich zu betrachten. Anschließend ist die Aufgabe zu erfüllen, die genetische Deutung der Texturen vorzunehmen. Ihre grundsätzliche Verschiedenheit lenkt den Blick auf die Entstehungszeit der verschiedenen Texturen, so daß abschließend die Frage der endogenen tektonischen Vorgänge und der exogenen felsmechanischen Ereignisse, ihres Beginnes und ihrer zeitlichen Abläufe erörtert werden soll.

4.1. Zeit und Umfang der Tektogenese

Die im Streichen verlaufenden, steilen, südvergenten Aufschiebungsklüfte wurden schon im Dörenther Sandstein, dann im Gravenhorster Sandstein und bei Punkt 3 im Bocketaler Sandstein angetroffen. Neben Harnischen finden sich bei ihnen meßbare Aufwärtsbewegungen. Der tektonische Druck für die Auslösung der später aufgerissenen flachen Überschiebungen kam aus der gleichen Richtung. Dieser Druckrichtung verdankt auch die von der Brumley rd. 1000 m nordöstlich im Streichen vorbeiziehende Osningüberschiebung und die auf ihr hochgepreßte Osning-Zone ihre Entstehung (Abb. 4), so daß es nahe gelegt ist, einen zeitlichen Zusammenhang zwischen dieser Aufpressung und der Tektogenese in den verschiedenen Osningsandstein-Unterabteilungen zu erkennen. Die nach SW weisende Aufrichtung des Osningsandstein-Zuges wurde schon früher als im Zusammenhang mit dem Aufstieg des Schafberg-Horstes stehend gesehen (KELLER 1974a und b).
Da der Aufstieg des Schafberg-Horstes älter als die Osningtektonik ist, fand diese in seinem südwestlichen Vorland die nach SW aufgerichtete Unterkreide vor. Die Osning-Tektonik, die den aufgestiegenen Schafberg-Horst nach SW ausweichend umging, wird zeitlich in die subherzynische Faltungsphase eingegliedert und in ihr mit der Wernigeröder Unterphase parallelisiert. Ihre Wirkung strahlte auch in den vorher nach SW aufgerichteten Gesamtkomplex des Osningsandsteins aus. In einem ersten Stadium des Aufstiegs der noch tiefer sitzenden Osning-Zone

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

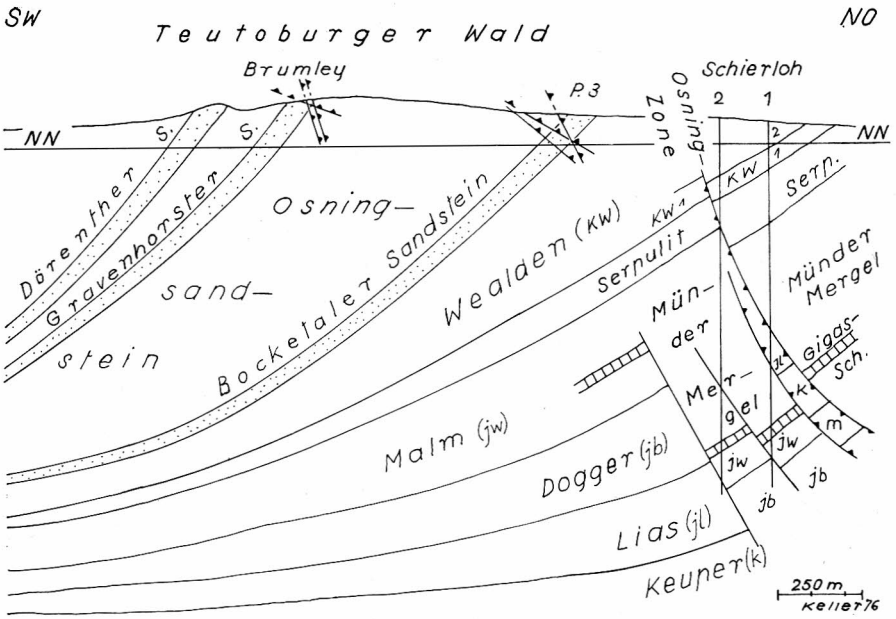


Abb. 4 Querprofil von den Bohrungen Schierloh 1 und Schierloh 2 nach der Linie A–B auf der Abb. 1 mit der Osning-Zone durch den Osningsandstein des Teutoburger Waldes (nicht überhöht)

Fig. 4 Crossed-section of the drilled holes Schierloh 1 and Schierloh 2 in pursuance of line A–B in figure 1 with the Osning-zone through the Osning sandstone of the Teutoburgs hills (not exaggerated scale)

kam es zur Ausbildung der zu ihr parallel verlaufenden steilen Aufschiebungen. Sie waren vorhanden, als der tektonische Druck von der höher gelangten Masse der Osning-Zone mit der Osning-Überschiebung als Basis die ihr nahe vorgelagerten Osningsandstein-Züge abschließend mit der Ausbildung flacher Überschiebungsbahnen erfaßte.

4.2. Zeit und Umfang der Felsmechanik

Felsmechanisch Vorgänge sind, wie österreichische und schweizerische Untersuchungen gezeigt haben, auch im gewachsenen Fels unter der Erdoberfläche möglich. Doch spielen hierbei vorgezeichnete Texturen und besonders die Steilheit der Berghänge eine große Rolle. Wie sich zeigt, fehlen steilere Berghänge im nordwestlichen Teutoburger Wald. Eine Anzahl von Beobachtungen lehrt, daß die sichtbaren Texturen nicht unter die jeweilige heutige Geländeoberfläche hinabgehen. Gegenteilige Beobachtungen sind nicht zu machen, es sei, daß bruchtektonische Tex-

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

turen aus dem tieferen Untergrund durch die Tagesoberfläche hindurchstoßen. Hierbei ist vor allem an tektonische Querbrüche zu denken, welche offenbar die Lage der Querschluchten im Dörenther Sandstein vorzeichneten.

Als das Wirkungsfeld exogener Kräfte, bei denen die Schwerkraft die sehr wesentliche Rolle spielt, sind freistehende Felsen besonders geeignet. Der Beginn felsmechanischer Texturen ist daher mit der ersten Entstehung der Felsen der Dörenther Klippen gleichzusetzen. Wie gezeigt wurde, ist die Aufrichtung des Dörenther Sandsteins mit seiner Unterlage bis in das Paläozoikum hinunter das Ergebnis des Schafberg-Horstaufstieges während der subherzynischen Faltungsphase. Die nachfolgende Abtragung war so weit fortgeschritten, daß im Oberoligozän Gerölle von Karbongsteinen im nördlichen Vorland des Schafberges erscheinen. Der Schafberg gewann damit die Konturen seiner heutigen Gestalt, so daß er damals als Insel auftauchte, was in gleicher Weise für den benachbarten Teutoburger Wald zutrifft. Ähnliche paläogeographische Verhältnisse herrschten im Miozän, wo küstennahes Miozän am Fuße des Schafberges gefunden wurde (HEINE 1861, BESSIN & KELLER in EBERT 1954).

Dementsprechend blieb der topographisch höher gelegene Teutoburger Wald auch weiterhin eine Insel oder wurde Festland. In dieser Übergangsphase erschien das Tecklenburger Land zeitweilig als Archipel. Mit dem Landfestwerden begann die Denudation und die Felsbildung, die seitdem andauern, wenn auch durch die Eindeckung mit dem Inlandeis der Elster- und der Saaleeiszeit Unterbrechungen eintraten. Sichere Anzeichen für das Vorhandensein der heutigen morphologischen Form bietet die Saaleeiszeit, aus der auf den Erhebungen des Teutoburger Waldes Geschiebe und Findlinge zurückblieben. Einen brauchbaren Hinweis für das Vorhandensein freistehender Felsen liefert die Wabenverwitterung, die ein feuchtes Klima im Wechsel mit Austrocknung der Felswände voraussetzt. Wabenverwitterung ist an den Dörenther Klippen nicht selten recht ausgeprägt und tritt unterschiedlich und in verschiedener Form auf.

Auf den Felsoberflächen und auf den Wetterseiten fehlt sie. Dagegen stellt sie sich im Lee an den Ost- und Nordseiten sehr oft ein. Ein Teil der Waben ist napfförmig, jedoch gibt es auch langgezogene Kokon-Formen, die im Schichteinfallen gestreckt sind. Ihre Entstehung hängt mit dem örtlichen Naß- und Trockenklima zusammen, so daß die ältesten Waben wegen der vorangegangenen Eis-Erosion mit Sicherheit nachsaaleeiszeitlich sind und ihre Bildung bis heute fortdauert. Für die Spaltung der Felsen nach tektonischen Klüften ist hervorzuheben, daß diese in die Saaleeiszeit noch hineingehört, weil die Wabenverwitterung von den Felsaußenseiten auch an den inneren Kluftwänden weiterläuft. Da-

©Naturwissenschaftlicher Verein Osnabrück e.V.

her liegt es nahe, die grobe Spaltung in der Querkluftrichtung wie auch die Ausräumung der der Querklüftung folgenden Schluchten auf das Saaleeis zurückzuführen. Die Anfänge der heutigen felsmechanischen Texturen dürften daher bis in die Zeit nach der Saalevereisung zurückreichen.

Schriftenverzeichnis

EBERT, A. (1954): Geologie der Ibbenbürener Karbonscholle. – Beih. Geol. Jb., **14,** 113 S.; Hannover.

HEINE, Th. (1861): Geognostische Untersuchungen der Umgebung von Ibbenbüren. – Z. dt. geol. Ges., **13:** 149–242; Berlin.

KELLER, G. (1973): Stratigraphische und genetische Gliederung des Dörenther Sandsteins bei Ibbenbüren (Westf.) nebst vereinfachter Meßmethode primärer Richtungen. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., S. 72–79; Stuttgart.

– (1974 a): Die Fortsetzung der Osningzone auf dem Nordwestabschnitt des Teutoburger Waldes. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., S. 72–95; Stuttgart.

– (1974 b): Ursprung und Werden der Ibbenbürener Landschaft. – In Hunsche, Fr. E.: Ibbenbüren, S. 11–22; Ibbenbüren (Verl. B. Scholten – Ibbenbüren).

SCHUSTER, A. (1971): Die westliche und südwestliche Umrandung der Ibbenbürener Karbonscholle. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **18**: 293–352; Krefeld.

THIERMANN, A. (1970): Erläuterungen zu Blatt Tecklenburg (Bl. 3712). Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen. – Geol. Landesamt Nordrhein-Westfalen; Krefeld.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Osnabrücker Naturwissenschaftliche Mitteilungen

Jahr/Year: 1979

Band/Volume: 6

Autor(en)/Author(s): Keller Gerhard

Artikel/Article: Felsmechanik und Bruchtektonik des Osningsandsteins im Tecklenburger Lande 19-33