

ACTA UNIVERSITATIS LUNDENSIS

SECTIO II 1965 No. 30

MEDICA, MATHEMATICA, SCIENTIAE RERUM NATURALIUM

DER TERTIÄRE VULKANISMUS IN
ZENTRALSCHONEN, SÜDSCHWEDEN

VON

E. BÖLAU

HÄLSINGBORG

Anhang

MIKROPALÄONTOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN
AN BOHRPROBEN AUS SCHONEN

VON

M. KOCKEL-BROSIUS

EINDHOVEN

LUND 1965

C. W. K. GLEERUP, SCHWEDEN

Der K. Physiographischen Gesellschaft am 24. November 1965 vorgelegt

LUND 1966
HÅKAN OHLSSONS BOKTRYCKERI

Inhalt

Einleitung	3
Die vulkanischen Erscheinungen in zwei Spezial- gebieten Zentralschonens	4
A. Das Sandåkra-Råbockamöllagebiet	4
B. Das Röstångagebiet	17
Petrographie in Kürze	23
Die Bauformen und die Art des tertiären Vulkanis- mus in Schonen	30
Tektonische und räumliche Beziehungen	33
Das zentralschonische tertiäre Vulkangebiet im tek- tonischen Gesamtbilde Schonens	35
Zeitliche Beziehungen	42
Probleme der tertiären Verwitterung	45
Zusammenfassung	49
Zitierte Literatur	53
Anhang	55

Einleitung

Gemessen an der Art und Menge vulkanischer Förderprodukte dürfte die Eruptionstätigkeit der tertiären Vulkane Schonens von geringem Umfange gewesen sein. Dieser Befund braucht doch nicht in einem begrifflichen Zusammenhang mit einer eventuellen Kurzlebigkeit der Eruptionsvorgänge zu stehen. Die neuerdings in Schonen vielerorts nachgewiesenen vulkanischen Lockerstoffe verschiedenster Zusammensetzung und Korngrösse von Staub und Aschen bis Agglomerat – Tuffen und die ihnen zugeordneten Lavaströme besitzen alle geringe Ausbreitung und Mächtigkeit. Es ist vor allem ihr erstmaliger Nachweis in Schonen, der zu einer Beschreibung in der vorliegenden Arbeit berechtigt. Über petrographische Befunde liegen ja unzählige Arbeiten aus anderen, besser aufgeschlossenen Gebieten vor.

Für die aktuellen Fragestellungen der Vulkanologie von grösserem Interesse dürften die tektonisch-vulkanischen Verknüpfungen im Einzelnen und die Einfügung der Einzelphänomene in das grosstektonische Geschehen im Tertiär Schonens sein.

Das „Eruptive Viereck“ Schonens, in dem sich die vulkanischen Ereignisse im Tertiär abspielen, nimmt eine Fläche von über 400 km² ein. Die systematische Absuche altbekannter und neuer Aufschlüsse hat in allen Teilen dieses Gebietes zur Entdeckung bisher unbekannter Vorkommen vulkanischer Förderprodukte geführt. Zugleich haben sich Beobachtungen über die Art und das Ausmass der tertiären Verwitterung in Schonen gehäuft. Die Behandlung eines so umfangreichen Stoffes im Rahmen eines kurzen Aufsatzes verlangt gewisse Beschränkungen. Aus dem Gros der Beobachtungen seien daher zwei Gebiete hervorgehoben: ein östliches bei Sandåkra südlich Hässleholm und ein westliches bei Röstånga. Diese beiden Spezialgebiete wurden absichtlich aus den Grenzregionen des tertiären Eruptionsgebietes gewählt. Beide umgrenzen Knotenpunkte wichtiger tektonischer Leitlinien Schonens, wo sich die Zonen langfristiger Bewegungen überlagern oder schneiden.

Die vulkanischen Erscheinungen in zwei Spezialgebieten Zentralschonens

A. Das Sandåkra — Råbockamöllagebiet

Das auf Abb. 1 dargestellte, etwa 10.5 km² grosse Gebiet liegt im Südteil des geologischen Blattes „Hässleholm“ (LINDSTRÖM 1877) und nimmt südwestliche resp. nordwestliche Teile der ökonomischen Blätter Hässleholm 50 und Nävlinge 60 ein. Die Höhenverhältnisse des Gebietes gehen am besten aus den topographischen Karten 1 : 50000 9. Hässleholm SO und 5. Lund NO hervor.

Tektonik in Hauptzügen

Die heute an der Oberfläche ausdeutbare Tektonik des Gebietes ist saxonischer Prägung. Sie äussert sich in Blockverschiebungen von z. T. ganz beträchtlichen Ausmassen, wobei die Hauptstörungsrichtungen nordwestlich und nord-nordöstlich streichen. Interferenzerscheinungen komplizieren zwar das Bild, doch zeigt das Strukturbild so übereinstimmende Züge mit der besser bekannten Tektonik Westschonens, dass der mit dem dortigen Formeninventar vertraute Beobachter sich auch hier zurechtfinden wird.

Das nordwestlich streichende Bruchnetz fällt auf einer geologischen Karte durch die Umrise der Grundgebirgshorste Linderödsås und Nävlingeås und der anschliessenden Kreidesenken sofort in die Augen. Beim Eintritt in das westliche, tektonisch emporgewölbte Grundgebirgsgebiet verschieben sich die Schnittlinien der herzynisch verlaufenden und nördlich einfallenden Verwurfsflächen an der Oberfläche in nördlicher Richtung. Diese Änderungen der herzynisch streichenden Störungsrichtungen vollziehen sich wohl zumeist an nord-

nordöstlich gerichteten Bruchzonen, die also \pm quer zu den herzynisch gerichteten Störungen liegen und als streichende Grenzbrüche die jungmesozoisch-tertiäre Aufbiegung des Baltischen Schildes begleiten.

Tektonik und Vulkanismus

Kreuzungspunkte der beiden Störungsrichtungen sind intensive Störungsgebiete. Bei Sandåkra liegen in einem solchen Gebiet an der Ostseite des Sandåkra-Tormestorptales die von NILSSON (1958) beschriebenen, tief eingebrochenen Rhät-Liasvorkommen. Trotz weitgehender Zertrümmerung und Verbiegung der Untergrundschichten kommt hier als eine direkte Folge der tektonischen Störungen keine Förderung vulkanischer Produkte vor. Die vulkanischen Erscheinungen konzentrieren sich vielmehr bezeichnenderweise an die Westseite des Sandåkra-Tormestorptales. Dieses Tal ist ein tektonischer Graben, der einen ähnlichen Bauplan wie die asymmetrischen „Halbgräben“ Nordwestschonens hat. Er besitzt eine Ostseite, die in mehrere steile Verwurfsflächen aufgeteilt ist, und eine Westseite, die eine von Querstörungen unterbrochene, sanft gebogene Flexur darstellt. Die vulkanischen Erscheinungen konzentrieren sich entlang dem Tale an die tiefere, konkav eingebogene Seite der westlichen Flexur. Durch Biegedehnung öffneten sich hier nach unten Spalten, die dem Magma den Aufstieg ermöglichten.

Allgemeine Übersicht der vulkanischen Erscheinungen im Südteil des Sandåkra-Tormestorptales (Sandåkra, Råbockamölla)

Die Basalkuppen von Sandåkra und Råbockamölla (Abb. 1, A und D) wurden schon von LINDSTRÖM (1877) auf der geologischen Karte „Hessleholm“ eingetragen. NATHORST (1887, S. 101) äusserte sich u. a. über die Richtungs-determination dieser Basaltvorkommen. EICHSTÄDT (1882, S. 9, 39 und 56) und NORIN (1934, S. 32 und 56) lieferten petrographische Beschreibungen des Gesteins.

Bei Strassenbauten wurden in den Jahren 1960 und 1961 zwei weitere flache Basalkuppen angeschnitten, die zwischen der Eisenbahnbrücke und der Basaltkuppe von Råbockamölla liegen. Sie sind auf Abb. 1 mit B und C eingetragen. Ausserdem wurde von der 26 m tiefen Bohrung Nr. 4 und der 42 m tiefen Bohrung Nr. 3 gleich südöstlich der Brücke bis zur Basaltkuppe Råbockamölla ein fast ununterbrochenes Profil vulkanischer Förderprodukte in Form von Lavaergüssen und Lockerstoffen verschiedenster Zusammensetzung durchfahren. Die beiden Bohrungen Nr. 3 und 4, die bis zum Grundgebirge vordrangen, vermittelten ausserdem eine gute Vorstellung über die horizontale und vertikale Verbreitung der vulkanischen Förderprodukte und der vorvulkanisch und gleichzeitig mit den Eruptionsvorgängen stattgefundenen Verwitterungsvorgänge.

Die Basalte und Lockerprodukte von Råbockamölla bilden ein beinahe zu-

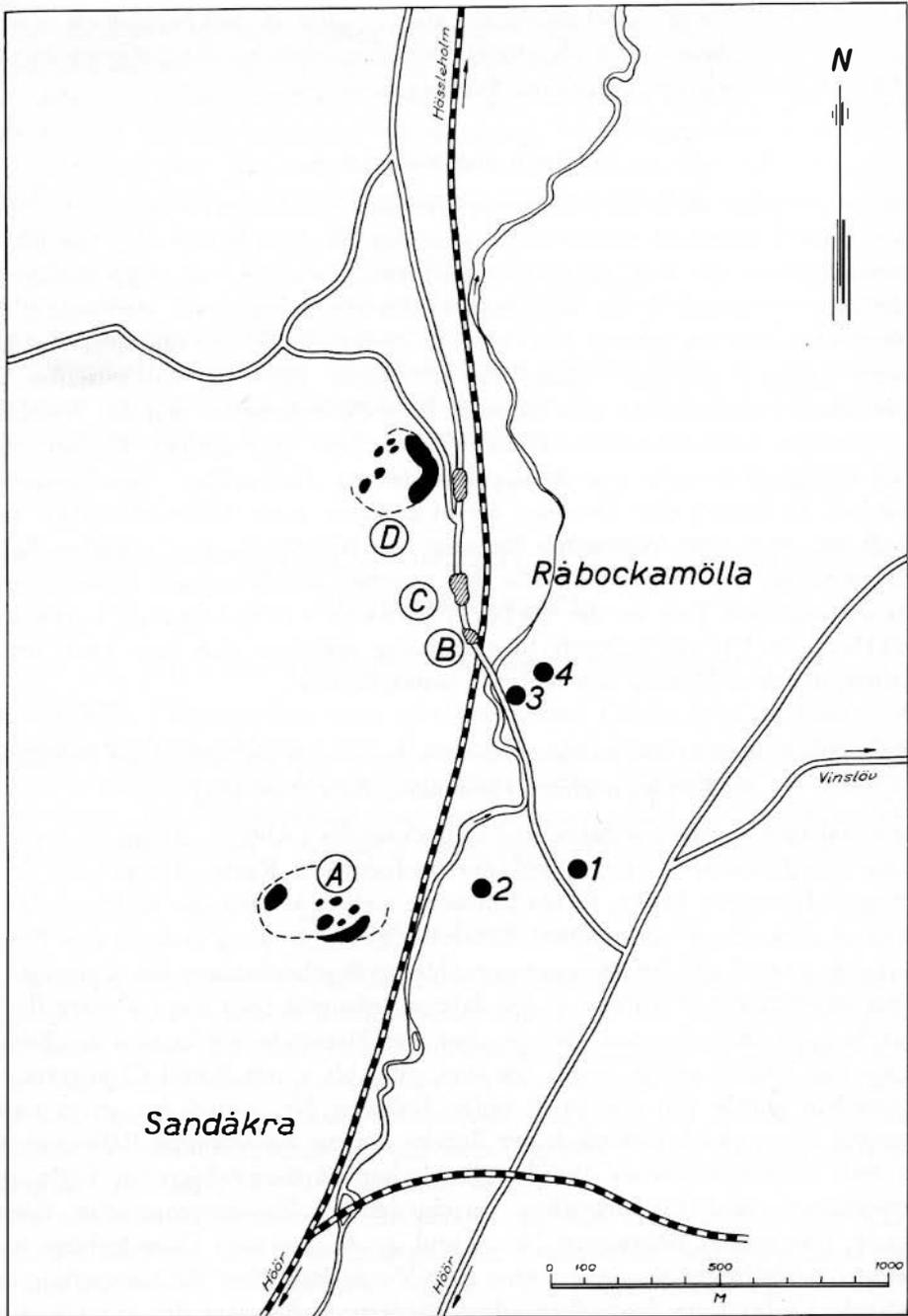


Abb. 1. Översigtskarta afes Sandåkra-Råbockamöllagebietes. A-D: Aufschlüsse vulkanischer Gesteine. 1-4: Bohringen.

sammenhängendes Profil mit nachweisbar intermittent geförderten Lockerauswürfen, wodurch sich die Eruptionsfolgen gleichsam räumlich und zeitlich verzahnen. Weiter südlich folgt zunächst ein Gebiet, wo die quartäre Bedeckung keine Beobachtungen über den tertiären Vulkanismus gestattet. Eine interessante Lokalität vulkanischer Förderprodukte wurde östlich der Basaltkuppe von Sandåkra in der etwa 34 m tiefen Bohrung Nr. 2 angetroffen (Abb. 1). Von besonderem Interesse ist das Vorkommen sedimentärer Tonschichten in der vulkanischen Folge, sowie ihre Unterlagerung durch gefrittete Rhät-Lias-sedimente. Nur etwa 300 m ONO dieser Bohrung liegen die von NILSSON (1958) beschriebenen Rhät-Liasvorkommen von Sandåkra. Einleitungsweise folgt unten die Beschreibung einer neuen Rhät-Liasbohrung, die auf der Übersichtskarte Abb. 1 mit Nr. 1 bezeichnet ist.

Beschreibung der Lokalitäten

1. Sandåkra

Bohrungen Nr. 1 und 2 (Kombinierte Stoss- und Kernbohrungen der Höganäs-Billesholms A-G)

Bohrung Nr. 1 (+ 74.36 m)

Quartär 0–26.00 m

Rhät-Lias 26.00–90.20 m = 64.20 m

29.50 m Sandstein, locker oder undeutlich geschichtet; im oberen Teile feinkornig-glimmerig, nach unten grobkörnig, z. T. arkoseartig, mit Lagen von konglomeratischem Quarzsand oder mit einzelnen, bis zu 1 cm grossen gerundeten Quarzen. Einzelne Tonsteinlagen mit Gleitflächen oder Sandschmitzen. In 28.40 m, 39.00 m, 52.50 m und 55.35 m Tiefe kohlige Ton- oder Sandsteinschichten.

28.00 m Tonstein, dunkel grau-braun, auch mit grünlichem Stich; dünn-geschichtetes Sapropelgestein (vgl. NILSSON 1958).

1.75 m Sandstein, graugrün, ungeschichtet, mit Grobquarzen und Feldspatkörnern.

2.55 m Tonstein, hell grau-grün, feinsandig, undeutlich geschichtet, teilweise sehr feinkörniger, toniger Sandstein.

2.40 m Tonstein, grünlich, etwas sandig und mit Grobquarzen, brecciiert; nach unten übergehend in ein nur teilweise brecciiertes Gestein, bestehend aus dunklen Tonsteinlagen in einer sandigen Grundmasse.

Archäikum 90.20–91.20 m = 1.00 m.

1.00 m + Kaolinverwittertes Grundgebirge.

Bemerkungen: Die Sandstein-Tonsteinfolge zwischen dem Quartär und Archäikum dürfte, wie NILSSONS (1958) mikrobiologische Untersuchungsergebnisse

über Sporen und Pollenfloren zweier nahe gelegener Bohrungen zeigten, zum Rhät-Lias gehören. Petrographisch besteht gute Übereinstimmung zwischen den von NILSSON beschriebenen und der neuen Bohrung; hinsichtlich der Schichtmächtigkeiten existieren jedoch Abweichungen recht bedeutenden Ausmasses.

Bohrung Nr. 2 (+ 62.29 m); Profilzeichnung s. Abb. 8.

Quartär 0-13.70 m

Tertiär 13.70-32.40 m = 18.70 m

1.30 m Zersetzter Basalt, teilweise von amygdaloidischer Struktur. Als pyroklastische Gemengteile treten Lapilli und Blöcke und schichtweise vorkommende Staub- und Aschenlagen auf.

Makroskopisch: grünlich-graues Gestein von unebenem Bruch, mit vereinzelt, bis zu 3 mm dicken hellbraunen Zwischenschichten und sehr seltenen rötlichen Flecken von bis zu 1 cm Ø. Vereinzelt Quarze. Unter dem Mikroskop zeigt sich, dass das Gestein in wechselnden Anteilen teils aus einer völlig zersetzten und entfärbten, teils aus einer schlierenförmigen Substanz besteht, die auch in Form von 0.1 bis 0.25 mm grossen rundovalen Gebilden oder grösseren Zusammenballungen auftritt und Hohlräume der hellen Grundsubstanz ausfüllt. Die makroskopisch wahrnehmbaren Zwischenschichten bestehen u. a. aus einem sehr feinkörnigen (0.01-0.005 mm) Material, das im Aussehen völlig den verwitterten Staub- und Aschenlagen der nördlichen Aufschlüsse gleicht. Die roten Flecken sind bis zu 1 cm grosse, weniger stark verwitterte Auswürflinge von Basalt.

1.50 m Quarzsand, lose, mit nur geringem umgelagerten vulkanischen Material.

Sedimentärer, unverfestigter Sand. Besteht in der Hauptmasse aus 0.25-4 mm grossen gerundeten Quarzen. Ungefähr 5-10 % der Gesamtmasse besteht aus abgerollten Körnern vulkanischen Materials von bis 3 mm Ø.

3.70 m Verwitterter Basalt, graugrün, mit eingesprengtem autigenem pyroklastischem Material.

Die Lockerstoffe bestehen aus eckigen oder gerundeten Basaltbruchstücken von bis 4 mm Ø, manchmal undeutlich lagenhaft angeordnet. Einige gerundete Quarze, etwas Kalzit. Die Hauptmasse ist höchstwahrscheinlich stark zersetzter Basalt.

3.60 m Stark verwittertes pyroklastisches Material und Basalt, rötlich-braun.

Ähnlich dem Hangenden, jedoch ursprünglich mit einem grösseren Anteil von Lockerstoffen. Einzelne Quarzgerölle, darunter ein über 2 cm grosses.

1.70 m Tonstein, rot, milde, meistens mit sehr undeutlicher Schichtstruktur und mit Gleitflächen.

Sedimentärer, stark abfärbender, nur sehr schwach verfestigter, homogener Tonstein (Rotlehm). Entammt einer Eruptionspause mit starker Rotverwitterung basaltischen Materials.

2.00 m Verwitterter Basalt, grau und rot geflammt.

Das Gestein ist ein schönes Beispiel einer vom Hangenden zum Liegenden fortschreitenden Rotverwitterung. Diese dringt längs Rissen und Sprüngen vor, wodurch das Gestein, in etwa 20 facher Vergrößerung betrachtet, von einem netzförmigen Muster überzogen erscheint. Im grauverwitterten, also von der Rotverwitterung noch nicht beeinflussten Zustand sind die ursprünglichen Bestandteile u. d. M. noch deutlich unterscheidbar.

4.10 m Basalt, verwittert, graugrün, mit roten Flecken. Im Liegenden schlackig, brecciiert. Ein Gneisbruchstück 1.5×1 cm.

0.80 m Verwitterter amygdaloidischer Basalt, grünlich, mit Bruchstücken des gefritteten Tones im Liegenden. Pyrit zahlreich als Einzelkristalle oder in 0.5 mm dicken Lagen.

Rhät-Lias 32.40–33.80 m = 1.40 m

1.40 m+ Gefritteter Tonstein (?), wahrscheinlich durch kontaktmetamorphe Veränderungen aus einem Sapropelgestein entstanden wie er in der Bohrung Nr. 1 in 55–83 m Tiefe auftritt.

Aphanitisches bis glasiges, schwarz-graues, in der Hauptsache schichtungsloses Gestein von schwach conchoidalem oder splitterigem Bruch. Kalzit auf Rissen und Sprüngen.

Bemerkungen: Genetisch weist die durchbohrte Gesteinsfolge auf einen intermittierenden Ablauf der Effusivität hin. Zweimal markiert das Auftreten sedimentärer Schichten in der vulkanischen Gesteinsfolge einen Aufenthalt in der Eruptionstätigkeit. Die vulkanischen Gesteine ihrerseits dürften ihrem verschiedenen Verwitterungsgrad zufolge (Rotverwitterung mit nachfolgender Bleichung!) und was die abweichende Gesteinsbeschaffenheit betrifft, verschiedenen Ausbrüchen angehören. Vier Lavaextrusionen sind mit Sicherheit nachweisbar, noch mehr jedoch möglich.

Eine Anomalie der vulkanischen Gesteinsausbildung ist das reichliche Auftreten von Quarz. Auch in Dünnschliffen von der Sandåkra-Basaltkuppe ist das häufige Auftreten von Quarz auffallend (s. NORIN 1934, S. 32). Der Quarz kann vom aufsteigenden Magma schon in der Tiefe von quarzreichen Gesteinen aufgenommen worden sein, und somit schon im Schlotlava als exogener Bestandteil auftreten. In den Lavaergüssen der Bohrung Nr. 2 ist die Beimengung weiteren Quarzmaterials an der Oberfläche wahrscheinlich. Es sei nur an die oben genannte Zwischenlagerung von sedimentärem Quarzsand in der effusiven Folge erinnert.

Die Sandåkrastruktur (Abb. 2)

Die bisherigen Bohrungen und Feldbeobachtungen ermöglichen ein nur ganz schematisches Bild der Sandåkrastruktur. Sie ist auf Abb. 2 im Querschnitt veranschaulicht. Besonders die Ostflanke des Sandåkra-Grabens dürfte einen recht verwickelten Bau aufweisen und aus zahlreichen, durch Verwerfungen

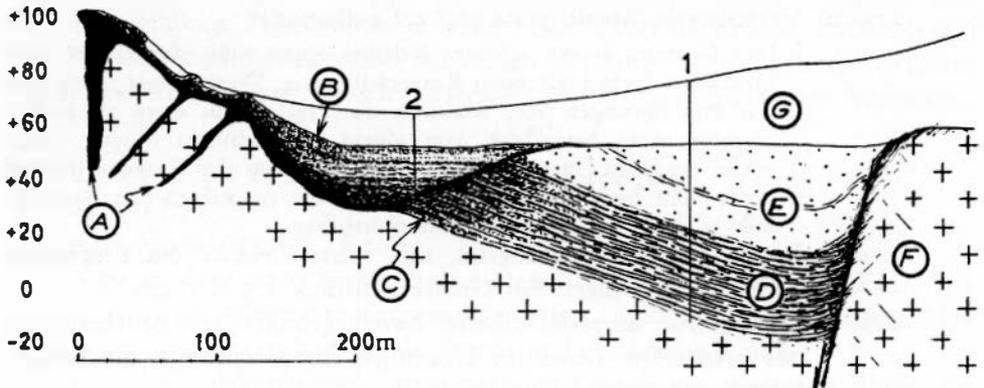


Abb. 2. Sektion durch die Sandåkrastruktur. A - Basalt (Sandåkra-Basaltkuppe). B - Stark zersetzte tertiäre Vulkanite und geringmächtige Sedimente. C - Gefritteter Tonstein. D - Sandåkra-Tonstein (Sapropelgestein). E - Sandstein mit einzelnen Tonsteinlagen. F - Kristallines Grundgebirge. G - Quartär. 1-2: Bohrungen.

zerschnittenen Teilstücken bestehen, wobei vielleicht auch mehr nordwestlich streichenden, mit der Axialabbiegung des Linderödsås in Verbindung stehenden Brüchen Bedeutung zukommt. Den Weg für den Aufstieg vulkanischer Förderstoffe bahnten die tektonischen Beanspruchungen an der Westflanke des Grabeneinbruches. Die Lage der tertiären vulkanischen und sedimentären Bildungen fixiert gleichermassen einen strukturell und erosiv präformierten Zustand des Sandåkratales, der auch noch in der heutigen Morphologie in Erscheinung tritt. Durch die geschützte Lage im Grabeninnern sind dann die tertiären Bildungen von der nachvulkanischen Abtragung bewahrt geblieben.

2. Råbockamölla

Bohrungen Nr. 3 und 4 (Kombinierte Stoss- und Kernbohrungen).

Vgl. Abb. 8.

Bohrung Nr. 3 (+ 58.70 m)

Quartär 0-9.00 m

Tertiär 9.00-33.50 m = 24.50 m

1.50 m Verwitterter Basalt, graublau. Im Aussehen ziemlich ähnlich dem Gestein in der Bohrung Nr. 2 in 27.50-31.60 m Tiefe.

3.50 m Verwitterter Basalt, grau-violett mit intensiv-roten und braunen Flecken. Im unteren Teil besteht bis 1/5 der Grundmasse aus frischen, wenig abgerollten Quarzen von 1/4-1/2 m Ø.

4.00 m Verwitterter Basalt; ähnlich den obersten Basaltlagen des Profils, jedoch hellere Farbtönungen. Einzelne Quarze.

0.50 m Verwitterter Basalt, braun-rötlich.

- 0.70 m Verwitterte Basaltbreccie, eingebettet in einer Grundmasse von teilweise amygdaloidischer Struktur. Stellenweise undeutlich geschichtet. Vereinzelte Grobquarze.
- 0.80 m Verwitterter Basalt, grünlich-grau. Stellenweise deutliche Fluidalstruktur, stellenweise amygdaloidische Struktur. Vereinzelte Grobquarze.
- 1.10 m Breccie (teilweise event. Basaltpuff), bestehend aus einer rötlichen, stark verwitterten Grundmasse mit dunkelgrauen und grünlichen Bruchstücken stark verwitterten Basaltes. Einzelne gerundete Quarze.
- 1.40 m Verwitterter Basalt, violett-grau, ziemlich feinkörnig. Stellenweise reichlich bis 0.6 mm grosse gerundete Quarze.
- 1.00 m Verwitterter Basaltpuff, violettgrau.
- 2.10 m Sandiger Rotlehm mit eingesprengten, verwitterten Basaltauswürflingen.

Eine rostfarbene Grundmasse mit gerundeten Quarzkörnern umgibt vollständig verwitterte Basaltbruchstücke von verschiedener Grösse und Farbe. Stellenweises Auftreten einer verkohlten Substanz, wahrscheinlich Pflanzenreste.

- 0.90 m Tonstein, rotbraun, feinsandig, geht nach unten in feinkörnigen Sandstein über. Die gröberen Fraktionen bestehen fast vollständig aus Quarz (bis 0.20 mm Ø). Ganz untergeordnet gerundete Körner vulkanischen Materials.
- 1.75 m Vulkanische Breccie, teilweise wohl auch Agglomerat.
Die Gesteinsfolge besteht im Liegenden u. a. aus unverwitterten Gneisblöcken. In der Mitte der Gesteinsfolge ist das Gneismaterial verwittert und von Lapilli-Grösse. Zuoberst überwiegt zersetztes basaltisches Material. Das Ganze liegt eingebettet in einer Grundmasse sedimentär-vulkanischen Ursprungs, die aus einem roten lehmigen Quarzsand und eingesprengten Basaltauswürflingen besteht.
- 3.25 m Stark zersetzte vulkanische Breccie und sedimentärer Rotlehm.
- 2.00 m Rostbrauner, durch Eisenverbindungen verkitteter sehr feinkörniger Quarzsand. Einzelne Körner stark abgerollten und verwitterten vulkanischen Materials.

Archäikum 33.50-42.00 m = 8.50 m

0.40 m Kaolinisiertes Grundgebirge, gelb-braun.

8.10 m + Kaolinisiertes Grundgebirge, grau-grün.

Bohrung Nr. 4 (+ 58.39); vgl. Abb. 8.

Quartär 0-12.00 m

Tertiär 12.00-17.30 m = 5.30 m

- 1.00 m Rötlich verwittertes lehmiges und quarzreiches Gestein. Eingesprengt treten als sicher bestimmbares vulkanisches Material rotverwitterte gröbere Basaltbruchstücke und zahlreiche bis ca

- 2 mm grosse, abgerollte rund-ovale Gebilde vulkanischen Ursprungs auf.
- 0.80 m Tonstein, rot, etwas sandig. Vielleicht teilweise Verwitterungsprodukt basaltischen Materials.
- 1.20 m Wechsellagerung rötlicher, weisser und bräunlicher Schichten. Die weissen Schichten bestehen aus ausgeschlämmtem feinstem Kaolinmaterial. Das braune und rötliche Gestein besteht aus tonigem, sehr feinkörnigem Quarzsand, dem wahrscheinlich vollständig verwittertes vulkanisches Material beigemischt ist.
- 2.30 m Tonstein, rot, ziemlich mild. (Ähnlich dem roten Tonstein der Bohrung Nr. 2 in 23.80–25.50 m Tiefe). Nach unten Übergang in hellen Kaolin.
- Archäikum 17.30–26.00 m = 8.70 m
8.70 m+ Kaolinisiertes Grundgebirge, grau-grün.

Bemerkungen zu den Bohrungen Nr. 3 und 4: Die in der Bohrung Nr. 3 angetroffene Gesteinsfolge deutet auf eine vulkanische Eruption geringen Ausmasses in der Nähe der Bohrung hin. Zuunterst sehen wir, wie eine ältere Kaolinverwitterung des kristallinen Grundgebirges von einer jüngeren Rotverwitterung überlagert wird. In dem höher folgenden sedimentären Material treten zuerst in geringem Ausmass vulkanische Lockerstoffe auf, die durch ausbrechende Gase verfrachtete Auswürflinge darstellen. Es folgt eine chaotische Schloträumungsbreccie, die nach dem Erschöpfen der Ausbruchenergie von einer sedimentären Folge überlagert wird, die nur einen geringen Anteil vulkanischer Lockerstoffe aufweist. Ein erneuter Ausbruch fördert darauf Pyroklastika mittelgrober Fraktionen, die schliesslich von einem Lavaerguss überflutet werden, in der sich zuunterst breccierte und tuffartige Lagen einschalten.

Die Schichtfolge der Bohrung Nr. 4 weist eine gewisse Ähnlichkeit mit der unteren Gesteinsfolge der Bohrung Nr. 3 auf. Entweder kamen ausgesprochen vulkanische Gesteine hier nicht mehr zur Ablagerung oder sie sind der späteren Abtragung zum Opfer gefallen.

Die Aufschlüsse längs der Landstrasse nördlich der Eisenbahnbrücke (Abb. 3) Sämtliche Aufschlüsse die im Folgenden beschrieben sind, waren bei Strassenbauten in den Jahren 1960/1961 freigelegt und sind jetzt nicht mehr zugänglich. In Profilen von ein paar bis 8 m Höhe wurden unter dem Quartär tertiäre Gesteinsfolgen entblösst, die hauptsächlich vulkanischen, in geringerem Masse sedimentären Ursprungs waren. Die Beurteilung der zersetzten Gesteinsserien in den oben beschriebenen Bohrungen Nr. 2–4 stützt sich auf die detaillierte Untersuchung dieser grossen Aufschlüsse. Diese Vergleichsmöglichkeit war von grösstem Wert, weil hier ähnliche vulkanische Gesteine im Kontakt mit den Basaltkuppen und sedimentären Schichten in allen Graden der Verwitterung flächenhaft der Beobachtung zugänglich waren.

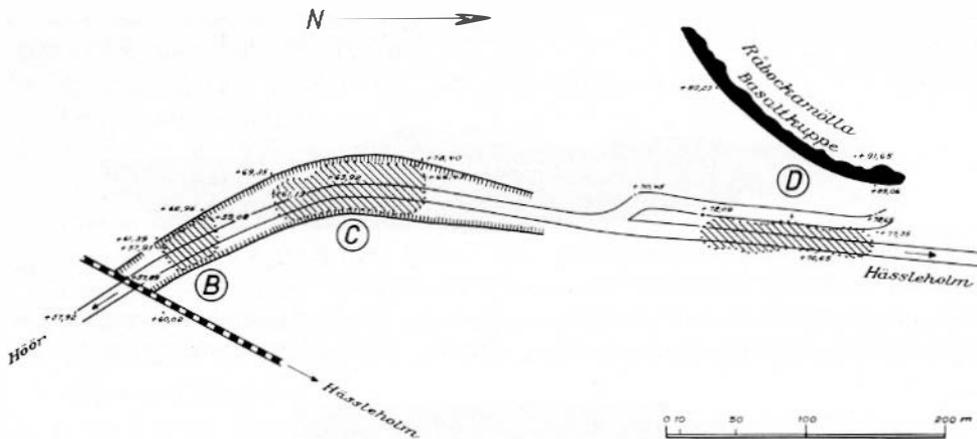


Abb. 3. Råbockamölla: Detailkarte der Aufschlüsse nördlich der Eisenbahnbrücke (vgl. Abb. 1).

Lokalität B und C

Auf Grund ihrer topographischen Lage könnte man die beiden neuen bei den Strassenbauten angetroffenen Basaltvorkommen B und C (Abb. 3) als Teile eines einzigen Lavastromes auffassen, der aus dem grossen Råbockamölla-Vulkan (D, Abb. 3) gefördert wurde. Die Form dieser Lavakörper und die Verteilung der vulkanischen Lockerstoffe im zusammenhängenden Profilschnitt von der Råbockamölla-Basaltkuppe bis zur Brücke zeigte doch eindeutig, dass hier selbständige Schlotlaven und ihnen zugehörnde, in die Geländeeintiefung nach Osten abgeflossene Lavaströme vorlagen. Die Basaltkuppe C, die bei den Wegarbeiten in ca 8 m Höhe freigelegt wurde, besass in der Mitte und im Norden eine grobsäulige Absonderung. Im Süden war die Absonderung schalen- bis kugelförmig. In Eintiefungen und Einbuchtungen der Basaltkuppe waren an mehreren Stellen gefrittete Tuffe von der Abtragung bewahrt geblieben. Direkt unter den Tuffen lag frischer, unverwitterter Basalt. Man kann sich eine Tuffförderung von den Basaltschloten im Norden oder Süden der Kuppe C denken. Es ist auch möglich, dass hier eine in ihrem eigenen Tuff steckengebliebene Basaltkuppe vorliegt.

Ein ganz anderes Verhalten, das auf eine längere Verwitterung eines freigelegten Basaltkörpers hindeutete, zeigte die südliche Basaltkuppe B. Die Gesteinsfolge, so wie sie auf Abb. 4 und 5 wiedergegeben ist, wurde bei den Strassenbauten im Verlaufe mehrerer Wochen schichtenweise freigelegt, und vom Verfasser systematisch kartiert. Abb. 4 zeigt einen ost-westlichen Querschnitt der Gesteinsfolge, Abb. 5 ein Profil an der Westseite des Gelände-einschnittes, wo die vulkanische Gesteinsfolge der Abb. 4 von lockeren Ausbruchprodukten seitlich überlagert wird. Dünne Sandschichten durchsetzen

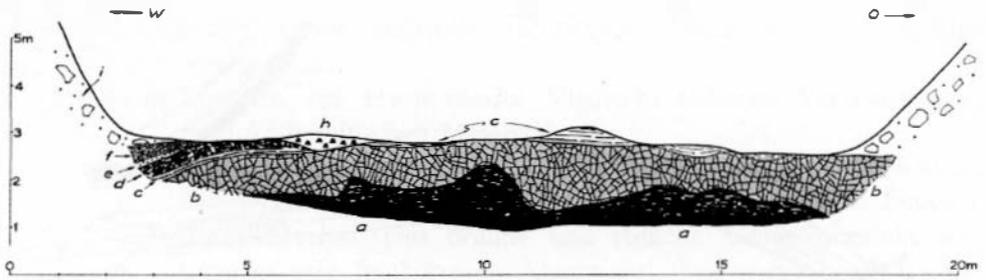


Abb. 4. Råbockamölla, Lok. B. O-W-Schnitt durch die bei den Strassenbauten angetroffene vulkanische Gesteinsfolge. *h*-Basaltsand. *i*-Quartär. Übrige Bezeichnungen siehe Abb. 5.

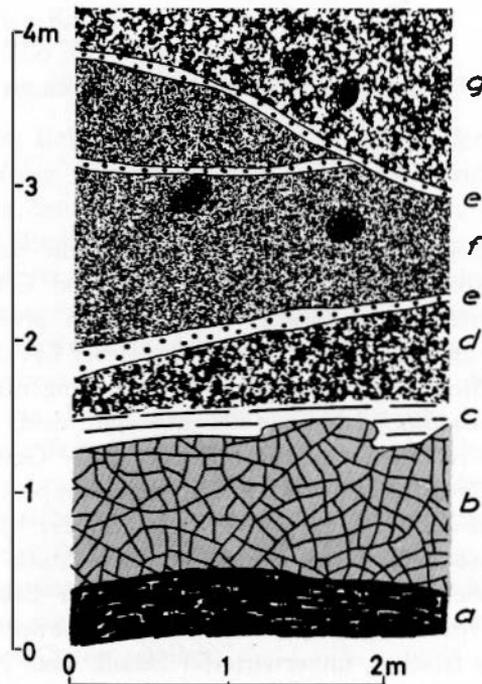


Abb. 5. Råbockamölla, Lok. B. Schematisches Profil durch die tertiären vulkanischen Förderprodukte mit Abtragungs- und Verwitterungsflächen. *a*-Frischer Basalt. *b*-Verwitterter Basalt. Im Hangenden kräftig zersetzt und gebleicht. *c*-Wahrscheinlich Asche und feinsten Verwitterungsrückstand von zersetztem Basalt. *d*-Stark zersetzter und entfärbter Basalt. *e*-Lehmiger Sand. *f*-Rotverwitterter, teilweise brecciöser Basalt. *g*-Stark verwitterter und gebleichter Basalt.

die Vulkanite. Die Entstehung der Gesteinsfolge muss intermittent erfolgt sein, mit Erlöschen der vulkanischen Tätigkeit zwischen den einzelnen Eruptionsphasen, und mit einer auffallend kräftigen Verwitterung und Erosion der Gesteine.

Eine Kombination der Aufschlüsse (Abb. 4 und 5) ergibt von unten nach oben gerechnet folgendes Profil:

- a. Frischer Basalt, tiefschwarz. Bei stellenweise vordringender Verwitterung braun-grau gefleckt.
 - b. 1.00–1.30 m Von der Verwitterung stark angegriffener, stückiger Basalt. Unten leuchtend rote Verwitterungsfarben, oben kräftiger zersetzt und braune bis hellgraue Verwitterungsfarben.
 - c. 0.15–0.20 m Weissliches, loses, sehr feinkörniges Gestein, stellenweise deutlich geschichtet. Stellenweise Quarz und verkohlte Substanz. Einzelne eingesprengte Bruchstücke von unverwittertem Basalt. – Wahrscheinlich vulkanische Asche und feinsten Verwitterungsrückstand des zersetzten Basaltes im Liegenden.
 - d. 0.60–0.75 m Toniges Zersetzungsmaterial, hellgrau-grünlich. Im Liegenden sicher bestimmbarer stark zersetzter Basalt.
 - e. 0.01–0.03 m Sedimentärer, lehmiger Sand. Überwiegend gerundete Quarzkörner von hauptsächlich 0.5 mm Ø. Bruchstücke verwitterten vulkanischen Materials gleicher Grösse. Einige frische Lavafetzen (Glas). Die Sandschicht fällt mit zunehmender Mächtigkeit unter 10–15° nach Westen ein.
 - f. 0.70–1.80 m Rotverwitterter, teilweise brecciöser Basalt. Vereinzelte Quarzkörner und ein paar dünne Quarzsandlagen (e). Basaltbomben und Blöcke.
 - g. 0.30–1.20 m Stark verwitterter Basalt, teilweise brecciös. Helle gelbliche, bräunliche und grünliche Farbtöne. Basaltbomben. Die Grenzschicht zwischen f und g fällt mit 30° nach SO ein.
 - h. Basaltsand.
- Hangendes: Quartär (i).

Lokalität D

Eine allgemeine Orientation über die Råbockamölla-Basaltkuppe findet sich oben unter der einleitenden Beschreibung des Sandåkra-Råbockamöllagebietes.

Bei den Strassenbauten gleich östlich der Basaltkuppe wurden zeitweilig tertiäre rotverwitterte Gesteine in einem 130 m langen und bis 10 m hohen Profil bloßgelegt (Abb. 6). Im Grossen gesehen, glich der Aufschluss einem rötlich gefärbten chaotischen Schlammstrom. Im Einzelnen traten jedoch in der Längs- und Querschnittsrichtung in der Sortierung und Verteilung der Gemengeteile Unterschiede auf. Einer mehr Agglomerat-gleichenden Folge (im Aussehen ziemlich ähnlich einer Glazialmoräne!) zum Berginnern folgten nach aussen mehr gleichförmige und feinkörnige Lagen, denen weniger Grundgebirgsblöcke eingemengt waren, und die im Nordosten eine deutliche Schichtung aufwiesen.

Die Grundmasse besteht in der Hauptsache aus rot-gelblich verwittertem Grundgebirgsmaterial. Die feinsten Fraktionen bestehen aus eisenimprägniertem Quarzsand, dem stellenweise einige Prozent vulkanisches Glas von hell- bis dunkelbrauner Farbe und einzelne Lavafetzen beigemengt sind. Die gröberen Frak-



Abb. 6. Der Råbockamölla-Vulkan. Schloträumungsbreccie mit chaotisch eingemengten Gesteinen des tertiären Verwitterungsbodens. In der oberen Bildhälfte, links, tritt Schlotlava zu Tage.

tionen bestehen auch aus rotverwittertem Grundgebirgsmaterial, hauptsächlich Quarzsand, mit nur vereinzelt Körnern abgerollten vulkanischen Materials. Die chaotisch eingemengten Grundgebirgsblöcke von Faust- bis Kopfgröße sind vollständig verwittert und lassen sich oft schon zwischen den Fingern zerbröckeln. Das Ganze ist von einem dichten Netzwerk von Kanälchen durchzogen, deren Innenseite von einer glatten, braunen und glänzenden Haut bedeckt ist. Höchstwahrscheinlich entstanden diese bei der Entweichung heisser vulkanischer Gase.

Genetisch dürften diese Gesteine die Abfolge der Ereignisse widerspiegeln, die mit dem Initialausbruch des Vulkanes zusammenhängen. Die explosive Entgasung bei der initialen Schloträumung förderte aus den durchschlagenen Schichten grosse Mengen zersplitterten Grundgebirgsgesteins. Diese Schloträumungsbreccie legte sich mit den chaotisch eingemengten Gesteinen des tertiären Verwitterungsbodens um die Krateröffnung oder kam an den steilen Hängen nach Osten zum Abfliessen. Mit der Erschöpfung der explosiven Entgasung wurde durch Schlammströme die Verfrachtung feineren Materiales in

die östliche Geländeeintiefung fortgesetzt, wobei dort teilweise auch geschichtete Ablagerungen entstanden.

Die Råbockamöllastruktur

Die Höhenlage der Råbockamölla-Basaltkuppen und die Verbreitung der Ausbruchprodukte gestattet eine Rekonstruktion der tertiären Topographie. Sie erweist sich hier ebenso wie bei Sandåkra tektonisch präformiert. Die vulkanisch-sedimentäre Gesteinsfolge der Bohrungen Nr. 3 und 4 ist ähnlich wie bei der Bohrung Nr. 2 an eine Geländeeintiefung gebunden, die im vorliegenden Falle wenigstens 30 m betragen hat, und wie gesagt tektonisch vorgebildet war. Die Landoberfläche unterlag einer tiefgründigen Verwitterung. In dem rheinisch streichenden Grabentief gelangten wie bei Sandåkra vulkanische Produkte zusammen mit dem erosiven Gehängeschutt zur Ablagerung. Die westliche Randflexur des Grabens ist nicht gleichförmig ausgebildet, sondern durch Querstörungen zerlegt (Man beachte die Lage der Basaltkuppen B, C und D). Eine Querstörung noch grösseren Ausmasses dürfte direkt nördlich der Basaltkuppe D durchstreichen. Ob in diesem sattelförmigen Bau der Randflexur echte Querstörungen vorliegen oder ob die stattgefundenen Bewegungen den herzynisch gerichteten Hauptbewegungen zuzurechnen sind, mag doch ungesagt bleiben.

B. Das Röstångagebiet

In der Umgebung von Röstånga konzentrieren sich die vulkanischen Ausbruchserscheinungen tertiären Alters an die Westabbiegung des Rönneåtales (Dalen, Anderstorp, Djupadal¹) und das intensive Eruptionsgebiet zwischen Jällaberg

¹ Die Ansicht, dass die vulkanischen Gesteine der Djupadal-Lokalität durchweg echte Tuffe sind, müsste aufgegeben werden. Obwohl in der Anwendung des Begriffes *Tuff* noch keine einheitliche Auffassung besteht, dürfte schon einem flüchtigen Besucher auffallen, dass diese Bezeichnung auch in dem weitesten Sinne des Wortes nicht auf das Djupadal-Gestein anwendbar sein kann. Sogar der die eigentlichen Lockerstoffe und die sekundär verfestigten Tuffe umfassende Oberbegriff der Pyroklastika muss hier ausscheiden, da in den vulkanischen Bildungen bei Djupadal auch verwitterte, aber noch deutlich bestimmbare Blocklaven vorkommen. In dem westlichsten Aufschluss tritt unter einer dünnen Verwitterungsrinde frischer Basalt zu Tage. Wenn man den Aufbau des Ganzen in Betracht zieht, liegt der Gedanke nahe, dass man sich hier in der unmittelbaren Nähe der Förderzone befindet, vielleicht sogar an dem randlich freigelegten Teil des Vulkanschlotes, an den sich ursprünglich ein Ausbruchskegel von intermittenter Entstehung legte. Das Baumaterial bestand aus zersprengtem Basalt und Nebengestein, geringmächtigen Lavaergüssen und Tuff- und Aschenlagen. In den östlichen und jetzt nur durch Grabungen zugänglichen Aufschlüssen hat die Erosion die Stirnseite der Aufschüttungsmassen mit feinkörnigerem Material freigelegt. — In der Diskussion, die der Entdeckung der vulkanischen Gesteine bei Djupadal folgte (TULLBERG und NATHORST 1880; EICHSTÄDT 1883 a, b; SVEDMARK 1883; NATHORST 1885) sind m. E. vor allem bei SVEDMARK die genetischen Gesichtspunkte in den wesentlichen Zügen richtig wiedergegeben worden.

und Randsliderna. Diese Lokalitäten finden wir bereits sämtlich auf dem geologischen Kartenblatt Trolleholm (NATHORST 1885) und auf einer Karte EICHSTÄDTS (1882) angegeben. Wie von der topographischen Karte 1 : 50000 dieses Gebietes (5. Lund NW, Konzeptblatt 1940) hervorgeht, treten die meisten Basaltkuppen morphologisch deutlich hervor. Die mineralogischen und petrographischen Eigenschaften dieser Gesteine waren der Gegenstand eingehender Untersuchungen von EICHSTÄDT (1882) und NORIN (1933 und 1934).

Blockstreungen vielerorts weisen darauf hin, dass eine Anzahl weiterer Basaltlokalitäten unter der quartären Bedeckung zu erwarten ist. Auf Abb. 7 wurde ein neues, bei Knutshög erbohrtes Basaltvorkommen eingetragen. Folgendes Profil wurde bei der Stossbohrung angetroffen:

Bohrung Nr. 1 bei Knutshög, ca 1.5 km NNO von Röstånga (Abb. 8)

Quartär 0–1.10 m

Tertiär 1.10–ca 30.20 m

3.10 m Basalt, schwarz bis schwarzgrau, unverwittert.

2.70 m Basaltnuff, grünlichgrau, Lapilli und Aschenlagen.

14.70 m Basaltnuff mit brecciösen und etwas verwitterten Lagen.

4.90 m Wie oben. Zwischenlagen mit Basaltstücken von amygdaloidischer Struktur, Quarz, ein wenig Kalzit und mit einem Basaltauswürfling $7 \times 4 \times 5$ cm.

3.70 m Basaltnuff, verwittert. Brecciöse Zwischenschichten und Auswürflinge.

Übergangslager: Tertiäre Pyroklastika und wahrscheinlich prätertiäre Kaolinlager 30.20–49.00 m = 18.80 m.

18.80 m Hangendes: Grünliche kaolinitische Grundsubstanz mit Lapilli, Lava- und Schlackefetzen (wahrscheinlich Schlammstrom mit eingesprenktem basaltischem Material). Liegendes: reiner Kaolin.

Archäikum 49.00–54.00 m = 5.00 m

5.00 m+ Kaolinisiertes Grundgebirge, wahrscheinlich mit einem geringmächtigen Diabasgang.

Das Basaltvorkommen von Knutshög bildet eine deutliche Geländeerhöhung. Wahrscheinlich handelt es sich hier um eine isolierte Förderung von Lockermassen und Lava aus einer unweit belegenen Förderspalt. Nach Norden und nach Westen ist die Abgrenzung der Basaltkuppe topographisch sehr markant. Wenn jedoch eine tektonisch vorgezeichnete Beziehung zu einem der grossen Eruptionsgebiete in der Umgebung bestehen sollte, so wäre sie in einer nordöstlich streichenden Linie nach Randsliderna zu suchen. Jällaberg dürfte in dieser Hinsicht ausscheiden. Etwa 400 m OSO von Knutshög, also in der Richtung nach Jällaberg, traf eine Bohrung bei Norregård unter der quartären Bedeckung direkt auf über 10 m mächtige blaugrüne Tonschichten. Diese dürften Ausschlammungsprodukte tiefer folgender Kaolinlager darstellen. Unter den

letzteren stellt sich in 40 m Tiefe das Grundgebirge ein. Gesteine vulkanischen Ursprungs fehlen hier somit vollkommen.

Schon ausserhalb des eigentlichen Röstänggebietes liegt gleich nördlich von Ljungbyhed die bekannte, im Landschaftsbilde deutlich hervortretende Basaltkuppe von Bonarp. Sie kann heute als die am besten bekannte Vulkanruine tertiären Alters in Schonen gelten, da eine Anzahl in der Umgebung der Basaltkuppe niedergebrachter Bohrungen eine recht gute Rekonstruktion des Eruptionsvorganges sowie des ursprünglichen Aufbaues und der späteren Abtragung des Vulkankegels ermöglicht haben. Wir beschränken uns unten auf die Wiedergabe einer ca 140 m östlich der Basaltkuppe ausgeführten Kernbohrung (Abb. 9 und 11).

Bohrung Nr. 3 bei Bonarp, ca 2 km W von Ljungbyhed

Quartär 0–19.60 m

Tertiär 19.60–33.80 m = 14.20 m

1. 2.90 m Lapilli-Tuff, grauschwarz, mit wenigen Xenolithen (Auswürflinge kristallinen Grundgebirges) und mehreren, bis zu ein paar dm dicken verwitterten graugrünen Lagen. Die Grundmasse ist Basaltsand und Asche mit CaCO_3 als verkittende Substanz. Schüttungswinkel ca 30° .
2. 1.15 m Basalttuff, graugrün, verwittert, etwas brecciös.
3. 2.05 m Basalttuff, ähnlich der Probe Nr. 1 jedoch mehr homogen und feinkörnig.
4. 1.40 m Basalt, schwarz, unverwittert.
5. 4.35 m Basalttuff, graugrün, verwittert; abwechselnd Lagen von Aschen, Sanden und Lapilli.
6. 2.35 m Rascher Wechsel von Basaltbreccien mit Xenolithen (Gneis und gefritteter Liassandstein) und Basalttuff (Aschen, Sande und Lapilli).

Rhät-Lias 33.80–39.28 m = 5.48 m

7. 3.36 m Zuoberst gefrittete Sand- und Tonsteinschichten. Tiefer überwiegend ungeschichteter Grünsand und Grünsandstein. Wahrscheinlich höherer Lias.
8. 2.12 m Sand- und Tonstein mit dünnen Kohlenschichten. Wahrscheinlich Rhät und tiefer Lias.

Archäikum 39.28–61.40 m = 22.12 m

9. 22.12 m Stark kaolinisiertes Grundgebirge (Gneis).

Zwischen den Basaltlokalitäten von Knutshög und Rallate (vgl. Abb. 7) indizieren zahlreiche Fundstellen von Roteisen und Hämatit die Möglichkeit von entweder inter- oder postvulkanisch stattgefundenen eisenreichen Exhalationen. Die Fundstellen sind an präbasaltische Störungszonen gebunden, die das Gebiet in mehreren Richtungen durchsetzen. Am bekanntesten ist die durch vertikale Verschiebungen und horizontale Ausgleichsbewegungen entstandene und durch

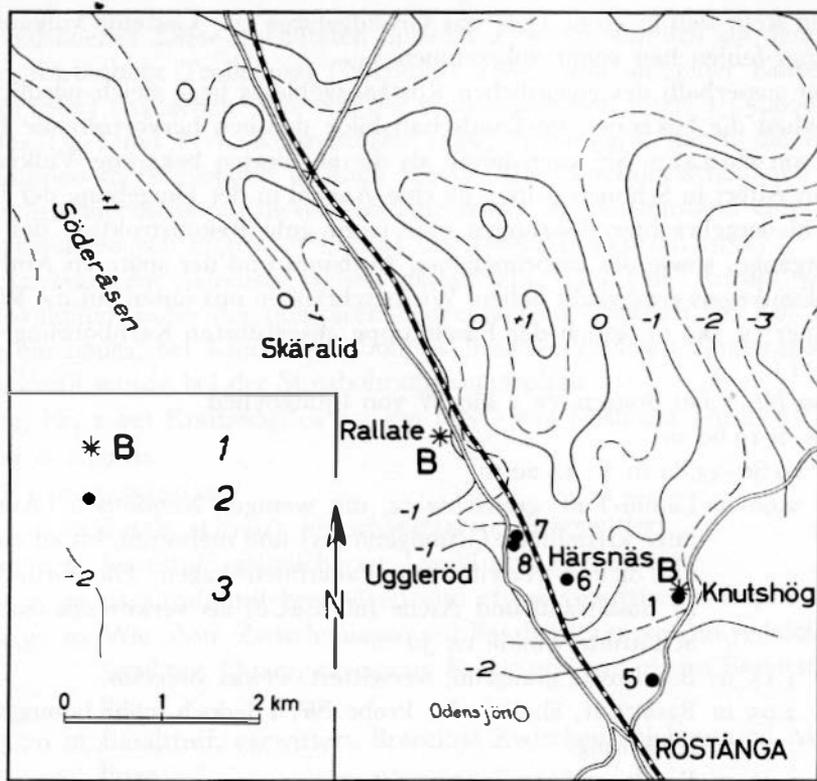


Abb. 7. Übersichtskarte des Röstångabietes. 1 - Basaltlokalitäten. 2 - Bohrungen. 3 - Das Schwerebild [Isogammen]. Relative Schwerewerte in mgal.

die grosse Quarzbreccie gekennzeichnete Störungszone, die das Röstångabiet in nordwestlicher Richtung durchzieht. Die Entstehung dieser Breccie verlegte MOBERG (1910, S. 111) in das Archäikum. HADDINGS Untersuchungen (1922) wiesen für sie jedoch wiederholte mechanische Beanspruchungsphasen nach.

Bei Uggleröd, etwa zwei Kilometer nördlich von Röstånga, wurde diese Breccie im Jahre 1955 bei Strassenbauten in ihrer ganzen Mächtigkeit durchfahren. Sie war hier als typische Quarzbreccie ausgebildet, mit Hämatit als verkittende Substanz. In unverwittertem Zustand ist der Hämatit von bläulich-grauer Farbe und tritt in grösseren Klumpen oder in bis zu ein paar cm dicken Spaltenfüllungen auf. An der Oberfläche und durch die tiefer vordringende Verwitterung entsteht eine leuchtend rote erdige Verwitterungssubstanz.

Nach der Art seines Auftretens kann der Hämatit sehr gut tertiären vulkanischen Ursprungs sein, eine Möglichkeit, die bereits MATTSSON (1962, S. 119) für Spaltenfüllungen bei Skärålid in Betracht gezogen hat.

In diesem Zusammenhang ist noch das Vorkommen intensiv roter und stark

abfärbender „Sandsteine“ zu erwähnen, die gelegentlich nördlich von Röstänga angetroffen werden. Die Lage der folgenden zwei Stossbohrungen Nr. 5 und Nr. 6 ist von der Übersichtskarte des Röstängagebietes, Abb. 7, ersichtlich.

Bohrung Nr. 5: 0–27.00 m Quartär

–36.00 m Roter, unverfestigter „Sandstein“

–46.00 m Kaolin

–56.00 m Kristallines Grundgebirge

Bohrung Nr. 6: 0– 9.00 m Quartär

–18.00 m „Schiefer“

–99.00 m Roter „Sandstein“

Die Angaben stammen von Brunnenbohrungen, die Zuverlässigkeit der Gesteinsangaben konnte vom Verf. nicht direkt überprüft werden. Immerhin ging aus einer späteren Untersuchung des Bohrschlammes hervor, dass in der Bohrung Nr. 6 wahrscheinlich eine mächtige eisenverkittete Quarzbreccie angetroffen wurde. In der Bohrung Nr. 5 scheinen dagegen jüngere Abtragungsprodukte einer solchen Breccie vorzuliegen. Wenn somit ein tertiäres Alter der roten „Sandsteine“ wahrscheinlich gemacht werden kann, so ist doch eine endgültige Beantwortung dieser Frage Kernbohrungen vorbehalten.

Tektonik

Das Röstängagebiet ist eine Grenzregion des tertiären Vulkanismus und darum tektonisch von grossem Interesse. Die den Grossbau des Ganzen beherrschende Bruchschollentektonik hat bereits NATHORST klar überblickt. Der Zeitfaktor in der Tektonik wird von NATHORST (1885, S. 79, besonders 1887, S. 76–100) deutlich definiert. Seine Auffassung überragt damit wohl viele spätere Darstellungen.

NATHORST verlegte die nordwestliche Fortsetzung der grossen variszischen Ringsjö-Röstänga-Verwerfung an die Nordostseite des Söderås. (Später auch HADDING 1922, S. 50). Wie Verf. dagegen 1959 zeigen konnte, durchzieht die variszische Dislokationslinie das jetzige Söderåsgebiet und zerlegt es in einen nordöstlichen gehobenen und einen südwestlichen gesenkten Teil. Abseits von den Breccienbildungen des Röstängagebietes tritt diese breite Störungszone auch bei Härsnäs deutlich in Erscheinung: östlich der Siedlung tritt das kristalline Grundgebirge zu Tage, während nach Westen in zwei schmalen, aber tief eingebrochenen und von einer Grundgebirgsauftragung getrennten Gräben Ordovizium und Silur angetroffen werden. Die Grenze zu dem zusammenhängenden Kristallinikum des Söderås ist durch die beiden Bohrungen Nr. 7 und Nr. 8 auf Abb. 7 belegt. Die Bohrungen liegen in nordost-südwestlicher Richtung nur 25 m voneinander. Die südwestliche Bohrung Nr. 8 stiess unter der quartären Bedeckung auf kaolinisiertes Grundgebirge, die Bohrung Nr. 7 dagegen auf z. T. diabasdurchsetzten Silurschiefer, in dem bis zu 125 m Tiefe gebohrt

wurde. Eine steilstehende Verschiebungsfläche mit bedeutender Sprunghöhe trennt also die beiden Bohrungen. Wahrscheinlich haben wir es mit einer bereits variszisch vorhandenen und vielleicht saxonisch überprägten Struktur zu tun.

Als die auffälligste Störungszone im saxonischen Formeninventar des Gebietes hat die nordöstliche Grenzverwerfung des Söderås zu gelten. Wie bereits oben erwähnt wurde, kann sie nicht als eine nordwestliche Fortsetzung der variszischen Ringsjö-Röstånga-Verwerfung betrachtet werden. Die nordöstliche Söderås-Verwerfung bildet die Südwestflanke eines grossen Grabeneinbruches zwischen dem Söderås und dem nordöstlichen kristallinen Grundgebirgsgebiete. In dem tektonischen Formeninventar gehört dieser Graben zu den Gross-Strukturen Nordwestschonens. Er tritt gravimetrisch ausserordentlich stark hervor und lässt sich bis westlich Ljungbyhed verfolgen. Der Gesamtanlage nach gleicht er in nur vergrössertem Massstabe sehr den Grabenbauten des westlichen Söderåsgebietes, die Verf. 1959 besprochen hat. Besonders deutlich tritt das in der Art hervor, wie die beiderseitigen Grenzverwerfungen nach Süden konvergieren und sich vergittern.

Der saxonische Anteil im strukturellen Bau des Röstångagebietes wird bestimmt durch Kreuzung und Interferenz der herzynisch streichenden Störungslinien mit den nördlichen Grenzstörungen der saxonischen Quersenke Eslöv-Höör, wobei wohl auch horizontale Ausgleichsbewegungen stattgefunden haben. Die Grenzregion zwischen Kågeröd und Röstånga zeugt von einer sehr intensiven Zerlegung, wobei Bruchschollen mit archaischen, paläozoischen und mesozoischen Schichtenfolgen an der Oberfläche erscheinen. Tektonisch zeigt das Röstångagebiet weitgehende Analogien zum strukturellen Bau des Åstorpgebietes am Nordende des Söderås, wo sich die nordwestlich streichenden Störungen mit den südlichen Grenzstörungen der Quersenke Viken-Vilhelmsfält schneiden (vgl. dazu BÖLAW 1959). Wiederum hatte schon NATHORST diese Verhältnisse in den wesentlichen Konturzügen klar erkannt (1887, besonders S. 99–100). Man vergleiche dazu TROEDSSONS Darstellung 1940, Fig. 1 und S. 282, wo die Verbindung einer südöstlichen „Klippan-Önnököp Synkline“ zum „Ängelholmsbecken“ im Nordwesten gesucht wird.

Tektonik und Vulkanismus

Die Vulkane des Röstångagebietes und bei Rallate sind an eine ca 5 km breite Zerrungszone im südöstlichen Söderåsgebiet gebunden, wo die oben erwähnte Durchkreuzung und Vergitterung teils herzynisch und teils ost-nordöstlich streichender Störungslinien vorliegt. Gravimetrisch treten diese Verhältnisse durch das Einschwingen der Isogammen – also durch ihre nach Westen konkave Bogenform – sowie im Anomalienbilde deutlich hervor (vgl. Abb. 7). Der tertiäre Vulkanismus greift nicht mehr auf die grosse Bruchscholle west-

lich der variszischen Dislokationslinie zwischen Ringsjö, Röstånga und Brantastig über.

Abseits der südöstlichen Vulkanbauten, die genetisch eine eigene Gruppe bilden, liegt weiter nördlich der Bonarp-Vulkan. Durch Schweremessungen und Bohrungen sind seine Beziehungen zur Tektonik befriedigend geklärt. Der Bonarp-Vulkan liegt am Westrande einer flachen, mit Rhät-Liassedimenten ausgefüllten Senke. Von dem grossen saxonischen Grabeneinbruch östlich des Söderås ist diese Senke durch eine N-S streichende gravimetrisch hervortretende Schwellenregion getrennt.

Petrographie in Kürze

- A. Vulkanite
- B. Sedimente
- C. Gefrittete präexistente Sedimente

A. Vulkanite

(Schlotlaven, Lavaergüsse, Pyroklastika)

Die tertiären Vulkanbauten Zentralschonens sind heute in grossem Masse der Abtragung zum Opfer gefallen, und man hat daher die mannigfaltig herausmodellierten Necks als Härtinge der Erosion betrachtet, die Schlotfüllungen abgetragener Vulkankegel darstellen. Inwieweit die heutige Erscheinungsform der Basaltkuppen noch über das Vorkommen von Lavaströmen Rückschlüsse zulässt, hat sich eigentlich nur der Feldgeologe NATHORST Gedanken gemacht (z. B. 1887, S. 102-103; mehr darüber im Abschnitt über die Art des tertiären Vulkanismus in Schonen). Das grösste Hindernis in Schonen für diese Fragestellungen ist natürlich die Ungunst der Aufschlüsse. Schon das Vorkommen von Brocken- oder Blocklaven ist doch ein wichtiges Bezugsselement für die Deutung des Eruptionsverlaufes, das Bild z. B. beim Bonarp-Vulkan in dieser Hinsicht so schlüssig und klar, dass er für sich selbst spricht.

Petrographisch sind die Basalte, die von den oben genannten Lokalitäten untersucht wurden, einander recht ähnlich, da die Unterschiede mehr auf einen Wechsel der Erstarrungsbedingungen als der mineralogischen Zusammensetzung beruhen und sich daher lediglich im Strukturbilde äussern. So zeigen Dünnschliffe des Basaltes von der Knutshög-Bohrung (Lavaausfluss!) neben einer häufig auftretenden Fluidalstruktur fast immer eine bedeutende Glasbasis mit Nephelin, Augit, Olivin und Magnetit als Gemengeteilen. In den zahlreichen Lokalitäten des Sandåkra-Råbockanöllagebietes ist die Glasbasis der Basalte sehr grossen Schwankungen ausgesetzt. Besonders auffallend ist das an Proben, die von verschiedenen Stellen der Basaltkuppe C entnommen wurden (Abb. 3). Gemengeteile der porphyrischen Struktur sind Plagioklas, Augit, Olivin und

Magnetit. Was die allgemeine Charakterisierung dieser Gemengeteile betrifft, sei auf die eingangs zitierten Arbeiten von EICHSTÄDT (1882) und NORIN (1934) verwiesen.

Die oben bereits erwähnte Anomalie der Ausbildung sämtlicher Basalte im Sandåkra-Råbockamöllagebiet ist das mehr oder minder reichliche Auftreten von Quarz. (Siehe Bemerkungen zu der Bohrung Nr. 2 des Sandåkragebietes.) Der im Schlotlava vorkommende Quarz dürfte schon in der Tiefe aus (tiefgründig verwitterten?) quarzreichen Gesteinen aufgenommen worden sein. „Quarzbasalte“ sind besonders häufig in den tiefer belegenen Kuppen des Sandåkragebietes vertreten. Das Gestein zeigt neben einem richtungslosen Gefüge stellenweise deutliche Fluidalstruktur. Diese Basalte leiten in die Gruppe der Lavaergüsse über, die von den Sandåkra-Råbockamølla-Bohrungen Nr. 2 und 3 beschrieben wurden, und bei denen die Aufnahme exogenen Quarzes aus dem Gehängeschutt tertiärer Verwitterungsböden eine allgemein in die Augen fallende Erscheinung ist. Die Lavaergüsse füllen zusammen mit eingesprengtem pyroklastischen Material und mitgerissenem Gehängeschutt eine tektonisch angelegte Geländeeintiefung aus. Durch Dehnung aufreissende Spalten längs der flexurförmigen Abbiegung zum Grabeninnern bereiteten für das aufsteigende Magma den Weg. Die Art und Ausdehnung der abfließenden Lavaströme war dann eine Funktion der Viskosität der Lava und dem Gefälle des Untergrundes. Die intermittierend geförderten vulkanischen Förderprodukte, die sich lagenhaft übereinander legten, sind ausnahmslos stark verwittert. Glasig erstarrte, geringmächtige Lavaergüsse basaltischer Zusammensetzung unterliegen an der Erdoberfläche ja einer sehr raschen Zersetzung.

Wenn man sich die Erscheinungsform der vulkanischen Produkte als ein Zusammenspiel einerseits der Intensität und des Rhythmus der Eruptionstätigkeit und andererseits der tertiären Verwitterung und Topographie des Gebietes sieht, so entspricht die Lagerfolge der Bohrung Nr. 3 bei Råbockamølla (Abb. 8) recht gut dem zu erwartenden Ablauf der Vorgänge. An der Basis dominieren brecciöse, aus sedimentärem Gehängeschutt, Trümmern des durchschlagenen Altgesteins und magmaeigenen Lockerstoffen bestehende Folgen, während das Vorherrschen verwitterter Lavaströme dem oberen Teil des Profils seinen Stempel aufdrückt (vgl. Tab. 1). Wegen der eigenartigen Geländeverhältnisse dieses Gebietes besaßen die Vulkanbauten der Form sowie dem inneren Aufbau nach sicher ein sehr spezielles Gepräge, das von einem normalen Aufschüttungskegel eines Stratovulkans (Bonarp, Knutshög) erheblich abwich.

Der relativ geringe Anteil vulkanischer Lockerprodukte in den Bohrprofilen und Aufschlüssen von Sandåkra und Råbockamølla ist nicht nur eine Begleiterscheinung der an und für sich geringen tertiären Eruptionstätigkeit in Zentral-schonen. Er hängt auch mit den Viskositätsverhältnissen basaltischer Magmen zusammen. Aus dünnflüssigen basischen, magnesium-, eisen- und calciumreichen

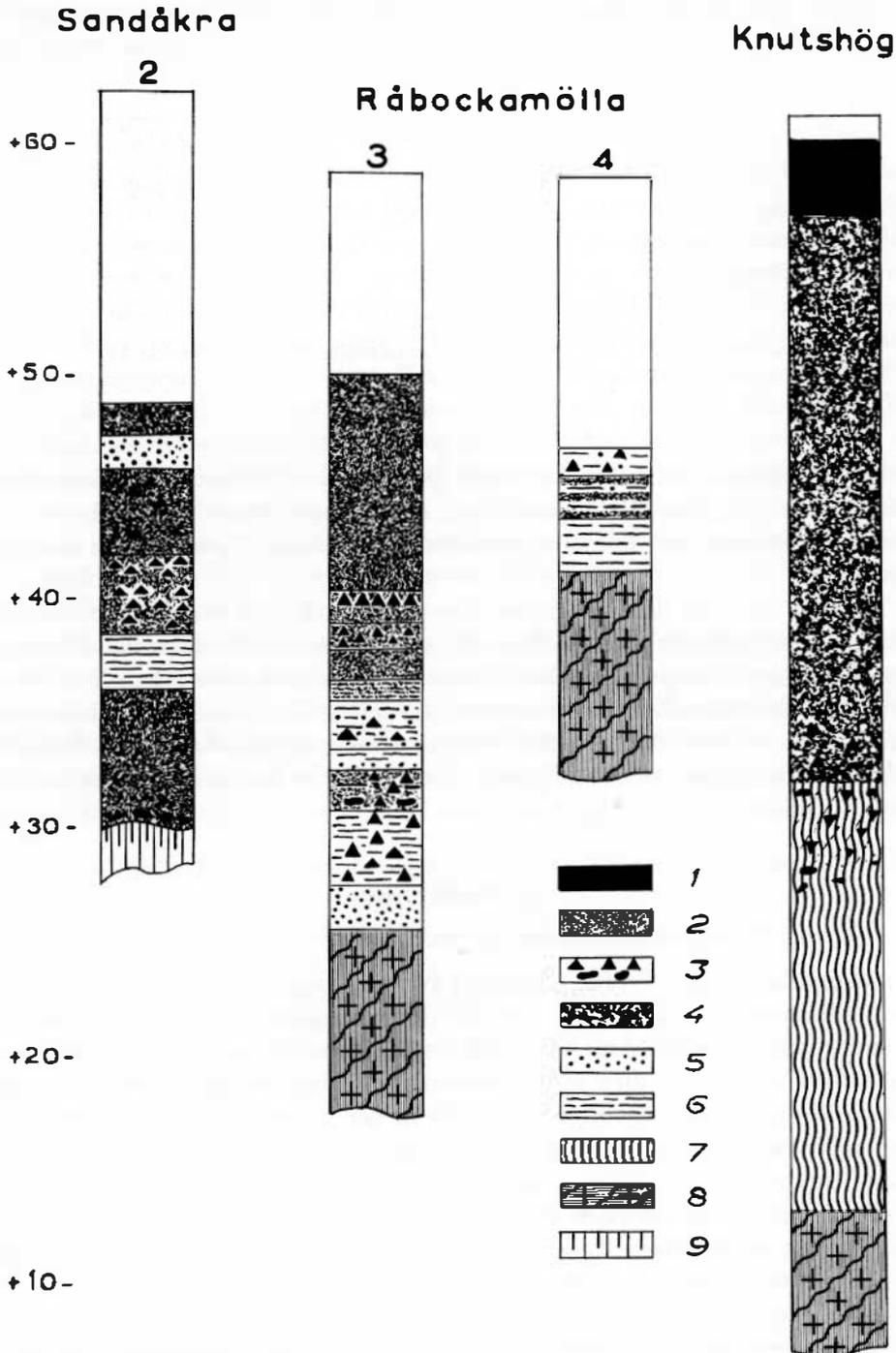


Abb. 8. Tertiäre Gesteinsfolgen in Bohrprofilen aus dem Sandåkra-Råbockamölla- und Röstängagebiet. 1 - Basalt, frisch. 2 - Intensiv zersetzte, buntgefärbte Vulkanite. 3 - Eingesprengte Lockerprodukte (Lapilli, Bomben, Blöcke). 4 - Unverwitterte oder nur schwach zersetzte Vulkanite. 5 - Sedimentärer Quarzsand. 6 - Tonstein. 7 - Kaolin. 8 - Vertontes (kaolinisiertes) Grundgebirge. 9 - Gefritteter Tonstein. Nicht gekennzeichnet - Quartär.

Tab. 1. Korngrößenverteilung zweier Proben von der Bohrung Nr. 3, Råbockamölla

Probe Nr.	> 0,200	0,200– 0,088	0,088– 0,060	< 0,060 mm
1	0,8	0,7	0,2	98,3 %
2	19,1	5,9	1,0	64,9 %
Davon:				
Vulk. Material	4	27	40	65–80 %
Quarzsand	96	73	60	35–20 %

1. Vulkanische Asche in ca 22 m Tiefe
2. Vulkanische und sedimentäre Grundmasse der vulk. Breccie in ca 28 m Tiefe

Magmen entbinden sich die Gase leicht. Die explosive Förderung pyroklastischen Materials tritt in den Hintergrund. Der Ausfluss der dünnflüssigen Lava kann sich bei bedeutenden Böschungswinkeln in schmalen Zungen sehr weit erstrecken.

Was die Art und die Verbreitung der Pyroklastika im einzelnen betrifft, sei auf die oben beschriebenen Bohrprofile und Geländeaufschlüsse im Röstånga- und Sandåkra-Råbockamöllagebiet verwiesen (vgl. auch Abb. 8). In dem Sandåkra-Råbockamöllagebiet dürfte wegen dem geringen Abstand der Vulkane voneinander in vielen Fällen die Entscheidung schwer fallen, was in den Gesteinsfolgen vulkaneigene Lockerstoffe sind oder durch die Auswurfstätigkeit benachbarter Vulkane eingesprengtes Material ist.

B. Sedimente

1. Umlagerungsprodukte prävulkanischer Kaolinvorkommen

Im Liegenden einiger Profile (Bohrung Nr. 3 und Aufschluss *D* bei Råbockamölla, Bohrung bei Knutshög) tritt als Gemengteil der vulkanischen Produkte Tonstein auf, der allem Anschein nach einer präbasaltischen Kaolinverwitterung entstammt. Es handelt sich somit um tertiäre Umlagerungsprodukte von einstmaligen mächtigen Verwitterungsdecken, die in der Umgebung des tertiären Eruptionsgebietes noch häufig angetroffen werden (LINDSTRÖM 1883; GRÖNVAL 1915; LUNDEGREN 1934). Bei Sandåkra und Råbockamölla hatte die Erosion im Grabeninnern wahrscheinlich einen grossen Teil der Verwitterungsrinden entfernt, bevor die tertiären Ausbrucherscheinungen einsetzten, da die Bohrungen unter den tertiären Folgen ein relativ frisches, in situ vertontes Grundgebirge antrafen, das noch den ursprünglichen Gesteinsverband zeigte.

Die Proben der Stossbohrung bei Knutshög im Röstångagebiet ergaben in dieser Frage kein eindeutiges Bild. Wahrscheinlich existierten hier doch beim

Einsetzen der vulkanischen Tätigkeit mächtigere Verwitterungsrinden, die z. T. umgelagert wurden und nunmehr eingesprenktes vulkanisches Lockermaterial enthalten.

2. Tonstein

Rote Tonschichten, die im Sandåkra-Råbockamöllagebiet in mehreren Bohrprofilen erscheinen, wurden unter der Eisenbahnbrücke in einer grössten Mächtigkeit von ein paar Metern durchstossen. Zwei Typen können immer wieder unterschieden werden: 1. Ein ziegelroter Tonstein, der äusserlich gesehen homogen und schichtungslos ist, sich aber bei mechanischer Beanspruchung oder beim Brennen undeutlich aufblättert. Es sind zusammengeschwemmte tertiäre Verwitterungsprodukte, die ohne Kontakt mit dem ursprünglichen Muttergestein (Basalt und kristallines Grundgebirge) liegen, und bei denen von der ursprünglichen Gesteinsstruktur nichts mehr erhalten ist. Prinzipiell sind es somit tertiäre Sedimente. 2. Ein Tonstein von etwas dunklerer Farbe, der noch gewisse Beziehungen zum ursprünglichen Muttergestein (Basalt) zeigt. So ist oft eine Übergangszone vorhanden, in der die ursprüngliche Gesteinsstruktur noch durchscheint. In diesem Falle liegt lediglich eine Vertonung basaltischer Gesteine in situ vor.

Genetisch dürfen diese roten Tonsteine nicht mit einer allitischen Verwitterung in Zusammenhang gebracht werden, obwohl man nach ihrem Aussehen zuerst dazu geneigt wäre. Darauf weist ausser anderen Befunden vor allem das Fehlen der für die Lateritverwitterung typischen Konkretionen hin. Ganz eindeutig sind auch die chemischen Untersuchungsergebnisse von einer Probe des roten sedimentären Tonsteins:

Tab. 2. Analysenwerte des tertiären Sandåkra-Tonsteins und eines rezenten Rotlehms

	1	2
SiO ₂	37,6	37,2
TiO ₂	1,9	30,9
Al ₂ O ₃	26,7	
Fe ₂ O ₃	19,6	16,9
FeO	0,7	1,5
CaO	0,7	0,1
MgO	1,0	0,1
Na ₂ O	0,2	0,2
K ₂ O	0,8	0,4
Glühverlust	10,4	12,5
	99,6	99,8

1. Roter Tonstein, Sandåkra
2. Rotlehm, Minas Gerais, Brasilien (Verwitterungsrückstand eines basischen Eruptivgesteins).

Die beiden Analysen zeigen – verglichen mit der Analyse eines basaltischen Ausgangsgesteins – für Rotlehm bildung charakteristische Zahlenwerte. Typisch ist die verhältnismässig geringe Abnahme von Kieselsäure und die Vermehrung von Tonerde und Eisenhydroxid sowie die starke Fortführung von Alkalien.

Die Differentialthermoanalyse (DTA) und röntgenographische Bestimmung des sedimentären roten Sandåkra-Tonsteins ergab einen ausgesprochen kaolinischen Mineralbestand mit geringer Beimengung von Quarz.

3. Sand (Sandstein)

Von tertiären Sedimenten sind noch die Sand- und Sandsteinschichten zu erwähnen, die bei Sandåkra und Råbockamölla in den vulkanischen Lockerstoffen und Lavaergüssen vorkommen, und zusammen mit den sedimentären Tonschichten diesen stellenweise den Charakter von Tuffiten verleihen. Es handelt sich meistens um einen lehmigemengten Quarzsand, der stellenweise eine schwache Zementation zeigt. Die gerundeten und abgerollten Körner weisen auf einen längeren Transport hin. Die Korngrösse schwankt zwischen 0.2–0.6 mm.

Genetisch hängen die Sandschichten mit der Kaolinisierung des kristallinen Grundgebirges zusammen. Bei diesem Verwitterungsprozess waren Tonerde und Quarz die hauptsächlichen Restprodukte. Im Sandåkra-Råbockamöllatal bildeten sie den Gehängeschutt, der teils durch die abfliessenden Lavaströme mitgerissen wurde und auf dem Talboden zur Ruhe kam, teils während Eruptionspausen selbst in tiefere Teile des Bodenreliefs verfrachtet wurde und sedimentäre Einlagerungen in den vulkanischen Produkten schuf.

C. Gefrittete präexistente Sedimente

Als ein gefrittetes, also durch Wärmewirkung abfliessender Laven kontaktmetamorph verändertes präexistentes Gestein (Tonstein) wurde das dunkle, schwarzgraue Gestein im Liegenden der Bohrung Nr. 2 bei Sandåkra gedeutet (s. Profilbeschreibung oben und Abb. 8). Makroskopisch erscheint das Gestein richtungslos und von splittrigem oder schwach muscheligen Bruch. Es ist doch nicht homogen ausgebildet. Gelegentlich tritt eine dünnplattige Absonderung auf mit einer bröckeligen Substanz auf den Fugen. Die Annahme liegt nahe, dass es sich bei dieser Substanz um gefrittete Feinsandbelege ehemaliger Schichtflächen eines Tonsediments handelt. Das Gestein lässt sich leicht zwischen den Fingern brechen, und weicht im Aussehen ganz von dem eines verwitterten Basaltes ab.

Unter dem Mikroskop zeigt sich, dass die Grundmasse teilweise aus hellbraunem Glas besteht, in dem ganz unregelmässig grössere oder kleinere Zusammenballungen eines undurchsichtigen Materials eingebettet sind, dessen Natur nicht bestimmt werden konnte. Die zahlreichen angefertigten Dünnschliffe ergaben kein einheitliches Bild. Entweder dominiert eine glasige (bis

Tab. 3. Analysenwerte des gefritteten Tonsteins und des Sandåkra-Sapropelgesteins

	1	2	3	4	5
SiO ₂	38,81	43,63	43,98	31,9	29,5
TiO ₂	2,70	2,65	2,55	1,6	2,0
Al ₂ O ₃	13,96	15,01	13,84	21,4	16,0
Fe ₂ O ₃	16,08	13,12	12,25	11,6	10,7
FeO	8,71	9,02	6,42		
CaO	5,27	3,26	4,94	1,2	1,3
MgO	5,52	4,69	5,66	0,4	0,6
Na ₂ O	1,30	0,72	0,93	0,4	0,4
K ₂ O	0,51	0,19	0,30	0,8	0,7
Glühverlust	6,83	7,70	9,04	30,8	38,8
	99,69	99,99	99,91	100,1	100,0

- 1-3. Gefritteter Tonstein aus der Sandåkra-Bohrung Nr. 2.
 (1 - Generalprobe von 32,40-33,80 m Tiefe. 2-3 - Spezialproben von 32,50 resp. 33,80 m Tiefe.)
- 4-5. Sapropel-Tonstein aus der Sandåkra-Bohrung Nr. 1 von 60 resp. 67 m Tiefe.

feinkristalline) Grundmasse, oder wieder treten die dunklen Zusammenballungen reichlicher auf.

Wahrscheinlich besteht die Annahme zu Recht, dass hier eine Frittung der rhätisch-liassischen Sandåkra-Sapropelgesteine stattgefunden hat, die NILSSON (1958, S. 16) als Ölschiefer klassifizierte. Die in der Tabelle 3 gebrachten Analysen stützen diese Ansicht. Bei dem hohen Glühverlust des Sapropelgesteins (31-39 %) riefen magmatogene Gase und überdeckende Laven in den oberflächennahen Schichten eine vollständige „Chamottierung“ des Gesteins hervor, mit nachfolgender Assimilation des anorganischen Rückstandes in hastig erstarrender Lava. In der Tabelle 3 erscheint bei den Proben Nr. 2 und 3, verglichen mit der Generalprobe Nr. 1, der Eisen- und Kalkgehalt erhöht, wegen des grösseren Anteils von Eisenoxyd und Kalzitbelegen auf den Kluftflächen des Gesteins. Die abweichenden Analysenwerte der Probe Nr. 2 und 3 beruhen wahrscheinlich teils auf prävulkanischen Verwitterungserscheinungen - also auf eine Abnahme der Verwitterung von der Gesteinsoberfläche zu den tieferen Schichten - teils auf eine ebenfalls abnehmende Intensität der Frittung von der Kontaktfläche zum Gesteinsinnern.

Gefrittete liassische Sand- und Tonsteine wurden ferner im Kontakt mit den Tuffablagerungen des Bonarp-Vulkans in zwei Kernbohrungen angetroffen. Die Frittung besteht in diesem Falle hauptsächlich in einer Härtung der Ton- und Sandsteine. Die Kontaktwirkung reicht nur 10 bis 15 cm tief - wahrscheinlich waren die vulkanischen Lockerstoffe bei der Verfrachtung schon abgekühlt worden.

Die Bauformen und die Art des tertiären Vulkanismus in Schonen

Den sehr einfachen Bauplan des Bonarp-Vulkans und die Abfolge der Eruptionseignisse können wir mit Hilfe von Bohrungen und natürlichen Aufschlüssen recht gut rekonstruieren (Abb. 9). Von dem ursprünglichen Lockerkegel wurden bei der Kernbohrung Nr. 3 (s. oben) noch die untersten 14 m angetroffen. Die Eruptionstätigkeit wird mit der Förderung von einer sehr geringmächtigen Schloträumungsbreccie und Basaltufflagen eingeleitet (Probe Nr. 6). Darauf baut sich eine rhythmisch gegliederte Wechselfolge von basaltischen Aschen, Sanden und Lapilli auf (Probe Nr. 5). Bei einer Mächtigkeit von nur 4.35 m wiederholen sich 33 mal Aschenausbrüche, die jedesmal von Sanden und Lapillilagen überdeckt werden. Die Tufflagen der Proben 1-3 sind gleichförmiger ausgebildet. Von sporadischen Breccienwürfen kann man Rückschlüsse auf das Vorkommen von Phasen mit erhöhter Auswurfenergie schliessen. Im Ganzen gesehen ist die Eruptionsenergie jedoch sehr gering und leicht erschöpft. Der Aufbau des Kegelberges lässt auf einen Klein- oder Kleinstvulkan schliessen.

Schon in den ersten Bildungsstadien des Lockerkegels muss schmelzflüssiges Magma im Krater hochgestiegen sein, um dann wahrscheinlich aus einer Spalte am Berghang hervorzudringen (Probe Nr. 4). Der zu einer späteren Phase gehörende Hauptausbruch der Lava erfolgte nach Süden und Südwesten. Dabei wurde wahrscheinlich nahezu die Hälfte des Kraterwalles zerstört und mitgerissen. Der unter einem flachen Böschungswinkel abgeflossene Lavastrom ist als Brocken- oder Blocklava erhalten. An der Nord- und Ostseite des Kegelberges, wo ein sichelförmiger Kraterwall stehen blieb, verfestigte sich die Schlotlava mit einer zur Abkühlungsfläche senkrecht stehenden säuligen Absonderung.

Die Basis des Vulkankegels besass schätzungsweise einen Durchmesser von nur 500-800 m. Die bei einer Wiederöffnung des verstopften Schlotes explosiv geförderten Aschen, Breccien und gröberen Auswurfmassen können natürlich in einem weiten Umkreis verfrachtet worden sein. Einen grösseren Lockerkegel dürfte nach den Aufschlüssen zu rechnen der Djupadal-Vulkan besessen haben, während der komplexe Bau des Jällabergs in Kilometern geschätzt werden kann.

In dem östlichen Untersuchungsgebiet überragten der Råbockamölla- und Sandåkra-Vulkan (Abb. 1, A und D) den Bonarp-Vulkan ursprünglich um das Mehrfache an Grösse. Sie waren wohl auch komplizierter gebaut, da in das zerrüttete und von Spalten durchsetzte Altgestein aus dem Magma des Hauptkraters noch zahlreiche Apophysen eindringen, die eigene parasitäre Kleinvulkane bildeten. Die Basaltkuppen C und B (Abb. 1) dürften Vulkanbauten einer anderen Art repräsentieren. Allem Anschein nach gehören sie zu einer

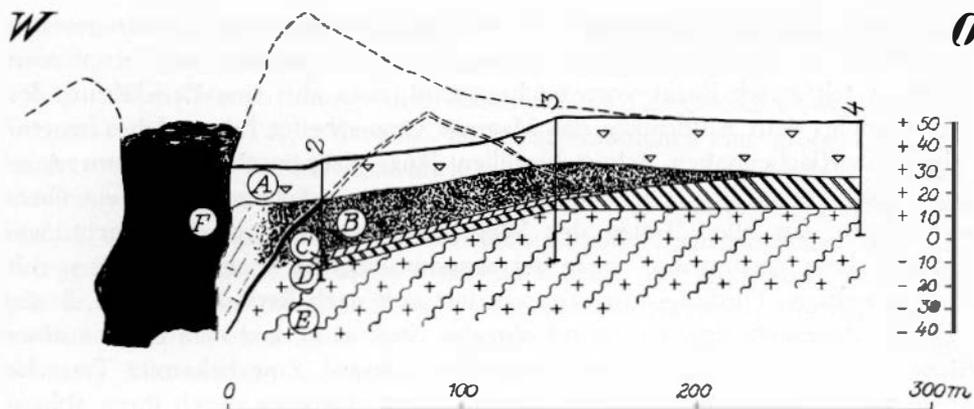


Abb. 9. Bonarp: Abgetragene Vulkanruine. 2, 3, 4—Kernbohrungen. A—Quartär. B—Tuff. C—Sand- und Tonstein (höherer Lias). D—Sand- und Tonstein mit Kohlschichten (Rhät und tiefer Lias). E—Vertontes (kaolinisiertes) Grundgebirge. F—Basalt.

ähnlichen Kegelgruppe wie A und D, die eine aufreissende Spalte begleitet. Durch die besonderen Reliefverhältnisse kam es bei ihnen hauptsächlich zum Ausfluss dünnflüssiger Lavamassen, in denen Lockerprodukte eingelagert sind. Ein Kraterwall konnte sich, wenn überhaupt, dann nur einseitig bilden.

Richtungsdetermination der Eruptionsercheinungen?

Zwei, durch Feldbeobachtungen unterbaute, und durch mineralogische, petrographische und geophysikalische Untersuchungen gestützte Ansichten stehen einander gegenüber: NATHORST (1887, S. 105) war der Auffassung, dass „die meisten Basaltvorkommen Schonens in eine Serie nordnordöstlich verlaufender Spalten eingeordnet sind“. Wahrscheinlich ist auch, dass (S. 106) „einige kreuzende, westnordwestlich gerichtete Spalten ihrerseits für einen Teil der Eruptionen verantwortlich waren“. NATHORST stützt seine Ansicht in erster Linie auf die bei Feldkartierungen gemachten geologisch-tektonischen Beobachtungen und sucht nur im Anschluss daran weitere Anhaltspunkte im petrographischen Verhalten der vulkanischen Gesteine.

NORIN (1934, S. 155) betont in einer Diskussion der NATHORSTSchen Auffassung, dass „die Basalte keine Spalteneruptionen, sondern typische Schloteruptionen mit einer scharf markierten engezogenen Grenze für den Magmaausfluss repräsentieren“, und (1933, S. 102) dass „für eine Lösung der Frage gegenseitiger Abhängigkeit naheliegender Kuppen in erster Hand wohl magnetische und elektrische Methoden in Betracht kommen dürften“.

Wenn wir beachten, dass NATHORST nur von einer „Einordnung der Basaltvorkommen in Zerklüftungs- oder Spaltensysteme“ und also nicht von „Spalten-

eruptionen“ spricht, so gestaltet sich wohl die Diskussion im Grunde gesehen gegenstandslos. NATHORST'S Ansicht ist also, dass die tertiären Basalteruptionen Schonens tektonisch linear vorgezeichnet sind; dass also eine Zerklüftung des Untergrundes dem Aufdringen des Magmas vorgearbeitet hat, welches an einzelnen oberflächennahen Schwächestellen längs Eruptionskanälen zum Ausbruch kam. Neben den sehr eindeutigen Befunden in Schonen stützt ein überwältigendes, aus allen Teilen der Welt zusammengetragenes Beobachtungsmaterial diese Auffassung. Sogar bei ausgesprochenen Spalteruptionen mit einer gewaltigen Förderleistung konzentriert sich nach RITTMANN (1960, S. 52, 99) „die Auswurf Tätigkeit gern auf einzelne Stellen, so dass man oft von einer Reihe von kleinen Einzelvulkanen sprechen könnte“. Eine bekannte Tatsache ist ja auch, dass bei Schlotröhren, deren Tiefenfortsetzung durch ihren abbauwürdigen Tuffinhalt genau bekannt ist, ein an der Oberfläche rund-ovaler Bau immer nach unten in einen spaltenförmigen übergeht.

Genetische Gesichtspunkte können zur Erklärung der heutigen abweichenden Erscheinungsform der variszischen Diabasgänge und tertiären Basaltkuppen Schonens nicht herangezogen werden. Ihr Bau ist nicht eine Frage unterschiedlicher Bildungsbedingungen sondern eine Frage verschiedener Aufschlussniveaus. Selbstverständlich zeigen uns die tief erodierten variszischen Strukturen an der heutigen Oberfläche Spaltenformen, die bei den tertiären noch nicht freigelegt sind, und zeugen also nicht von variszischen Linearausbrüchen, wo Spalten als Förderkanäle dienen.

Für detaillierte Aussagen auf Grund erdmagnetischer Messungen ergeben sich gewisse Beschränkungen. Die Isanomalienkarte des Jällaberggebietes bei NORIN (1934, S. 154, Fig. 42), wo die in nordwestlicher Richtung lang ausgezogenen Isanomalkurven über den Diabasgängen mit den rund-ovalen Kurven des Jällaberg-Basaltes in Gegensatz zueinander gestellt werden, zeigt dies ganz deutlich. So summiert sich doch im Südosten längs dem Wege Billinge-Anderstorp die Wirkung der Diabas- und ganz bedeutenden Basaltvorkommen. Südöstlich von Anderstorp liegt zwischen den Messpunkten 97-98 eine der bedeutendsten Anomalien mit maximalen Werten über den dortigen Basaltvorkommen. Die Anomalie erstreckt sich genau wie bei den Diabasgängen mit hohen Werten der Vertikalintensität mehrere Kilometer nach Nordwesten. Was liegt hier vor? Die neue Basaltlokalität bei Knutshög (Röstängagebiet, Bohrung Nr. 1) hebt sich überhaupt nicht magnetisch hervor, die Karte zeigt in diesem Gebiet nur ganz niedrige Werte der Vertikalintensität.

Das Störungsbild bei den schonischen Basaltvorkommen dürfte in vielen Fällen eine Folge der mehrfasigen Genese sein, veranschaulicht bei den Profilbeschreibungen durch die Wechsellagerung von Lavaströmen und lockeren Auswurfsmassen und die zuweilen vorkommende Einlagerung von Sedimenten. Hier stehen Unregelmässigkeiten der Magnetisierung zu erwarten, was einerseits mit den verschiedenen Basaltvarietäten zusammenhängt (vgl. KUTSCHER 1958) und

andererseits dem geringeren Anteil oder dem Fehlen ferromagnetischer Mineralien in den Lockermassen und Sedimenten zuzuschreiben ist.

Die lineäre Vorzeichnung der Basalttektonik Zentralschonens, wie sie NATHORST 1887 auf Taf. 3 darstellt, ist selbstverständlich eine grobe Chematisierung und wird in Detailfragen auch weiterhin hypothetisch bleiben¹. In den einzelnen Fällen, wo genügend Beobachtungsmaterial zusammengetragen worden ist (die Struktur des Sandåkra-Råbockamölla-Tormestorptales und die analoge Struktur des Rönneåtales zwischen Billinge und Andcrstorp sowie das isolierte Basaltvorkommen bei Bonarp), hat sich die NATHORSTSche Auffassung bewährt. (Siehe weiter unter dem Abschnitt „Das zentralschonische Vulkangebiet im tektonischen Gesamtbilde Schonens.“)

Tektonische und räumliche Beziehungen

Die magmatischen Intrusionsphasen in den südlichen Randgebieten des Baltischen Schildes zeigen in der Art, wie die mechanische Schwächung des Gesteins durch tektonische Vorgänge das Eindringen des Magmas ermöglicht, ein ähnliches Verhalten. Es sind Zerrkräfte an einsinkenden Flexuren oder Mulden, die die Bildung von Spalten veranlassen. Nach den Urkunden der erdgeschichtlichen Aufzeichnung die wir besitzen, öffnen und erweitern sich solche Spalten zum Erdinnern und ermöglichen den Aufstieg des Magmas in höhere Teile der Erdkruste oder bis zur Oberfläche.

Schon kaledonisch erweist sich im Ostbaltikum die Ostrandflexur der grossen nordöstlich streichenden silurischen Einmuldung als eine tektonische Schwächezone, die mit Magmaintrusionen verbunden ist. Als Begleiterscheinungen treten hydrothermale Ablagerungen und Zertrümmerungs- und Zerrüttungserscheinungen von Gasen durchbrochener Silurschichten auf. (BÖLAU 1959, S. 219. Dasselbst Literaturangaben.)

In der variszischen Ära ist Schonen der Schauplatz einer regen vulkanischen Tätigkeit. Die bereits in einem tiefen Erosionsniveau entblössten Diabasgänge streichen herzynisch. Ihr Verlauf und ihre Gruppierung kann aus dem südlichen Kartenblatt der 1958 erschienenen schwedischen geologischen Übersichtskarte ersehen werden.

Die nördliche Verbreitung der Diabasgänge wird begrenzt durch eine Linie, die ungefähr den heutigen Nordabbruch des Hallandsås mit dem Nordostrand des Nävlinge-Linderödsåsgebietes verbindet (Abb. 10). In der saxonisch angelegten Tektonik tritt an der gleichen Stelle wieder eine Grenze höherer Ord-

¹ Dasselbe kann aber ohne weiteres auch über die übliche Darstellungsweise der variszischen Diabasgänge Schonens gesagt werden, die wohl zuerst 1937 auf der geologischen Karte Schonens von EKLUND als meilenlange ununterbrochene Spaltensysteme erscheinen. Weder das kartographische Erfahrungsmaterial noch die petrographischen Befunde sind günstig für eine solche Darstellungsweise.

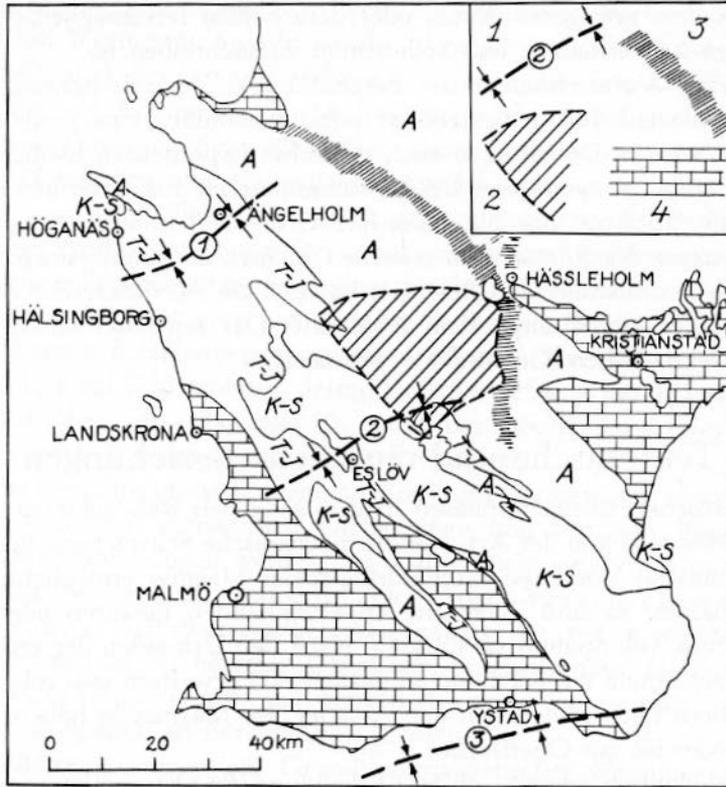


Abb. 10. Tektonisch-vulkanische Beziehungen. 1 - Achsialzonen der saxonischen Querbruchtektonik. (1: Viken-Vilhelmsfält; 2: Eslöv-Höör; 3: Bornholmsgatt). 2 - Das tertiäre Vulkangebiet in Zentralschonen. 3 - Posthume Störungszone höherer Ordnung als Grenzzonen der variszischen Diabas- und tertiären Basalteruptionen. 4 - Kreide. T-J - Trias und Jura. K-S - Kambro-Silur. A - Archäikum.

nung auf. Sie trennt in Form einer nach NO konvex vorgebogenen Bruchzone die zusammenhängenden Kreidegebiete von Båstad und Kristianstad und die zahlreichen dazwischenliegenden isolierten Kreidevorkommen vom antithetisch auftauchenden Kristallinum im Süden ab, und kreuzt und interferiert im Finjasegebiet mit einer kräftigen Störungszone rheinischer Richtung.

Die genannte Grenze bildet allem Anschein nach den Nordostrand einer grossen variszischen Abbiegung. In dieser sind wenigstens zwei Gebiete beschleunigten Absinkens nachweisbar: 1. eine auch gravimetrisch deutlich hervortretende Triassenke, die sich vom westlichen Romeleåsgebiet über Hälsingborg bis nach Viken erstreckt (s. unten), und 2. das schon von NATHORST (1887, S. 76) beschriebene Einbruchsgebiet in der Ringsjö-Röstånga-Richtung, welches nunmehr über das Söderåsgebiet nach Kullen verfolgt werden kann.

Die Struktur im Ganzen gesehen ist eine von Brüchen durchsetzte Einbeulung grossen Massstabes. In den von unten nach oben aufreissenden und sich unten stetig erweiternden Zerrungsspalten drang das Magma vor. Die disjunktiven Bewegungen steuerten den Eruptionsmechanismus.

Die Laven des tertiären Vulkanismus Schonens gehören den geologischen und mineralogischen Befunden zufolge zweifellos zum gleichen Magmenstamm wie die variszischen Diabase. Sie entstammen demselben Magmenherd und sind blutsverwandt mit diesen. Die eruptiven Vorgänge in Schonen in der variszischen Ära und im Tertiär spiegeln beide das tektonische Grossgeschehen in gleichen oder benachbarten Sedimentationsräumen wieder. Die variszischen Diabasgänge begleiten im Nordosten als ein breiter Saum die ungefähr herzynisch streichende Senkungsachse der Dänischen Senke, die sich mit beibehaltener Richtung in das Ostdeutsche Becken fortsetzt. Beim Übergang von der mesozoischen Ära ins Tertiär treten mit dem Umbruch der Mobilitätsverhältnisse im nordostdeutschen Raume auch in Schonen entscheidende tektonische Veränderungen auf: die südlichen Grenzgebiete des Baltischen Schildes heben sich heraus, umgeben von einem zirkumbaltischen (zirkumschonischen) Senkungsraum mit marinen Ablagerungen bei Åhus, Ystad und Klagshamn. Die eruptiven Begleiterscheinungen dieser Vorgänge sind die zentralschonischen Ausbrüche basaltischer Massen.

Das zentralschonische tertiäre Vulkangebiet im tektonischen Gesamtbilde Schonens

Im Zusammenhang mit der tektonischen Umgrenzung des Vulkangebietes und der Frage nach den dynamischen Treibkräften der Eruptionsvorgänge stellen sich zwei Problemkomplexe ein, die allerdings miteinander aufs engste verbunden sind. Gemeint ist erstens die Frage nach der Wesensart der tektonischen Bewegungen, die den Aufstieg des Magmas ermöglicht und ihm vorgearbeitet haben und zweitens die Frage der regionalen Tektonik, der Grosselemente im strukturellen Bau Schonens.

Auf die erste Frage, also die Art der saxonischen Tektonik Schonens (Zerrungs- oder Kompressionstektonik), braucht hier nicht näher eingegangen zu werden. Gestützt auf ältere Untersuchungsergebnisse und eigenes Beobachtungsmaterial habe ich 1959 auf ihren Ausweitungscharakter (Beulung) hingewiesen, der sowohl bei den herzynisch streichenden Strukturen als auch in der Querbruchtektonik hervortritt, und bin damit der vorherrschenden Meinung entgegengetreten, dass Einengungserscheinungen für die saxonische Strukturbildung Schonens massgebend sind.

Zwei Arbeiten von BROTZEN (1960 a, 1960 b), in denen die Tektonik Schonens als Folge eines Kompressionsaktes von vielen Kilometern (1960 a, Abb. 1,

Sektion A–B) dargestellt wird, entziehen sich einer kritischen Betrachtung, da das notwendige Beweismaterial nicht mitgeteilt wird. Es gilt also die Beantwortung der Frage, wo an den Grossschollengrenzen Schonens der Aufschiebungscharakter der Grenzstörungen (bei BROTZEN „slight overthrusts“) beobachtet worden ist, so wie er auf der obengenannten Sektion BROTZENS zum Ausdruck kommt. Denn auch in dieser Frage müssen selbstverständlich immer die Feldbeobachtungen ausschlaggebend bleiben. Dem gegenüber müssen alle anderen Bedenken weichen.

„Eine nähere Untersuchung zeigt, dass alle Vulkane auf tektonischen Bruchzonen sitzen, in denen die Erdkruste durch Zerrungen zerspaltet wird. Wo die Erdkruste unter Kompression steht, treten wohl Erdbeben, aber keine Vulkane auf“ (RIFFMANN 1960, S. 174).

Ein Zusammenhang zwischen der rheinisch streichenden Hebungsachse des Baltischen Schildes und der Basalttektonik Zentralschonens ist dort gegeben, wo Biegedehnung durch das Aufreissen von Zerrspalten dem Aufstieg des Magmas vorarbeitete. Dieses gilt hauptsächlich für den Ostteil des zentralschonischen Vulkangebietes. Im Westen sind – soweit wir heute sehen können – die vulkanischen Erscheinungen an herzynische und dazu quer streichende Schwächezonen gebunden (s. unten). Mit konstruierten Einengungserscheinungen längs den herzynisch gerichteten Bruchzonen Schonens lässt sich dieser Befund nicht in Einklang bringen.

Das saxonische Strukturbild Schonens

Wir stehen vor einer für die saxonische Strukturbildung Schonens bedeutsamen Frage, wo noch viel Unklarheit herrscht. Es bestehen zahlreiche Versuche, die Bruchschollen Schonens in ein System regionaltektonischer Einheiten zusammenzufassen (u. a. VOIGT 1930, WEVERINCK 1936, TROEDSSON 1951, BROTZEN 1960 a). Prinzipiell erheben sich bezüglich dieser Darstellungen Zweifel, teils wegen der Nichtbeachtung des Wechsels von variszischer zu saxonischer Tektonik, teils wegen der Vernachlässigung der saxonischen Querbruchtektonik.

Die Bruchschollenzerlegung Schonens muss sogar im geologischen Sinne als sehr langfristig bezeichnet werden und erstreckt sich, soweit wir Schonens Stellung als Randgebiet des Baltischen Schildes vor Augen haben, von den Spätphasen der kaledonischen Ära bis ins Tertiär. In den jeweiligen Dislokationsphasen hat sich die Lage und Art der Strukturen geändert. Der Wechsel von variszischer zu saxonischer Tektonik besteht in Schonen in einem Wechsel der tektonischen Richtungen und damit einer Neuanlage der tektonischen Grosselemente. Bei der Besprechung des Röstängagebietes berührten wir diese Frage durch die Gegenüberstellung der grossen variszischen Bruchzone, die vom Ringsjö über Röstänga nach Brantastig verläuft, und der ebenfalls bedeutenden saxonischen

Bruchzone des östlichen Söderåsgebietes, die voneinander vollständig unabhängige tektonische Elemente darstellen. Wo ältere Schichtfolgen – wie z. B. die obersilurischen Colonusschichten – eine grosse Mächtigkeit besitzen und zudem an tektonische Hebungsgebiete gebunden sind, wird nach dem Oberflächenbilde einer abgedeckten geologischen Karte die Trennung der saxonischen Tektonik von den älteren Tiefenstrukturen nicht leicht fallen. Als Prinzip ergibt sich jedoch Folgendes: wenn wir von dem heutigen Strukturbilde Schonens sprechen, so verstehen wir darunter das saxonisch geschaffene Formeninventar, darunter die Grundgebirgsauftragungen des Söderås, Romeleås, Linderödsås usw. als besonders in die Augen fallende Elemente. Wie gesagt, besteht der post-variszische Wechsel der Tektonik u. a. in einem Wechsel der tektonischen Richtungen. In den saxonischen Strukturen sind die variszischen nur als Teilstücke enthalten, wobei allerdings eine Beeinflussung der jüngeren Bewegungen durch die älteren Strukturen, als die sozusagen nach oben fortgebauten variszischen Nachklänge, zu erwarten ist. Solche Bewegungen treten posthumt z. B. in dem Ausklingen der Basalttektonik gegen die variszische Röstånga-Ringsjö-Zone in Erscheinung.

Einige Beispiele mögen das Gesagte verdeutlichen: Eine ältere Hebungsachse von höchstwahrscheinlich variszischem Alter ist durch die bekannten, von Stabbarp über Rävatofta nach Skromberga reichenden Ordovizium-Siluraufbrüche nachweisbar. Sie streichen steilherzynisch. Dagegen besteht – entgegen einer vielfach vorgebrachten Meinung – keine durchgehende saxonische Senkungsachse an dieser Stelle und in dieser Richtung. Sie würde den Südteilen der „Höganäs trough“ von TROEDSSON entsprechen (1951, Abb. 2), eine Konstruktion, die wesensfremd einer früheren und in den Grundzügen richtigen Darstellung der nordwestschonischen Tektonik desselben Verfassers gegenübersteht (TROEDSSON 1938, Abb. 1). Eine dem heutigen Stand des Wissens entsprechende Darstellung habe ich 1959 auf Abb. 5 und 1963 auf Abb. 1 gegeben. Fazielle Befunde – TROEDSSON (1951, S. 19) führt den Döshult-Sandstein als „leading horizon“ der „Höganäs trough“ an – versagen. In der Sedimentation dieses Sandsteins zeichnet sich eine bereits kimmerisch vorhandene Strukturbildung ab. Soweit man heute sehen kann, sind seine Mächtigkeitsvariationen im wesentlichen an die Anlagen der beiden grossen saxonischen Quersinken Viken-Vilhelmsfält und Eslöv-Höör gebunden.

Bei einer kritischen Betrachtung der übrigen tektonischen Grosselemente Schonens, die von TROEDSSON 1951 auf Abb. 2 dargestellt werden („Helsingborg uplift“, „Vallåkra trough“) ergeben sich die gleichen Bedenken. Ihre Grenzen entsprechen nicht den saxonischen Schollengrenzen. Von diesen Gesichtspunkten ausgegangen habe ich 1959 (S. 192) auch die Auffassung VOIGTS (1930) über einen „Kippschollenbau“ Schonens abgelehnt.

Ein weiteres Beispiel: Wie sehr auch die von verschiedenen Verfassern bis jetzt veröffentlichten regionaltektonischen Gliederungen Schonens sonst von-

einander abweichen, so findet sich doch bei allen ein gemeinsamer Zug durch die Konstruktion einer von Hälsingborg zum Romeleås reichenden tektonischen Hebungsachse. Wiederum ist aber diese Hebungsachse saxonisch in der angegebenen Richtung nicht vorhanden. Die saxonisch geprägte Hälsingborgstruktur ist ein Teilstück eines antithetisch gedrehten und aufgekippten Schollenrandes, der sich geologisch und gravimetrisch mit zunächst rein herzynischem Streichen von Hälsingborg bis an die Nordseite der Siluraufhebung von Sireköpinge verfolgen lässt (BÖLÄU 1959, Abb. 5). Die Grenzverwerfung (rechtsinnige Verwerfung mit Abschiebung nach NO) ist, wie zu erwarten, auf der Südflanke der grossen nordwestschonischen Quersenke (Viken-Vilhelmsfält) zunächst nach Nordosten vorgebogen. Beim Eintritt in die mittelschonische Quersenke (Eslöv-Höör) verläuft die Verwerfungslinie wiederum in südöstlicher Richtung. Beziehungen zum Eslövgraben lassen sich (u. a. gravimetrisch) wahrscheinlich machen, sind aber zur Vomb-Senke sicher nicht vorhanden.

Nun zeigt allerdings das Schwerebild Westschonens Züge, die scheinbar für ein zusammenhängendes tektonisches Hochgebiet zwischen Hälsingborg und dem Romeleås sprechen. In Nordwestschonen tritt nämlich längs der Öresundsküste ein deutliches Einschwenken der Isogammen in eine nordnordwestliche Richtung ein. Auf einer gravimetrischen Übersichtskarte mit einem genügend dichten Netz von Messpunkten (BÖLÄU 1959, Abb. 3) lässt sich diese Schwereesenke nördlich Hälsingborg bis Viken verfolgen. Sie verläuft somit spitzwinklig zu den nordwestlichen Richtungen, die auf den gravimetrischen Übersichtskarten Abb. 3 und 4 der genannten Arbeit deutlich hervortreten.

Diese subparallel der Richtung Romeleås-Hälsingborg gravimetrisch hervortretende Senkungsachse ist aber älter, prä-saxonisch. Mit der saxonischen Tektonik des Oberbaus und einem eventuellen Vorhandensein der Hälsingborg- und Romeleås-Struktur hat sie nichts zu tun. Wir müssen hier lediglich mit einer Zunahme altmesozoischer Schichtfolgen rechnen. (Erwähnt sei in diesem Zusammenhang, dass bei Tiefbohrungen im Hälsingborggebiet Keuper [Kågeröd] in einer für Nordwestschonen ungewöhnlichen Fazies angetroffen worden ist, ferner die Grundwasserversalzen und die mit den tieferen Untergrundschichten in Verbindung stehenden Gasausströmungen dieser Gegend).

Kommt dieser NNW-Richtung in der prä-saxonischen (variszischen) Tektonik Schonens eine regionale Bedeutung zu? Sehr wahrscheinlich ist das so. In der gleichen Richtung verläuft ja auch die bedeutende variszische Störungszone zwischen Ringsjö und Röstånga und ihre sicher kartierbare Fortsetzung im Kullengebiet. Vor allem liegt aber in dieser Richtung die variszische Hebungsachse zwischen Skromberga und Stabbarp.

Erschwert wird die Ausdeutung richtungsmässiger Befunde durch den Umstand, dass die saxonischen Bewegungen oftmals die Grenzlage der älteren Strukturen verwischt haben. Natürlich kommt dabei – wie auch aus den Richtungen der Diabasgänge hervorgeht – der saxonischen Querbruchtektonik eine

wesentliche Bedeutung zu. Immerhin scheint fest zu stehen, dass in gewissen Phasen der variszischen Gebirgsbildung Schonens die steilherzynische Richtung bei den Strukturen höherer Ordnung eine bedeutende Rolle gespielt hat. Der Wechsel von der variszischen zu der saxonischen Strukturbildung hat unter anderem in einem Abdrehen der tektonischen Richtungen von steilherzynisch zu herzynisch bestanden. Die sich aus dem Isopachysenbilde der Rhät-Liaschichten ergehende altkimmerische Strukturbildung lässt sich mit diesen Befunden gut in Einklang bringen. Da sich bei den fortlaufenden Schweremesungen in Nordwestschonen und im westlichen Mittelschonen immer deutlicher ältere, aus dem tieferen Untergrunde stammende und nord-südlich orientierte Anomalien abzuzeichnen beginnen, so kann man vielleicht von einem seit dem Variszikum bestandenen Abdrehen der tektonischen Richtungen entgegen dem Uhrzeigersinn sprechen.

Die Störungen rheinischer Richtung, die in der Basalttektonik Zentralschonens eine bedeutende Rolle spielen, gehören in die jüngsten tertiären Dislokationsphasen Schonens. Während diese Bewegungen aber eine posthume Äusserungsform der tektonischen Kräfte sind, die seit den Spätphasen der kaledonischen Ära die Aufbeulung des Baltischen Schildes bewirken, begleitet die breite, herzynisch gerichtete Bruchzone Schonens den südwestlichen Aussenrand Fennoarmatiens gegen den saxonischen Raum. Dass diese Grenzzone uralt ist, geht aus der Lineamenttektonik Europas hervor (Baltopodolisches Lineament STILLES). Sie fällt in der jüngeren Tektonik mit jener „Grenzlinie“ zusammen, die TORNQVIST schon 1908 zwischen Schonen und Lysagora gesucht hat und die 1957 von POZARYSKI mit Hilfe von neuem Beobachtungsmaterial endgültig festgelegt worden ist.

Saxonische Querbruchtektonik

Die saxonische Strukturbildung Schonens erfolgt teils durch die herzynisch streichende Schollenzerlegung, teils durch die drei grossen Quersenzen, deren Achsialzonen ungefähr in der Richtung 1. Viken-Vilhelmsfält, 2. Eslöv-Höör und 3. schon ausserhalb des Festlandes im Bornholmstätt liegen (Abb. 10).

Die regelhafte Anordnung dieser saxonischen Grosselemente erklärt viele Symmetriezüge der Tektonik Schonens. Am auffallendsten, weil morphologisch so hervortretend, ist die nord-nordwestliche Linie, die die Nordspitzen des Hallandsås, Söderås und Romeleås miteinander verbindet. Für die Basalttektonik von Bedeutung sind nur die beiden erstgenannten. Sie sollen im Folgenden kurz behandelt werden.

Über die Struktur der Quersenke Viken-Vilhelmsfält habe ich 1959 (S. 192, Abb. 5) das Wesentliche gesagt. Sie ist im Prinzip eine Einheilung grossen Ausmasses, die das gesamte Rhät-Liasgebiet Nordwestschonens umfasst. Der zentrale Teil ist ein tiefer Grabeneinbruch, der von synthetischen Verwerfungen

begrenzt wird. Es ist leicht begreiflich, dass die herzynisch gerichtete Schollenzerlegung zusammen mit den Querstörungen ein tektonisch kompliziertes Bild schafft, das in Nordwestschonen nur darum in seinen Konturen sicher hervortreten beginnt, weil die ausgedehnten Bergbauten hier die nötigen Aufschlüsse liefern.

Wegen der antithetischen Schollendrehung längs den Brüchen herzynischer Erstreckung liegen die Teilstücke des nördlichen Grenzbruches zum Grabentief schräg zu den nordwestlich streichenden Schollengrenzen. Als Ganzes betrachtet streicht aber die Hauptrichtung der Querstörung zwischen der Öresundsküste und dem Västersjö ausgesprochen quer zur herzynischen Richtung. Die tiefste Einsenkung liegt südlich Viken, wo auch Pankarp- und Kattslöaschichten (Lias beta und gamma) verbreitet sind. In einigen Aufschlüssen sind hier lose Sandsteine der Pankarpschichten irrtümlicherweise zu den Döshultschichten (Lias alpha 3) gerechnet worden.

Der Bau der mittelschonischen Quersenke, deren Achsialregion in der Richtung Eslöv-Höör verläuft, scheint recht analog dem Bau der Quersenke Nordwestschonens zu sein. Auch hier existiert im Einbeulungsbereich ein zentraler Grabeneinbruch von vielleicht 15–20 km Breite, und wiederum ist hier die nördliche Grenzverwerfung, die von Teckomatorp ost-nordöstlich streicht, die weit aus grössere. Genau wie in Nordwestschonen erscheinen jüngere Gesteinsfolgen dort, wo herzynisch streichende Verwerfungen im Grabentief eine zusätzliche Absenkung bewirken.

Rückblick

Es wurden einige Fragen der regionaltektonischen Gliederung Schonens behandelt, die für Probleme der Basalttektonik sowie für die Umgrenzung des zentralschonischen tertiären Eruptionsgebietes von Bedeutung sind. Nur so soll die skizzenhafte Darstellungsweise verstanden werden. Ich hoffe in einem anderen Zusammenhang ausführlicher auf die hier berührten tektonischen Fragen zurückkommen zu können.

Aus dem Vorhergehenden ergibt sich doch ohne Weiteres, dass der Zeitpunkt für eine endgültige Darstellung über den tektonischen Grossbau von Schonen noch nicht gegeben ist. Das Erfahrungsmaterial ist noch zu lückenhaft. Ansichten warten noch auf eine Erhärtung durch Beweise. Wenn man so will, kann man nach dem Formationenbild der Oberfläche von geographischen Einheiten sprechen (z. B. zentralschonischer „Kollektivhorst“). Sobald man aber von „Blöcken“, „Schollen“ oder tektonischen Tief- und Hochstrukturen überhaupt spricht, so ergibt sich unabweislich die Forderung, dass man den Nachweis für die Art und Lage der (saxonischen) Grenzstörungen bringen kann. Sogar in Nordwestschonen, wo durch die Grubenbauten und die intensive Prospektion ein einzigartiges Beobachtungsmaterial vorliegt, sind betreffend der

saxonischen Grossstrukturen noch viele Fragen im Fließen. Erfahrungsgemäss ist es vor allem die Querbruch- und Einbeulungstektonik, die komplizierend hervortritt.

Es scheint mir, dass in Schonen bei diesen Fragestellungen in ganz besonderem Masse die Worte BUFFONS gelten: „Sammelt Tatsachen, aus ihnen ergibt sich der Gedanke“. Der umgekehrte Weg wurde doch oft begangen. Der Gedanke war schon da, bloss die Beweise fehlen.

Die tektonische Umgrenzung des tertiären Eruptionsgebietes

Wie bereits oben erwähnt wurde, dürfte das zentralschonische tertiäre Vulkangebiet eine strukturelle Einheit darstellen. Für die Eruptionsvorgänge ergibt sich dann eine sekundäre Abhängigkeit von tektonischen Einzelheiten, wie Spalten und Brüche. NATHORST (1887, S. 101) wies auf den Umstand hin, dass die Mehrzahl der Vulkane in der südöstlichen Fortsetzung des saxonischen Senkungsgebietes östlich des Söderås liegt. Dazu ist zu betonen, dass ungefähr senkrecht zu dieser Richtung eine saxonische Senkungsachse höherer Ordnung liegt. Es ist die oben erwähnte Quersenke Eslöv-Höör. Wahrscheinlich ist, dass der zentrale Grabeneinbruch dieser Quersenke den Südrand des Basaltgebietes bildet. Diese tektonische Grenzzone biegt in eine breite, ca nord-südlich gerichtete Störungszone ein, die in ihrer heutigen Form saxonischer Entstehung ist, und das Basaltgebiet im Osten abgrenzt (Abb. 10). Wir haben es hier allem Anschein nach mit einer breiten Zerrungszone zu tun, in der die tektonischen Einzelelemente hauptsächlich rheinisch orientiert liegen. Im Hässleholm-Finjagebiet durchkreuzt diese Dislokationszone eine andere, herzynisch streichende Bruchzone. Diese ist höchstwahrscheinlich bereits variszisch angelegt worden, da sie die prä-saxonischen Diabasvorkommen nach Norden begrenzt (s. oben). In der saxonischen Strukturbildung erfährt sie (unter Bewegungsumkehr) eine Wiederbelebung, tritt aber nunmehr in keine direkt nachweisbare Beziehung zu dem tertiären Vulkanismus. Eine tektonische Nordgrenze des zentralschonischen Eruptionsgebietes ist einstweilig schwer zu finden. Damit erfährt allerdings die Definition des tertiären Vulkangebietes als eine strukturelle Einheit eine gewisse Abschwächung. Auffallend ist aber, dass die Nordgrenze der Basaltregion dort liegt, wo die herzynisch streichenden Grenzbrüche der Grundgebirgsscholle zwischen dem Finjasee und dem Söderås am kräftigsten divergieren, also die rheinisch gerichtete Aufbeulungsachse Nordschonens überqueren. Da die Nordgrenze des Basaltgebietes die beiden Schollengrenzen ausserdem unter einem Winkel von 45° schneidet, können hier tektonische Beziehungen nicht von der Hand gewiesen werden.

Die Westgrenze des Basaltgebietes ist komplex. Es verzahnen sich so weit präbasaltisch zurückliegende Dislokationen wie variszische Brüche mit Verwerfungen tertiären Alters.

Die Basaltregion als Ganzes kann nach richtungsmässigen und genetischen Gesichtspunkten in einen östlichen und westlichen Teil getrennt werden. Im Osten sind die tertiären Eruptionsvorgänge an rheinisch gerichtete Zerrungsstrukturen gebunden, im Westen an das herzynisch streichende System und dessen Querstörungen. Da die rheinischen Störungen (z. B. Råbockamölla-Sandåkra-Linie) ca. nordnordöstlich streichen, die Querstörungen des herzynisch streichenden Systems (z. B. Billinge-Djupadal-Linie) ca. ostnordöstlich gerichtet sind, so divergieren die Spaltensysteme nach SSW, resp. konvergieren nach NNO zur Achsialrichtung des Baltischen Schildes hin. Dieser Sachverhalt ist schon NATHORST aufgefallen (1887, S. 105) und er hat ihn auf Taf. 3 der genannten Arbeit veranschaulicht. Dass die geradlinige Verbindung weit voneinander gelegener Basaltkuppen nur als eine schematische Skizze betrachtet werden soll, geht aus der ganzen Darstellungsweise von NATHORST hervor. Die Ansicht dieses Verfassers, dass auch nordwestlich gerichtete Störungen dem Basaltaufstieg den Weg gebahnt haben können, hat durch Bohrungen und strukturelle Schweremessungen eine Stütze erfahren. So hat es sich z. B. gezeigt, dass der in seiner Eruptionsenergie bedeutende Jällaberg-Vulkan im Schnittpunkte einer herzynisch streichenden Störung und einer Grenzstörung der Quersenke Eslöv-Höör zu liegen kommt.

Zeitliche Beziehungen

Eine sichere stratigraphische Fixierung des tertiären Vulkanismus in Schonen ist noch nicht möglich. Einige Gesichtspunkte, die sich aus dem Tatsachenmaterial vorliegender Arbeit ergeben, verdienen doch hervorgehoben zu werden.

Die Eruptionsvorgänge sind an rheinisch oder herzynisch (und quer dazu) gerichtete Störungszonen gebunden. Es handelt sich dabei um Grenzstörungen der saxonischen Strukturbildung, über deren zeitlichen Ablauf wir nach der Art, wie die Strukturen ineinandergreifen, vorsichtige Schlüsse ziehen können. So zeigt die rheinisch gerichtete Dislokationszone südlich Hässleholm deutlich, dass die rheinischen Störungen das herzynisch gerichtete Bruchschollensystem bereits voranden. (Die Lageverhältnisse der vulkanischen Produkte zu den Rhät-Liassedimenten im Sandåkratal, der rheinisch gerichtete Achsialabbruch der östlichen Grundgebirgshorste, die Finjasee-Tektonik). Und noch nordwestlich von Hässleholm zeigt die Lage der östlichen Randverwerfung des Hörjaås deutliche Beziehungen zu einer noch jüngeren nördlichen Hebungsachse (Abdachungsgebiet des südschwedischen Hochlandes).

Die herzynisch gerichteten saxonischen Strukturen Schonens sind erfahrungsgemäss in sehr langen, Formationen überdauernden Bewegungen ausgebreitet. An gutbekannten Strukturen Nordwestschonens, wo ausreichend Material für eine Diskussion solcher Fragen vorliegt, habe ich 1951 zeigen können, dass ein

gewisser Teil der heutigen Dislokationsbeträge schon von relativ kurzen Abschnitten der altkimmerischen synsedimentären Bewegungsphasen bestritten wird. Abtragung und posthume Wiederbelebung dürften bis in die jüngsten Zeitabschnitte gewechselt haben. Wie oben gesagt wurde, zerlegten in Ostschonen die rheinisch gerichteten Bewegungen die bereits im Wesentlichen ausgereift vorliegenden herzynisch streichenden Strukturen, und die Eruptionsvorgänge des Sandåkratales treten erst in Erscheinung, als die rheinisch gerichteten Dislokationen mehr oder weniger zum Abschluss gekommen waren.

Es ist wahrscheinlich, dass die Bildung der rheinisch gerichteten Strukturen im Anschluss an die intensivste Absenkung der zirkumbaltischen Randsenke im Osten, also dem Vordringen des Eozänmeeres nach Ostschonen, erfolgt. (Åhus; CLEVE-FULER und HESSLAND 1948.) Nach BROTZEN (1960b, S. 124) sollen den eozänen marinen Sedimenten bei Åhus vulkanische Aschen beigemischt sein. HESSLAND (1948) spricht allerdings nur von einem „eventuellen Auftreten eolischer vulkanogener Produkte“ (S. 156) und unterbaut diese Annahme mit gewissen sedimentpetrographischen Befunden (S. 162 und 164).

Obwohl die Eruptionerscheinungen Schonens sich einer unmittelbaren zeitlichen Festlegung entziehen, weisen in Ostschonen gewisse tektono-vulkanische Verhältnisse auf ihre Zugehörigkeit zum mittleren Teil des Alttertiärs hin.

DORN (1957) stellte sich das Alter des schonischen Vulkanismus als recht jung vor. Im Zusammenhang mit einer Beschreibung des Vulkanismus im Braunschweiger Raum weist DORN darauf hin „dass keinerlei Argumente dagegen sprechen, dass auch in Südwestschweden analog Zentraleuropa der dortige Vulkanismus jungtertiär ist“. Durch den von BÖGGILD (1918) und ANDERSEN (1937), besonders aber von NORIN (1940) erbrachten Nachweis, dass keinerlei genetische Beziehungen zwischen den Aschelagen der untereozänen Molerserie Dänemarks (Tuffiten) und den tertiären Eruptionsvorgängen Schonens bestehen, fällt ja die wesentlichste Stütze für eine Datierung letzterer fort.

Man könnte dann noch weiter gehen: Nach den sedimentpetrographischen Untersuchungsergebnissen von BÖGGILD, ANDERSEN und NORIN dürften die untereozänen Aschenschichten Dänemarks nach der Art, wie eine Aufbereitung während der Verfrachtung stattgefunden hat, aus dem Gebiete westlich und nördlich des Limfjords stammen. Dieses Vulkangebiet muss eine bedeutende Eruptionsenergie besessen haben, da die Tuffite nicht nur auf Dänemark beschränkt sind, sondern auch noch in weiteren Gebieten des südöstlichen Nordseebeckens vorkommen. Es könnte dann sogar die Frage entstehen, ob nicht auch das eventuelle Vorkommen von vulkanischen Aschen in eozänen Sedimenten Ostschonens (Åhus) diesem Eruptionsgebiet zuzuschreiben ist, und diese somit nicht für eine Datierung des zentralschonischen Vulkanismus anwendbar sind.

Nun braucht der in seiner Eruptionsenergie relativ schwache tertiäre Vulka-

nismus Schonens darum nicht besonders kurzlebig gewesen zu sein. Schon in einem so begrenzten Gebiet einheitlicher tektonischer Entstehung wie das Sandåkra-Råbockamöllatal finden sich Beweise dafür. Höchstens die Zeitspanne einer Unterstufe hat in diesem Spezialgebiet die Eruptionstätigkeit doch wohl nicht überschritten. Überblicken wir aber das Vulkangebiet Zentralschonens als Ganzes, so häufen sich die Fragezeichen. Im Osten sind die Eruptionsercheinungen an Störungsgebiete mit rheinisch streichender Hauptrichtung, im Westen an solche mit herzynisch streichender Hauptrichtung und dessen Querrichtung gebunden. Diese tektonische Gesetzmässigkeit kann ein Hinweis auf die Ungleichzeitigkeit der Eruptionsvorgänge sein, ein Hinweis, der noch durch andere Beobachtungen akzentuiert wird. Vor allem rückt hier die Frage über die ganz abweichende Art der Verwitterung der Vulkanite in den beiden Gebieten in den Vordergrund. Darüber wird im nächsten Abschnitt ausführlicher die Rede sein.

Alle Versuche, mit Hilfe organischer Bestandteile in den neuentdeckten Tuffen und Tuffiten Zentralschonens zu einer Datierung der Eruptionsvorgänge zu gelangen, sind bisher gescheitert. Die sedimentären Tonschichten der Tuffite des Sandåkra-Råbockamöllatales wurden von Dr. KOCKEL-BROSIVS (Eindhoven) auf eventuelle Pollenvorkommen untersucht, leider mit negativem Ergebnis. Dr. KOCKEL-BROSIVS zufolge (briefliche Mitteilung) dürften bei den roten Tonschichten eventuell vorhandene organische Reste sicherlich stark oxydiert und unbestimmbar sein. Bei den grauen Tonschichten indiziert die petrographische Beschaffenheit des Gesteins eine Zerstörung des organischen Inhaltes auf mechanischem Wege.

Bei Bonarp schaltet sich in den Bohrkernen Nr. 2 und 3 (Abb. 9 und 11) zwischen das kristalline Grundgebirge und die Basalttuffe eine sedimentäre Schichtfolge ein, die 6.28 resp. 7.90 m beträgt und aus wechsellagernden sandigen und tonigen Schichten besteht. Die untere Hälfte der sedimentären Folgen gleicht den basalen Rhät-Liasschichten Nordwestschonens. Sie besteht aus Sand- und Tonsteinen mit dünnen Kohlenflözen. Zuunterst liegen umgelagerte Kaolinschichten, die nach Osten an Mächtigkeit zunehmen. Die obere Hälfte ist dagegen ganz abweichend ausgebildet, und besteht aus wenig konsolidierten Grün-sand- und bunten Tonschichten. Die ganze Schichtfolge ist kräftig gestört. Soweit Messungen überhaupt möglich waren, ergaben sich für die obere Folge Schichtenneigungen von 20–30°, für die untere wahrscheinlich 50–60°. In beiden Bohrungen war zwischen den abweichend ausgebildeten Schichtfolgen eine deutliche Diskordanzfläche wahrnehmbar. Das gesamte Erscheinungsbild des Bonarp-Vulkans (Abb. 9) lässt darauf schliessen, dass die tektonischen Bewegungen schon mehr oder weniger abgeschlossen waren, als die Eruptionstätigkeit einsetzte.

Das Aussehen der hangenden Sand- und Tonschichten berechtigte zur Hoffnung, dass hier eine junge Schichtfolge von vielleicht tertiärem Alter vorlag,

die zur Datierung des schonischen Vulkanismus beitragen konnte. Die Untersuchungen von Dr. KOCKEL-BROSIUS ergaben jedoch ein liassisches Alter für die gesamte Sedimentfolge. (Siehe Anhang.) Es ist wahrscheinlich, dass die hangende Schichtfolge zum höheren Lias gehört. Obwohl sonst von grossem Interesse, sind diese Ergebnisse für die altersmässige Festlegung der Eruptionsvorgänge natürlich bedeutungslos.

Probleme der tertiären Verwitterung

Die Verwitterung als Konsequenz der posthumer nachkaledonischen Heraushebung des Baltischen Schildes

Der Baltische Schild ist kein einheitliches tektonisches Hochgebiet, sondern aus Teilstücken zusammengeschweisst, die eine abweichende Entwicklungsgeschichte durchlaufen haben. Ausser seichten und verhältnismässig kurzfristigen Überflutungen gewisser Teile, z. B. in der Oberkreide, unterlag der aufgebeulte Nordwestrand Fennoarmatiens seit der kaledonischen Gebirgsbildung einer tiefgründigen Verwitterung. Im jüngeren Paläozoikum, im Mesozoikum und im Tertiär wurden gewaltige Schuttmassen von diesem Hochgebiet in die zirkumbaltischen Randsenken verfrachtet. Von diesen Randsenken sind im Südosten Teile der Ostpreussisch-litauischen Senke, die im Zechstein, Mesozoikum und im Tertiär mehrfach in Erscheinung tritt, schon kaledonisch durch eine etwa NO streichende silurische Einmuldung vorgebildet. Im Devon behält der Baltische Schild, obwohl selbst ein Teil des europäischen Nordkontinentes, seine Stellung als tektonisches Hochgebiet bei, wie aus den gewaltigen Aufschüttungen Verwitterungsmaterials in seinen Randgebieten hervorgeht.

Besonders eindrucksvoll ist die nachvariszische Ausbildung zirkumbaltischer Sedimentationsbecken. So hat STILLE (1947) im grosstektonischen Zusammenhang die speziellen Verhältnisse hervorgehoben, die das germanische Zechsteinbecken als zirkumbaltische Randsenke charakterisieren. Als ein neues grosstektonisches Element, das für die Abtragung des südwestschwedischen Teiles des Baltischen Schildes grosse Bedeutung gewinnt, tritt nunmehr die TORNQVIST'sche Linie in Erscheinung (vgl. dazu VOIGT 1954, 1962), während der Sedimentationsraum des Ostdeutschen Beckens in seinen Grenzen und der Konfiguration seiner Einzelteile schwankt, wobei die tektonischen Richtungen doch gewahrt bleiben.

Im Tertiär geschieht eine ausgesprochene Wiederbelebung der dynamischen Treibkräfte, die ein erneutes Hervortreten des Baltischen Schildes in den schon kaledonisch vorgeschriebenen Achsialrichtungen bewirken. Obwohl auch in diesem Zeitabschnitt seichte Überflutungen des Schildes stattgefunden haben dürften, so kommen doch die Grundursachen der zirkumbaltischen Sedimentation erneut zur Geltung. Im Raume Schonens fällt die Wiederbelebung der

Abtragung sofort durch die alttertiäre Sedimentation bei Klagshamn, Ystad und Åhus in die Augen. Paläogeographisch steht diese Sedimentation mit der Entwicklung der Dänischen Senke und des Niedersächsischen und Ostpreussischen Beckens im Zusammenhang.

Vulkanismus und Verwitterung

Über das Ausmass und die Art der tertiären Verwitterung in Schonen wurde in den vorhergegangenen Abschnitten das Wesentliche schon vorweggenommen. Geht man diesen Gedankengängen noch einmal nach, so ergibt sich folgendes. In allen Bohrungen des östlichen Untersuchungsgebietes, die durch die tertiären Bildungen bis in das kristalline Grundgebirge vordrangen, ergab sich das Vorhandensein zweier Verwitterungen übereinander. Erstens eine prävulkanische tiefgründige Kaolinverwitterung des kristallinen Untergrundes, und zweitens eine intensive, während der tertiären Eruptionstätigkeit stattgefundenen Verwitterung.

Die tertiäre Zersetzung des archaischen, paläozoischen und mesozoischen Untergrundes, der durch die Tektonik und die Zertalung der Landoberfläche freigelegt lag, verlief bei abweichender Beschaffenheit des Ausgangsgesteins verschieden, der chemische Vorgang war jedoch derselbe. Die Zersetzungsprodukte weisen eindeutig auf eine tonige, siallitische Verwitterung in einem vollhumiden Klimabereich hin. Die Abfuhr von Kieselsäure war durch die sauren Bodenlösungen gehemmt, was eine Anreicherung silikatischer Tonminerale zur Folge hatte. Nach der Aufbereitung des Zersetzungsmaterials kamen diese in den zirkumbaltischen Senken zum Wiederabsatz oder bildeten auf dem Schilde selbst kontinentale Sedimente begrenzten Umfanges. Sie sind in Schonen sicher in vielen Bohrungen angetroffen, aber nicht als solche erkannt worden. Diesen Fragen müsste systematisch nachgegangen werden. Es wird dies erfahrungsgemäss erst dann möglich sein, wenn der Nachweis des Vorkommens tertiärer Tonlagerstätten von wirtschaftlichem Interesse gebracht werden kann.

Ein rotverwittertes Gestein basaltischer Zusammensetzung kann in verschiedenen Typen des humiden Klimabereiches bei verschieden weit fortgeschrittenen Verwitterungsstadien ein ziemlich ähnliches Zersetzungsmaterial liefern. Die Deutung der Wechselfolgen von verwitterten Lavaergüssen, vulkanischen Lockermassen und Sedimenten, die in den Bohrungen des Sandåkra-Råbockamöllatales angetroffen wurden, bereitete daher anfangs gewisse Schwierigkeiten. Erst als verwitterte basaltische Effusiv- und Lockerprodukte intermittenter Entstehung in ausgedehnten Profilschnitten der Anschauung zugänglich wurden (Abb. 1 und 3; Lok. B und C), liess sich der Tatsachenbestand klarstellen. Die vulkanischen Förderprodukte kommen an dieser Stelle in allen Graden der Verwitterung vor, und bauen eine Wechselfolge von roten und entfärbten Lagen auf. Dabei zeigt sich, dass einer anfänglichen Rotverwitterung später

Tab. 4. Analysen basaltischer Förderprodukte; Råbockamölla, Lok. B

	1	2	3	4
SiO ₂	43,60	44,80	43,60	43,60
TiO ₂	2,03	2,26	2,11	2,59
Al ₂ O ₃	15,40	16,00	21,40	23,20
Fe ₂ O ₃	4,98	8,90	17,10	6,40
FeO	5,70	2,87	0,29	0,50
CaO	10,70	9,40	2,24	9,90
MgO	10,00	7,10	1,93	2,25
Na ₂ O	3,29	0,53	0,20	0,20
K ₂ O	0,40	0,94	1,29	0,87
H ₂ O	3,52	6,02	9,20	8,59
CO ₂	< 0,10	0,09	< 0,10	0,48
	99,72	98,91	99,46	98,58
Tot. Glühverlust	3,65	6,30	9,70	10,10

1. Frischer, nahezu schwarzer Basalt.
2. Etwas verwitterter, grauschwarzer Basalt.
3. Roter Verwitterungsrückstand eines basaltischen Gesteins.
4. Grauer " " " "

eine Fortführung aller färbenden Bestandteile folgte, und dass der Vulkanismus somit in eine Weissverwitterungszeit fiel. Bei dem Kaolinisierungsprozess wurden Eisen, Mangan und die Alkalien entfernt. Tonerde und Quarz waren die hauptsächlichsten Restprodukte.

Rote Verwitterungsprodukte konnten ihre ursprüngliche Farbe bewahren, wenn sie vor der Bleichung von neuen vulkanischen Förderprodukten überdeckt wurden. Die neugeförderten Eruptionsprodukte durchliefen dann ihrerseits eine anfängliche Rotverwitterung, der eine vollständige Entfärbung folgte. In der Tabelle Nr. 4 sind einige Analysen basaltischer Gesteine von Råbockamölla, Lok. B, zusammengestellt worden, um die Art der tonigen, unter gehemmter Abfuhr von Kieselsäure erfolgten Verwitterung beurteilen zu können.

Aus den Analysen ergibt sich also, dass die Kieselsäure in allen Proben in unverminderter Menge auftritt. Auf wasserfreie Substanz bezogen ergibt sich eine stetige Zunahme. Die Tonerde nimmt in der Analysenfolge kontinuierlich zu. Sehr charakteristisch ist das Verhalten des Eisens, sowohl dem Totalgehalt nach wie dem Verhältnis des Eisenoxys zum Oxydul. In dem frischen und etwas zersetzten Basalt (Probe Nr. 1 und 2) ist der Totalgehalt des Eisens ungefähr derselbe, in der Probe Nr. 2 das Oxyd auf Kosten des Oxyduls wesentlich vermehrt. In der roten Zersetzungsmasse ist wie zu erwarten das Oxyd stark vermehrt (auf wasserfreie Substanz berechnet um das Doppelte angestiegen), das Oxydul fast auf Spuren vermindert. In der Probe Nr. 4 ist der Totalgehalt des Eisens bereits wesentlich gesunken. Kalk, Magnesia und Natron

nehmen von den Proben Nr. 1 bis Nr. 3 stark ab, das Kali hat dagegen zugenommen. In der Analyse Nr. 4 sind die Verhältnisse umgekehrt. Wahrscheinlich finden neben der Zersetzung auch Mineralneubildungen statt, eventuell ist auch mit Adsorptionserscheinungen zu rechnen.

Es sei in diesem Zusammenhange noch auf die Rotlehmlagerungen des Sandåkra-Råbockamöllatales hingewiesen, bei deren Beschreibung im petrographischen Abschnitt sich die gleichen genetischen Gesichtspunkte ergaben. Im Aussehen ähnliche intensiv verwitterte basaltische Zersetzungsprodukte sind im östlichen Vulkangebiet auch noch ausserhalb des Sandåkra-Råbockamöllatales angetroffen worden.

Einem vollständig veränderten Bilde begegnen wir in den westlichen Teilen des zentralschonischen Vulkangebietes. Der präbasaltische Verwitterungsvorgang war auch hier eine tiefgründige Kaolinisierung des kristallinen Grundgebirges (Knutshög, Djupadal). Bei Bonarp ist das Grundgebirge ebenfalls tiefgründig zersetzt. Die Rhät-Liasschichten im Liegenden der tertiären Eruptiva zeigen dagegen bei Bonarp überraschend geringe oder überhaupt keine Verwitterungserscheinungen. Eine kräftige prävulkanische Abtragung kann diese Erscheinung nur teilweise erklären. Die Verwitterung beim Einsetzen der tertiären Eruptionen muss schon an und für sich gehemmt gewesen sein, denn die intermittierend geförderten Laven und Lockermassen zeigen ebenfalls einen ganz geringen Verwitterungsgrad. Dieses betrifft nicht nur den Bonarp-Vulkan, der durch Bohrungen gut bekannt ist, sondern sämtliche Vulkanlokalitäten im westlichen Eruptionsgebiet, wo mehr oder minder verschweisste Lockermassen der direkten Anschauung zugänglich geworden sind (Knutshög, Djupadal, Lillön). Wenn auch modifizierende lokale Faktoren (subaquatische Ablagerung, mineralogische und petrographische Verschiedenheit der Vulkanite usw.) in Betracht gezogen werden können, so erklärt das nicht einen so schroffen Gegensatz des Verwitterungsvorganges: im Osten durchweg intensiv buntgefärbte Zersetzungsprodukte von Vulkaniten, deren Gefüge und primäre Beschaffenheit nur noch mit Mühe feststellbar ist, im Westen eine Wechsellagerung von nur ein wenig oder überhaupt nicht von der Verwitterung angegriffener Vulkanite. Braunrötliche Zersetzungsdecken einer flachgründigen Verwitterung sind im Westen m. W. nur in den östlichen Aufschlüssen des Djupadal-Vulkanes angetroffen worden. Während es sich hier aber um eine junge Verwitterung feinkörniger vulkanischer Lockermassen handeln kann, die längs den Abhängen des Rönneåtales freigelegt liegen, zeugt das von den Kernbohrungen gewonnene Beobachtungsmaterial im wesentlichen von den Verwitterungsvorgängen, die sich während der vulkanischen Eruptionstätigkeit abspielten.

Was die Ursachen der so überaus abweichenden Verwitterungsvorgänge betrifft, so können sie möglicherweise auf abweichende klimatische Bedingungen zurückgeführt werden, was für die Eruptionsvorgänge wiederum die Frage des Zeitfaktors in den Vordergrund rückt. Wie oben erwähnt wurde, sind

ja die Vulkane des westlichen und östlichen Untersuchungsgebietes an abweichende (und wahrscheinlich nicht synchron verlaufene) tektonische Bewegungen und strukturelle Systeme gebunden.

Der Grundgedanke bei der Gegenüberstellung eines westlichen und östlichen Vulkangebietes Zentralschonens war, auf einem beschränkten Raume und mit Hilfe eines Primärmaterials einige Probleme des schonischen Vulkanismus schärfer umgrenzt zur Darstellung bringen zu können. Allerdings darf die Gefahr nicht unterschätzt werden, dass bei einer solchen Behandlung des Stoffes Verallgemeinerungen und Übertreibung von Gegensätzen auftreten können, da ja viele Teilfragen noch in wenig befriedigender Weise aufgeklärt sind.

Eine dieser Fragen, die nur flüchtig berührt werden konnte, ist die der tertiären Böden und Landoberfläche Schonens. Von dem tektonischen Hochgebiet des Baltischen Schildes wurden zur Tertiärzeit gewaltige Schuttmassen in die umgebenden Sedimentationsräume verfrachtet. Dieser Abtragung fielen bis auf wenige Reste auch die tertiären Bodenbildungen Schonens zum Opfer. Erhalten ist lediglich die tiefere, flächenhafte Kaolinisierung. Dass im Tertiär Schonens auch lateritische Böden gebildet worden sind, kann nach den besser bekannten Verhältnissen Mitteleuropas kaum bezweifelt werden. Neuerdings sind tatsächlich in Zentralschonen tektonisch eingebrochene Gesteinsserien nachgewiesen worden, bei denen eine ältere Kaolinisierung durch eine junge, von der Oberfläche vorgedrungene Einkieselung abgelöst worden ist, was auf lateritische Bodenbildung hinweist. Zeitlich sind diese Vorgänge jedoch nicht fixierbar. Sie sind somit für eine Klärung der Widersprüche, die sich aus einem Vergleich der gleichzeitig mit dem Vulkanismus stattgefundenen Verwitterungsvorgänge ergaben, bedeutungslos.

Zusammenfassung

Eine Anzahl neuer Beobachtungen aus dem tertiären Vulkangebiet Zentralschonens werden mitgeteilt. Das Beobachtungsmaterial beschränkt sich auf zwei Spezialgebiete, ein östliches bei Sandåkra südlich Hässleholm und ein westliches bei Röstånga (Abb. 1 und 7). Aus beiden Gebieten werden neue Aufschlüsse vulkanischer Gesteine beschrieben, die aus Lockerstoffen verschiedenster Zusammensetzung und Korngrösse und aus basaltischen Laven bestehen. Im Sandåkra-Råbockamöllagebiet schalten sich in die kräftig zersetzten vulkanischen Förderstoffe sedimentäre Sand- und Tonschichten ein (Abb. 2-5, 8). Im westlichen Untersuchungsgebiet zeigen die Vulkanite einen auffallend geringeren Verwitterungsgrad. Bei Bonarp überlagern die basaltischen Tuffmassen eine geringmächtige Folge von Rhät-Liassedimenten, die ihrerseits direkt auf dem tiefgründig verwitterten kristallinen Grundgebirge liegen (Abb. 9).

Für beide Gebiete lassen sich gewisse Beziehungen der vulkanischen Erschei-

nungen zu der lokalen Tektonik nachweisen. Im Sandåkra-Råbockamöllagebiet treten die vulkanischen Erscheinungen an der flexurförmig eingebogenen Westflanke eines tektonischen Grabens auf, wo Biegedehnung und Spaltenbildung dem Magma den Aufstieg ermöglichte. Die durch steile Verwurfsflächen gebildete Ostflanke des Grabens ist vom Vulkanismus unberührt geblieben.

Die petrographischen Eigenschaften der in den Bohrungen und Aufschlüssen angetroffenen Vulkanite, wechsellagernden Sedimente und präexistenten gefritteten Sedimente werden in den Hauptzügen kurz beschrieben. Die untersuchten Basalte sind petrographisch einander recht ähnlich; die im Strukturbilde hervortretenden Unterschiede beruhen im Wesentlichen auf einem Wechsel der Erstarrungsbedingungen. Eine auffallende Anomalie der Basalte des Sandåkra-Råbockamöllagebietes ist das mehr oder minder reichliche Auftreten von Quarz. Der in den Schlotlaven auftretende Quarz dürfte schon in der Tiefe aus quarzreichen Gesteinen aufgenommen worden sein. Bei Lavaergüssen ist ausserdem mit der Aufnahme exogenen Quarzes aus dem Gehängeschutt tertiärer Verwitterungsböden zu rechnen.

Die Art und Verbreitung der Pyroklastika geht im Einzelnen aus der Beschreibung der Bohrprofile und Geländeaufschlüsse hervor (vgl. besonders Abb. 4-6 und 8).

Bei Sandåkra und Råbockamölla treten in den vulkanischen Gesteinsfolgen Einlagerungen von roten Tonschichten und geringmächtigen Sandsteinschichten auf. Es sind zusammengeschwemmte tertiäre Verwitterungsprodukte, prinzipiell somit tertiäre Sedimente. In der Bohrung Nr. 2 bei Sandåkra wurde im Liegenden der vulkanischen Folge ein Gestein erbohrt, das den petrographischen Befunden zufolge durch Frittung des rhätisch-liassischen Sandåkra-Sapropelgesteins entstanden sein dürfte.

Die Bauformen der Vulkane sind relativ einfach. Als Beispiel sei der Bonarp-Vulkan genannt, bei dem der Aufbau des Kegelberges durch Bohrungen gut bekannt ist (vgl. Abb. 9). Vulkanbauten einer anderen Art kommen im Råbockamöllagebiet vor. Wegen der besonderen Reliefverhältnisse dieses Gebietes kam es hier hauptsächlich zum Ausfluss dünnflüssiger Lavamassen, in denen Lockerprodukte eingelagert sind.

Was die gegenseitige Abhängigkeit benachbarter Basaltvorkommen betrifft, dürfte die Ansicht NATHORST'S zu recht bestehen, dass sie in Zerklüftungs- und Spaltensysteme eingeordnet sind und dass die Eruptionsvorgänge somit linear vorgezeichnet sind. Ein Vergleich mit den variszischen Diabasgängen Schonens ist nach genetischen Gesichtspunkten nicht durchführbar, da diese zu einem tieferen Aufschlussniveau gehören. Jedoch spiegeln die eruptiven Vorgänge in Schonen in der variszischen Ära und im Tertiär beide das tektonische Grossgeschehen in gleichen oder benachbarten Räumen wieder, wobei die Laven zum gleichen Magmenstamm gehören und der Eruptionsmechanismus von disjunktiven Bewegungen gesteuert wird.

Die Einfügung des tertiären Vulkanismus in die grosstektonischen Zusammenhänge aktualisiert die Frage über die Wesensart der saxonischen Tektonik Schonens. Die Eruptionsvorgänge lassen sich begrifflich gut in das Gesamtbild einer saxonischen Tektonik Schonens einfügen, die von Ausweitungsbewegungen beherrscht wird. Mit konstruierten und durch Feldbeobachtungen nicht unterbauten Einengungserscheinungen sind die vulkanisch-tektonischen Vorgänge nicht in Einklang zu bringen.

Die tektonische Umgrenzung des mittelschonischen Vulkangebietes stösst auf die Schwierigkeit, dass der strukturelle Bau Gesamtschonens noch in nur sehr wenig befriedigender Weise bekannt ist. Eine Schwäche, die den bisherigen Gliederungsversuchen der regionalen Tektonik Schonens anhaftet, ist die Nichtbeachtung des Wechsels von variszischer zu saxonischer Tektonik, in dem sich eine Änderung der tektonischen Richtungen und somit eine Neuanlage von Strukturen vollzieht. Was damit gemeint ist, kann wohl am besten an dem Beispiel des vermeintlichen tektonischen Hebungsgebietes zwischen Hälsingborg und dem Romeleås erläutert werden. Diese wohl allgemein angenommene Hebungssachse – die sogenannte Hälsingborg-Romeleåsstruktur – besteht aber nicht im saxonischen Formeninventar Schonens. Wohl existiert subparallel dieser Richtung eine bedeutende tektonische Senkungsachse, die sich über Hälsingborg bis nach Viken verfolgen lässt. Diese ist aber älter – prä-saxonisch – und hat mit der saxonischen Tektonik des Oberbaues nichts zu tun.

Sehr kompliziert wird die Ausdeutung tektonischer Befunde in Schonen durch die noch wenig beachtete saxonische Querbruchtektonik. Für die Umgrenzung des tertiären Vulkangebietes dürfte die grosse mittelschonische Quersenne von Bedeutung sein. Ihre Achsialregion verläuft in der Richtung Eslöv-Höör und bildet den Südrand des tertiären Basaltgebietes. Diese tektonische Grenzzone biegt in eine breite, ca nord-südlich gerichtete Störungszone ein, die das Basaltgebiet im Osten abgrenzt (Abb. 10). Im Westen liegt eine komplexe, von variszischen und saxonischen Störungen gebildete Grenze vor. Eine tektonische Nordgrenze des Basaltgebietes lässt sich noch nicht endgültig definieren.

Betrachtet man das zentralschonische tertiäre Vulkangebiet als eine strukturelle Einheit, so ergibt sich doch für die Eruptionsvorgänge eine sekundäre Abhängigkeit von tektonischen Einzelheiten. Im Osten ist der Vulkanismus an rheinisch streichende Störungen gebunden, im Westen an das herzynisch streichende System und dessen Querstörungen. Diese tektonische Gesetzmässigkeit kann ein Hinweis auf die Ungleichzeitigkeit der Eruptionsvorgänge sein, ein Hinweis, der noch durch den ganz verschiedenen Verwitterungsgrad der Vulkanite in beiden Gebieten akzentuiert wird.

Das bisherige Beobachtungsmaterial gestattet keine sichere zeitliche Fixierung des tertiären Vulkanismus in Schonen. Gewisse tektono-vulkanische Verhältnisse weisen auf ihre Zugehörigkeit zum mittleren Teil des Alttertiärs hin. Jedoch braucht der in seiner Eruptionsenergie relativ schwache tertiäre Vulka-

nismus Schonens darum nicht besonders kurzlebig gewesen zu sein, und kann in verhältnismässig weit voneinander gelegenen Zeitabschnitten eine Wiederbelebung erfahren haben.

Versuche, die Eruptionsvorgänge mit Hilfe von organischen Bestandteilen der Tuffe und Tuffite zeitlich festzulegen, sind bis jetzt erfolglos geblieben. In Bohrkernen von Bonarp wurden zwischen dem kristallinen Grundgebirge und den tertiären Basalttuffen sedimentäre Schichtfolgen angetroffen (Abb. 9 und 11). Von Dr. KOCKEL-BROSJUS ausgeführte mikropaläontologische Untersuchungen ergaben ein liassisches Alter für diese Schichten. Diese Untersuchungsergebnisse sind vorliegender Arbeit als Anhang beigefügt.

Das mitgeteilte Beobachtungsmaterial über den tertiären Vulkanismus in Schonen berührt auch die Frage über das Ausmass und die Art der tertiären Verwitterung in diesem Gebiet. In den beschriebenen Aufschlüssen des östlichen Untersuchungsgebietes ergibt sich das Vorhandensein zweier Verwitterungen übereinander: einer prävulkanischen tiefgründigen Kaolinverwitterung des kristallinen Untergrundes und einer intensiven, gleichzeitig mit der tertiären Eruptionstätigkeit stattgefundenen Verwitterung, deren Zersetzungsprodukte ebenfalls auf eine tonige Zersetzung in einem vollhumiden Klimabereich hinweisen. Wechsellagerungen von roten und entfärbten Verwitterungsprodukten konnten entstehen, wenn initial rotverwitterte Gesteine von neuen vulkanischen Förderprodukten überdeckt wurden, die die Fortführung färbender Bestandteile hinderten.

In dem westlichen Untersuchungsgebiet war der präbasaltische Verwitterungsvorgang ebenfalls eine tiefgründige Kaolinisierung des kristallinen Grundgebirges. Die Vulkanite zeigen dagegen einen nur ganz geringen Verwitterungsgrad. Dieses kann mit abweichenden klimatischen Bedingungen in Zusammenhang gebracht werden, und damit ein Hinweis auf die Ungleichzeitigkeit der Eruptionsvorgänge in den beiden Gebieten sein.

Zitierte Literatur

- ANDERSEN, S. A.: De vulkanske Askelag i Vejgennemskæringen ved Ölst og deres Udbredelse i Danmark. Danm. Geol. Unders. 2. R., 59: 1-52 (1937).
- BÖGGILD, O. B.: Den vulkanske Aske i Moleret samt en Oversigt over Danmarks ældre Tertiærbjergarter. Danm. Geol. Unders. 2. R., 53: 1-159 (1918).
- BÖLAV, E.: Recent tectonics and the Rhaetic sedimentation in N.W. Scania. Geol. Fören. Förh., 73: 434-444 (1951).
- Der Südwest- und Südostrand des Baltischen Schildes (Schonen und Ostbaltikum). Geol. Fören. Förh., 81: 167-230 (1959).
- Bosarps- och Vallåkratraktens stenkolsfält. Stenkol och lera. Skildringar kring Höganäsbolagets och dess föregångares verksamhet utg. av Höganäs-Billesholms AB. 3. Skånska Stenkolsverket 1737-1786: 25-43 (1963) (Uppsala: Almqvist & Wiksell).
- BROIZEN, F.: Mesozoic of Scania, southern Sweden. Intern. Geol. Congr. 21. Sess. Guide to excursions A21 and C16: 1-14 (1960 a).
- The Mesozoic; in: Description to accompany the map of the pre Quaternary rocks of Sweden. Sver. Geol. Unders., Ba, 16: 111-121 (1960 b).
- CLEVE-EULER, A. und HESSLAND, I.: Vorläufige Mitteilung über eine neuentdeckte Tertiärablagerung in Süd-Schweden. Bull. of the Geol. Institut. of Upsala, 32: 155-182 (1947).
- DORN, P.: Der junge Vulkanismus im Braunschweiger Raum. Geol. Jb. 74: 105-115 (1957).
- EICHSÄDT, F.: Skånes basalter mikroskopiskt undersökta och beskrifna. Sver. Geol. Unders., Ser. C, 51: 1-69 (1882).
- Om basalttuffen vid Djupadal i Skåne. Geol. Fören. Förh., 6: 408-415 (1883 a).
- Ytterligare om basalttuffen vid Djupadal i Skåne. Geol. Fören. Förh., 6: 774-783 (1883 b).
- GRÖNVALD, K.: Nordöstra Skånes Kaolin- och Kritbildningar samt deras praktiska användning. Sver. Geol. Unders., Ser. C, 261: 1-185 (1915).
- HADDING, A.: Tektoniska och petrografiska undersökningar inom Fennoskandias södra randzon. I. Röstångafältet. Lunds Univ. Årsskrift. N. F. Avd. 2, 18: 1-54 (1922).
- HESSLAND, I.: Vorläufige Mitteilung über eine neuentdeckte Tertiärablagerung in Süd-Schweden. Bull. of the Geol. Institut. of Upsala, 32. In: CLEVE-EULER, A. und HESSLAND, I.
- KUTSCHER, F.: Erfahrungen bei erdmagnetischen Untersuchungen auf Basaltvorkommen. Z. deutsch. geol. Ges., 112: 171-177 (1960).
- LINDSTRÖM, A.: Beskrifning till kartbladet »Hessleholm». Sver. Geol. Unders., Ser. Aa 61: 11-19 (1877).
- Om förekomsten af kaolin och kaolinblandad lera i norra Skåne. Geol. Fören. Förh., 6: 416-425 (1883).
- LUNDEGREN, A.: Kristianstadsområdets kritbildningar. Geol. Fören. Förh., 56: 125-313 (1934).
- MATSSON, A.: Morphologische Studien in Südschweden und auf Bornholm über die nicht-glaziale Formenwelt der Felsenskulptur. Medd. Lunds. Univ. Geografiska Inst. Avhandlingar 39: 1-357 (1962).
- MOBERG, J. C.: Guide for the principal Silurian districts of Scania. Geol. Fören. Förh., 32: 45-194 (1910).
- NATHORST, A. G.: Beskrifning till kartbladet Trolleholm. Sver. Geol. Unders., Ser. Aa, 87: 37-81 (1885).
- Till frågan om de skånska dislokationernas ålder. Geol. Fören. Förh., 9: 74-129 (1887).
- NILSSON, T.: Über das Vorkommen eines mesozoischen Sapropelgesteins in Schonen. Lunds Univ. Årsskrift. N. F. Avd. 2, 54: 1-111 (1958).
- NORIN, R.: Mineralogische und petrographische Studien an den Basalten Schonens. Geol. Fören. Förh., 55: 101-149 (1933).

- NORIN, R.: Zur Geologie der südschwedischen Basalte. *Medd. Lunds Geol. Min. Inst.*, 57: 1-174 (1934).
- Problems concerning the volcanic ash layers of the Lower Tertiary of Denmark. *Geol. Fören. Förh.*, 62: 31-44 (1940).
- POZARYSKI, W.: The southwestern margin of Fenno-Sarmatia. *Kwartalnik Geol.* 1: 421-424 (1957). Warszawa.
- RITTMANN, A.: *Vulkane und ihre Tätigkeit*. Ferd. Enke Verl., Stuttgart (1960).
- STILLE, H.: Uralte Anlagen in der Tektonik Europas. *Z. deutsch. geol. Ges.*, 99: 150-174 (1947).
- SVEDMARK, E.: Mikroskopisk undersökning af de vid Djupadal i Skåne förekommande basaltbergarterna. *Geol. Fören. Förh.*, 6: 574-582 (1882).
- TROEDSSON, G.: On the sequence of strata in the Rhaetic-Liassic beds of NW Scania. *Geol. Fören. Förh.*, 60: 507-518 (1938).
- Om Höörs sandsten. *Ibid.*, 62: 245-283 (1940).
- Bidrag till kännedomen om Kägerödsformationen i Skåne. *Ibid.*, 64: 289-328 (1942).
- On the Höganäs Series of Sweden (Rhaeto-Lias). *Lunds Univ. Arsskrift. N.F. Avd. 2*, 47: 1-268 (1951).
- TULLBERG, S. A. und NATHORST, A. G.: Meddelande om en växtlemningar innehållande basaltvacka i Djupadal i Skåne. *Geol. Fören. Förh.*, 5: 230-232 (1880).
- VOIGT, E.: Der Kippschollenbau der Halbinsel Schonen. *Zeitschr. für Geschiebeforschung*, 6: 97-121 (1930).
- Das Norddeutsch-Baltische Flachland im Rahmen des europäischen Schollenmosaiks. *Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg*, 23: 18-37 (1954).
- Über Randtröge vor Schollenrändern und ihre Bedeutung im Gebiet der Mitteleuropäischen Senke und angrenzenden Gebiete. *Z. deutsch. geol. Ges.*, 114: 378-418 (1962).
- WEVERINCK, T.: Beiträge zur Tektonik und Morphologie von Schonen. *Abh. Geol. Pal. Inst. Greifswald*, 17: 1-63 (1936).

Anhang

Mikropaläontologische Untersuchungen an Bohrproben
aus Schonen

von

M. Kockel-Brosius

7 Sedimentproben von zwei Kernbohrungen (Nr. 2, 3) aus dem tertiären Vulkangebiet Zentralschonen wurden auf Mikroreste mit organischer Hüllsubstanz untersucht. 6 der Proben stammen aus ca. 3 m mächtigen licht-mittelgrauen Ton-Sand-Ablagerungen mit makroskopisch erkennbaren Pflanzenresten, die direkt auf dem kristallinen Grundgebirge liegen und ihrerseits von tertiären Vulkaniten überlagert werden (vgl. Abb. 11). Eine Probe (Nr. 23) kommt aus einer geringmächtigen Ton-Sandsteinfohle mit makroskopischen Pflanzenresten, die als Spaltenfüllung im kristallinen Grundgebirge erbohrt wurde.

Die mikropaläontologische Untersuchung lieferte nach einer in der Pollenanalyse gebräuchlichen Aufschluss-Methode (HCl, HF, Schulzesche Mischung, Bromoformtrennung) sowohl Sporen wie auch Planktonorganismen. Die Vergesellschaftung ist relativ einförmig und artenarm.

Sporomorphen- und Planktoninhalt

Probennummer	16	18	19	20	21	22	23
<i>Classopollis</i>	×	×	×	×	×	×	×
<i>Eucommiidites</i>	—	—	×	×	×	—	×
cf. <i>Bennettitaceaeacuminella</i>	—	—	—	×	×	—	—
<i>Osmundacidites</i>	—	—	—	—	×	—	—
<i>Gleicheniidites</i>	×	—	×	×	×	×	×
<i>Concavisporites</i>	—	—	—	×	×	—	×
<i>Cyathidites</i>	—	—	—	×	×	—	—
● <i>valipollis</i>	—	—	—	×	×	—	—
Bisaccate Pollen	×	×	×	×	×	×	×
<i>Tsugaepollenites mesozoicus</i>	—	—	—	×	×	—	—
<i>Micrhystridium inconspicuum</i>	×	×	×	×	×	×	×
<i>Micrhystridium stellatum</i>	—	—	—	×	×	—	×
<i>Micrhystridium cf. fragile</i>	—	—	—	×	×	—	—
<i>Nannoceratopsis cf. pellucida</i>	—	—	—	×	×	—	×
getäfelte Dinoflagellaten spp.	—	—	—	×	×	—	×
<i>Cymatiosphaera</i> sp.	—	—	—	—	×	—	—
<i>Leiosphaera</i> (grosse Formen)	—	—	—	—	×	—	—
<i>Leiosphaera</i> (kleine Formen)	—	×	×	×	×	×	×
<i>Leiofusa jurassica</i>	—	—	—	×	—	—	—

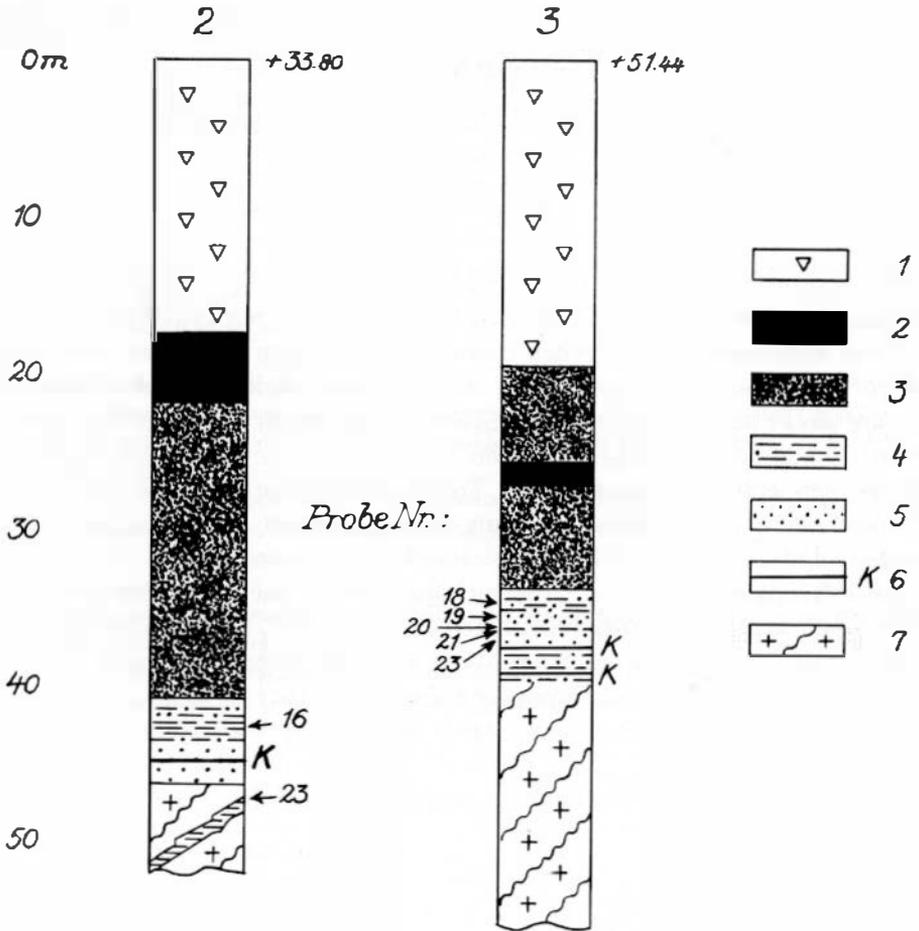


Abb. 11. Bonarp: Schichtenfolge in den Bohrprofilen Nr. 2 und 3. 1 - Quartär. 2 - Basalt. 3 - Tuff. 4 - Tonstein. 5 - Sandstein. 6 - Kohle. 7 - Vertontes (kaolinisiertes) Grundgebirge.

A. Sporomorphen

1) *Classopollis* PFLUG 1953 und verwandte Formen

Sporomorphen dieser Gruppe sind für den Lias besonders charakteristisch. Sie wurden von REISSINGER 1950 erstmalig aus dem Altdorfer Lias von Nürnberg beschrieben. Über weitere Funde berichteten PFLUG 1953 (Lias von Siegelsum in Holstein), KRUTZSCH 1955 (Lias in der Altmark) u. a. Ihr Vorkommen reicht stratigraphisch jedoch noch in den Oberjura und in die Kreide. KRUTZSCH 1957 schreibt dazu: „Angaben über Santone Objekte dürften ausnahmslos als umgelagert zu betrachten sein.“ POCKOCK und JANSONIUS 1961 vermuten für Ablagerungen mit hohem *Classopollis*-Gehalt ein künstennahes Entstehen. In den

untersuchten Proben sind *Classopollis* und verwandte Formen zahlreich vertreten, sie wurden jedoch nie im Tetradenverband angetroffen.

2) *Eucommiidites* ERDTMAN 1948

Eine kleine „praecolpate“ Form, die Erdtman aus NW-Schweden (Pålsjö) aus den älteren Jura-Schiefen beschrieb.

In den untersuchten Proben sind diese Sporomorphen etwas weniger häufig als *Classopollis*.

3) cf. *Bennettitaceaeacuminella* MALAWKINA 1953

Spindelförmige Sporomorphe mit glatter Exine. Sehr ähnliche Formen bildet auch ROGALSKA 1954 aus dem Lias Oberschlesiens ab. In den Proben 20 und 21 treten diese Formen regelmässig auf.

4) *Osmundacidites* COUPER 1953

Trilete Sporen mit kreisförmiger Äquatorkontur. Die Exine ist mit kleinen Warzen verziert. Diese Sporen wurden erstmalig von COUPER 1953 aus dem Neuseeländischen Jura beschrieben. Bei unseren Untersuchungen wurden in Probe 21 zwei Exemplare angetroffen.

5) *Gleicheniidites* (ROSS 1949) DELCOURT und SPRUMONT 1955

Formen dieser Gattung, die aus Jura und Kreide bekannt ist, kommen regelmässig in den untersuchten Proben vor. Es handelt sich um glatte trilete Sporen, deren Y-Strahlen den Äquator erreichen.

6) *Concavisporites* (PFLUG 1952) DELCOURT und SPRUMONT 1955

Glatte trilete Sporen mit konkaver Äquatorkontur und Tori. Sie sind aus dem Rhät, Lias, Wealden und Eocän bekannt geworden. Vereinzelt treten diese Formen in Probe 20, 21 und 23 auf.

In Probe 21 wurde eine Form gefunden, die der von BALME 1957 aus dem unteren Lias Cockleshell Gully Sandstone (West Australien) beschriebenen Spore sehr ähnelt (S. Taf. I, Fig. 6).

7) *Cyathidites* COUPER 1953

Glatte trilete Sporen, deren Y-Marke $\frac{3}{4}$ Radiuslänge aufweist und den Äquator nicht erreicht. Sie wurden erstmalig 1953 von COUPER aus dem Jura von Neuseeland beschrieben. NATHORST 1908 zeigt unbenannte Spores dispersae dieser Gattung aus dem liassischen Höör-sandstein von Schonen. In den untersuchten Proben wurden nur einige wenige Exemplare dieser Gattung gefunden.

8) *Ovalipollis* KRUTZSCH 1955

Eine von uns nur zweimal angetroffene Form ähnelt der von KRUTZSCH 1955 aus dem tiefen Lias der Bohrung Altmark abgebildeten und beschriebenen Form *Ovalipollis ovalis* sehr, trägt jedoch keine „Poren“ (die vermutlich eine Fehldeutung sind).

9) Bisaccate Pollen

Luftsacktragende Formen treten regelmässig in den untersuchten Proben auf. Zum Vergleich bieten sich die von PFLUG 1953 unter dem Namen *Saccopollis* abgebildeten Formen aus dem limnischen Lias von Siegelsum (Holstein) an. Sie

tragen jedoch keine „Germinalapparate“ (welche vermutlich nur Korrosionserscheinungen sind, ebenso wie die „Poren“ bei *Ovalipollis*).

10) *Tsugaepollenites mesozoicus* COUPER 1958

Nur in den Proben 20 und 21 wurden diese, den Pollen der rezenten *Tsuga* sehr ähnlichen Formen gefunden.

B. Plankton

1) *Micrhystridium inconspicuum* (DEFLANDRE 1935).

Eine kleine (10–16 μ Gesamtdurchmesser) Hystrichosphäre mit kurzen, zugespitzten Stacheln bildet die am häufigsten auftretende Planktonform. Diese Species ist aus Jura und Kreide bekannt.

2) *Micrhystridium stellatum* DEFLANDRE 1942

Diese Hystrichosphäre ist grösser als die vorige Species. Sie hat einen Gesamtdurchmesser von $\pm 25 \mu$ und trägt $\pm 7 \mu$ lange, massive Fortsätze. Die Oberfläche der Kapsel erscheint undeutlich gefeldert, vermutlich infolge Schrumpfung der Hülle. Diese Species, die aus dem Silur, Perm und Jura bekannt ist, ist in den untersuchten Proben relativ selten.

3) *Micrhystridium cf. fragile* DEFLANDRE 1947

Einige wenige Formen dürften mit Vorbehalt zu dieser Art gestellt werden. (Gesamtdurchmesser ca 22 μ , Fortsätze ca 10 μ). Diese Species ist aus dem Oberjura von England und Frankreich beschrieben.

4) *Nannoceratopsis cf. pellucida* DEFLANDRE 1938

Die Gattung *Nannoceratopsis* gehört zu den ältesten bekannten Dinoflagellatengattungen. Bisher wurde sie nur aus dem Jura beschrieben: DEFLANDRE 1938 (Oxford), COOKSON und EISENACK 1959, 1960 (Jura Australiens), SARJEANT 1963 (Oxford), ALBERTI 1961 (Dogger), EVITT 1961 (Pliensbachian aus Dänemark, Randers), GOCHT 1964 (Dogger und Lias).

Einige wenige, nicht besonders gut erhaltene Exemplare dieser charakteristischen Gattung wurden in den Proben Nr. 20, 21 und 23 gefunden. Sie können mit Vorbehalt zur Art *pellucida* gestellt werden.

5) getäfelte Dinoflagellaten spp.

Verschiedene Arten nicht sehr gut erhaltener Dinoflagellaten, deren Täfelung nicht eindeutig geklärt werden konnte, kommen sehr selten vor. Sie erinnern z. T. an *Gonyaulax*, z. T. an den von GOCHT 1964 aus dem Lias und Dogger beschriebenen „Dinoflagellat A“.

6) *Cymatiosphaera* sp.

Eine kleine 30 μ grosse *Cymatiosphaera* wurde gefunden in Probe 21. Wegen ihrer schlechten Erhaltung wurde sie keiner Species zugeordnet.

7) *Leiosphaera* spp.

Es kommen Leiosphaeren verschiedener Grösse vor. Es lässt sich eine Gruppe der kleinen, dünnwandigen 20–30 μ Durchmesser messenden Formen von den

grossen, dickwandigen von ca 60–90 μ abtrennen. Die kleinen Formen sind relativ häufig, während grosse Exemplare nur sehr selten in Probe 21 gefunden wurden.

8) *Leiofusa jurassica* COOKSON und EISENACK 1957

Diese spindelförmige Species wurde aus dem Oberen Jura Australiens und aus dem Perm von England beschrieben. Mir selbst ist sie aus dem Posidonien-schiefer von NW-Deutschland bekannt (unveröffentlicht). Sie tritt in dem untersuchten Material nur in Probe 20 auf und ist mit 30 μ Gesamtlänge etwa halb so gross wie der Typus.

Zusammenfassung und Altersdiskussion

Die SPOROMORPHENVERGESSELLSCHAFTUNG des marinen Lias ist als eintönig und artenarm bekannt. *Classopollis*-Formen bilden neben bisaccaten und glatten triletten Sporomorphen das Gros des Spektrums.

Sehr bezeichnend für den marinen Lias ist auch die PLANKTONARMUT und die Kleinwüchsigkeit der vorhandenen Formen, weswegen bis vor einigen Jahren der Lias (mit Ausnahme grosser Leiosphaeriden, die lagenweise sehr häufig sein können) als leer galt. Dinoflagellaten sind bisher nur vereinzelt aus diesen Schichten bekannt geworden. Eine Unterteilung des Lias mittels Sporomorphen und Plankter ist nach dem heutigen Stand noch nicht möglich.

Die von mir untersuchten Proben reihen sich gut in das mikropaläontologische Bild der Liasschichten ein, wie es in der Literatur beschrieben ist und ich es aus eigener Anschauung kenne. Nicht unerwähnt bleiben soll jedoch, dass sich der Dogger in seinem Mikrofossilinhalt nur unwesentlich vom Lias unterscheidet und eine vergleichbare, wenn auch meist etwas reichere Planktonvergesellschaftung zeigt. Die Altersbestimmung beruht auf dem Inhalt der Proben Nr. 20, 21 und 23. Die restlichen Proben sind sehr arm, dürften sich jedoch den anderen anschliessen lassen. Das Verhältnis von Sporomorphen zu Plankton ist in den untersuchten Proben etwa 3 : 1.

Literaturhinweise

JEKHOVSKY, B. DE: Bibliographie palynologique du Lias Européen. Institut Français du Pétrole, Publications de la Division Sédimentologie 46, (1960).
Siehe dort alle Arbeiten über liassische Sporomorphen und Planktonorganismen bis 1960.

ausserdem

EVITT, W. R.: The dinoflagellate *Nannoceratopsis Deflandre*: morphology, affinities and infra-specific variability. *Micropaleontology* 7: 305-316 (1961).

- *Dapcodinium priscum* n. gen., n. sp., a dinoflagellate from the Lower Lias of Denmark. *Journ. Paleontol.* 35: 996-1002 (1961).

GOCHT, H.: Planktonische Kleinformen aus dem Lias/Dogger-Grenzbereich Nord- und Süddeutschlands. *N. Jb. Paläont. Abh.* 119: 113-133 (1964).

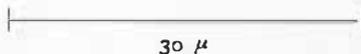
POCOCK, S. J. and JANSONIUS, J.: The pollen genus *Classopollis* PFILIG 1953. *Micropaleontology* 7: 439-449 (1961).

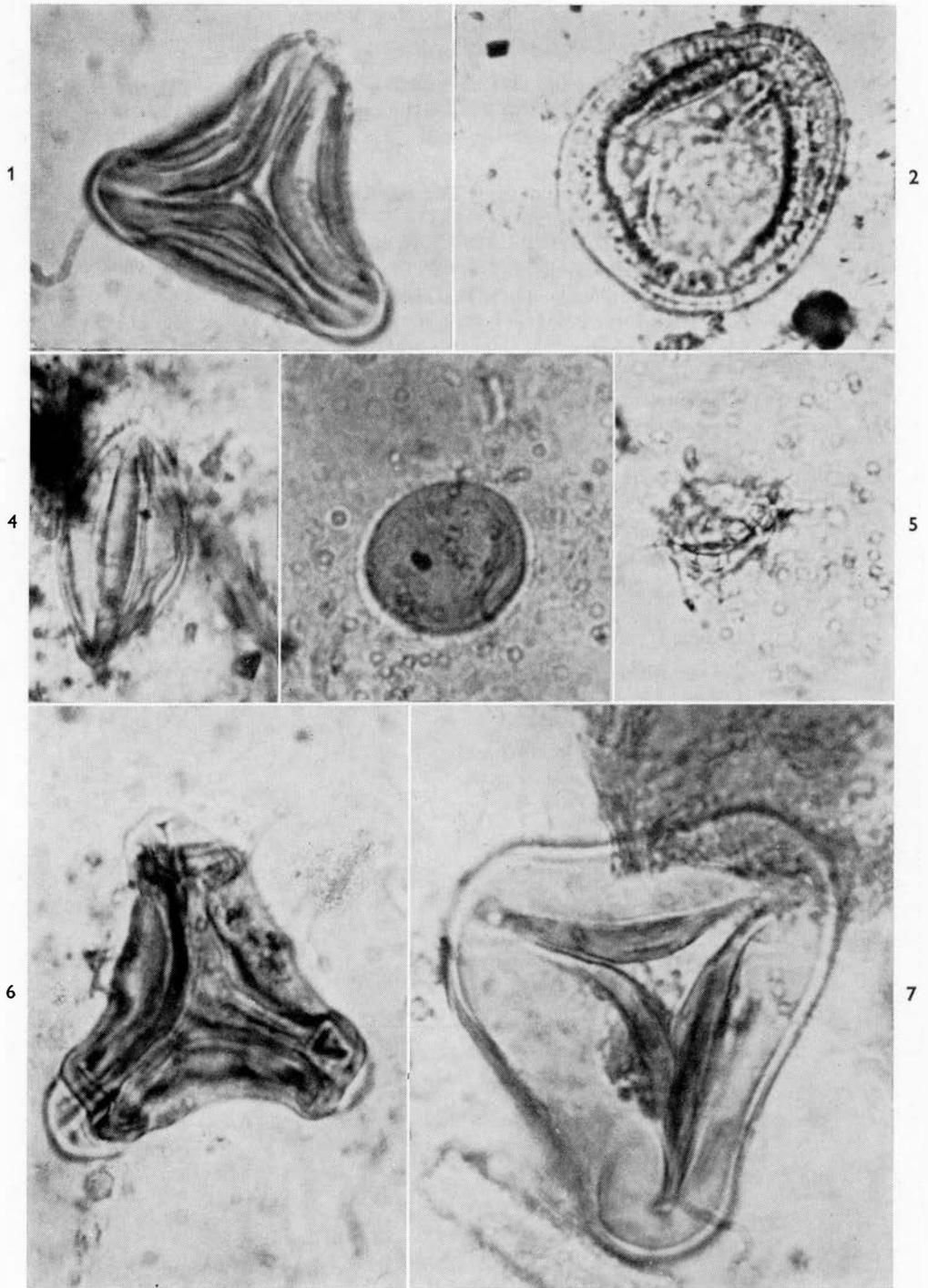
TAFEL I

1. *Concavisporites* (PFLUG 1952) DELCOURT und SPRUMONT 1955
Einzelpräparat Probe 20-2
2. *Classopollis* PFLUG 1953
Sammelpräparat Probe 20
3. cf. *Bennettitaceaeacuminella* MALAWKINA 1953
Sammelpräparat Probe 20
4. kleine Leiosphaera
Sammelpräparat Probe 20
5. *Micrhystridium inconspicuum* (DEFLANDRE 1935)
Sammelpräparat Probe 20
6. *Concavisporites* cf. *juriensis* BALME 1957
Einzelpräparat Probe 21-4
7. *Cyathidites* COUPER 1953
Einzelpräparat Probe 21-5

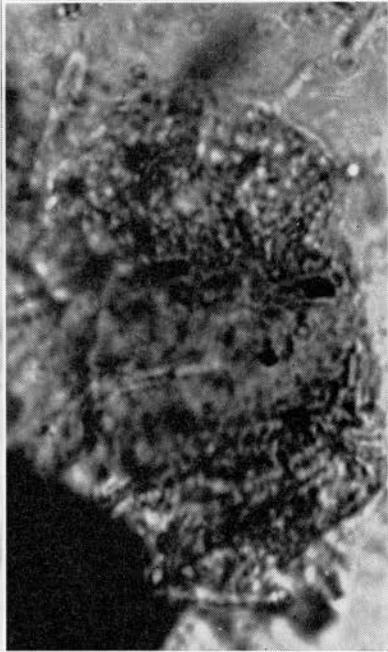
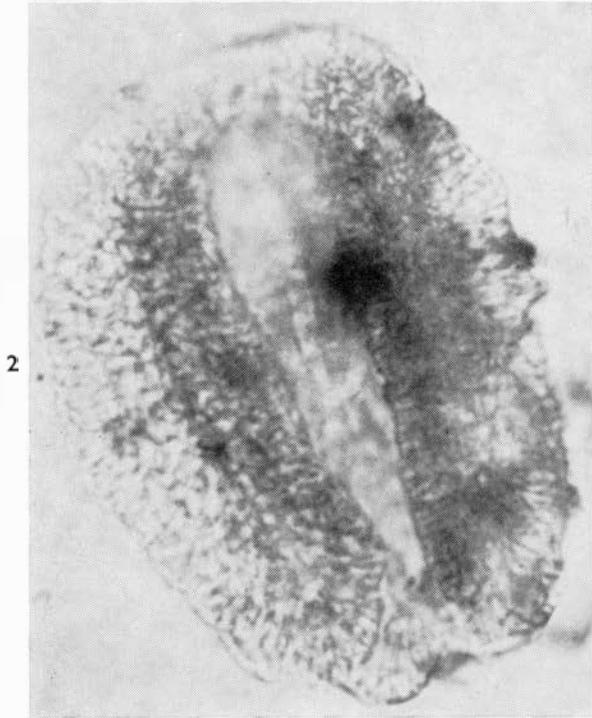
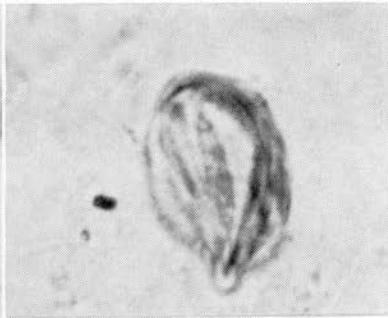
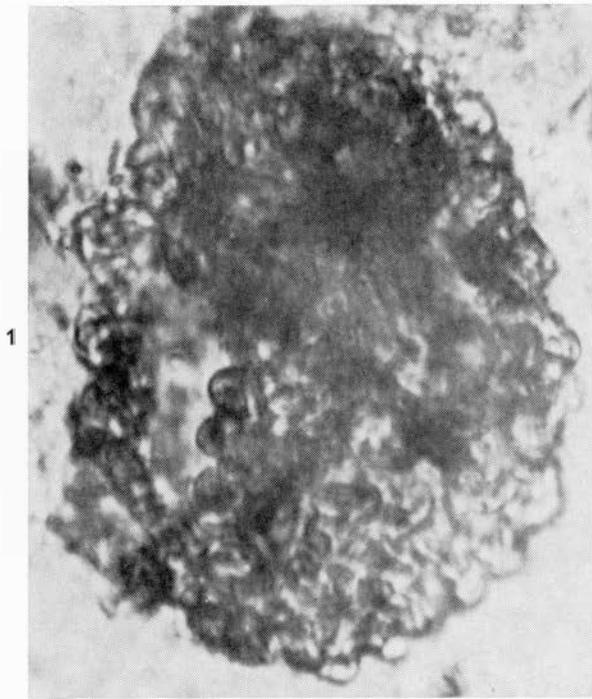
TAFEL II

1. *Tsugaepollenites mesozoicus* COUPER 1958
Sammelpräparat Probe 20
2. Bisaccater Pollen
Sammelpräparat Probe 20
3. *Eucommiidites* ERDTMAN 1948
Sammelpräparat Probe 20
4. *Cyathidites* COUPER 1953
Sammelpräparat Probe 20
5. Bisaccater Pollen
Sammelpräparat Probe 20





Tafel I



Tafel II