

ENDOGENE GEOLOGISCHE FORMATIONEN
DER KONTINENTE UND OZEANE

von

GEORGI M. ZARIDZE ⁺⁾

INHALTSVERZEICHNIS

Seite

1. Die Protogeologische-Vorgeosynklinale Etappe
2. Die Protoplattform - Protogeosynklinale Etappe
3. Die Geosynklinale - Plattform Etappe
- 3.1 Die Geosynklinalen Formationen
- 3.1.1 Eugeosynklinalen
- 3.1.2 Miogeosynklinalen
- 3.1.3 Parageosynklinalen
- 3.1.4 Zwischengebirge
- 3.2 Die Plattformformationen
- 3.2.1 Die Vorriftformationen
- 3.2.2 Die Formationen der Epiplattform Riftgürtel und Zonen (kontinental, interkontinental und ozeanisch)
- 3.2.2.1 Formationen der kontinentalen Riftzonen
- 3.2.2.2 Formationen der interkontinentalen Riftzonen
- 3.2.2.3 Formationen der ozeanischen Riftzonen und des ozeanischen Bodens
4. Schlußfolgerungen
5. Literaturverzeichnis

⁺⁾ Professor Dr. Georgi Michailowich Zaridze,
Institut für Geologie der Akademie der Wissenschaften der
Georgischen SSR, Soja Ruchadze 1, TBILISI, USSR

ZUSAMMENFASSUNG

Auf Grund der umfangreichen geologisch-petrographischen Erkenntnisse - der eigenen Untersuchungen des Verfassers und der Literaturangaben - betrachtet der vorliegende Beitrag die endogenen (vulkanischen, plutonischen, metamorphen, metasomatischen, polygenetischen) geologischen Formationen der Erde in geschichtlicher Reihenfolge vom Stadium des Werdens des Planeten an.

Es werden drei Entwicklungsetappen unterschieden: die protogeologisch vorgeosynklinale, die Protoplattform-Protogeosynklinale- und die Geosynklinale-Plattform-Etappe. Die letzte Entwicklungsetappe der Erde gliedert sich in das eigentlich geosynklinale und orogene Stadium und in das Plattformstadium, das seinerseits jeweils in Stadien der Vorrift (Grabenbruchsystem), Plattform und Epiplattform (kontinentale, interkontinentale und ozeanische Gräben) eingeteilt wird. Für die genannten Geostrukturen werden entsprechende Gesteins-Formationen (Formationstypen) festgelegt.

1. DIE PROTOGEOLOGISCHE VORGEOSYNKLINALE ETAPPE

In der protogeologischen vorgeosynklinalen Etappe vereinigen wir das Katarchäikum und das nukleare Stadium von PAWLOW (1962, 1964, 1970, 1973, 1975, PAWLOWSKI und KOLOTUCHINA, 1978). Diese Etappe entspricht ihrem Alter nach etwa 4,5 - 4,0 Mrd. Jahren. Angaben über die Ausgangszusammensetzung der Erdkruste auf dieser Entwicklungsetappe kann man anhand von den am schwächsten umgewandelten spärlichen Gesteinsresten erhalten, die in uralten Schilden vorkommen. Es liegt nahe, daß in dem frühen Entwicklungsstadium der Erde (Katarchäikum) kolossale Lavenergüße erfolgt sind. Dieses Stadium wurde 1922 von A.P. PAWLOW als "Mondstadium" bezeichnet, obwohl er annahm, daß die Vulkanite von saurerer Zusammensetzung sind.

Heute gibt es keine Zweifel, daß es im Mondstadium der Erdgeschichte weitläufige Basalteruptionen gab, wobei Anorthosite gebildet wurden (PAWLOWSKI, 1964, 1967, 1975). Der Planetarvulkanismus des Mondes entspricht etwa 4,5 - 4,6 Mrd. Jahren. Nach seiner Zusammensetzung entspricht er den ozeanischen und Trapp-Tholeiitbasalten aus den uralten Tafeln der Erde (BOGATIKOW, DIMITRIJEW, 1976).

Reste des "Mondstadiums" der Erdgeschichte (Katarchäikum), die nach ihrer Zusammensetzung Ozeaniten und lunaren Basalten ähnlich sind, gibt es auf dem Aldanschild (Sibirische Tafel). Im unteren Teil einer mächtigen Folge, der Sutamskaja Serie (4,50 - 4,58 Mrd. Jahre), sind hier *Hypersthen-Plagioklas-, Bipyroxen-Plagioklas-, Granat-Hypersthen-Plagioklas- und eklogitartige (Olivin-Pyroxen-, Pyroxen-Granat-) Metamorphite sowie Gabbro-Norite und Gabbro-Anorthosite* beschrieben (MARAKUSCHEW, 1973). Eine untergeordnete Rolle spielen Gesteine mit hohem Gehalt an Tonerde (PAWLOWSKI, 1975).

Die tektonischen Verhältnisse des Sutamskaja-Katarchäikums sind nach PAWLOWSKI (1975) sehr eigenartig. Hier dominieren verschiedene nicht orientierte rundliche negative schalenförmige vulkanisch-tektonische Strukturen (Synformen), die durch schmale antiforme Strukturen abgegrenzt sind. Die Ähnlichkeit der Gesteine dieser Serie und ihre Analogie (Nesmurinskaja Ablagerungen, Imangrakanskaja und Karurjaskaja Folgen) mit dem Mond besteht auch in der Entwicklung der größten Anorthositen der Welt im Süden des Aldanschilds (Kalarskije und Dshugdshurskije). Gleichzeitige Bildungen sind *Gabbro-Norit-Labradorite* in der Montschetundra auf der Kolahalbinsel (4,0 - 4,5 Mrd. Jahre), *Orthoamphibolite* aus dem Französischen Guayana (4,13 Mrd. Jahre) und gleichnamige Gesteine in Südrhodesien, die die Subaquij-Serie unterlagern.

O. BOGATIKOW (1976) unterscheidet auf dem Territorium der Sowjetunion sieben Provinzen der Verbreitung autonomer Anorthosite. Die ältesten sind: Kolskaja (*Gabbro-Anorthosit-Assoziation*), Wolga-Uralskaja (*Gabbro-Norit-Anorthosit-Assoziation*), Anabarskaja, Aldanskaja und Ochotskaja. Ihr Alter ist mehr als 2,0 Mrd. Jahre.

Im geosynklinallosen und plattformlosen nuklearen Stadium erfolgten mächtige Ergüsse der Basalte. Es wurden auch Fumarolenmaterial sowie chemisch und mechanisch abgelagertes Material (Evaporate und Grauwacken) in den räumlich nicht orientierten (weil damals horizontale Beanspruchungen fehlten) Becken abgelagert, die auf der dünnen, noch bei weitem nicht stabilen Kruste lagen. Die nicht lineare (haufenartige), gruppenartige Lage der Granitkuppeln, die am Ende des nuklearen Stadiums gebildet wurden, kann man auch mit denselben Gründen erklären. Als Beispiel für die erwähnten Becken kann die Provinz des Oberen Sees in Kanada dienen, die von A. Goodwin und F. Schklank (PAWLOWSKI, 1970, 1975) erforscht wurde.

Zu den uralten nuklearen Granitkomplexen zählen *Oligoklasgranite* auf der Kolahalbinsel (3,5 - 3,3 Mrd. Jahre), *Präbulavangranite* in Südrhodesien, *Tonalite* von Cap Valley in Südafrika, *Tonalite*, *Granodiorite*, *Quarzmonzonite* vom Kanadischen Schild (3,1 - 3,3 Mrd. Jahre) in Minnesota, USA und erste *Granite* von Guayana.

Mit diesen Gesteinen begann die Bildung der granitisch-metamorphen Erdkruste. Sie wurde später als die entsprechenden vulkanogen-sedimentären Ablagerungen gebildet (PAWLOWSKI, 1973, 1975). Es ist zu betonen, daß die angeführte Reihenfolge zwischen dem basischen Vulkanismus und dem granitischen Plutonismus im wesentlichen auch im Phanerozoikum im Rahmen eines bestimmten tektono-magmatischen Zyklus erhalten bleibt. Die Gesetzmäßigkeit des nuklearen Entwicklungsstadiums - die zeitlich ausgedehnte Alternation verschiedener Granittypen von Plagiograniten bis zu Kaligraniten - hält sich auch im Phanerozoikum, der Unterschied ist aber, daß dieser Wechsel hier im Rahmen eines bestimmten geosynklinalen Zyklus erfolgt.

Ich möchte meine Vorstellungen über den Grund der ursprünglichen Bildung der granitisch-metamorphen Schicht erörtern. Wir nehmen an, daß eine stufenweise metasomatische Granitisation des basischen Substrats infolge der intensiven Einwirkung der emporsteigenden postmagmatischen Lösungen eine bedeutende Rolle in diesem Prozeß spielte. Die Granitisation des basischen Fundaments wird auch von E. PAWLOWSKI (1975) anerkannt.

Die Tatsache, daß die Gesteine, die man schon Granite nennen darf, später, als die effusiv-terrigenen Folgen in Erscheinung treten, kann man nicht als ein überzeugendes Argument betrachten, daß die Granite nur infolge der Umschmelzung der Sedimentgesteine gebildet wurden, (die damals natürlich noch sehr schwach sortiert gewesen sein müßten). Es ist außerdem ernsthaft damit zu rechnen, daß die metasomatische Granitisation vorwiegend in Verbreitungsgebieten der basischen Magmangesteine (des basischen Substrats) in Erscheinung tritt. Das sieht man auch in phanerozoischen Graniten, die mit den auf dem primären Basaltsubstrat der ozeanischen Kruste angelegten Eugeosynklinalen in Verbindung stehen.

Es liegt nahe, daß der Mantel der Erde im Vergleich zum Mondmantel viel aktiver war. Er versorgte die oberen Hüllen der Erde reichlich mit chemisch aktiven Stoffen von unterschiedlicher Zusammensetzung, die Metamorphose und Metasomatose hervorriefen. Die Entgasung des Mantels bedingte bekanntlich die allmähliche Entstehung der Atmosphäre und Hydrosphäre. Auf dem Mond waren diese Vorgänge wahrscheinlich allzu schwach, was durch das Fehlen von metamorphen und sauren Gesteinen vom Granittyp dort bestätigt wird. Deswegen ist auch kaum anzunehmen, daß die Gas- und Hydrothermen auf dem Mond in solchem Umfang ausgeschieden wurden, daß sie eine Atmosphäre und Hydrosphäre bilden konnten, die jedoch von dem Planeten nicht festgehalten werden konnten und sich deshalb im All verflüchtigten.

In der protogeologisch-vorgeosynklinalen Entwicklungsetappe der Erde zeichnen sich folgende endogene Formationen (Formationstypen) ab: *die metavulkanogen- (metagrünstein-) -metaterrigene Formation*. (Malen- und Isua-Serien, Grönland, Ukrainischer Schild, Subauij, Südafrika, Kiwatin-Serie, Kanadischer Schild), *die Granitgneis-Formation* (Granitgneise, die die Isua-Serie querschneiden, Amitsoq, Bezirk Gotheeb, östliche Labradorküste im Fjord Sjøgluk, Kanadischer Schild, Nook, Grönland, Sutamskaja Serie, Aldanschild), *die basitultrabasit-anorthositische Formation* (südwestlicher Teil des Baltischen Schields, östlicher Teil des Kanadischen Schields, südlicher Teil des Aldanschildes - Kalarski und Dshugdshurski Massive, stratimorphe Körper zwischen Amitsoq-Gneisen und der Malen-Serie, Grönland) *die granitische Formation*.

2. DIE PROTOPLATTFORM-PROTOGEOSYNKLINALE-ETAPPE

Im frühen Präkambrium erfolgte nach dem nuklearen Stadium der Bildung der granit-metamorphen Schicht der Erde an vielen Stellen eine gewisse Stabilisierung der Erdkruste, die viele gemeinsame Merkmale mit den später gebildeten Plattformen hat. Sie wurde die Protoplattform genannt (PAWLOWSKI, 1964). Auf dem Aldanschild verwandelte sich die vor 3 Mrd. Jahren gebildete Protoplattform auf der Strecke des Aldano-Timitonski Blocks in das Protogeosynklinale Stadium um (PAWLOWSKI, 1964), vor 2,6 Mrd. Jahren verschwand sie, und dann entwickelte sie sich wieder als Protoplattform weiter. Im abschließenden Stadium der Entwicklung des Aldanschilds bildete sich etwa vor 2 Mrd. Jahren ein großer granitischer Lakkolith.

Im Unterschied zu den Plattformen haben die Protoplattformen folgende Besonderheiten: Bildung der aufgelegten Geosynklinalen in einigen Stellen ihrer Entwicklung (Baltischer Schild), Vielfalt der morphologischen Typen und der Zusammensetzung der magmatischen Gesteine (Mafite, Ultramafite, alkalische Gesteine und sehr umfangreiche granitische Gesteine, sowohl palingen als auch metasomatisch), lokale Metamorphose der Sedimente der Decke, besonders an Stellen, wo eine intensive Entwicklung der Granitkuppeln und anderer Intrusiva von Lakkolithen und Lopolithen einsetzte (auf dem Aldanschild erlebten die Sedimente der Protoplattformdecke die Grünsteinmetamorphose) und eine recht intensive Granitisation der Gesteine des basischen Fundaments, die auch untere Horizonte der Decke einbezog. Die Mächtigkeit der Sedimentationsdecke der Protoplattformen ist mehrere Kilometer hoch (PAWLOWSKI, 1962, 1964, 1967, 1973, PAWLOWSKI, KOLUCHINA, 1978).

Die Protoplattformverhältnisse entstanden in verschiedenen Bereichen der Entwicklung der Erdkruste zu verschiedener Zeit, im Asowgebiet des Ukrainischen Schilds etwa vor 3,5 Mrd. Jahren, auf der Kolahalbinsel vor 3,4 - 3,1 Mrd. Jahren und auf dem Kanadischen Schild etwa vor 2,4 Mrd. Jahren.

Auf der Kolahalbinsel ist mit dem Beginn des Protoplattform-Stadiums die Bildung des stratimorphen Montschegorski-Intrusivs verbunden, das sich aus *Pyroxeniten*, *Peridotiten* und *Noriten* zusammensetzt. Die anderen bekannten geschichteten Intrusiva vom Buschfeld-Typ haben sich wahrscheinlich in der Protoplattform-Etappe gebildet.

O. BOGATIKOW (1976) unterscheidet unter späteren autonomen Anorthositen zwei Provinzen - die Ukrainische und die Baltische (*Gabbro-Norit-Anorthosit*). Ihr maximales Alter ist 2 Mrd. Jahre.

Die Protogeosynklinalen, die einige gemeinsame Züge mit Geosynklinalen haben, unterscheiden sich von den letzten durch einfache Formen der Linearfalten, Fehlen der intrageosynklinalen Hebungen, fazielle Unbeständigkeit der Sedimente, Entwicklung des mafitischen und ultramafitischen bis granitischen Magmatis-

mus in Senken, obwohl granitische Gesteine hier, im Vergleich zu ihrer Verbreitung in Protoplattformen, eine recht untergeordnete Rolle spielen. Schließlich ist auch für die Protogeosynklinalen die Hochtemperaturmetamorphose in Verhältnissen der Granulit- und Amphibolitfazies typisch (PAWLOWSKI, 1964, 1975).

In der Protoplattform-Protogeosynklinalen-Etappe bildeten sich verschiedene endogene Formationen. In den Protoplattformen: *pikrit-basaltische, Vulkanogen- (grünstein-) -metaterrigene Typen* für die Sedimentationsdecke, *mafīt-anorthositische, anorthosit-ultramafīt-mafītische Typen (Gabbro)* für geschichtete Intrusionen vom Buschfeld-Typ. In Protogeosynklinalen: *Gabbro, Granodiorite Granite u.a.*

3. DIE GEOSYNKLINALE-PLATTFORM-ETAPPE

Für diese Entwicklungsetappe der Erde ist eine scharfe Abgrenzung zwischen den länglich ausgedehnten Geosynklinalen Faltengebirgs-Strukturen und den flächigen stabilen Plattform-Strukturen mit den für jede Struktur eigenen Prozessen von Magmatismus, Metamorphose, Metasomatose und Erzmineralisierung charakteristisch.

Hier werden geosynklinale endogene Formationstypen festgelegt, die in das eigentlich geosynklinale und das orogene Stadium sowie in die Plattform-Formationstypen unterteilt sind, die sich ihrerseits in die Vorriftplattform-Epiplattform-Formationstypen und die des ozeanischen Bodens unterteilen.

3.1 Die geosynklinalen Formationen

Wir betrachten die Entwicklung magmatischer Prozesse in verschiedenen Typen der Geosynklinalen (Tab. 1).

3.1.1 Eugeosynklinalen

Das eigentlich geosynklinale Stadium der Eugeosynklinale zeichnet sich durch einen großen Kontrast der schollen-welligen Schwingungsbewegungen aus. Die Sedimentation beginnt manchmal mit der Bildung der "unteren terrigenen" *Tonschiefer-Grauwacken- oder Tonschiefer- (Aspidenschiefer-) Formation*, nicht selten mit dem lokalen Hervortreten des initialen Basaltvulkanismus, des A-III-Typs (Tab. 1) wie insbesondere im frühgeosynklinalen Stadium des alpinen Zyklus des Großen Kaukasus (vulkanogen-tonschieferige Formation nach G.M. ZARIDZE, (1970). An der südlichen Flanke des Großen Kaukasus in der Gagra-Dshawa tektonischen Zone wurde im mittleren Jura im Bereich des aktiven Kontinentalrandes (Transkaukasisches Zwischengebirge) eine Eugeosynklinale angelegt. Im frühen, eigentlich geosynklinalen Stadium, entstand hier im Bajocien die Basalt-Andesit-Formation, des A-I-Typs, die im späteren, eigentlich geosynklinalen Stadium, die Grünsteinmetamorphose erlebte (Grünsteinfazies des Metamorphismus, des A-III-Typs. Als Resultat bildete sich daraus die Grünstein- (*Spilit-Diabas-Porphyrīt-*) Formation (ZARIDSE, 1970).

Die erwähnte Bajocien-Eugeosynklinale wurde im Oberbajocien-Bathonien gefaltet, es entstand eine gesonderte Geoantiklinale (Kordillere). Zu dieser Zeit formierten sich frühorogene (Bathonien) granitische Gesteine (*Gabbro-Quarzmonzonit-Granite*) des B-1-Typs, mit der Reihenfolge der Bildung von mehr basischen zu mehr saueren Gesteinen. Gerölle dieser Gesteine gibt es reichlich in unterkretazischen und auch in oberjurassischen Sedimenten (ZARIDSE, 1938, 1944).

In Inselbogengürteln, z.B. in der Kurilen-Kamtschatka-Zone (V.N. SCHILOW) gibt es zwei Stufen des Vulkanismus: die präspätkretazische (*Tholeiitlaven*, die sich in der Tiefsee ergossen) und die spätkretazische-känozoische (*basische bis kieselsauere Laven der Kalkalkaliserie*, die sich in Flachsee-, Küsten- und subärischen-Gebieten ergossen).

Die durchgeführten Berechnungen zeugen vom großem Vorherrschen der Basalte in Inselbogengürteln: der mittlere Gehalt der mittelkieselsauerer und kieselsauerer Vulkanite beträgt nur 20 - 25 %. Das widerspricht der verbreiteten Meinung von der großen Verbreitung des Andesitvulkanismus in diesen Zonen. In den Vulkaniten der aktiven kontinentalen Randgebieten des Pazifischen tektonischen Gürtels machen kieselsauere Gesteine dagegen etwa 39 - 75 % aus, und basische Gesteine etwa 15 - 53 %. In Inselbogengürteln der Kleinen Kurilen machen die Mafit-Vulkanite 90 - 100 % und auf der Sachalin bis 50 % aus. In der letzten Zone erreichen kieselsauere Vulkanite 26 %, daraus folgt, daß die Mesozoischen randkontinentalen Zonen keine Paläoanaloge der Inselbogengürtel sind (NAGIBINA, SCHILOW, 1978).

Sehr ausgedehnte vulkanische Randgürtel (der Tschuktschen-Katasiatische, Kordilleren-, Mittelamerikanische und Andengürtel) formierten und entwickelten sich bekanntlich im Mesozoikum entlang den von der Pazifischen Depression begrenzten Randgebieten Asiens und Amerikas sowie auf dem Grameland in der Antarktis auf verschiedenen Geostrukturen (alten Plattformen und Zwischengebirge, auf paläozoischem und mesozoischem Faltenbau). Diese Randgürtel bilden einen fast geschlossenen Pazifischen tektonischen Ring der mesozoischen eo- und mio-geosynklinalen Systeme sowie einen vulkanischen Gürtel mit gekoppelten granitischen Gesteinen, die, ähnlich wie georgische bathonische Granite, relativ früher gebildete Gabbrogesteine durchbrechen.

Verschiedene Bereiche der größeren Bestandteile dieses Gürtels, insbesondere der Tschuktschen-Katasiatische entstanden und entwickelten sich zu verschiedener Zeit: der Ochotische-Tschuktschen-Bereich entstand im Apt und entwickelte sich bis zum Paläogen, der Katasiatische bildete sich Ende Oberjura und in der Unteren Kreide, der Sichote-Alinische formierte sich in der Oberkreide und im Paläogen (NAGIBINA, SCHILOW, 1978).

E.K. USTIJEW (1963), der den Ochotischen-Tschuktschen-Bereich eingehend erforschte, hat drei Entwicklungsetappen festgestellt. Die erste frühkretazische Etappe (Präspätkreide nach V.N. SCHILOW) zeichnet sich durch einen langen, vorwiegend andesitischen Vulkanismus aus. Die Reihenfolge der Ergüsse ist: *Andesite*, *Andesit-Liparite*, *Andesite* (A-II-Typ der Tab. 1). Am Ende dieser Etappe ist eine Faltungsphase festzustellen. In Zusammenhang damit bildeten sich "ochotische" Intrusionen mit hauptsächlich granodioritischer Zusammensetzung in folgender Reihenfolge: Gabbro, Diorite (ohne und mit Quarz), Granodiorite, Plagiogranite, Granite (B-II-Typ). Die ochotischen Intrusionen durchbrechen und überprägen die unterkretazischen-vulkanogen-sedimentären Ablagerungen und werden von den oberkretazischen Sedimenten der nachfolgenden Strukturstufe überlagert. In der zweiten und dritten Entwicklungsetappe des Ochotisch-Tschuktschen-Bereichs des Gürtels entstehen die zweite und dritte konsolidierten Strukturstufen mit den für sie typischen Prozessen des Magmatismus.

Aus den angeführten Angaben ist ersichtlich, daß die "ochotischen" unter- und oberkretazischen granitischen Gesteine, gleich den Graniten des Bathonium von der südlichen Flanke des Großen Kaukasus, zum frühorogenen Typ gehören, weil ihre Entstehung mit den Faltungsphasen in Verbindung steht. Es liegt nahe, daß es hier zwei intrusive Formationen gibt: die unterkretazische *Gabbro-Plagiogranit-Granodiorit*- und die oberkretazische *Granit-Porphyr-Formation* (B-II-Typ, Tab. 1). Es gibt auch zwei vulkanische kretazische Formationen: die unterkretazische *Andesit*- und die oberkretazische *Andesit-Dazit-Liparit-Formation* (des A-II-Typs). Zur dritten vulkanischen Formation gehört die finale neogene Basaltformation des B-IV-Typs.

Alle granitischen Intrusionen, sowohl die phanerozoischen als auch die uralten, die mit der Entwicklung vulkanogener Geosynklinalen verbunden sind, bildeten sich bekanntlich im Stadium der Faltung (Orogenese) ihrer umfassenden Gesteine (ZARIDSE, 1976), mit dem Unterschied, daß die uralten Granite tief bloßgelegt und ihre umfassenden vulkanogenen Geosynklinalen zusammen mit den granitischen Intrusionen einer Metamorphose unterworfen sind. Deswegen halten wir die Verwendung des Fachausdrucks "die vulkanisch-plutonische Formation" in Bezug auf vulkanische und plutonische Bildungen des Ochotisch-Tschuktschen-Bereichs des Gürtels und die Übertragung dieses Ausdrucks auf den ganzen Gürtel und die geosynklinalen Bildungen vom gleichen Typ für ausgeschlossen.

In verschiedenen Gürteln (Eugeosynklinalen-, Inselbögen-, Kontinentalrandgürteln) sind vulkanische Formationen sehr mannigfaltig. Darunter findet man: *Basalt-Andesit- oder Andesit-Basalt*-, *Dazit-Islandit-Tholeiitbasalt*-, *Rhyolith-Dazit-Andesit*- (Kalkalkalireihe), *Trachyt-Mugearit-Hawaiiit-Alkaliolivinbasalt*- (Alkalireihe) und andere känotype Formationen des A-II-Typs (MIYASHIRO, 1973), *Spilit-Keratophyr-Diabas-Porphyr*-, *Spilit-Diabas-Porphyr*-, *Spilit-Keratophyr*- und andere paläotype Formationen, die man in den *Spilit-Keratophyr-Diabas-Porphyr*-Formationstyp (A-III) vereinen kann.

Der Ophiolith-Komplex der Gesteine (*Tholeiitbasalte, Hyperbasite, Tiefwasser-Kieselablagerungen*) ist bekanntlich für Eugeosynklinalen (aus der Zone der Tiefwasserrinnen) typisch, die auf der ozeanischen Kruste angelegt sind. Die Tiefe der Senke erreicht einige Kilometer, davon zeugt der Charakter der Sedimente, die die Tonschiefer-Grauwacken-Formation ablösen.

Die alpinotypen Hyperbasite (*Serpentinite*) in Assoziation mit Tholeiitbasalten und metagabbroiden Gesteinen bilden oft die tektonisch aus dem Mantel herausgepreßten, langen, gewöhnlich linsenartigen Körper, die Fackolithe, mit Mächtigkeiten bis zu 1 km.

Die den Ophiolith-Komplex zusammensetzenden magmatischen Bildungen kann man sicher in die einheitliche *Tholeiitbasalt-Gabbro-Hyperbasit-(-Ultramafit-) Formation* vereinigen (Tab.1). In denselben Supertiefenbrüchen entstehen auch die Glaukophanschiefer (Tab. 1).

3.1.2 Miogeosynklinalen

Das eigentlich geosynklinale Stadium der Miogeosynklinale zeichnet sich durch Fehlen oder schwache Form des initialen *Liparit-Dazit-Vulkanismus* aus, dabei dominieren bald Liparite bald Dazite und der Ophiolith Komplex der Gesteine fällt heraus. Die alpine Miogeosynklinale des Großen Kaukasus und die mittel- bis spätpaläozoische Miogeosynklinale der Balchasch-Zone im Zentralen Kasachstan haben einen schwachen initialen Vulkanismus (Tab. 1).

3.1.3 Parageosynklinalen

In Geosynkinalverhältnissen dieses Typs fehlt gewöhnlich der initiale Vulkanismus selbst in schwacher Form. Im Inversionsstadium bilden sich keine granitischen Gesteine und die Metamorphose tritt nicht in Erscheinung. Das Donezbecken kann als Beispiel einer solchen Parageosynklinale dienen, aber in einigen Parageosynklinalen, z.B. in denen des nordöstlichen Großen Kaukasus (der sogenannte Kalkige Dagestan) und im westlichen Teil der südlichen Flanke des Großen Kaukasus (Abchasien) kommt der Andesit-Basalt-Magmatismus als Schichten- und Schnittkörper vor (Tab. 1).

3.1.4 Zwischengebirge

Im Zwischengebirge, das stark durch Bruchdislokationen gestört ist, erscheint manchmal intensiver Effusions- und Intrusionsmagmatismus (Tab. 1). Die Magmatit-Zusammensetzung ist mannigfaltig: es gibt sowohl Erdalkali- als auch Alkali-Reihen (*Basalte, Andesite, Trachyte, Teschenite, Phonolithe, Monzonite, Syenite und Granite*).

Im orogenen Stadium der geosynklinalen Entwicklung in Inselbögen und an aktiven Kontinentalrändern bilden sich Granite und andere Magmatite und Metamorphite (Tab. 1, die Typen B-I, B-II).

Die frühorogene vorplagiogranitische progressive Regionalmetamorphose (B-I) erfolgt zuerst in niedrigtemperatur-Verhältnissen, vorwiegend an Gesteinen der Eugeosynklinalen; im Stadium der Plagiogranit-Bildung (*Gabbro-Plagiogranit-Formationstyp*) erfolgt dann die progressive Hochtemperaturmetamorphose (B-II) an den früher metamorphisierten Gesteinen (B-I), dann nimmt der Metamorphosegrad im spätorogenen Stadium ab, und an den vorhergehenden Metamorphiten werden regressiv-regionalmetamorphisierte Gesteine (Diaphtorite) sowie hochalkalische Granite und andere Plutonite (des B-III-Typs) gebildet. Das abschlußorogene (finale) Stadium zeichnet sich durch Bildung folgender Formationen aus: der kleinen Intrusionen mit bunter Zusammensetzung sowie der *Basalt-Liparit-Dazit-Andesit-Formation* (Typ B-IV).

3.2 Die Plattform-Formationen

Die Plattformen (Tafeln) bildeten sich bekanntlich vor 1600 - 1800 Mill. Jahren nach dem Karelischen endogenen Zyklus. Dazu gehören die Osteuropäische, Sibirische, Kanadische Platte u.a. Später entstanden epiproterozoische Tafeln (einige Bereiche von afrikanischen Tafeln). Die jungen Tafeln bildeten sich in der Zeit zwischen den variscischen und alpinen tektono-magmatischen Zyklen (epivariscische Tafeln).

Für die Abgrenzung verschiedener orogenetischen Entwicklungsstadien der Tafeln gibt es keine überzeugenden Angaben, weil auf den uralten Tafeln orogenetische Vorgänge entweder nicht fixiert werden oder sehr schwach in Erscheinung treten. Etwas günstiger sind in dieser Hinsicht die jungen Tafeln. "Die Riftverhältnisse (Grabenbruchsysteme), die aber auch auf den jungen Tafeln entstehen können, erweisen sich auf den alten Tafeln als ein eigenartiger Ersatz der Epiplattformorogenese" (BELOUSSOW, 1975, S. 100). Laut der Hypothese der neuen globalen Tektonik und im Unterschied zu den Geosynklinalen, die sich in Zonen der Aufhebung der Lithosphärenplatten aufeinander bilden, entstehen die Riftzonen und mittelozeanischen Bergrücken im Plattenbereich (SOROCHTIN, 1974).

3.2.1 Die Vorriftformationen (Tab. 2, Typ A)

Auf den Tafeln kann der Magmatismus viel früher (manchmal Dutzende und Hunderte Millionen Jahre früher) als die Riftentwicklung (Vorrift- oder Präriftmagmatismus) zum Vorschein kommen. Die Beobachtung zeigt, daß der Vorriftmagmatismus auf solchen Tafeln in Erscheinung trat, die später die Riftogenese erlebten. Es liegt nahe, daß der Magmatismus, der dem initialen Geosynklimavulkanismus ähnlich ist, ein zeitlich recht entfernter Vorläufer der disjunktiven Aktivierung der Tafeln ist.

Mit dem frühen Aktivierungsstadium der Tafeln ist vorwiegend der Trappvulkanismus verbunden. Beispielsweise ist er recht eigenartig in der Baikalischen Riftzone auf deren Flanken ausgebildet (in Tunkinischen und Tscharischen Riften) und fehlt im Zentralen Baikargebiet. Im Südwesten begann der Vulkanismus im Miozän und verbreitete sich allmählich nach Westen. Im Nordosten der Baikalischen Riftzone begann der Vulkanismus erst im Mittelquartär. In den Tunkinischen und Tscharischen Riften (Gräben) wird die zeitliche Übereinstimmung des Beginns der Riftogenese (Grabenbildung) und des Vulkanismus festgestellt, später aber verlegte sich nach der Rift-Entwicklung die vulkanische Aktivität von Bergrücken (der Aussenrift-Vulkanismus) zu den Vertiefungen, d.h. zu den Gräben hin (der eigentliche Riftvulkanismus).

Die Entwicklung des Vulkanismus in den erwähnten Gräben sieht so aus (GRATSCHEW, 1977):

Der Tscharische Graben mit *mittelquartären Basalten, eine differenzierte Serie der spätquartären holozänen Trachybasalte und Trachyte,*

der Tunkinische Graben mit *miozänen Basalten der Tunkinischen Vertiefung, miozänen Basalten des Chamar-Daban-Rückens, pliozän-quartären Basalten der Tunkinischen Vertiefung, spätquartären Basalten des Dshida-Flusses.*

Der Vorrift- (Außenrift-) Vulkanismus wird vermutlich in folgenden Stellen fixiert: Ende Perm bis Anfang Trias in Sibirien, gehört zur Tungusischen-Syneklise, etwa zu derselben Zeit in Antarktika; Trias bis Anfang Jura in Südostafrika (Karru- und Parana-Syneklisen); Miozäne Plateaubasalte sind bekannt auf dem Kolumbischen Plateau und in den nordamerikanischen Kordilleren, sie gehören zum Zwischengebirge, das innerhalb der mesozoischen Geosynklinale liegt. Im Paläozoikum wirkte der Magmatismus auf den Tafeln sehr selten und räumlich recht unbedeutend.

Nach den Angaben von V.L. MASSAITIS (1973), hängt die Magmenzusammensetzung in Trappformationen vom Zeitabstand zwischen Stabilisierung der Tafeln und Erscheinen des Vulkanismus ab. Man sieht folgende Veränderung in der Magmenzusammensetzung: SiO_2 und Alkalien, besonders K_2O verringern sich, CaO und MgO nehmen zu.

Nach kurzem Ausbruch des Trappmagmatismus erfolgt in einigen Gebieten eine wiederholte Vorriftentwicklung, dabei entstehen zentrale Intrusionen von Alkalizusammensetzung (*Kimberlite, Melilithphonolithe u.a.*). Zu solchen Gebieten gehört der südliche Teil des Afrikanisch-Arabischen Riftgürtels (Mocambique, Malawi u.a.). Dieser Alkalimagmatismus steht in Zusammenhang mit der Überlagerung des Frühstadiums der Riftbildung durch die känozoische Grabenbildung.

Außer den erwähnten zentralen Intrusionen mit Alkalizusammensetzung bilden sich auf den Tafeln vor der Riftogenese Intrusionen in folgender Reihenfolge: *Gabbro-Anorthosite*, *Gabbro-Syenite*, *Eisengranitoide*, *Rapakivi-Granite*, *Agpait-Nephelinsyenite* u.a. Als Beispiel sind granitische Gesteine von Fennoskandien (*Rapakivi-Granite*, Granitstöcke im Oslo-Graben), Südwestafrika (*Erongo- und Brandberg-Granite*), Kusnezsk-Alatau, Ostsajan u.a. zu nennen. Der subsequente Vulkanismus hat *Dazit- und Liparitzusammensetzung*. Die entsprechenden Formationstypen sind in Tab. 2 angeführt.

3.2.2 Die Formationen der Epiplattform, Riftgürtel- und Riftzonen (kontinental, interkontinental und ozeanisch, Typ B, Tab. 3)

Die genannten drei Kategorien der Riffe unterscheiden sich nach E.E. MILANOWSKI (1976), in Größe, Morphologie, Ausmaß und Zusammensetzung des Vulkanismus (am größten in ozeanischen Riftzonen), Größe des Wärmestroms (am größten in ozeanischen Riftzonen), Struktur des Magnetfelds, Beanspruchungsplan in Erdbebenherden (in kontinentalen Riftzonen ist der Vektor der Kompressionsspannungen subvertikal zum Streichen der Riftzone orientiert) u.s.w. wesentlich voneinander.

3.2.2.1 Formationen der kontinentalen Riftzonen (der Typ B-1)

Diese Formationen die im Osten Asiens beobachtet werden, erscheinen als zahlreiche Spaltungen verschiedener Größe, die sich vom Randbruchsystem Asiens tief hinein in den Kontinent abzweigen. Dabei bilden sich kontinentale (intrakontinentale) vulkanische Gürtel und kleinere (lokale) Arealvulkane. Relativ groß sind vulkanische Gürtel und die damit verbundenen orogenen Plutone (Mongolo-Ochotische des Stanowojgebirges Südalidan und Jan'schan'-Gebirge), die scharf auf die präkambrischen Strukturen aufgelegt sind. Zur kontinentalen Riftstruktur gehört Felsiges Gebirge mit tertiären granitischen Gesteinen. Die Vulkanit-Zusammensetzung umfaßt *Basalte, Andesite, Dazite, Liparite, Trachybasalte und Trachyliparite*. Zur Plutonit-Zusammensetzung gehören *Gabbro, Diorite, Granitoide, normale und alkalische Granite und Alaskite* (NAGIBINA, SCHILLOW, 1978).

Kontinentale (intrakontinentale) Grabenzonen werden nach MILANOWSKI (1976) in zwei Gruppen eingeteilt:

- 1) Riftzonen und Tafelgürtel, in denen die Riftbildung nach einer recht langen Zeit der Tafel (200 - 500 Mio Jahre und mehr) oder einer nahestehenden Entwicklung begann,
- 2) Riftzonen und Gürtel junger Faltenbauten (epirogener), wo der analoge Prozeß unmittelbar nach dem Abschluß der geosynklinalen Entwicklung, d.h. nach der Orogenese erfolgte oder sich sogar mit Erscheinungen verband, die der epigeosynklinalen Orogenese eigen sind (der Typ C mit den Untergruppen C-I und C-II).

In der ersten Gruppe unterscheidet man zwei Typen der Grabenzonen: die gewölbe-vulkanischen und die Spaltenzonen. Dem ersten Typ entsprechen die Äthiopische und Kenianische Riftzonen in Ostafrika, die sich durch starke und lange, auf der Erdoberfläche verlaufende vulkanische Aktivitäten auszeichnen. Eine umfangreiche Erscheinung des Vulkanismus begann vor der Riftbildung und war mit den lange Zeit anwachsenden, umfangreichen, leicht abfallenden ovalen Hebungen verbunden. So setzte sich der im Vorriftstadium begonnene Vulkanismus im Bereich des im Hebungsbereich gebildeten Achsengrabens fort.

Der Spaltengraben zeichnet sich durch größere Tiefe (3 - 4 km im Oberrhein- und 5 - 7 km im Südbaikalrift) aus. Gefüllt ist er mit mächtigen losen Sedimenten, die große Gravitationsminima hervorrufen. Die Riftbildung erfolgt gleichzeitig mit allgemeiner Senkung des Gebietes. Innerhalb der Gräben entstehen stellenweise Gewölbe und Horste, die manchmal 4 - 5 km Höhe erreichen, wie z.B. im Block Ruwensori in der Tanganjika-Zone. Der mit dem Spaltentyp der Riftzonen verbundene Vulkanismus ist relativ schwach, lokal und episodisch im Vergleich zum gewölbevulkanischen Typ oder fehlt überhaupt. Die Volumina des vulkanischen Materials sind dementsprechend 150 - 300.000 km³ und 10 - 15.000 km³. Nach diesem Merkmal unterscheidet man schwachvulkanische (Tanganjika- und Oberrheintyp) und nichtvulkanische (mittleres Segment des Baikalrifts) Typen der Spaltenriftzonen. Nach chemischer Zusammensetzung stehen Spaltenvulkanite den Vulkaniten vom gewölbevulkanischen Typ der Riftzonen nahe.

Schwach- und starkalkalische Gesteine, die zur ersten Gruppe der kontinentalen Riftzonen (gewölbevulkanische und Spaltentyp) gehören und die entsprechenden magmatischen Formationen sind in Tab. 2 angeführt.

Die zweite Gruppe der kontinentalen Grabenzonen, d.h. Riftzonen und Gürtel junger Faltengebirge oder epirogenetische Riftzonen, entwickeln sich nach dem Abschluß der Orogenese (Typ C). Um diese Zeit wird eine Reihe von schmalen und viele Hunderte Kilometer langen, parallelen Gräben angelegt, die durch genauso schmale, normale oder einseitige Horste geteilt sind. Dies kommt typisch im Kordilleren-Riftsystem zum Vorschein. Die Kalkalkalimagma (Kolumbisches Plateau und Snake-Graben) strömten in großen Mengen vor der Bildung der Riftzonen und auch während der Riftogenese aus. Die Liste der Gesteine und die entsprechenden Magmaformationen sind in Tab. 3 angeführt.

3.2.2.2 Formationen der interkontinentalen Grabenbruchzonen.

Diese Formationen zeichnen sich dadurch aus, daß sich solche Kruste im Achsenteil entwickelt, die nach ihrem Typ der Kruste aus den ozeanischen (intraozeanischen) Riftzonen ähnlich ist. Ihre randlichen Bereiche sind etwas dünner und mit der aufgearbeiteten Kruste gebaut, und ihre "Schultern" sind mit typischer kontinentaler Kruste vertreten.

Interkontinentale Riftzonen (Typ B-II) stellen das Resultat eines weit gegangenen Prozesses der Entwicklung der kontinentalen (intrakontinentalen) Grabenbruchzonen dar. Darum hat ihr Magmatismus einen Übergangscharakter vom schwachalkalischen zum tholeiitbasaltischen, der den kontinentalen (intrakontinentalen) Riftzonen eigen ist. Das Keimstadium solcher Entwicklung ist in schmalen Divergenzzonen (die Afar-Depression in Äthiopien), und das spätere in interkontinentalen Riften vom Roten Meer und Aden fixiert.

In Ostägypten, in dem zum Rotmeergraben angrenzenden Teil des Nubischen Schields, oder in der Achsenzone des ehemaligen Arabisch-Nubischen Schields wurden kretazisch-paläogene alkali-karbonatitische zentrale Intrusionen, und weiter südlicher, im Ostsudan, paläozoische Ringintrusionen der Alkaligranite festgestellt. Analoge Verhältnisse zwischen verschiedenen Riftteilen bestehen in Island. Auf den am meisten aktiven quer verlaufenden Riftteilen ergossen sich Tholeiitbasalte, die für die intraozeanischen Riftzonen typisch sind, und in der Degenerationsrichtung dieser Zonen sind statt Tholeiitbasalten Alkalibasalte, Hawaiite und Mugearite entwickelt (Liste der Gesteine und der entsprechenden Formationen s. in Tab. 3).

3.2.2.3 Formationen der ozeanischen Riftzonen und des ozeanischen Bodens (Typ B-III)

Der ozeanische Magmatismus ist sowohl mit der Riftogenese als auch mit dem vorhergehenden Prozeß (areale Eruptionen) verbunden. Vulkanite nehmen riesengroße Räume des ozeanischen Bodens ein, sie wurden im Dehnungsstadium der Erdkruste ausgestoßen. Vulkanite, gleich Trappbasalten, bilden Decken, Sills und Dykes.

Die Basaltvulkanite, die in intraozeanischen Untermeeresberggrücken (intraozeanische oder ozeanische Riftzonen) sehr stark bloßgelegt sind, sind mit Olivintholeiiten mit einem K_2O -Gehalt von weniger als 0,3 % vertreten, der Gehalt an Ba, Sr, Pb , Th; U und Zr in diesen Vulkangesteinen ist gering. Im Vergleich zum großen Teil der Kontinentalbasalte ist das Na:K und das K:Rb-Verhältnis höher. Nach diesem Merkmal werden sie "ozeanische Tholeiite" genannt.

In den intraozeanischen Untermeeresberggrücken haben die Alkalibasalte eine untergeordnete Entwicklung. Sie sind üblich auf ozeanischen Inseln. In den intraozeanischen Berggrücken sind auch Peridotite und Serpentinite verbreitet, besonders zahlreich sind sie in Bruchzonen, die den Mittelatlantischen Rücken überqueren. Peridotite und pargasitartige Abarten der Serpentinite sind reich an CaO und Al_2O_3 , das nähert sie zu den Hochtemperatur-Peridotiten, die aus dem oberen Mantel in festem Zustand intrudierten. Es gibt auch pargasitlose Serpentinite mit niedrigerem Gehalt an CaO und Al_2O_3 . Die zu beobach-

tenden Variationen in der Zusammensetzung der Serpentinite erklären sich mit Inhomogenität der Substanz des oberen Mantels und Migration des Materials während der Serpentinisierung.

Die in den intraozeanischen untermeerischen Rücken entwickelten Basalte, Dolerite und Gabbros sind nicht selten metamorphisiert. Die Metamorphose erfolgte in einer bestimmten Tiefe der ozeanischen Kruste unter Bergkämmen (MIYASHIRO, 1972, 1973).

Metabasalte sind entweder nicht oder nur schwach geschiefert. Ihre Rekristallisation ist gewöhnlich nicht bis zu Ende gegangen: man unterscheidet die Ausgangskissenlava und Pyroklastolithe, die wahrscheinlich ein Bestandteil der mächtigen vulkanischen Folgen sind. In dessen unteren Teil ging die metamorphe Rekristallisation in Verhältnissen der Zeolithfazies ($120 - 180^{\circ} \text{C}$) mit Na-Beimischung und der Grünschieferfazies (350°C) der Metamorphose (Einbettungsmetamorphose), die stellenweise die Amphibolithfazies erreicht, von statten. Die Metamorphite der Prehnit-Pumpellyit- und Epidot-Amphibolit-Fazies sind in Magmatiten des ozeanischen Bodens noch nicht festgestellt (Formationstypen des ozeanischen Bodens s. in Tab. 3).

4. SCHLUSSFOLGERUNGEN

1. Neben den Basalten wurden in der protogeologischen-vorgeosynklinalen Etappe Gabbros, Ultramafite und andere Mafitgesteine gebildet. Diese setzen jetzt die geophysikalisch begründete Basaltschicht, die unter der später gebildeten granitmetamorphen Schicht begraben ist, zusammen.

Es liegt nahe, daß auf der zu betrachtenden Entwicklungsetappe der Erde die Metamorphose der Ausgangsgesteine sehr umfangreich war und sich sowohl unter unmittelbarer Magmeneinwirkung auf die umfassenden Gesteine, die Wände zahlreicher Magmenzufuhrkanäle beziehen läßt (Kontaktmetamorphose), als auch infolge der Aktivität der postvulkanischen Gas-Hydrothermen von der Tiefenherkunft verwirklicht worden sein kann. Mächtige Vulkanitenfolgen wurden nicht nur entsprechend ihrer Lagerungstiefe, sondern auch durch die diese Vulkanite unterlagernden Gesteinmassen umgewandelt (Regionalmetamorphose).

2. Der für die Neogäikum-Eugeosynklinalen typische initiale Basaltvulkanismus und die nachfolgende Bildung der granitischen Gesteine erfolgte auch im Proterogäikum. Analog dem Neogäikum bilden sich auch im Proterogäikum zuerst Plagiogranite, dann Kaligranite, aber diese Reihenfolge ist hier stark zeitlich ausgedehnt.

3. Eine wichtige Rolle bei der Bildung der granitmetamorphen Schicht der Erde spielten neben den Prozessen der Anatexis bei den Sedimentgesteinen wahrscheinlich auch Prozesse der Metamorphose und der Metasomatose, die unter Einwirkung der chemisch aktiven emporsteigenden Lösungen erfolgte. Zugunsten

dieser Annahme spricht eine nicht seltene Entwicklung der Granitisation in Verbreitungsgebieten des basischen Substrats und der im Feld zu beobachtende Prozeß der metasomatischen Granitisation der basaltischen und gabbroiden Gesteine sowohl der uralten als auch der Phanerozoischen, die im letzten Fall mit Eugeosynklinalen in Verbindung stehen.

4. Das heute zu Verfügung stehende umfangreiche Beobachtungsmaterial über die Geosynklinalen-Plattformetappen der Erde läßt nicht nur auf den Kontinenten sondern auch in Ozeanen die endogenen Formationen der Erde (der Kontinente und des ozeanischen Bodens) in dieser Etappe mehr detailliert analysieren und entsprechende Formationstypen sowohl in den Faltengebirgssystemen und in Inselbögen als auch in den Tafeln, Riftzonen der Kontinente und Ozeane einschließlich, bestimmen. Die zusammenfassenden Resultate der endogenen Formationen der Erde sind auf den drei beigelegten Tabellen angeführt.

5. LITERATURVERZEICHNIS

- BELOUSSOV, V.V. (1976) Osnowi geotektoniki. (Grundsätze der Geotektonik). Isd-wo "Nedra", M.
- BOGATIKOW, O.A., DIMITRIJEV Ju.I. (1976) Basalty i anortosity Luny, (Basalte und Anorthosite des Mondes) in: Problemy petrologii (5-e Wsesojusn. petrograf. sowestsch.), Isd-wo "Nauka", M.
- BOGATIKOW, O.A. (1976) Glawnyje tipy anortositowych assoziacij SSSR, Otscherki geologitscheskoj petrologii, Isd-wo "Nauka", M.
- GRATSCHOW, A.F. (1977) Riftowyje sony Semli, (Riftzonen der Erde), Isd-wo "Nedra", L.
- MARAKUSCHEW, A.A. (1973) Petrologija metamorfitscheskich gornych porod, (Petrologie der metamorphischen Gesteine) Isd-wo MGU
- MASSAITIS, V.L. (1973) Basaltowyje magmatitscheskije formazii Sibirskoj platformy, (Magmatische Basaltformationen der Sibirischen Tafel), in: Problemy magmatitscheskoj geologii, Isd-wo "Nauka", Nowosibirsk
- MILANOWSKI, Je.Je. (1976) Riftowyje sony kontinentow, (Riftzonen der Kontinente), Isd-wo "Nedra", M.
- MIYASHIRO, Ak. (1972) Pressure and temperature conditions tectonic significance of regional and ocean-floor metamorphism, Tectonophysics, 13
- MIYASHIRO, Ak. (1973) Metamorphism and metamorphic belts, London, George Alen and Unwin Ltd.

- NAGIBINA, M.S., SHILOV V.N. (1978) Srawnitelnyj analiz istorii raswitija struktur i magmatisma tichookeanskich wulkanoplutonitscheskich pojassow. (Vergleichende Analyse der Entwicklungsgeschichte der Strukturen und des Magmatismus der Pazifischen vulkano-plutonischen Gürtel). Isw. AN SSSR, serija geol., Nr. 1
- PAWLOWSKI, Je. V. (1962) O spezifike stilja tektonitscheskogo raswitija semnoj kory w rannem dokembrii, (über Besonderheiten des Stils der tektonischen Entwicklung der Erdkruste im frühen Präkambrium), in: Geologija i petrologija dokembrija, Isd-wo AN SSSR, M.
- PAWLOWSKI, Je. V. (1964) Prois'choshdenije i raswitije drewnich platform, (Ursprung und Entwicklung der uralten Tafeln), in: Woprossy srawnitelnoj tektoniki drewnich platform, Isd-wo "Nauka", M.
- PAWLOWSKI, Je. V. (1967) Tektonitscheskije aspekty problemy anortositow, (Tektonische Aspekte des Anorthositenproblems) "Geotektonika", Nr. 5
- PAWLOWSKI, Je. V. (1970) Rannije stadii raswitija semnoj kory, (Die frühen Entwicklungsstadien der Erdkruste), Isw. AN SSSR, serija geol., Nr. 5
- PAWLOWSKI, Je. V. (1973) Granitoobrasowanije i tektonika (istoriko-geologitscheskij aspekt problemy), (Granitbildung und Tektonik im historisch-geologischen Aspekt), Dokl. AN SSSR, t. 211, Nr. 5
- PAWLOWSKI, Je. V. (1975) Pro'is'choshdenije i raswitije semnoj kory materikow, (Ursprung und Entwicklung der kontinentalen Erdkruste) "Geotektonika", Nr. 6
- PAWLOWSKI, Je. V., KOLOTUCHINA, S. Je. (1978) Rol granitow w formirowanii semnoj kory w rannem dokembrii (na primere Kanady i Grenlandii), (Die Rolle der Granite in der Bildung der Erdkruste im frühen Präkambrium am Beispiel Kanadas und Grönlands), Isw. AN SSSR, serija geol., Nr. 9
- SOROCHTIN, S.C. (1974) Globalnaja ewoluzija Semli, (Globale Evolution der Erde), Isd-wo "Nauka", M.
- USTIEW, E.K. (1963) Problemy wulkanisma-plutonisma, Wulkanicheskie formazii, (Die Probleme des Vulkanismus-Plutonismus, die vulkanisch-plutonischen Formationen), Isw. AN SSSR, serija geol. Nr. 12
- SOROCHTIN, S.G. (1979) Globalnaja ewoluzija Semli, (Globale Evolution der Erde), Isd-wo "Nauka", M.

ZARIDZE, G.M. (1938) Chewskaja intrusija w Dsirulskom massiwe,
(Die Chewskaja-Intrusion im Dsirulskij Massiv), Bull.
geol. in-ta Grusii, t. 4, wyp. I, Tbilissi

ZARIDZE, G.M. (1944) Srednejurskij magmatitscheskij zikl Gru-
sii (Mitteljurassischer magmatischer Zyklus Georgiens),
Soobstsch. AN Grus. SSR, t. 5, Nr. 2, Tbilissi

ZARIDZE, G.M. (1970) Endogennyje formazii orogennyh oblastej,
(Endogene Formationen der orogenen Gebiete), Isd-wo "Ne-
dra", M.

Tab. 1 Endogene Geosynklinale Formationstypen

		Haupttypen der Geosynklinalen				
Eugeosynklinalen		Zone der Tiefseerinnen		Mioeosynklinalen	Parageosynklinalen	Zwischengebirge
A-I	Basalte, Andesite	Zone der Inselbögen u. aktiver Kontinentalränder				
	1. kalk-alkalische Reihe mit Untergruppen: a) Dazit, Islandit, Tholeiit, Basalt b) Nepholith, Dazit, Andesit	Tholeiit, Basalt		Liparit-Dazit	Andesit-Basalt	Alkaliolivbasalt, Trachyt, Phonolith, Teschenit, Trachybasalt u.a.
A-II	2. alkalische Reihe mit Untergruppen: a) Trachyt, Mugearit, Hawaiiit, Alkaliolivbasalt (N-Reihe), b) Latit, Shoshonit (Shoshonit-Reihe, stellenweise mit leuzitählichen Gesteinen).	Gabbro, Ultrabasite		Andesit-Dazit		
A-III	vulkanogene-tonschieferige Reihe: Spilit, Keratophyr, Diabas, Porphyrit	Blauschieferfazies		Tonschieferfazies (Aspienschiefer)		
B-I	Femische-vorplagiogranitische Reihe in der progressiven Regionalmetamorphose			Plagiogranite (z.B. der salischen progressiven Metamorphose.		
B-II	Femische-plagiogranitische Reihe in der progressiven Regionalmetamorphose Gabbro-Plagiogranit, Syenit-Gabbro (lagenartige differenzierte Intrusiva)					Quarzmonzonit-Granit Quarzmonzonit-Syenit u.a.
B-III	Granite aus regressiver Regionalmetamorphose			Granite		
B-IV	kleinere Intrusionsreihen mit bunter Zusammensetzung: Basalt, Liparit, Dazit, Andesit.					

A-I bis B-IV: Formationstypen in der Entwicklung des Magmatismus und der Metamorphose
 A-I und A-II: früh-geosynklinale Formationstypen
 A-III: späteosynklinale, embrional-origene Formationstypen
 B-I: früh-origene, vorplagiogranitische Formationstypen
 B-II: frühorigene-plagiogranitische Formationstypen
 B-III: spätorigene-granitische Formationstypen
 B-IV: finale-(abschlußorigene, postorigene, epirogene) Formationstypen.

Tabelle 2, Formationstypen (A) der Vorrift-(Außenriff) Plattform

Magmatismus						
Gesteine	Formationstypen	Gesteine	Formationstypen	Gesteine	Formationstypen	Gesteine
Olivin-u. Olivinlose Basalte, Tholeiitbasalte, Alkalibasalte, Alkalioivinsalte (quar- z.B. in Island, die Snejfeldnesszone). Vulkanismus geht der Rifting- genesis voran und entwickelt sich auf Plattformen und in dem Äquatorium angrenzenden Ozeanen. Hochtemperatur- Spurrift- und Larnit-Mineralisation im Kontakt mit Doleriten der Trapp- Formation sowie Marmor-, Buchit u.a. Bildungen.	Trapp- oder Platteausalt	diamantführende Kimberlite mit pyrophaltigen Peridotiten u.a. magnesi- umbetonte Gesteine, manchmal metamorphisiert mit Kelyphit- texture. Olivin- nephelinit, Melilithe, Ankaratrite (käl- nozoisch, Kaiserstuhl, Ober- rheingraben). Laven und Tuffen der Phonolite, Melilithe u.a. (neogen, Schwarzwald, Oberrheingraben u.a.)	Kimberlit, Nephelinit-Melilithe-lithophonolith (Ex- plusions- röhren).	Alkaligranite, Alkalisyenite, Alkali-Ultrama- fite (Dunite, Peridotite, Pyroxenite, Ijolithe, Melteigite, Alkali-Nephelin-Syenite) und Karbonatite (Mejmitscha- lin-Komplex: Krasnojarsker Gebiet mit einem 1 km breiten Kontakthof rund um Dunite), Sanidin-nephelinit- und Na- triumshonkrite (Katzenbuckel, Rhein-Livani- scher Riftgürtel).	Alkali- granit, Alkali- syenit, Alkali- kalische Ultrama- fite und Karbonatite.	Ultrama- fite, Gabbro-An- orthosite, Syenite, Agpait-Nephelinsyenite, eisen- haltige Granit- gesteine, Alkaligranite, Rapakiwi- granite u.a.
						Ultrama- fite (Gabbro für ge- schichtete Intru- siva). Gabbro-An- orthosite, Gabbro- Syenite, Nephelin- Syenite, Alkaligranite, Rapakiwi- granite u.a.

Tab. 3 Die Riftformationstypen der Epiplattform (B) und der epirogenen Riftgürtel und Riftzonen (C)

Formationstypen B - I, B - II und B - III				
Kategorien der Riftgürtel und Riftzonen nach dem Tiefenbau	Typen der Riftzonen	vorherrschende Strukturen und Bewegungen	Magmatismus	
			Intensivität	Gesteine
Kontinentale (interkontinentale) Formations-typen	Gewölbe-vulkanische	Ovale Gewölbe, relativ seichte Achsen-, seltener querstreichende Gräben. Sehr schwache Dehnung der Kruste.	Sehr intensiver Vulkanismus vorangehend und alle Stadien der Riftogenese begleitend.	Vulkanische und subvulkanische Gesteine der subalkalischen u. alkalischen Reihe von ultrabasischen bis kiesel-säueren Gesteinen (Äthiopische Riftzone), deren Eruptionen zur Vorriftzeit begannen: Pikritbasalte, Olivinbasalte, Andesit-Basalte, Trachyte, Phonolite, Quarztrachyte, Komendite u. Pantellerite (schwach alkalisch), Ignimbrite (Grabens-Campidans und Pantelleria), Pikrite, Olivin-melilithite, Melanonephelinite, Nephelinite, Phonolite und Karbonatite (stark alkalisch, wesentlich Na-haltig); Maphurite, Katungite, Melilithite, Ugandite, Leuzitite u. Leuzitbasalte (stark alkalisch, wesentlich Kalivulkanite der Tanganjika Riftzone); Gabbroide und Monzonite (subvulkanisch, Pliozän; Poque segment des Zentralen Französischen Massivs) u.a.
	Gebiete des allgemeinen Emporhebens	Tiefe Gräben, oft umrahmt, manchmal schollenartige oder gewölbeschollenartige Emporhebungen, die später als Gräben vorliegen. Eine bedeutende Dehnung der Kruste.	Vulkanismus schwach, sporadisch und episodisch auf verschiedenen Stadien der Riftogenese (schwach vulkanische Riftzonen)	(stark alkalischer Subvulkanischer Gabbromonzonit u.a.)
	Gebiete des allgemeinen Tauchens	Tiefe Gräben, nicht umrahmt durch Randhebungen.	Fehlt (keine vulkanische Riftzonen)	

Fortsetzung der Tabelle 3

Formationstypen B - I, B - II und B - III					
Kategorien der Riftgürtel und Riftzonen nach dem Tiefenbau	Typen der Riftzonen	vorherrschende Strukturen und Bewegungen	Magmatismus		
			Intensität	Gesteine	
Interkontinentale Formationsstypen.	Interkontinentale mit Plattformrahmung (Interplattform).	Sehr tiefe und breite stufenförmige Gräben mit Divergenz (oder Verschiebung-Divergenz) und Zertrennung der Blöcke der kontinentalen Kruste in der Achsenzone. Eine starke Dehnung.	Vulkanismus, relativ schwach, sporadisch an Flanken der Riftzonen, in ihrem Achsenteil intensiver (?), hoher Wärmestrom und Hydrothermen.	Basische Gesteine der kalkalkalischen Reihe (Tholeiitbasalte in der Achsenzone, subalkalische und alkalische an ihren Enden und Flanken): salt, Trachybasalt-Olivinbasalte, Trachybasalte, salt-Tholeiit-Trachyandesite, Trachyte, Ko-Basalt, Mugearit (Rift von Aden): Tholeiit-Alkali-Olivinbasalte, Alkali-Olivinbasalte und Trachybasalte (Rift vom Roten Meer); Tholeiitbasalte, alkalische Olivinbasalte, Hawaiite, Mugearite.	Interkontinental-Epiplattform (Komendit-Trachy-Olivinbasalt, Trachybasalt, Mugearit, Tholeiit-Olivinbasalt).
Ozeanische (intraozeanische) oder der mittleren ozeanischen Rücken und des ozeanischen Bodens.			Sehr intensiver submariner Vulkanismus, gewöhnlich vom zentralen, seltener vom linealen Typ.	Die Hauptassoziation oder Scheitelzone: Olivin-Tholeiitbasalte entweder als ununterbrochene Serie der Olivinbasalte, Andesite u. Trachyte oder als kontraste Serie der Olivinbasalte u. Trachyte. Bodengesteine: vorherrschend Olivinbasalte, daneben Pyroxenbasalte und Pikritbasalte, Dolerite, Diabase, Gabbro, Metabasalte, wesentlich weniger Serpentinite.	der intraozeanischen Rücken und des Ozeanbodens (Trachyt-Andesit-Olivin-Tholeiit-Basalt; Gabbro-Diabas-Ultramafitbasalt).

Fortsetzung der Tabelle 3

Formationstypen C - I und C - II		Magmatismus	
Kategorien der Riftgürtel und Riftzonen nach dem Tiefenbau	vorherrschende Strukturen und Bewegungen	Intensität	Gesteine
Kontinentale (interkontinentale)	Ausgedehnte lineare Gräben und Horste, Klaviatur der Gräben und Horste, Systeme der einseitig geneigten Blöcke, Allgemein verbreiterte Dehnung und Verdünnung der Kruste.	Starker Vulkanismus, weit verbreitet, überwiegend in frühen Stadien der Riftogenese.	Vulkanite der kalkalkalischen Reihe von saurer bis basischer Zusammensetzung: Liparite, Dazit, Andesite, Moleitbasalte, Ignimbrite u.a.
Interkontinentale	Dieselben wie in den interkontinentalen Riftzonen mit einer "Umräumung" der jungen Faltengebirge.	Der Vulkanismus relativ schwach, sporadisch.	Vulkanite der kalkalkalischen Reihe mit saurer bis basischer Zusammensetzung: Liparite, Dazit, Andesite, Moleitbasalte, Ignimbrite u.a.

B: Epiblatteform

B-I : kontinentale Formationstypen

B-II : interkontinentale Formationstypen

B-III: ozeanische Formationstypen

C: epirogene Riftgürtel und Riftzonen

C-I : kontinentale Formationstypen

C-II : interkontinentale Formationstypen

