

Über Deckenbau im Gebiet von Djambi (Sumatra).

Mit einer Tafel (I).

Von

Aug. Tobler.

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
I. Die paläo- und mesozoischen Gesteinsformationen	125
A. Des Schieferbarissan	125
B. Des Doeablas- und des Tigapoeloegebirges	126
C. Des Vorbarissan	127
1. Tebo-Tabirbezirk	127
2. Merangin-Tembesibezirk	130
D. Des Hochbarissan	131
II. Die neozoischen Gesteinsformationen	131
A. Die Tertiärschichten des Vorlandes	131
B. Die Tertiärschichten des östlichen Barissanrandes	132
C. Die Tertiärschichten des westlichen Barissanrandes	133
D. Die Tertiärschichten der Rawasbucht und der Intrabarissantertiär- becken	134
E. Die tertiären Effusivgesteine	135
F. Die Pleistocänbildungen	135
III. Autochthones und exotisches Gebiet	135
IV. Unterscheidung einer untern und obern Decke im exotischen Gebiet	140
V. Herkunft der beiden Ueberschiebungsdecken	142
A. Untere Decke	142
B. Obere Decke	142
VI. Zeitliche Analyse der tektonischen Vorgänge	143
VII. Schlussbemerkung	146

Im Jahr 1910 habe ich in einer in Indien verfassten Notiz¹⁾ eine gedrängte Übersicht gegeben über meine damalige, auf dreijähriger Feldaufnahme beruhende Kenntnis der Residentenschaft Djambi. Die Terrainuntersuchungen habe ich nach der Niederschrift jener Notiz weitergeführt bis Mitte 1912. Ich bin

¹⁾ Lit. 16.

gegenwärtig damit beschäftigt, im Auftrag der Niederländischen Regierung eine ausführliche geologische Beschreibung von Djambi auszuarbeiten, in der die Resultate der ganzen, in den Jahren 1906 bis 1912 durchgeführten Expedition mitgeteilt werden sollen.

Mit den vorliegenden Zeilen will ich dem in Vorbereitung befindlichen Bericht nicht vorgreifen; ich beabsichtige lediglich, hier an Hand der beiliegenden Karten- und Profilkizze meinen Standpunkt zu präzisieren in der Frage, ob für Sumatra, speziell für Djambi, Überschiebungen im Sinne der Deckentheorie anzunehmen seien. Es handelt sich demnach hier vornehmlich um theoretische Erörterungen, die nicht in den Rahmen der objektiven geologischen Beschreibung passen. Die in meiner Notiz von 1910 gegebenen Mitteilungen über die in Djambi vorkommenden Gesteinsformationen werden hier kurz rekapituliert im Interesse derjenigen Leser, denen die genannte Publikation nicht zugänglich oder denen die holländische Sprache nicht geläufig ist. Dabei wird sich Gelegenheit bieten, den einen oder andern Punkt der frühern Darstellung zu verbessern bzw. zu ergänzen.

Ich habe seinerzeit²⁾ nach morphologischen und tektonischen Gesichtspunkten in dem zwischen dem 1. und 3. Breitengrad gelegenen Djambi und die angrenzenden Gebiete umfassenden Segment von Sumatra folgende Elemente unterschieden: Westliche Küstenebene, Barissangebirge im weitern Sinn, Subbarissanenke, Tertiäres Vorland (Pénéplaine), Doeablasgebirge³⁾, Tigapoeloegebirge und östliche Küstenebene. Innerhalb des Barissangebirges im weitern Sinn unterschied ich drei Unterabteilungen: das Barissangebirge im engeren Sinn, das Solok-Tabir-Rawas-Schiefergebirge und das Sangir-Poeloe Bajoer- und Poelasan-Plepathügelland.

An dieser morphologisch-tektonischen Gliederung halte ich sachlich fest. Ich möchte aber der Übersichtlichkeit und Einfachheit halber die drei Unterabteilungen des Barissangebirges mit den kürzern Namen „Hochbarissan“, „Schieferbarissan“ und „Vorbarissan“ bezeichnen.

²⁾ Lit. 16, p. 6. (N.B. Ich zitiere die Paginierung der Notiz in der Zeitschrift. Der Sonderabdruck ist besonders paginiert. Die Seitenzahlen des letztern sind um 2 kleiner als in der Zeitschrift.)

³⁾ Bei den Eigennamen ist durchweg die holländische Schreibweise oe = deutsch u angewandt.

I. Die paläo- und mesozoischen Gesteinsformationen.

A. Die paläo- und mesozoischen Gesteinsformationen des Schieferbarissan.

Der Schieferbarissan wird, wie der Name andeutet, der Hauptsache nach von Schiefergestein aufgebaut. Es ist meistens phyllitisch glänzender Tonschiefer; nur in der etwa 5 km breiten östlichen Randzone des Schiefergebirges, wo das Gestein weniger starkem Druck unterworfen war, ist der Schiefer matt und im Handstück manchmal kaum von gewissen miocänen Schiefertönen zu unterscheiden. In den matten Schiefen der östlichen Randzone sind zahlreiche Bänke von schwärzlichem Quarzitsandstein eingeschaltet. Im Gebiet des Batang Asai nehmen die klastischen Bestandteile in einem bestimmten Niveau so grosse Dimensionen an, dass von einem Konglomerat gesprochen werden kann. Die Komponenten bestehen aus Schiefer, Quarzitsandstein und Kalkstein. Sie erreichen Hasel- bis Baumnussgrösse.

Im Schieferbarissan sind bis jetzt zwei Züge von Kalksteinriffen bzw. -Schichten aufgefunden worden. Der eine Zug verläuft nahe seiner Südwestgrenze und ziemlich genau parallel zu ihr, der zweite zieht sich der Nordostgrenze entlang in dem zwischen der letztern und dem Batang Asai gelegenen Streifen. Der Kalkstein zeigt meistens keine Schichtung. In den meisten Fällen kann man aber erkennen, dass es sich um primär in die Schiefer eingeschaltete Partien und nicht etwa um Überschiebungsklippen handelt.

Am Aufbau des Schieferbarissan beteiligen sich ferner in hervorragendem Masse Granit und Diorit, die als Intrusionen in die Schiefermassen eingedrungen sind. Letztere zeigen denn auch prachtvolle Kontakthöfe im Umkreis der Granodioritmassive. Weit über diese Kontakthöfe hinaus, aber immer noch an die Nähe der Massive gebunden, sind die Schiefer von zahllosen Quarzgängen durchschwärmt.

Was das Alter der Schiefer anbelangt, so kann mit Sicherheit angenommen werden, dass sie insgesamt prätertiär sind, da keine postcretacischen Fossilien gefunden sind.

Der tiefste, durch Fossilfunde bestimmte Horizont gehört dem Untern Jura an. Wir nehmen aber mit allen Fachgenossen, die sich über das Alter der sumatranischen Schiefer ausgesprochen haben, an, dass sie weit tiefer in die stratigraphische Reihenfolge, vielleicht bis in das Paläozoicum hinabgreifen.

Die wichtigsten Fossilpunkte sind:

Moeara Betoeng am Soengi Nilo: *Korallen* (*Montlivaultia*), *Pentacriniten* und ein *Belemnit* des Untern Jura⁴⁾ (Fundort 10 auf der Kartenskizze).

Soengi Temalang, Nebenfluss des Batang Limoen: *Bivalven* (*Modiola u. s. f.*) des Mittleren Jura⁵⁾ (Fundort 9).

Batoe Broego am Batang Asai: *Gastropoden* (*Itieria*) wahrscheinlich des Obern Jura⁶⁾ (Fundort 8).

Soengi Poboengo, Nebenfluss des Batang Asai: *Nerineen* der Untern Kreide⁷⁾ (Fundort 7).

Doesoen Poboengo am Batang Asai und Batoe Kapoer unterhalb Menkadai, am Batang Limoen: *Echiniden*, *Bivalven*, *Ammoniten* der Untern Kreide⁸⁾ (Fundorte 5 und 6).

Boekit Telasi am Batang Asai: *Bivalven* und *Gastropoden* der Obern Kreide⁹⁾ (Fundort 4).

B. Die paläo- und mesozoischen Gesteinsformationen des Doeablas- und des Tigapoeloegebirges.

Die Gesteinsformationen, die das Doeablasgebirge und das Tigapoeloegebirge zusammensetzen, sind im wesentlichen dieselben wie diejenigen des Schieferbarissan. Der Hauptsache nach sind auch diese Gebirge aufgebaut aus Tonschiefern von sehr bedeutender, aber nicht näher bestimmbarer Mächtigkeit mit gelegentlichen Einlagerungen von Kalkstein, sowie aus Granit und Diorit.

Die Schiefer sind teils matt, teils zeigen sie phyllitischen Glanz. Im Tigapoeloegebirge entfernen sie sich stellenweise von dem gewöhnlichen Typus, indem sie durch Aufnahme von Quarz und zersetztem Feldspat arkose- bis tuffartiges Aussehen gewinnen. Fossilien sind weder in den Schiefnern noch in den Kalksteinen gefunden.

Die Granite und Diorite sind wie diejenigen des Schieferbarissan jünger als die Schiefer, die am Kontakte überall die Erscheinungen der Pyrometamorphose zeigen.

4) Vgl. Lit. 16, p. 12.

5) Vgl. Lit. 16, p. 12.

6) Vgl. Lit. 16, p. 15.

7) Lit. 16, p. 12—13 sind die Nerineen als oberjurassisch bezeichnet. Herr Dr. E. Baumberger in Basel hält sie für untercretacisch.

8) Vgl. Lit. 15, p. 484—488 und Lit. 16, p. 14.

9) Lit. 16, p. 14 ist Boekit Telasi kurzweg als Fundort für Kreidefossilien ohne nähere Altersbestimmung angegeben. Nach freundlicher Mitteilung von Herrn Dr. E. Baumberger ist die Fauna von Boekit Telasi obercretacisch.

Im Gegensatz zum Schieferbarissan treten namentlich im Doeablasgebirge häufig Ganggesteine auf: Pegmatit, Dioritporphyrit und Spessartit.¹⁰⁾

C. Die paläo- und mesozoischen Gesteinsformationen des Vorbarissan.

Es ist kaum ein grösserer Gegensatz denkbar als derjenige zwischen den Gesteinsformationen des Schieferbarissan einerseits und denen des Vorbarissan andererseits. Die schiefrigen Gesteine fehlen im Vorbarissan fast vollständig, umso grössere Entfaltung gewinnen jungpaläozoische Effusivgesteine, basische wie saure, sowie deren Tuffe und sandsteinartigen bis konglomeratischen Dejektionsprodukte. Mesozoische Sedimente scheinen nur untergeordnet vorzukommen und zwar in einer Facies, die von derjenigen des Schieferbarissan gänzlich abweicht.

Bei einer Prüfung der faciellen Verhältnisse innerhalb des Vorbarissan zeigt es sich aber, dass dieser selbst keineswegs einen einheitlichen Faciesbezirk darstellt. Vielmehr können auch hier wieder zwei Bezirke unterschieden werden, die in facieller Hinsicht in ganz auffälliger Weise von einander abweichen. Die Ausdehnung des einen — ich will ihn den Tebo-Tabirbezirk heissen — deckt sich mit dem Gebiet des ganzen Vorbarissan mit Ausnahme eines schmalen Streifens, der sich vom Batang Mesoemai nach dem Batang Merangin und von da in südöstlicher Richtung bis über den Batang Tembesi hinaus erstreckt. Dieser Streifen entspricht dem zweiten Faciesbezirk, der Merangin-Tembesibezirk genannt sein soll (vergl. Tafel I, Kartenskizze).

1. Tebo-Tabirfaciesbezirk.

Aus der Zusammensetzung des Tebo-Tabirfaciesbezirkes nehmen im wesentlichen folgende Gesteinsformationen teil:

a) Diabas, Melaphyr und Porphyrit und deren Tuffe, eine mächtige konkordante Schichtserie (Diabasformation *Verbecks*)¹¹⁾ bildend. In die Serie sind Schichten und Linsen von meist sehr fossilreichem Kalkstein eingeschaltet.

b) Porphyrit und Quarzporphyrit und deren Tuffe, gleichfalls mit eingelagerten Kalksteinschichten (Porphyritformation).

c) Rötlicher, stellenweise konglomeratischer Quarzsandstein, weisser Sandstein und Schiefertone (Tabirsandsteinformation).

¹⁰⁾ Vgl. Lit. 11.

¹¹⁾ Lit. 19, p. 270—314.

d) Granit, Diorit und Gabbro.

Über das Alter dieser Gesteinsformationen ist etwa folgendes zu sagen:

a) Am wenigsten Schwierigkeit bereitet die Altersbestimmung der „Diabasformation“ dank dem Fossilreichtum der darin eingeschlossenen Kalksteine. In meinen früheren Publikationen hatte ich diese Kalksteine ins Obere Karbon gestellt nach Analogie des Verbeekinenkalksteins von Boekit Besih im Padanger Oberland, der noch von *Fliegel*¹²⁾ und *Volz*¹³⁾ zum Oberkarbon gerechnet wurde. Nachdem es sich gezeigt hat, dass der Kalkstein von Boekit Besih zur Permformation gehört,¹⁴⁾ muss die Altersbestimmung auch der Kalksteine der djambischen Diabasformation dementsprechend korrigiert werden. Die Notwendigkeit der Korrektur wird bestätigt durch den Befund des Herrn Dr. O. E. Meyer in Breslau, der einen Teil meiner paläozoischen Aufsammlung durchgesehen und unter den Fossilien aus den Kalken der Diabasformation *Verbeekina Verbeeki*, *Fusulinella spec.* und *Neoschwagerina Annae* erkannt hat; also Fossilien, die auf Jüngerer Unterperm deuten.

Die wichtigsten Fossilfundstellen sind:

Soengi Selajau, Nebenfluss des Soengi Kiboel, Tabir¹⁵⁾ (Fundort 13).

Pondok Damar und Batoe Mentjada am Batang Tabir (Fundort 14 und 15).

Batoe Tjangan am Soengi Menkilam, Tantan (Fundort 16), Soengi Boengin, Nebenfluss des Soengi Loati, Tembesi¹⁶⁾ (Fundort 17).

Die Fossilien sind übrigens nicht auf die Kalksteine beschränkt. An mehreren Stellen fand ich solche: vereinzelt *Crinoidenbruchstücke* und ganz selten *Fusuliniden*, auch in den Tuffen.

Die „Diabasformation“ von Djambi würde ungefähr der Artinskstufe entsprechen, die ja auch anderwärts im Orient vorwiegend aus Diabasmaterial aufgebaut ist, beispielsweise in Turkestan (Darwar), in Kaschmir (Srinagar) u. s. f.

b) Als nächst jüngere, also oberpermische Bildungen folgen allem Anschein nach über der „Diabasformation“ die Porphyre und Quarzporphyre mit ihren Tuffen. Auch mit ihnen sind Kalksteine verknüpft. Diese führen gelegentlich *Crinoiden-*

¹²⁾ Lit. 5, p. 125.

¹³⁾ Lit. 21, p. 110—111 und 177—194.

¹⁴⁾ Vgl. u. A. Lit. 2, p. 586—587.

¹⁵⁾ In Lit. 16, p. 9, schon aufgeführt.

¹⁶⁾ In Lit. 16, p. 9, schon aufgeführt.

bruchstücke und *Fenestellen*. Man könnte diese Bildungen im Gegensatz zu der „Diabasformation“ vielleicht als die „Porphyrformation“ bezeichnen.

c) Das Alter der am Batang Tabir zwischen Batoe Mentjada (Fundort 15 auf der Kartenskizze) und Moeara Djernei ziemlich stark verbreiteten „Tabirsandsteinformation“¹⁷⁾ kann nur annäherungsweise geschätzt werden, da die tektonischen Verhältnisse, sowie die Beziehungen zu den übrigen Gesteinsformationen des Tebo-Tabirbezirkes wenig aufgeklärt sind. Die Gesteine der Tabirsandsteinformation scheinen Becken, Mulden oder Gräben der permischen Gebilde auszufüllen, ohne dass ich angeben könnte, ob sie jene konkordant oder diskordant überlagern. Die geologische Situation deutet auf mesozoisches Alter.

Abgesehen von einigen Schmitzen von mulmiger Kohle habe ich Fossilreste nur bei Batoe Kidjing, ca. 7 km oberhalb Moeara Djernei am Batang Tabir gefunden. Es sind Abdrücke von gefalteten kleinen *Austern*, die nach gütiger Mitteilung von Herrn Geheimrat Prof. Dr. F. Frech in Breslau wahrscheinlich auf Oberen Malm weisen.

d) Was das Alter der Granite, Diorite und Gabbros anbelangt, so ist bei der Lückenhaftigkeit der Beobachtungen in vielen Fällen schwer zu entscheiden, ob es prä- oder postpermisch ist. Für einen Teil ist postpermisches Alter nachweisbar. Denn mehrfach sind längs den Massivrändern pyrometamorphe Sedimente gefunden, die sicher jung-paläozoisch sind.

Beiläufig sei hier darauf hingewiesen, dass die nordwestliche Fortsetzung des Tebo-Tabirbezirkes sich ausserhalb unseres Kartengebietes bis weit in das Padanger Oberland erstreckt. Dort gehören zu ihm die schon angeführten Kalksteine von Boekit Besih, wahrscheinlich auch die obertriadischen fossilreichen Sandsteine und Tonschiefer von Loerah Tambang und Soengi Ketialo.¹⁸⁾ Die Facies der Sandsteine erinnert an die Tabirsandsteinformation.

An dieser Stelle möchte ich noch auf ein kleines Gebiet aufmerksam machen, das, ausserhalb des Vorbarissan mitten im Schieferbarissan gelegen, aus Gesteinen zusammengesetzt ist, die grosse Verwandtschaft zeigen mit denen der Diabasformation im Tebo-Tabirbezirk. Ich meine das Boekit Rajagebiet, das in einer Länge

¹⁷⁾ Die „Tabirsandsteinformation“, die hier zum erstenmal so benannt wird, entspricht vielleicht der Schichtgruppe auf Malakka, die von Scrivenor als Gondwanarocks bezeichnet wird; vgl. Lit. 12, p. 349 ff.

¹⁸⁾ Vgl. Lit. 7.

von 20 km und in einer Breite von durchschnittlich 5 km vom Batang Limoen an sich in südöstlicher Richtung bis über den Batang Rawas im Palembangischen erstreckt. An seiner Zusammensetzung beteiligen sich ausser Granit und Diorit die verschiedenen Gesteine der Diabasformation,¹⁹⁾ sowie Kalkstein unbekanntem Alters. Sie zeigen in der Nähe des Granites und Diorites die schönsten pyrometamorphen Erscheinungen, im Gegensatz zu den benachbarten Schiefnern, die am Granit- resp. Dioritkontakt keinerlei Veränderung zeigen.

2. Der Merangin-Tembesibeziirk.

Der Merangin-Tembesibeziirk ist zusammengesetzt aus Gesteinsschichten, die dem Alter nach der Porphyrfornation und zum Teil vielleicht auch der Tabirsandsteinformation des Tebo-Tabirbezirkes entsprechen. Die Gesteine sind Porphyry und Quarzporphyry, Keratophyr und Quarzkeratophyr, Sandsteine und Wacken, die als Quarzporphyrtuffe aufzufassen sind, ferner sehr mächtige Konglomerate, deren Komponenten fast ausschliesslich aus Porphyry und Quarzporphyry (resp. Keratophyr) bestehen. Zwischen die Sandsteine resp. Wacken sind ganz untergeordnete Lagen von Kalkstein und Schiefertone eingeschaltet.

In der Schlucht des Batang Merangin unterhalb Ajerbatoc und in derjenigen des Batang Tembcsi unterhalb Poeloc Bajoer, sind diese Bildungen in prachtvoller Weise aufgeschlossen. Das Meranginprofil ist in meiner Notiz von 1910 ausführlich mitgeteilt. Man hat es hier, wie ich schon damals vermutet habe,²⁰⁾ mit permischen Gesteinen zu tun, speziell mit oberpermischen, wie sich seither herausgestellt hat. Die Serie ist mindestens 1400 m mächtig und ist aufgebaut von unten nach oben aus wackenartigem Sandstein (ca. 800 m), Konglomerat und Sandstein (500 m), Porphyry (300 m) und wieder Konglomerat (500 m). Bei Telok Gedang ist im untern wackenartigen Sandstein eine etwa 33 m mächtige Schicht von sandigem Schiefertone eingeschaltet. Einige darin eingeschlossene Bänkehen von kieseligem Kalkstein haben Fossilien geliefert: *Fusuliniden* und *Productiden* (Fundort 11 der Kartenskizze), die nach Herrn Dr. Meyer denen des mittlern Productuskalk der Salt Range entsprechen. Demnach wäre der Fossilhorizont von Telok Gedang in das ältere Oberperm einzureihen. In Anbetracht, dass dieser Fossilhorizont so tief in der am Merangin und am Tembcsi aufgeschlossenen Serie

¹⁹⁾ Die Gesteine des Boekit Rajagebietes sind, soweit sie längs dem Batang Rawas aufgeschlossen sind, schon besprochen von Verbeek, Volz und Milch; vgl. Lit. 20, p. 98 ff., Lit. 21, p. 88–89 und Lit. 8.

²⁰⁾ Lit. 16, p. 10–11.

liegt, ist es wohl berechtigt, diese nicht nur als Vertreterin des Oberperm anzusprechen, sondern anzunehmen, sie greife mit den obern Konglomeraten ins Mesozoicum hinein.

Ich erinnere hier noch an das Vorkommen von *Blattabdrücken* (*Pecopteris*) am Soengi Garing (Fundort 12) und von *Kohlenflözchen* am Batang Merangin, die in den untern wackenartigen Sandstein aufgefunden worden sind.²¹⁾ Eine der von Telok Gedang ähnliche Fauna, sowie Pflanzenreste sind auch am Batang Tembesi bei und unterhalb Poeloe Bajoer gefunden worden.

Die Gesteinsformationen, die den Merangin-Tembesibezirk zusammensetzen, zeigen alle Merkmale von littoralen, lagunären und eventuell fluviatilen Bildungen, entstanden am Rande eines ausgedehnten Festlandgebietes. Sie zeigen, wenn nicht Übereinstimmung, so doch unverkennbare Ähnlichkeit mit der gleichaltrigen Damudaformation von Hindustan. Und die kleinen Kohlenflöze scheinen eine schwache Andeutung der mächtigen Kohlenlager zu sein, die den ökonomischen Wert der Damudaformation bedingen.

D. Die paläo- und mesozoischen Gesteinsformationen des Hochbarissan.

Über die den Hochbarissan zusammensetzenden vortertiären Gesteinsformationen ist wegen der ausgedehnten Bedeckung durch jungvulkanisches Material wenig bekannt. An den wenigen Orten, wo sie unter der Decke zum Vorschein kommen, z. B. in Korintji, am obern Batang Tembesi und am Soengi Tankoi (Nebenfluss des Batang Asai), zeigen sie grosse Übereinstimmung mit derjenigen des Tebo Tabirbezirkes des Vorbarissan. Am meisten verbreitet ist im Hochbarissan die unterpermische „Diabasformation“, bestehend aus subsedimentären Tuffen von basischen Eruptivgesteinen mit gelegentlichen Einlagerungen von Kalkstein. Doch ist auch die oberpermische „Porphyrrformation“ mehrerorts, z. B. am Soengi Tankoi, nachgewiesen. Sie besteht da aus Porphyry und Quarzporphyry mit ihren Tuffen.

Des fernern nehmen Granit und Diorit einen nicht unwesentlichen Anteil am Aufbau des Hochbarissan.

II. Die neozoischen Gesteinsformationen.

A. Die Tertiärschichten des Vorlandes.

Die Tertiärschichten des Vorlandes werden hier an erster Stelle genannt, da sie die normale Entwicklung des djambischen Tertiärs

²¹⁾ Vgl. Lit. 16, p. 9.

darstellen. In frühern Publikationen habe ich mich schon eingehend mit dem Gegenstand befasst.²²⁾ Ich beschränke mich hier auf eine kurze Zusammenfassung und einige ergänzende Bemerkungen.

a) Die Goemaischichten. Die Hauptmasse der Goemaischichten des Vorlandes wird gebildet von hartem, bräunlichem Schiefertone; dieser stellt die für Djambi normale „Telisafacies“ der Goemaischichten dar.

Die Goemaischichten schliessen einige Flöze von Pechkohle ein, die stellenweise eine Mächtigkeit von mehreren Metern erreichen. In verschiedenen Horizonten erscheinen auch kalkige Ablagerungen in der Form von lagenweise angeordneten Septarien.

Am Rande des Doeablaggebirges ist die Schiefertonefacies in den tiefern Teilen mancherorts durch eine sandige bis konglomeratische Facies verdrängt. Hier habe ich *Lepidocyclinen* gefunden, die von *H. Douvillé* als *Nephrolepidina angulosa* des Burdigalien²³⁾ erkannt worden sind (Fundort 2). Seitlich geht der Lepidocyclinensandstein in Korallenkalkstein über.²⁴⁾

b) Die Palembang-schichten. Die Untern Palembang-schichten (jüngeres Miocän) bestehen aus mehr oder weniger sandigem Schiefertone und feinkörnigem tonigem Sandstein mit marinen Fossilien,²⁵⁾ die Mittlern Palembang-schichten (älteres Pliocän?) aus Schiefertone mit Braunkohlenflözen und die Obren Palembang-schichten (jüngeres Pliocän?) aus sandigem bis tonigem Tuff. Sie geben zu keinen ergänzenden oder korrigierenden Bemerkungen Anlass.

B. Die Tertiärschichten des östlichen Barissanrandes.

Sie sind in zwei verschiedenen Facies ausgebildet: Im Norden, am Batang Djoedjochan, erscheinen die Goemaischichten, die Untern und Mittlern Palembang-schichten wie im Vorland in rein sedimentärer

²²⁾ Vgl. Lit. 16 und 17.

²³⁾ Vgl. Lit. 2b, p. 37.

²⁴⁾ Es zeigt sich demnach, dass man nicht einfach jeden Quarzsandstein und jedes Quarzkonglomerat an der Basis des sumatranischen Tertiärs zum Paläogen, speziell zum Eocän rechnen darf, wie das bislang allgemein gesehen ist.

²⁵⁾ An einer Stelle, bei Plajang Gadja in der Djelapangantiklinale (Fundort 1 auf der Kartenskizze, Tafel I) habe ich eine linsenförmige Einlagerung von korallogenem Kalkstein mit Miogypsinen in den Untern Palembang-schichten entdeckt. In Lit. 17, Speciaalart 1, ist der Fundort Plajang Gadja unter dem Namen Batoe Kapoer angegeben. Um Verwechslungen mit dem Fundort Batoe Kapoer am Batang Limoen (Fundort 6) zuvorkommen, ändere ich die Benennung in »Plajang Gadja«, unter welchem Namen die Stelle den Eingeborenen auch bekannt ist.

Ausbildung. Erst die Obere Palembang-schichten sind tuffogen. Im Süden hingegen, vom Batang Tebo an bis zum Batang Rawas im Palembangischen, sind die Tertiärschichten des Randgebietes von den Goemaischichten an aufwärts als beinahe einheitliche Tuffmasse ausgebildet. Eine Gliederung derselben durchzuführen ist nicht möglich. Wohl sind an verschiedenen Stellen und in verschiedenen Niveaux acht sedimentäre Einlagerungen (Arkosesandsteine, Schiefer-ton mit Kohlenflözen, polygene Konglomerate u. s. w.) beobachtet. Sie besitzen aber stets bloss lokale Ausdehnung. Diese tuffogenen Tertiärbildungen sind insgesamt mariner Entstehung. Überall kann man an ihrer Basis *verkieselte Korallen* und — allerdings meist nur sehr schlecht erhaltene — Reste von *marinen Mollusken* auffinden. Neben den verkieselten Korallen liegen in erstaunlicher Menge *verkieselte Hölzer*. Es sind die Reste von Baumstämmen, die offenbar bei Eruptionskatastrophen mit den Tuffmuren in das Meer geschwemmt, dort in kieselreichem Aschenmaterial vergraben und versteinert worden sind. An mehreren Stellen habe ich marine Fossilien, *Miogypsinen*, *Bryozoen* und *Mollusken* auch in höheren Horizonten aufgefunden. Sie tun die marine Entstehung der gesamten Tuffmasse dar.

Im tiefern Teil der Tertiärschichten am Djoedjoehan treten Kalksteine auf, die den lepidocyclinenführenden Sandsteinen (Burdigalien) am Doeablasgebirge entsprechen dürften. Weiter südlich, im Gebiet der Tuffacies, ist das Burdigalien vielleicht durch die verkieselten Korallen angedeutet. Eigentliche Quarzsandsteine oder gar Quarzkonglomerate fehlen am ganzen Ostrand.

C. Die Tertiärschichten des westlichen Barissanrandes.

Die Tertiärschichten des Barissanwestrandes sind mir nur in zwei Taleinschnitten bekannt worden, im Tal des Batang Tapan und im Tal des Batang Impoe. Am Batang Tapan sind die Tertiärschichten nicht gut aufgeschlossen und zudem durch mannigfache vulkanische Durchbrüche gestört. Im Impoetal hingegen bilden sie eine sanft nach Südwesten einfallende, wenig gestörte Platte und sind der Untersuchung ziemlich leicht zugänglich. Hier hat man es, abgesehen von einem nur lokal beobachteten festen Quarzkonglomerat, wiederum mit einer mächtigen, fast ganz aus submarinen Tuffen aufgebauten Schichtserie zu tun, die dem jüngern Tertiär (von den Goemaischichten an aufwärts) der Ostseite entspricht. In einem verhältnismässig tiefen Horizont fand ich am Boekit Linggis (Fundort 3) auf etwa 600 m Höhe zahlreiche *Korallen*, die gleich denen des östlichen Barissanrandes zumeist verkieselte sind. Auch *versteinerte*

Hölzer sind im Tertiär von Impoe zu finden, freilich seltener als am Ostrand.

D. Die Tertiärschichten der Rawasbucht und der Interbarissanbecken.

Schon früher²⁶⁾ habe ich berichtet, dass vom obern Batang Rawas her in nordwestlicher Richtung bis an den Batang Asai Tertiärgebilde ins Gebirge hineingreifen (Rawasbucht). Sie sind scharf in zwei Partien gegliedert, eine stratigraphisch tiefere, bestehend aus Quarzsandsteinen und Konglomeraten (teils Quarzkonglomerat, teils polygen), und eine stratigraphisch höhere, bestehend vorwiegend aus tuffogenen Sedimenten mit Einlagerungen von bituminösem Fischechiefer.

Nachdem oben (Seite 132) gezeigt worden ist, dass Quarzsandsteine und Konglomerate bis in das untere Miocän hinaufreichen können, ist es nicht unwahrscheinlich, dass man auch für diejenigen der Rawasbucht²⁷⁾ (Boekit Papan und Boekit Betoepang) oligocänes bis untermiocänes Alter annehmen darf. Die tuffogenen Schichten der Rawasbucht und die darin eingeschalteten Fischechiefer, deren Facies an die Telisaschiefer gemahnt, dürften hingegen zum jüngern Untermiocän und z. T. vielleicht noch zum ältern Obermiocän gerechnet werden.

Für die Sandsteine, Konglomerate, kohlenführenden Schiefer-tone u. s. w. des wegen seiner Situation sehr merkwürdigen Kesirobeckens am Batang Asai darf wohl gleichfalls oligocänes bis untermiocänes Alter angenommen werden.²⁸⁾

Die mehr tuffogenen Tertiärbildungen von Nordkorintji (Sioelak Tenang) machen einen jüngern Eindruck. Sie führen gleichfalls Kohlenschmitzen und andere Pflanzenreste. Sie werden etwa den Untern Palembangsschichten (Obermiocän) entsprechen.²⁹⁾

Soviel Unsicherheit in der Deutung und Altersbestimmung der Tertiärsedimente der Rawasbucht und der Intrabarissanbecken noch herrschen mag, soviel ist sicher, dass marine Eocänbildungen darin nicht vorkommen.

²⁶⁾ Vgl. Lit. 16, Kartenskizze.

²⁷⁾ In Lit. 16, p. 16 als „wahrscheinlich zum Paläogen gehörend“ bezeichnet.

²⁸⁾ Vgl. Lit. 16, p. 17.

²⁹⁾ Vgl. Lit. 16, p. 17.

E. Die tertiären Effusivgesteine.

Anzeichen von vulkanischen Ereignissen in eogener Zeit fehlen. Die vulkanischen Ausbrüche haben in unserm Gebiet etwa zu Beginn des Neogen eingesetzt, um mit grösserer oder geringerer Intensität bis auf die heutige Zeit anzudauern. Im übrigen auf meine Notiz von 1910³⁰⁾ sowie auf die beifolgende Kartenskizze verweisend, will ich hier nur darauf aufmerksam machen, wie wenig verbreitet die jungen Effusivgesteine im Vorbarissan sind im Vergleich zum Schiefer- und Hochbarissan. Im Vorbarissan erscheinen sie in ansehnlichen Massen nur am Nordostrand, wo sie das malerische Kuppengebirge von Telago bilden.

F. Die Pleistocänbildungen.

Die Pleistocänbildungen bestehen zum grössten Teil aus vulkanischen Auswurfsmassen. Diese haben sich aus dem Gebiet des Hochbarissan und Schieferbarissan — die pleistocänen Eruptionsschlote sind auf diese beiden Gebiete beschränkt — in breiten Strömen in das tertiäre Vorland hinunter ergossen. Im Gebirge und am Rande desselben weisen sie meist mehr oder weniger grobaggglomeratischen Charakter auf und sind leicht von den neogenen Tuffschichten zu unterscheiden, die vornehmlich aus feinem Aschen- und Lapillimaterial bestehen. Weiter im Vorland draussen sind die pleistocänen Auswurfsmassen als feinkörnige Tuffe ausgebildet, deren fluviatiler Charakter sich durch Einlagerungen von Sand- und Geschiebebänken kundgibt. Dadurch unterscheiden sie sich von den tertiären Tuffschichten, denen dort derartige Einlagerungen fehlen.

III. Autochthones und exotisches Gebiet.

In meiner Mitteilung von 1910³¹⁾ habe ich ohne weitere Diskussion die Frage aufgeworfen, ob nicht Hoch- und Vorbarissan als Deckgebirge, die Schiefergebiete als autochthones Gebirge aufzufassen seien.

Heute möchte ich die Frage an Hand der beifolgenden Karten- und Profilskizze näher prüfen und meine Stellung zu derselben präzisieren.

Oben ist dargetan worden, wie die morphologisch von einander unterschiedenen gebirgigen Elemente von Djambi durch stratigraphische Eigentümlichkeiten in zwei scharf von einander ge-

³⁰⁾ Lit. 16, p. 22—23.

³¹⁾ Lit. 16, p. 33.

trennte Gruppen zerfallen. Die erste Gruppe umfasst den Schieferbarissan, das Doeablasgebirge und das Tigapoeloegebirge, sowie das nördlich von Djambi gelegene Lisong-Kwantan-Laloegebirge. Die zweite den Hoch- und den Vorbarissan.³²⁾

Untersucht man nun die beiden Gruppen auf ihre tektonischen Verhältnisse, so gewahrt man, dass sie in dieser Hinsicht ebenso auffallend von einander verschieden sind wie in stratigraphischer Beziehung. Während in den Schiefergebirgen (erste Gruppe) durchweg steile, meist isoklinale nach Nordosten überkippte Faltung Regel ist, so konstatiert man im Hoch- und Vorbarissan (zweite Gruppe) vollständiges Fehlen von isoklinaler Faltung, Zurücktreten der Faltung überhaupt, dafür wenig steile, namentlich im Tebo-Tabirbezirk des Vorbarissan und im Hochbarissan längs zahlreichen Brüchen unregelmässig erfolgte Aufrichtung.

Diesen scharfen, auch in den Grenzgebieten durch keinerlei Übergänge abgeschwächten Gegensatz in der faciiellen Beschaffenheit sowohl wie im tektonischen Styl der beiden Gruppen zu erklären, scheint mir nichts so geeignet als die Annahme, es stelle die eine Gruppe, nämlich die Schiefergebirge, autochthones Gebirge, die zweite Gruppe, Hoch- und Vorbarissan, dagegen exotische Schubmassen dar.

Der gewichtigste Einwurf, der gegen die Annahme von Überschiebungsdecken in unserm Gebiet gemacht werden kann,³³⁾ ist der Hinweis auf die Tatsache, dass es bis jetzt nicht gelungen ist, im Felde Überschiebungsflächen, wobei alte Gesteine auf jüngere zu liegen kommen, zu beobachten. Dieser Mangel an field evidence ist aber, wie mir scheint, leicht erklärlich, wenn wir daran denken, dass tief eingeschnittene Talrinnen fehlen, die vergleichbar wären etwa mit denjenigen der nördlichen Kalkalpen, an deren steilen Gehängen die Überlagerung der einen Decke durch die andere direkt sichtbar ist.

³²⁾ Es sei hier nachdrücklich daran erinnert, dass speziell nahe facielle Verwandtschaft zwischen Hochbarissan und dem Tebo-Tabirbezirk des Vorbarissan festgestellt worden ist (siehe oben Seite 131).

³³⁾ Zu der Frage, ob Überschiebungen im Sinne der Deckentheorie in Sumatra anzunehmen seien, haben *Hirschi* (Lit. 6, p. 503) und *Brouwer* (Lit. 1, p. 1189—1190) Stellung genommen, der erste verneinend, der zweite bejahend. *Volz*, dem wir eine Reihe von Publikationen über den Bau von Südostasien und auch speziell von Sumatra verdanken, diskutiert sie nicht näher. Er scheint sie nicht durchaus verneinend zu beantworten, was aus einer Anmerkung (Lit. 23, p. 36) hervorgeht, in der gesagt wird: „Ich möchte nicht unterlassen, ausdrücklich zu bemerken, dass natürlich auch bei diesen repetierenden Faltungen es sehr wohl unter geeigneten Verhältnissen zu Überschiebungen kommen kann. Denn Überschiebung ist nur eine Frage lokaler Intensität.“

Man denke sich einmal die Alpen zu einem niedrigen Hügellande abgetragen und zudem von schwerstem Urwald bedeckt. Da wäre das Vorhandensein von Überschiebungsdecken auch nicht mehr direkt wahrnehmbar, und man wäre auch da bei der geologischen Untersuchung lediglich auf kleine Aufschlüsse in den Fluss- und Bachbetten angewiesen. Aus der Prüfung und Kartierung dieser Aufschlüsse würde sich wohl die Existenz von facieell von einander verschiedenen Gebieten ergeben. Aber das deckenartige Aufliegen des einen Faciesgebietes auf dem andern wäre nicht mehr direkt wahrzunehmen, und das Ausstreichen der Überschiebungsflächen würde sich nur noch dadurch kundtun, dass längs den Faciesgrenzen anormale Kontakte, sowie starke Druck- und Gleiterscheinungen zu beobachten wären. Gelingt es also längs den in Djambi nachgewiesenen Faciesgrenzen, d. h. längs den Grenzlinien des Hoch- und Vorbarissan, anormale Kontakte mit Anzeichen von Druck- und Gleitwirkung nachzuweisen, so ist das ein Umstand, der zwar keine Beweiskraft besitzt, der aber doch das Vorhandensein des Überschiebungsphänomens auch in Djambi wahrscheinlich macht.

a) Für die Beobachtung derartiger Erscheinungen ist die Grenzlinie zwischen Hoch- und Schieferbarissan nicht günstig, da sie zumeist verdeckt ist von jungvulkanischem Auswurfmaterial.

b) Umso schöner können wir solche tektonische Erscheinungen wahrnehmen an der südwestlichen Grenze des Vorbarissan. Zwischen Batang Tabir und Batang Merangin, längs der Linie Ngaul-Tjanko-Ajerbatoo, zeigen die granodioritischen Gesteine des zum Vorbarissan gehörenden Nalo-Ajerbatoo massivs³⁴⁾ einerseits deutlichste Anzeichen mechanischer Einwirkung: Die Feldspäte sind kataklastisch und an manchen Stellen gewinnt das Gestein das Aussehen von Gneis. In den an das Granodioritmassiv angrenzenden Schieferen des Schieferbarissan andererseits sind nicht etwa Spuren von Pyrometamorphose wahrzunehmen, umso deutlicher sind dagegen auch da wieder Druck- und Gleiterscheinungen. Die stark phyllitisch glänzenden Schiefer biegen gegen den Granit hin in horizontale bis flach nordwärts einfallende Lage über und sind gefältelt, gerade wie man das etwa an den Flyschschiefern der Alpen sieht, wo sie die Unterlage der Klippen bilden. Vollends die in den Schieferen eingeschalteten Kalksteine zeigen ein arg strapaziertes Aussehen und sind von einem engen Netzwerk von Kalkspat durchzogen. Im Tjankotal, nicht

³⁴⁾ Siehe Kartenskizze Lit. 16.

weit vom Fundort der durch *P. Sarasin* beschriebenen Artefakte des Magdalénien³⁵⁾ sieht man eine mehrere Meter lange Kalksteinpartie, die abgequetscht und in die zerknüllten Schiefer hineingepresst worden ist.

Weitere Anzeichen von zweifellos anormalem Kontakt konnte ich weiter südlich an derselben Südwestgrenze des Vorbarissan wahrnehmen. Bei Poeloe Bajoer liegen kaum 1 km lange, schollenartige, anscheinend flachliegende Partien von oberpermischem Kalkstein, eng verknüpft mit Quarzporphyrtuff in beinahe unmittelbarer Nachbarschaft mit steilstehenden Schiefen, deren Alter gerade hier durch untercretacische Korallen festgelegt ist. Der Kontakt zwischen den Permgesteinen und den Schiefen ist zwar durch Vegetation verdeckt, aber die Distanz zwischen beiden ist so gering, dass derselbe unmöglich ein normaler sein kann.

c) Die nordöstliche Grenze des Vorbarissan ist auf djambischem Territorium durch die Tertiärbedeckung der Beobachtung entzogen. Weiter im Norden³⁶⁾ tritt sie dagegen unverhüllt zutage. Dort stösst das Vorbarissan mit dem Poelasan-Plepatmassiv, dessen Alter nicht bekannt ist, an das Lisong-Kwantan-Lalagebirge. Auf einer freilich in grosser Eile ausgeführten Durchquerung jener Gegend konnte ich immerhin konstatieren, dass die Schiefer des letztern keine Pyrometamorphose zeigen am Kontakt mit dem Granitmassiv. Auch *Verbeek*³⁷⁾ und *Hirsch*³⁸⁾ sprechen von keiner Pyrometamorphose allda. Ist nun der Poelasan-Plepatgranit jünger als die Schiefer, dann zeigt die mangelnde Pyrometamorphose der letztern an, dass der Kontakt nicht primär, also anormal ist. Ist der Granit aber älter, dann deutet der Mangel eines Transgressionskonglomerates zwischen Granit und Schiefer auf anormalen Kontakt.

Durch alle diese Erwägungen und Beobachtungen scheint mir erwiesen, dass die Grenzen von Hoch- und Vorbarissan Linien von anormalem Kontakt darstellen und dass also die Annahme, dass sie einer ausstreichenden Überschiebungsfläche entsprechen, gerechtfertigt ist.

Mag es dergestalt als feststehend gelten, dass Hochbarissan und Vorbarissan auf das autochthone Schiefergebiet überschobene Ge-

³⁵⁾ Auf der Kartenskizze auf Tafel I ist die Situation des Nalo-Ajerbatomassivs etwa durch die Wörter Ngaul und Tjanko sowie durch die Zahl 12 markiert. In Lit. 16 ist es irrthümlicherweise zum Schieferbarissan gerechnet.

³⁶⁾ Lit. 10 In der Legende zur Profilsansicht p. 102 ist der Kalkstein als carbonisch? bezeichnet. Er ist aber wahrscheinlich mesozoisch.

³⁷⁾ Lit. 19.

³⁸⁾ Lit. 6.

birgsmassen sind, so ist nun zu prüfen, ob sie Teile eines einheitlichen, ursprünglich zusammenhängenden Deckensystems oder ob sie verschiedenen, von einander unabhängigen Deckensystemen angehören.

Nachdem oben gezeigt worden ist, dass die Facies der Gesteinsformationen wie der tektonische Stil des Hochbarissan und des Vorbarissan — sofern wir den Merangin-Tembesibezirk ausser Betracht lassen — weitgehende Übereinstimmung zeigen, so liegt es nahe, beide als Teile eines einheitlichen, erst nachträglich durch Erosion zerstückelten Deckensystems aufzufassen. Die Richtigkeit dieser Auffassung ist, wie mir scheint, dargetan, wenn es gelingt, auf dem fensterartig zwischen Hoch- und Vorbarissan zutage tretenden Schieferbarissan Erosionsrelikte aufzufinden, deren Facies mit der Hoch- und Vorbarissanfacies übereinstimmt. Ich glaube nun tatsächlich ein solches gefunden zu haben in dem Boekit Rajagebiet, dessen Zusammensetzung Seite 130 angegeben ist. Zur Auffassung, dasselbe stelle ein loses, auf den steilstehenden autochthonen Schieferruhendes Schollenrelikt dar, bestimmen mich folgende Beobachtungen und Erwägungen:

Erstens macht es schon die Tatsache, dass der Granit des Boekit Raja die autochthonen Schiefer nicht pyrometamorph beeinflusst hat, wohl aber die mit ihm vergesellschafteten Sedimente und Tuffe der Diabasformation, sehr wahrscheinlich, dass das Rajagebiet eine überschobene Masse sei.

Zweitens erweisen sich speziell die Kalkberge von Boekit Boelan, die sich in nordwestlicher Richtung an den Boekit Raja anschliessen, als schwimmende Massen: Zwischen den Kalkkogeln konnten mehrfach die Schiefer im Talboden anstehend beobachtet werden. Die Schiefer zeigen in ihrem Streichen keinerlei Ausweichen in der Nähe der Kalkmassen, was der Fall sein müsste, wenn diese in die Schieferformation eingeschaltete, linsenförmige Einlagerungen wären.

Schliesslich spricht wohl am beredtesten für die Wahrscheinlichkeit meiner Auffassung der Umstand, dass die im Schieferbarissan so fremdartig anmutende Masse gerade da erscheint, wo dieser sich anschickt, nach Südosten hin zu versinken.³⁹⁾ Wollte man die Boekit Rajamasse etwa als paläozoische Kerngesteine des Schieferbarissan auffassen, dann hätte man die widersinnige Erscheinung zu erklären, dass diese nur in seinem absteigenden Teil zutage treten, während sie weiter nördlich in den stärker gehobenen Partien, wo sie naturgemäss am ehesten zu erwarten wären, nirgends wahrzunehmen sind.

³⁹⁾ Vgl. die Kartenskizze auf Tafel I.

Der Nachweis, dass die Boekit Rajamasse als eine Deckescholle auf dem Schieferbarissan schwimme, scheint mir gelungen zu sein. Und damit wäre das gewünschte Glied gefunden, das den Tebo-Tabirbezirk des Vorbarissan mit dem Hochbarissan verbindet. Diese beiden erscheinen also als Teile eines und desselben Deckensystemes.

IV. Unterscheidung einer untern und obern Decke im exotischen Gebiet.

Oben (Abschnitt I C) ist gezeigt worden, dass scharf ausgeprägte facielle Unterschiede im Vorbarissan eine Gliederung desselben in zwei Bezirke, Tebo-Tabirbezirk und Merangin-Tembesibezirk, bedingen. Prüfen wir die beiden Bezirke auf ihre tektonische Gestaltung, so zeigt sich folgendes: Die Bauart des Tebo-Tabirbezirkes zeichnet sich durch eine ziemlich unerfreuliche Regellosigkeit aus. Dieser Bezirk erscheint als ein durch vielfache, im Terrain übrigens schwer zu verfolgende Brüche zerstückeltes Plateau, dessen Bau von Anbeginn infolge mannigfacher Einschaltungen von Eruptivgesteinen kein einfacher gewesen ist. Antiklinale Bauart konnte z. B. nirgends deutlich wahrgenommen werden. Ganz anders sind die Verhältnisse im kleinen Merangin-Tembesibezirk. Dieser besteht aus einer mächtigen Serie von ungestörten oder doch nur wenig gestörten Schichten, die in ruhiger und grosszügiger Weise nach Nordosten einfallen, wie das schematisch auf dem Profil (Tafel I) dargestellt ist. An einer Stelle am Batang Merangin und an der entsprechenden am Batang Tembesi konnte ich eine antiklinale Stauchung direkt beobachten. Auch sie ist auf dem Profil zur Darstellung gelangt. Wir konstatieren also auch in tektonischer Beziehung einen sehr merklichen Gegensatz der beiden Vorbarissanbezirke.

Nachdem uns die Unterschiede in Facies und tektonischem Stil zu dem Gedanken geführt haben, Hoch- und Vorbarissan als Ganzes könnten als exotische Massen aufgefasst werden, die den autochthonen Schiefergebieten deckenartig aufliegen, drängt sich folgerichtig die Frage auf, ob man nicht eine ähnliche Erklärung finden könne für die auffallenden Differenzen in Facies und Tektonik, die die beiden Vorbarissanbezirke aufweisen. Könnte der kleine Merangin-Tembesibezirk nicht als Relikt einer höhern Decke aufgefasst werden, das auf einer tiefern, vom Tebo-Tabirbezirk gebildeten Decke aufruhet? Eine solche Auffassung scheint mir wiederum nicht jeder Berechtigung zu entbehren. Freilich kann auch sie sich nicht auf direkten Nachweis von Überlagerung stützen. Wir sind auch hier

wieder gezwungen, uns nach andern Tatsachen umzusehen, die unsere Auffassung wahrscheinlich machen.

a) In erster Linie werden wir auch hier wieder untersuchen, ob die Grenze zwischen den beiden Faciesbezirken einem anormalen Kontakt entspreche oder nicht. Tut sie das, dann ist das zwar wiederum kein Beweis der Richtigkeit unserer Deutung, aber immerhin ein Umstand, der in gewichtiger Weise zu ihren Gunsten in die Wagschale fällt.

Im Südwesten grenzt der Merangin-Tembesibezirk an das Nalo-Ajerbatoegranitmassiv, das wir als Bestandteil des Tebo-Tabirbezirk schon kennen gelernt haben. Die Grenze ist sowohl am Batang Mesoemai (bei m des Wortes Mesoemai auf der Kartenskizze), als auch am Batang Merangin (bei der Zahl 12) der Beobachtung zugänglich. An beiden Stellen lässt sich nach der gleichen Methode wie für die nordöstliche Grenze des Vorbarissan (siehe oben Seite 138) nachweisen, dass sie tatsächlich keinem primären, bzw. normalen Kontakt entspricht, obschon auch hier das Alter des Granites nicht genau bekannt ist: Ist der Granit älter als die Oberpermschichten des Merangin-Tembesibezirk, dann muss an ihrer Basis, das will sagen zwischen ihnen und dem Granit, ein Transgressionskonglomerat vorhanden sein, das im wesentlichen aus Granitkomponenten besteht. Ist der Granit postpermisch, dann müssen die Permschichten im Falle von Primärkontakt Merkmale von Pyrometamorphose zeigen. Tatsächlich ist keines von beiden zu beobachten.

b) Wenn schon dieser anormale Kontakt zu Gunsten einer Überschiebung spricht, so scheint mir das ein anderer Umstand noch in weit überzeugenderer Weise zu tun. Das ist die lithologische Zusammensetzung der oberpermischen Wackensandsteine und Konglomerate, die fast ausschliesslich aus Porphyry, bzw. Quarzporphyrymaterial bestehen. Im Tebo-Tabirbezirk spielen, wie wir gesehen haben, die sauren Porphyrgesteine eine nur untergeordnete Rolle. Sie könnten niemals als Ursprungsort der gewaltigen Massen von Porphyrtuff und Porphyrykonglomerat des Merangin-Tembesibezirk in Betracht kommen. Umgekehrt fehlen die basischen Effusivgesteine und granodioritischen Tiefengesteine, aus denen der Tebo-Tabirbezirk im wesentlichen zusammengesetzt ist, beinahe vollständig in den Konglomeraten des Merangin-Tembesibezirk. Dieses Verhalten wäre ganz unverständlich, wenn man den Merangin-Tembesibezirk mit dem Tebo-Tabirbezirk zusammen als eine tektonische Einheit betrachten würde. Es erklärt sich aber glatt, wenn man den ersteren als den Überrest einer höheren Decke auffasst.

V. Herkunft der beiden Überschiebungsdecken.

Der Bau der beiden Überschiebungsdecken gibt uns kaum Anhaltspunkte an die Hand, mit deren Hilfe wir die Fragen nach ihrer Herkunft entscheiden könnten. Die Scharniere der Stirnränder, die uns hierüber Aufschluss geben könnten, sind nicht beobachtet. Aus der Längenerstreckung des Vorbarissan, sowie aus der innerhalb desselben herrschenden Streichrichtung, die beide mit dem allgemeinen Nordwest-Südoststreichen von Sumatra parallel sind, geht aber mit grosser Wahrscheinlichkeit hervor, dass der Anschub nur von Südwesten oder von Nordosten her gekommen sein kann. Die Antwort auf die Frage, aus welcher dieser beiden Richtungen die Decken tatsächlich angeschoben seien, ergibt sich sodann aus der Bauart der autochthonen Gebirge, die uns lehrt, dass die gebirgsbildenden Kräfte auf Sumatra stets von Südwesten her gewirkt haben. Im ganzen sumatranischen Barissangebirge, wo immer die Schieferformation zum Vorschein kommt, beobachtet man überall Überfaltung der Schiefer nach Nordosten. Desgleichen konstatiert man an den Tertiärfalten des Vorlandes ausnahmslos stärkeres Einfallen im Nordost-, schwächeres im Südwestschenkel.⁴⁰⁾ Wir werden demnach auch für die Decken eine Bewegung von Südwesten nach Nordosten annehmen müssen.

A. Untere Decke.

Woher stammt die untere, aus Hochbarissan und dem Tebo-Tabirbezirk des Vorbarissan bestehende Decke? Mit andern Worten, wo befindet sich deren Wurzelgebiet? Auf diese Frage ergibt sich aus dem, was oben über Facies und tektonischen Stil mitgeteilt wurde, die Antwort, dass der Hochbarissan selbst die gesuchte Wurzelregion darstellt. Zwar ist auch er etwas auf das autochthone Schiefergebiet hinaufgeschoben, ohne indessen den Zusammenhang mit den in situ befindlichen Teilen verloren zu haben.

B. Obere Decke.

Macht es also keine Schwierigkeit, im Terrain das Wurzelgebiet der untern Decke ausfindig zu machen, so ist das weniger leicht für die obere Decke. Es ist bislang auf empirischem Weg kein Gebiet bekannt geworden, das dieselbe charakteristische Facies aufzeigt, wie

⁴⁰⁾ Von E. Suess als »Rückfaltung« aufgefasset (Antlitz der Erde III, 2, pag. 588.).

der Merangin-Tembesibezirk und somit in Betracht käme als Wurzelregion der obern Überschiebungsdecke.

Zu suchen wäre ein solches naturgemäss im Westen des Hochbarissan. Dort ist aber der Untergrund durch die jungen Bildungen der Küstenebene sowie durch das Meer bedeckt. Man ist aber durch theoretische Erwägung berechtigt, anzunehmen, dass unter den neozoischen Bildungen der Küstenebene und unter dem Meere tatsächlich jungpaläozoische Gesteinsformationen von kontinentaler Facies anstehen. Muss doch der östliche Küstensaum des Gondwanakontinentes, der bis ins Eocän hinein die Stelle des Indischen Ozeans eingenommen hat, nahe dem Westrand des heutigen Sumatra verlaufen sein.⁴¹⁾ Längs diesem Küstensaume müssen sich zu Lande kontinentale, zu Wasser littorale Gesteinsformationen gebildet haben.⁴²⁾ Da hätten wir also auf theoretischem Wege das gesuchte Gebiet gefunden, das, im Westen von Sumatra gelegen, in facieller Hinsicht dem Merangin-Tembesibezirk so nahe steht, dass es als ihre ursprüngliche Heimat angesehen werden darf.

VI. Zeitliche Analyse der tektonischen Vorgänge.

Abgesehen von der tektonischen Bewegung, die angedeutet ist durch das Auftreten der konglomeratischen Bank in der Untern Kreide des Asagebietes (Schieferbarissan)⁴³⁾, ist der älteste tektonische Vorgang, dessen Alter mit Hilfe der in Djambi gemachten Beobachtungen annähernd bestimmt werden kann, die Faltung der autochthonen Schiefergebiete. Sie hat vermutlich gegen Ende der Kreidezeit stattgefunden. Das geht daraus hervor, dass keine jüngeren als obereretacische Bildungen nachgewiesen sind, die in die Schiefer eingefaltet wären. Wohl gleichzeitig mit der Faltung der Schiefer geschah die Intrusion der Granite und Diorite.

2. Das nächstfolgende tektonische Ereignis war sodann die Verfrachtung der beiden Vorbarissandecken, von Südwesten her. Diese Schubbewegung ging vielleicht Hand in Hand mit dem Absinken des Gondwanakontinentes und muss irgendwann in

41) Man vergleiche irgend eine paläogeographische Karte für die Permformation, z. B. diejenige in *Haug's Traité de géologie* p. 817.

42) Möglicherweise werden dereinst bei der geologischen Untersuchung der bis jetzt nur wenig bekannten subsumatranischen Inselreihe (Mentawaireihe) kontinentale Oberpermsschichten in situ nachgewiesen werden.

43) Viel mächtigere Einschaltungen von Konglomerat (Quarzitkonglomerat) sind in den Schiefergebieten nördlich von Djambi, z. B. am Batang Kwantan, Batang Kampar, und Batang Rokam) beobachtet.

der Palaeogenzeit stattgefunden haben. Sieht man doch die oberpaläogenen und untermiocänen Sedimente und Tuffe in gleicher Weise den Schieferbarissan wie den Hoch- und Vorbarissan eindecken. Es ist aber einstweilen nicht möglich, den Zeitpunkt dieses Vorganges innerhalb der Paläogenzeit näher anzugeben. Dies wird erst möglich sein, wenn weitere Untersuchungen Klarheit geschaffen haben in Bezug auf die tektonischen und die stratigraphischen Verhältnisse der Sandsteine und Konglomerate der Rawasbucht u. s. w. Eine bislang nicht überwundene Schwierigkeit bietet u. a. der Umstand, dass bunte, aus Vorbarissangesteinen zusammengesetzte Breccien und Konglomerate — solche müssen sich während und unmittelbar nach der Überschiebung in grosser Mächtigkeit gebildet haben — nur wenig bekannt geworden sind.⁴⁴⁾ Sind sie vielleicht unter den neogenen und pleistocänen Bildungen der Subbarissandepressionen verborgen?

3. Massgebend für die heutige Oberflächenform war die allgemeine Faltung, die gegen Ende der Neogenzeit einsetzte. Ihr Alter ist genau fixiert durch den Umstand, dass die jüngsten Neogenbildungen, die Obern Palembangsschichten, noch von dieser Faltung mitergriffen sind, während die ältesten Pleistocänbildungen horizontale Lagerung zeigen.

Diese Faltung hat sich aber nicht etwa auf die Gebiete beschränkt, die noch heute mit Tertiär bedeckt sind. Hier ist sie naturgemäss am leichtesten nachzuweisen und wegen des ökonomischen Interesses der Petroleumantiklinalen schon bis in die Details bekannt. Vielmehr hat sie auch die Gebiete ergriffen, die heute von der Tertiärbedeckung entblösst sind. Das zeigt sich schon am Doeablas- und am Tigapoeloegebirge, wo die vortertiären, isoklinal steilgestellten Schiefer als Kerne der am meisten gehobenen Tertiärantiklinalen erscheinen.⁴⁵⁾ Aber auch das Barissangebirge als Ganzes erscheint als Torso einer Tertiärfalte, allerdings von ganz gewaltigen Dimensionen: am Südwest- wie am Nordostrand sehen wir die Tertiärschichten vom Gebirge auswärts abfallen. Zeugen von der einstigen, allerdings durch Inseln unterbrochenen altmiocänen Meeresbedeckung sind an verschiedenen Stellen noch jetzt hoch im Gebirge erhalten: ich erinnere an den Korallenfundort von Boekit Linggis, etwa 600 m über Meer, in unserm Kartengebiet,⁴⁶⁾ an das untermiocäne marine Tertiärbecken von Oembilin im Padanger Oberland, bis 400 m über Meer,⁴⁷⁾

⁴⁴⁾ Es sei hier erinnert an die polygenen Konglomerate der Rawasbucht, deren tektonische Position leider eben nicht ganz aufgeklärt ist, vgl. oben p. 134.

⁴⁵⁾ Siehe das Profil auf Tafel I.

⁴⁶⁾ Vgl. oben p. 133.

⁴⁷⁾ Vgl. Lit. 19, Profil 6.

und an die altmiocänen Schichten von Soengi Are im Goemaigebirge, die bis 1400 m über Meer ansteigen.⁴⁸⁾

Durch die jungpliocäne Faltung ist der Gesamtbarissan, d. h. das autochthone Schiefergebirge mitsamt dem darüberliegenden Deckgebirge und der Tertiärhülle, zu einer grandiosen Grossfalte emporgestaut worden. Die gleichzeitig mit der Hebung einsetzende, intensive Denudation entfernte im Sattel zunächst die Tertiärschichten, alsdann die Gesteine des Deckgebirges und legte so das den Kern bildenden Schiefergebirge frei. Im Südwest- und im Nordostschenkel der Barissangrossantiklinale blieben die tiefer liegenden Teile des Deckgebirges von der Denudation verschont: dort den Hoch-, hier den Vorbarissan bildend. Der Vorbarissan nimmt dergestalt dem dahinter liegenden Schiefergebirge gegenüber eine ähnliche Position ein wie die helvetischen Kalkalpen gegenüber den autochthonen Zentralmassiven.

Während die späteretacische Faltung des Schiefergebirges begleitet gewesen war von granodioritischen Intrusionen, so ging die jungpliocäne Faltung Hand in Hand mit andesitischen und basaltischen Massenergüssen. Freilich hatten schon während der ältern Neogenzeit fortdauernd kleinere oder grössere vulkanische Ausbrüche stattgefunden, wie die tuffogene Natur der ältern Neogenschichten an den Barissanrändern beweist. Aber die mächtigen Ergüsse von Andesit- und Basaltlava ereigneten sich erst gegen Ende des Pliocän.

4. Die letzte nachweisbare tektonische Bewegung ist eine allgemeine Hebung des Landes um den Betrag von etwa 50 m, die während der Diluvialzeit vor sich ging. *Erb*⁴⁹⁾ hat für die Westküste des südlichen Sumatra eine pleistocäne Hebung nachgewiesen, indem er in anschaulicher Weise Strandterrassen beschrieb, die sich bis 40 m über den Meeresspiegel erheben. Auf der Ostseite der Insel, speziell in Djambi, ist wohl dieselbe Hebung manifestiert durch den Umstand, dass manche Flüsse, z. B. der Pengabocean-Toenkal, ihre Talwege durch die eigenen Diluvialterrassen hindurch, noch mehrere Meter tief in die tertiäre Unterlage hineingeschnitten haben. Dies weist auf Tieferlegung der Erosionsbasis, bedingt durch entsprechende Hebung des Landes.

⁴⁸⁾ Vgl. Lit. 18. Karte und Tafel II, Figur 6.

⁴⁹⁾ Lit. 4, p. 272—280.

VII. Schlussbemerkung.

Mit den oben gegebenen, skizzenhaften Ausführungen muss ich mich für heute begnügen. Wenn einmal alle meine in Djambi gesammelten Materialien und angestellten Beobachtungen bearbeitet sind, wird die Zeit gekommen sein, das Überschiebungsphänomen auf Sumatra weiter zu diskutieren und daraufhin auch die übrigen, nördlich und südlich von Djambi gelegenen Teile der Insel zu prüfen. Dann wird sich auch Gelegenheit bieten, die sumatranischen Überschiebungen zu vergleichen mit solchen in andern Gebieten, zunächst mit denen, die im Osten des Archipels beobachtet sind.⁵⁰⁾ Diese stellen ein besonders interessantes Vergleichsobjekt dar, da auch ihre Wurzelregionen zum Teil wenigstens in der Tiefe des Meeres begraben sind. Von europäischen Gebieten mit Deckenbau werden besonders die Pyrenäen, die Karpathen und Sicilien mit Calabrien zum Vergleich heranzuziehen sein.

Literaturverzeichnis.

1. *Brouwer, H. A.* Over den postcarbonischen ouderdom van granieten der Padangsche Bovenlanden. Verslag gew. verg. Wis en Nat. Afd. der Kon. Akad. van Wetensch. te Amsterdam van 27 Maart 1915, Deel XXIII, p. 1182—1190 (Lv. V. 2879).*)
2. *Douvillé, H.* Les calcaires à fusulines de l'Indo-Chine. Bull. soc. géol. de France. 4e Série, tome VI, p. 576—587. 1906.
3. *Douvillé, H.* Les couches à Lépidocyclines de Sumatra, d'après les explorations du Dr. Tobler. Compte rendu sommaire des séances de la soc. géol. de France, 1915, p. 36—38.
4. *Erb, J.* Beiträge zur Geologie und Morphologie der südlichsten Westküste von Sumatra. Zeitschr. d. Gesellsch. f. Erdkunde zu Berlin, 1905, p. 251—284 (Lv. V. 1212).
5. *Fliegel, G.* Über obercarbonische Faunen aus Ost- und Süd-Asien. Paläontographica, Band XLVIII, 1901—1902, p. 91—136 (Lv. V. 1233).
6. *Hirschi, H.* Geologische Reiseskizze durch das Äquatoriale Sumatra. Kon. Ned. Aardr. Gen., 1915, p. 476—508. Korrektur, Id. 1915, p. 716 (Lv. V. 2883).
7. *Krumbeck, L.* Obere Trias von Sumatra. Die Padang-Schichten von Sumatra nebst Anhang. Nebst einer Einleitung: Lagerungsverhältnisse der Trias-schichten im Padangschen Hochlande von *R. D. M. Verbeek*. Palaeontographica. Supplement IV, p. 197—266 (Lv. V. 2696).
8. *Mitch, L.* Beiträge zur Petrographie der Landschaft Ulu Rawas, Süd-Sumatra. Über Gesteinsumwandlung, hervorgerufen durch erzzuführende Prozesse. Neues Jahrbuch f. Min., Beilageband XVIII, 1904, p. 452—459 ((Lv. V. 1334—1335).

⁵⁰⁾ Vgl. Lit. 9 und Lit. 24.

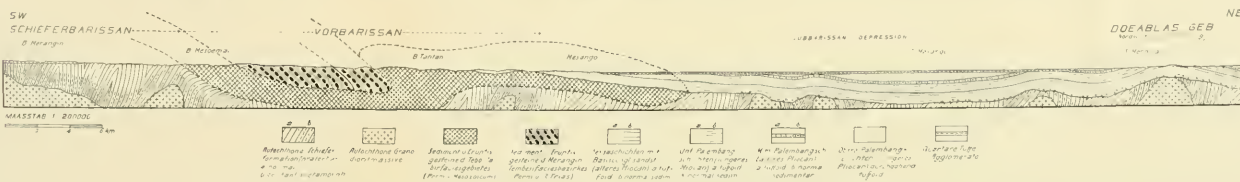
*) Lv. V. bedeutet »Literaturverzeichnis Verbeek«: Opgave van geschriften over geologie en mijnbouw van Nederlandsch Oost-Indië. Verhandelingen van het geol. mijnbouwk. genootschap voor Nederland en Koloniën. Deel I, pag. 31—248, 293—318, 361—376. Deel II pag. 145—164.

9. *Molengraaff, G. A. F.* Folded mountain chains, overthrust sheets and block-faulted mountains in the East Indian Archipelago. *Compte-rendu du XIIe Congrès géologique international, Toronto, 1913.* Ottawa 1915, p. 689—702 (Lv. V. 2934).
10. *Sarasin, P.* Neue lithochrone Funde im Innern von Sumatra. *Verhandl. der naturf. Gesellsch. in Basel, Bd. XXV, 1914, p. 97—111.*
11. *Schmidt, C.* Neue Funde von A. Tobler in Südost-Sumatra. *Zeitschr. d. d. geol. Gesellsch., LIX, 1907, Monatsber. p. 203—204 (Lv. V. 1388).*
12. *Scrivenor, J. B.* The geological history of the Malay Peninsula. *Quart. Journ. geol. Soc. LXIX, 1913, p. 343—371 (Lv. V. 2766).*
13. *Tobler, A.* Einige Notizen zur Geologie von Süd-Sumatra. *Verhandl. der naturf. Gesellsch. in Basel, Band XV, 1903, p. 272—292 (Lv. V. 1402).*
14. *Tobler, A.* Topogr. und geol. Beschreibung der Petroleumgebiete bei Mocara Enim (Süd-Sumatra). *Tijdschr. Kon. Ned. Aardr. Gen., XXIII, 1906, p. 199 bis 315 (Lv. V. 1404).*
15. *Tobler, A.* Über das Vorkommen von Kreide- und Carbon-Schichten in Südwest-Djambi (Sumatra). *Centralblatt f. Min. 1907, p. 484—489 (Lv. V. 1405).*
16. *Tobler, A.* Voorloopige mededeeling over de geologie der residentie Djambi. *Jaarb. Mijnw. 1910. Verhandelingen (verschenen 1912), p. 1—29 (Lv. V. 1408)*
17. *Tobler, A.* Korte beschrijving der petroleumterreinen gelegen in het Zuidoostelijk deel der residentie Djambi (Sumatra). *Jaarb. Mijnw. 1911. Verhandelingen (verschenen in 1913), p. 12—39 (Lv. V. 2654).*
18. *Tobler, A.* Geologie van het Goemaigebergte (Residentie Palembang, Zuid-Sumatra). *Jaarb. Mijnw. 1912. Verhandelingen, (verschenen in 1914). p. 6—86; benevens op p. 50—86 eene petrografische beschrijving der eruptiefgesteenten van het Goemaigebergte door E. Gutzwiller (Lv. V. 2790).*
19. *Verbeek, R. D. M.* Topographische en geologische beschrijving van een gedeelte van Sumatra's Westkust. *Text Batavia, Landsdrukkerij 1883. Atlas Amsterdam 1883 (Lv. V. 1451).*
20. *Verbeek, R. D. M.* Topographische en geologische beschrijving van Zuid-Sumatra, enz. *Jaarb. Mijnw. 1881, I, p. 3—215 (Lv. V. 1446).*
21. *Volz, W.* Zur Geologie von Sumatra. *Geol. und paläontol. Abhandl., herausgegeben von E. Koken. Neue Folge, Band VI, Heft 2, p. 87 ff. Jena 1904 (Lv. V. 1458).*
22. *Volz, W.* Der Malaiische Archipel, sein Bau und sein Zusammenhang mit Asien. *Sitzungsber. der physik. medizin. Sozietät in Erlangen. XLIV (1912), Erlangen 1913, p. 178—204 (Lv. V. 2691).*
23. *Volz, W.* Süd-China und Nord-Sumatra. *Mitteilungen des Ferdinand von Richthofen-Tages, 1913. Berlin 1914, p. 27—54 (Lv. V. 2793).*
24. *Wanner, J.* Geologie von West-Timor. *Geologische Rundschau, IV, 1913, p. 136—150 (Lv. V. 2749).*

Manuskript eingegangen den 2. Dezember 1916.



GEOTEKTONISCHE KARTENSKIZZE DER RESIDENTSCHAFT DJAMBI (SUMATRA)



SCHEMATISCHES QUERPROFIL DURCH VORBARISSAN UND UMGEBUNG

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Verhandlungen der Naturforschenden Gesellschaft zu Basel](#)

Jahr/Year: 1917

Band/Volume: [28_1917](#)

Autor(en)/Author(s): Tobler August

Artikel/Article: [Über Deckenbau im Gebiet von Djambi \(Sumatra\) 1123-1147](#)