

GESTEINE IN RAUM UND ZEIT

von

H. Wieseneder, Wien

Vortrag vor der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft

am 29. Oktober 1984

Die Frage nach dem zeitlich begrenzten Auftreten von Gesteinen ist problematisch, da dies dem Aktualitätsprinzip zu widersprechen scheint. Dieses Grundprinzip erdwissenschaftlicher Forschung wurde durch Charles LYELL (1830) formuliert. Es besagt, daß jedes Gestein auch unter den heute herrschenden Bedingungen entstehen kann. Wir wollen prüfen, wo die Grenzen dieses Prinzips im Lichte der modernen petrologischen Forschung gelegen sind. Die räumliche Verteilung der Gesteine bildet keine Probleme, sie wird mit der Zeitfrage gemeinsam behandelt.

Der älteste Abschnitt der Erdgeschichte reicht von der Entstehung der Erde als selbständige kosmischer Körper vor 4,6 Mrd. J. bis 3,8 Mrd. J., den ältesten radiometrisch datierten Gesteinen. Dieser Zeitabschnitt wird als vorgeologisch, präarchaisch, neuestens auch als "Hadean time" bezeichnet. Geologische Vorgänge und Gesteine dieses Zeitabschnittes sind nur indirekt zu erkennen. Es sind Beobachtungen an Meteoriten, Mondgesteinen und Planeten sowie geochemische Überlegungen, die helfen, die Frühgeschichte der Erde aufzuklären, wobei der Phantasie noch ein beachtlicher Spielraum verbleibt.

Es herrscht heute Obereinstimmung darüber, daß das Sonnensystem durch den gravitativen Kollaps interstellarer Materie entstand. Ihre Zusammensetzung müßte jener entsprechen, die wir heute in kosmischen Wolken antreffen, das heißt 99 % entfallen auf Wasserstoff und Helium, der Rest auf schwerere Elemente. Bei der Entwicklung des Sonnensystems sammelten sich die leichteren Elemente in der Protozone an. Nach KUIPER (1954) wurden aus den äußeren Zonen des Sonnensystems, aus denen die Planeten hervorgingen, die leichten Elemente durch Licht und Partikelstrahlung weitgehend entfernt.

Kosmochemische Überlegungen führten zur Hypothese der Kondensation stabiler chemischer Elemente aus dem kosmischen Nebel. Durch Zusammenballung der Materie entstehen größere Gebilde, die hypothetischen Planetesimalen. Ihre Größe ist umstritten, Durchmesser bis zu 100 km werden vermutet. Durch Akkretion der Planetesimalen um einen Schwerpunkt entstehen die einzelnen Planeten und damit auch die Erde. Nach der Hypothese von der homogenen Akkretion folgt der Akkretionsprozeß der Kondensation nach, so daß die Protoerde noch keinen Zonarbau gehabt hätte. Die kinetische Energie der einfallenden Planetesimalen und der Zerfall kurzlebiger radioaktiver Elemente führten zu einer partiellen oder totalen Aufschmelzung der Protoerde, zur Entstehung des metallischen Erdkerns und des silikatischen Erdmantels. Leicht flüchtige Komponenten können infolge der hohen Temperaturen vom Gravitationsfeld der Erde nicht festgehalten werden und wanderten in den Weltraum ab. Nach der konkurrierenden Hypothese von der inhomogenen Akkretion finden Kondensation und Akkretion gleichzeitig statt. Dies führt zur Abfolge: hochschmelzende Silikate, Eisen-Nickellegerungen, niedrig schmelzende Silikate und zu einem an flüchtigen Bestandteilen reichen Rückstand, so daß der schalenförmige Aufbau der Erde schon beim Akkretionsvorgang angelegt wäre. Durch radioaktive Wärmeentwicklung erfolgt die Aufschmelzung der Metallphasen, die nun infolge ihrer höheren Dichte die schwer schmelzbaren Silikate vom Erdkern verdrängen. Noch existieren diese Hypothesen nebeneinander, da keine die Entstehung der Erde und ihren Aufbau widerspruchlos zu erklären vermag.

Die Oberfläche des Mondes und der erdnahen Planeten Mars und Merkur sind mit Impaktkratern übersät. Die kosmischen Projektile müssen ihrer Wirkung nach Durchmesser von 10-100 km gehabt haben und können mit Asteroiden verglichen werden. Das Bombardement der Himmelskörper müßte nach radiometrischen Datierungen von 3,9 Mrd. J. zu Ende gegangen sein. Aus diesen Angaben ergibt sich, daß auch die Erde von einem solchen Vorgang betroffen war. Sichtbare Spuren sind aber durch Vulkanismus, Tektonik und Erosion vollständig ausgelöscht. Riesenmeteorite sind vereinzelt auch später zur Erde gestürzt und haben ihre Spuren in großen Einschlagskratern hinterlassen.

Wie oben angedeutet, ist die Erde ein immer noch in Entwicklung befindlicher Planet, so daß sich von der ersten Kruste nichts erhalten hat. Das weit verbreitete Vorkommen basischer und ultrabasischer Einschlüsse in den älteren Graniten, läßt GLICKSON (1975) vermuten, daß es sich um Relikte einer weit verbreiteten basischen-ultrabasischen Kruste handelt, die bis in die Zeit des Meteoritenbombardements vor 4 Mrd. J. zurückreicht. Ein besonders phantasiereiches Modell der Krustenentstehung im späteren Präarchaikum hat SHAW (1975) entwickelt. Danach hätte basaltisches Restmagma einen mehr oder weniger festen Erdmantel überlagert. Eine wenige Kilometer mächtige lückenhafte anorthositische Kruste sollte auf einem basaltischen "Ozean" flotiert haben. Diese Vorstellung geht darauf zurück, daß die Hochländer des Mondes aus anorthositischem vielfach brekziiertem Material bestehen und ähnlich gedeutet werden. Olivine und Pyroxene sowie wenig Plagioklas scheiden sich aus der Schmelze aus, sinken zu Boden und bilden eine Kumulus-Gabbroschicht. Aus der Restschmelze sollte sich Granit bilden und eine 15 km mächtige Zone formen. Durch die einfallenden kosmischen Körper wurde die junge Kruste brekziiert und partiell aufgeschmolzen, sodaß infolge der Dichteunterschiede das leichtere Granitmaterial durch die schwereren Anorthosite verdrängt wurden. Saurer und basischer Vulkanismus entwickelten sich und halfen mit, daß die schwereren Anorthosite von den leichteren Graniten verdrängt wurden. Durch Anatexis gebildetes granitisches Material lagerte sich an der Basis granitischer Miniplatten an, die allmählich die benachbarte basaltische Kruste überragten. Allerdings vermag dieses Modell unserer Auffassung nach die Lückenhaftigkeit der kontinentalen Kruste, die nachweisbar während der gesamten Erdgeschichte herrschte, nicht überzeugend zu erklären.

GOODWIN (1975) bietet für diesen Aspekt der Erdgeschichte eine recht interessante Erklärung an. Er geht bei seiner Synthese von der Entwicklung des kanadischen Schildes aus. Die Analyse der orogenen Zonen zeigt, daß dieser Kontinent durch die Vergrößerung und das Zusammenwachsen kleiner Kontinentalkerne entstand. Das Krustenwachstum ging von einer langlebigen Gravitationsanomalie im Zentrum der Hudson Bay aus. Vom frühen Phanerozoikum bis zur Gegenwart läßt der Kontinent eine ausgeprägte negative Krustenanomalie in der Hudson Bay Region erkennen. Vertikale Fluktuationen des werdenden Schildes werden als Mantel plume Tektonik interpretiert. Ein oder eine Gruppe von Mantel plumes waren nach dem Autor die Ursache für das Wachsen des Schildes im Präkambrium. Die präkambrische Kruste, die im präperimischen Pangäa vereingt ist, besteht nach GOODWIN (1975) aus einer Anzahl solcher Superschilde. Jeder dieser Schilde soll sich nach dem Autor durch synchrone Wachstumsstadien um einen oder mehreren Mantel plumes entwickelt haben. Dem entsprechend wird eine Anordnung präkambrischer plumes angenommen, die infolge eines fundamentalen thermischen Ereignisses entstanden sind und die Anordnung der wachsenden Schilde kontrollierten. Daraus ergibt sich, daß Plattentektonik vom känozoischen Typ mit weitreichender Kontinentaldrift vor dem Perm nicht existierte, so daß die ursprüngliche Symmetrie der wachsenden Schilde erhalten blieb. Dies schließt jedoch mobile Tröge innerhalb der Schilde oder randliche Angliederung von Krustensegmenten in allen Stadien der Entwicklung der Schilde nicht aus. Durch Mantel plumes verursachte Analoga zur Hudson Bay könnten die Sibirische- und die Russische Plattform, sowie das Taudaeni-, Tschad-, Kongo- und Kalahari-Becken in Afrika sein. Die Anordnung der möglicherweise durch plume Aktivitäten verursachten Analoga innerhalb der Schilde, deren Mittelpunkte

auf der Längsachse des rekonstruierten Pangäa Großkontinents liegen, waren Produkte tiefsitzender, langlebiger Konvektionsströmungen im Erdmantel (GOODWIN, 1975). Die mondsichelförmige Gestalt von Pangäa mit nachgewiesenen archaischen Anteilen ist in Abb. 1 dargestellt.

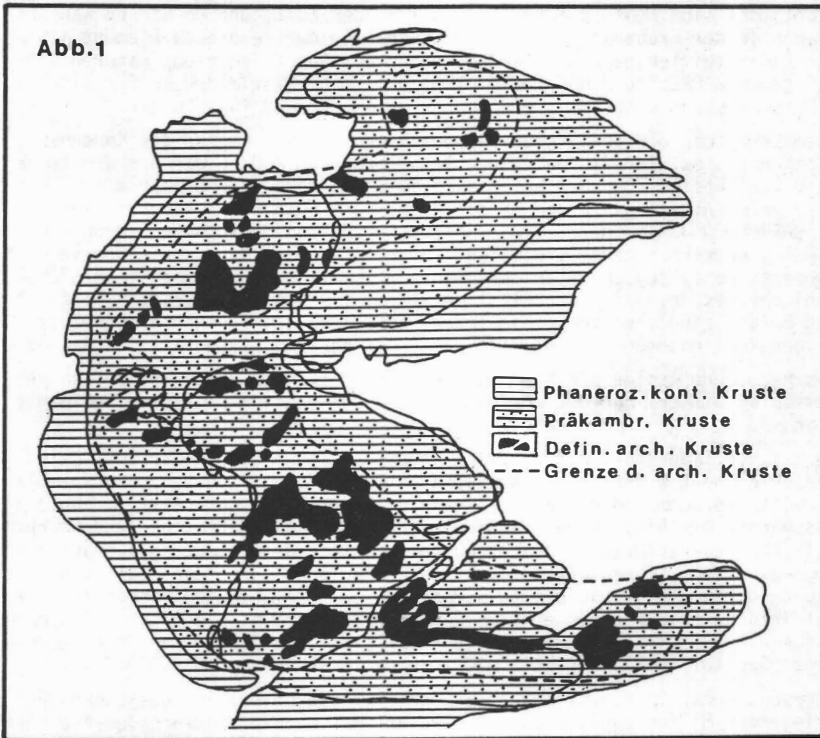


Abb. 1 Rekonstruktion der kontinentalen Kruste vor der nachpermischen Kontinentaldrift mit archaischen, präkambrischen und phanerozoischen Anteilen. Nach GOODWIN (1975).

Die wichtigsten morphologischen Formen auf der Mondoberfläche sind die Mare, die durch Impaktvorgänge zwischen 4,2 und 3,8 Mrd. J. geschaffen wurden, und zwar nach der Entstehung der 65 km mächtigen Mondkruste. Durch vulkanische Tätigkeit wurden die Mare mit basaltischen Gesteinen aufgefüllt. Im Gegensatz zu dem früh erloschenen Mondvulkanismus wurde auf der Erde mit ihrer relativ dünnen Kruste, eine langlebige thermische Aktivität durch die Impaktvorgänge hervorgerufen (GOODWIN, 1975). Unter Annahme des Mondmodells nach STRANGWAY und SHARPE (1975) dauerte die Aufheizung Milliarden Jahre an und führte zu einer beschleunigten Differentiation und der Anreicherung der lithophilen Elemente in den oberflächennahen Bereichen der Erde. Pangäa, die sichelförmige Landmasse, ist nach dem Autor möglicherweise die Reproduktion der Anordnung der Megaimpakte. Da anzunehmen ist, daß das globale Konvektionssystem über einen langen Zeitraum stabil blieb, wäre es verständlich, daß sich die Sial Kruste in ihrer asymmetrischen

Form als Folge der Impakte entwickelte. Die ursprüngliche Atmosphäre der Erde wäre bei dem Aufheizvorgang während und nach der Akkretion so gut wie vollständig verloren gegangen. Die gegenwärtige Atmosphäre muß daher durch Entgasung aus dem Erdinneren hervorgegangen sein. Es gibt eine Reihe von Gründen, um anzunehmen, daß die ursprüngliche Atmosphäre reduzierend war, der Sauerstoffgehalt kam in einer späteren Phase der Erdgeschichte hinzu. Der Stickstoffgehalt der Erde befindet sich heute zum größten Teil in der Luft, und so war es wahrscheinlich auch in der Frühzeit der Erde. Ursprünglich dürfte dieses Element als  $\text{NH}_4^+$ -Ion an Silikatgitter gebunden gewesen sein. Für Oberflächentemperaturen von  $600^\circ\text{C}$  geben GARRELS und MACKENZIE (1971) folgende Partialdrücke für die primitive Dampfatmosphäre an:  $\text{P}_{\text{H}_2\text{O}}$  600 bar,  $\text{P}_{\text{CO}_2}$  45 bar und  $\text{P}_{\text{HCl}}$  10 bar.

Mit dem Erreichen der kritischen Temperatur von  $373^\circ\text{C}$  begann die Kondensation des Wasserdampfes. Bereits bei einer Temperatur von  $200^\circ\text{C}$  war der größte Teil des  $\text{H}_2\text{O}$  verflüssigt. Das  $\text{HCl}$  hatte sich im Ozean gelöst, und zwar mit 1 Mol/l,  $\text{CO}_2$  war größtenteils gasförmig in der Atmosphäre, 0,5 Mol/l waren im Urozean gelöst (GARRELS und MACKENZIE, 1971). Die Verwitterungsbedingungen waren von den heutigen sehr verschieden, vielleicht vergleichbar mit den tropischen Verhältnissen unserer Zeit, jedoch unter reduzierenden Bedingungen. Freie Kieselsäure, Aluminiumhydroxyde, Salze der Alkalimetalle mit Halogenen, Pyrit, Sulfate, Nitrate und Borate sind die wahrscheinlichen Verwitterungsbildungen dieser Zeit. Die löslichen Verbindungen führten rasch zu einem höheren Salzgehalt der Urozeane.

Das vorher saure Regime der Niederschläge mußte alsbald durch weniger saures Niederschlagswasser abgelöst worden sein, so daß weniger exotische Sedimente entstanden.

Heute ist der Sauerstoff mit 21 Vol.% an der Zusammensetzung der Luft beteiligt. Da dieses Element weder in den Atmosphären der anderen Planeten noch in vulkanischen Gasen vorkommt, darf man schließen, daß der Sauerstoff erst im Laufe der Erdgeschichte der Atmosphäre beigefügt wurde. Auch die Petrologie und Geochemie archaischer sedimentärer Lagerstätten sprechen für diese Deutung, worauf später eingegangen wird. Sauerstoff entsteht in großer Höhe durch Zerlegung von Wassermolekülen durch die ultraviolette Strahlung. Der freiwerdende Wasserstoff entweicht infolge seiner geringen Dichte in den Weltenraum. Dieser Prozeß kommt jedoch schon bei geringen  $\text{P}_{\text{O}_2}$ -Werten zum Stillstand, so daß dieser Vorgang den heutigen Sauerstoffgehalt der Luft nicht zu erklären vermag.

Es herrscht heute Obereinstimmung darüber, daß die Entstehung des Lebens nur im reduzierenden Milieu möglich war. Die ältesten sich reproduzierenden Proteinkörper existierten daher in einem reduzierenden Milieu und müssen den Prozeß der Gärung benützt haben, um den für den Lebensprozeß notwendigen Energiebedarf zu decken. Im Laufe der Entwicklungsgeschichte machten sich diese Lebensformen offenbar unabhängig von dieser Form der Ernährung und "erfanden" die direkte Synthese organischer Substanzen aus ihren anorganischen Grundbestandteilen. Es handelt sich bei diesem Vorgang um die Reduktion von  $\text{CO}_2$  zu Kohlenhydraten, die vom energetischen Standpunkt aus durch die Aktivität grüner Pflanzen möglich ist. Der Vorgang findet im Chlorophyll der Pflanzen unter Ausnützung der Sonnenenergie statt. Die älteste paläontologische Evidenz für biologische Sauerstoffproduktion ist das Algenbioherm von Zimbabwe, das ein radiometrisches Alter von 2,9 Mrd. J. aufweist (SCHIDLowski, 1975).

Die ältesten Gesteine der Erde mit 3,76 Mrd. J. sind im Isua Gebiet, Westgrönland, nachgewiesen (ALLAART, 1975). Die häufigsten Gesteine sind neben eisenreichen Amphiboliten kieselige und karbonatführende Biotit-Muskowitschiefer, die zahlreiche deformierte Metarhyolithe enthalten. Diese Schichten sind vulkanischer Herkunft und vermutlich submarine oder subaerische Aschenströme. Konkordante Talkschiefer mit Relikten von Duniten kommen verbreitet vor. Biotit-Granatschiefer, lokal mit Stauroolith und Graphit sowie gebänderte Eisensteine sind gleichfalls charakteristische Glieder dieser Gesteinsassoziation. Kalksilikatfelse, Marmorlinsen und Metagrauwackenkonglomerate kommen als lokale Einschaltungen vor.

Abb. 2



Ultramaf. Assoziation  
K-Granite (spät)  
Na-Granite (früh)  
Maf.-felsische Assoz., terrigene Sed.  
Gneis-Granulit Komplex

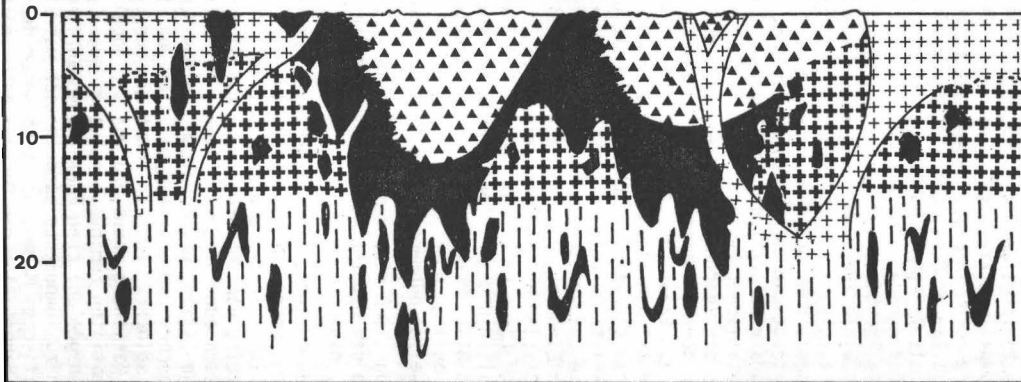


Abb. 2 Schematischer Schnitt durch ein archaisches Grünstein-Vorkommen. Nach GLICKSON (1975).

Die Metamorphose der Gesteine entspricht einer Niederdruck-Amphibolitfazies, wie sie im Archaikum charakteristisch und weit verbreitet ist.

Vielfach wird das Archaikum von Zonen hochmetamorpher Gneise tonalitisches-granodioritischer Zusammensetzung und Migmatiten beherrscht. In diese Gesteinsserien sind niedrig metamorphe Grünsteingürtel eingeschaltet.

Die typische archaische Grünsteingürtel-Assoziation besteht aus einer synklinalen Folge ultramafischer und mafischer Laven mit mengenmäßig geringen Anteilen andesitischer und rhyolithischer Vulkanite sowie Hornsteinlagen, gebänderter Eisenformation und Wackenkonglomeraten. Die Metamorphose entspricht der Grünschiefer- oder der Pumpellyit-Prehnit Fazies. Diese Gesteinsfolgen sind als steile Synklinorien in die hochmetamorphe Nebengesteine eingebettet (Abb. 2). Grünsteingürtel sind aus allen größeren archaischen Arealen beschrieben worden. Besonders bekannt sind die Vorkommen in Zimbabwe, Südafrika, Westaustralien, Indien, Nordamerika und Kanada. Für unsere Fragestellung sind vor allem die basischen und ultrabasischen Laven von Interesse, obwohl schon seit Beginn dieses Jahrhunderts bekannt, wurde ihre Bedeutung erst durch VILJOEN und VILJOEN (1969) erkannt. Ultrabasische Vulkanite gibt es in jüngeren geologischen Formationen kaum, sie sind im wesentlichen auf das Archaikum beschränkt. Die durch die "spinefex texture" ausgezeichneten Gesteine wurden von den genannten Autoren nach dem Komati Fluß in Südafrika als Komatiite benannt. Die Bezeichnung spinefex Textur stammt von der botanischen Bezeichnung eines südafrikanischen Grases "Triodia spinefex", an das die Zeichnung der verwitterten Gesteinsoberflächen erinnert. Schon lange vor der Einführung dieser Bezeichnung in die wissenschaftliche Literatur, wurde sie von Prospektoren verwendet, die den Zusammenhang derartig texturierter Gesteine mit Nickellagerstätten erkannten. Die Textur ist durch große, verschieden orientierte oder subparallele skelettartige platten- oder gitterförmige Olivinkristalle oder nadelförmige Pyroxene charakterisiert. Andere Bezeichnungen wie chicken track, herring bone, feather lath texture vermitteln den visuellen Eindruck dieser megaskopisch erkennbaren Texturen. Blattförmig ausgebildete Olivine bilden buchartige parallel zusammengesetzte Olivine, die bis zu einem Meter Länge erreichen können. Die Grundmasse besteht aus feinen Pyroxen-Skelettkristallen und kreuzförmig ausgebildeten oder dendritischen Chromiten oder aus trübem Glas. Der ultramafische Charakter der Komatiite und der komatiitischen Laven bedingt hohe Schmelztemperaturen, wie sie im allgemeinen nur durch eine (teilweise) dünnere Kruste im Archaikum gegeben sein konnte.

Es sei noch hinzugefügt, daß sich Komatiite in ihrer mineralogischen und chemischen Zusammensetzung dem hypothetischen Ausgangsmaterial der Basalte, dem Pyrolyth (RINGWOOD, 1975) nähern.

Komatiite und ähnliche Gesteine sind allerdings, wenn auch selten, aus dem Phanerozoikum beschrieben worden. Ordovizische Komatiite und komatiitische Basalte sind aus einer Ophiolithserie Neufundlands bekannt. Von Gorgona Island (Kolumbien) sind diese Gesteine von GANSSER et al. (1979) erstmals beschrieben worden. Sie sind kretazisch oder jüngeren Alters. Aus Neuseeland (untere Kreide), aus dem Othris Gebirge (Trias) Griechenland und aus dem Troodos Massiv, Cypern liegen gleichfalls Beschreibungen von Komatiiten vor. Olivin-Klinoenstatit-Basalte (Boninite) mit spinefex Texturen kennt man von den Bonin Inseln (Japan), vom inneren Wall des Marianengrabens und von Cap Vogel, Papua. Bedeutet das Vorkommen dieser Komatiiten zumindest nahestehenden Gesteine, daß diese Gesteinsfamilie in allen geologischen Formationen anzutreffen ist? Wir glauben diese Frage verneinen zu können. Es handelt sich wahrscheinlich um überhitztes mafisches und ultramafisches Magma, das auch unter den Bedingungen der postarchaischen Zeit in Ausnahmefällen die Oberfläche erreichen kann. Rezente Gesteine dieser Art kennt man bisher nicht.

Das Witwatersrand Becken in Südafrika ist 2,8 - 2,5 Mrd. J. alt. Es enthält die wichtigsten Uran- und Goldlagerstätten der Welt und besitzt eine Fläche von 40.000 km<sup>2</sup>. Es ist in das Südafrikanische Kraton eingebettet. Die Beckenfüllung

besteht am Nordrand aus Konglomeraten, im Beckeninneren sind es vorwiegend Quarzite und Tonschiefer. Die nutzbaren Minerale sind vorwiegend, wenn nicht ausschließlich, detritärer Herkunft und an konglomeratische Seifen gebunden. Die Beckenfüllung erreicht eine Mächtigkeit von 7600 m. Verbreitet vorkommende Pyrit- und Uraninitgerölle weisen darauf hin, daß ihr Transport unter den Bedingungen einer an Sauerstoff armen Atmosphäre stattgefunden haben muß. Ähnliche Verhältnisse gelten für das Blind River Becken in Kanada und für das Jacobina Becken in Brasilien. Die nutzbaren Minerale stammen aus den magmatischen und metamorphen Gesteinen des die Becken umgebenden Kristallins.

Die gebänderten Eisenformationen des jüngeren Archaikums und des älteren Proterozoikums enthalten den größten Teil der bekannten Eisenvorräte der Welt. Die Gesamtmenge der Erze wird auf  $10^{15}$ t Erz geschätzt, ungefähr 30 % dieser Menge entsprechen reinem Eisen.

Diese Eisengesteine bestehen aus Lagen von Hornstein oder Quarz, die im Millimeterrhythmus mit Eisenmineralen wechseln. Am häufigsten sind Hämatit-Hornstein-erze, die in Brasilien Itabirite genannt werden. Magnetit-Bändererze sind meist mit Hämatit-Bändererzen vergesellschaftet und enthalten oft auch Siderit, Greenelit, Minnesotait, Chlorit und Stilpmomelan. Lagerstätten dieses Typs sind aus dem Bereich der Oberen See Region, USA, aus Venezuela und von Krivoi Rog, UdSSR, bekannt.

Gebänderte Eisenformationen erscheinen mit den ältesten Gesteinen bereits um 3,8 Mrd. J. Sie erreichen ihre maximale Entwicklung um 2,5 Mrd. J. und klingen bei 1,7 Mrd. J. allmählich aus. Nach CLOUD (1976) ist die zeitliche Verteilung der gebänderten Eisenformationen eng mit der Entwicklung Sauerstoff produzierender Mikroben verbunden. Da in den gebänderten Eisenformationen detritäres Material fehlt, werden sie allgemein als chemische Sedimente gedeutet. Das Eisen stammt vorwiegend aus Verwitterungsprozessen, zum Teil ist es wohl auch vulkanischer Herkunft. Während heute Meerwasser nur 0,003 ppm Fe gelöst enthält, könnte es unter den reduzierenden Bedingungen der archaischen Zeit beträchtliche Mengen von Eisen in gelöster Form transportiert haben. Der zunehmende Sauerstoffgehalt der Atmosphäre hat zur Ausfällung des Eisens geführt.

Die rhythmische Folge der Erz- und Hornsteinlagen wird unterschiedlich erklärt. Möglich ist ein Wechsel von trockenen und feuchten Jahreszeiten und eine dadurch bedingte jahreszeitliche Schwankung des  $p_H$ -Wertes der Flüsse. Wenn auch die Einzelheiten der Entstehung der Erzformationen des Präkambriums nicht vollständig gelöst sind, so steht doch außer Zweifel, daß ihre Bildung mit den Umweltbedingungen jener Frühzeit zusammenhängt.

Die phanerozoischen Eisensteine unterscheiden sich in wesentlichen Punkten von den präkambrischen Eisenformationen. Obwohl auch die zweite Gruppe Lagerstätten bildet, ist ihre Erzmenge verglichen mit jener der ersten Gruppe unbedeutend. Fehlende Bänderung, detritische Anteile und höhere  $MgO$ ,  $P_2O_5$  und  $Al_2O_3$ -Gehalte sind weitere Charakteristika der phanerozoischen Eisensteine. Die oolithische lothringische Minette ist der für die meisten phanerozoischen Eisensteine charakteristisch Prototyp (FOCHTBAUER und MOLLER, 1977). Im einzelnen werden limonitische, hämatitische, chamositische und sideritische Eisensteine unterschieden. Die Entstehung der jüngeren Eisengesteine ist vielleicht noch schwieriger zu erklären als die Genese der präkambrischen Eisenformationen. Nach JAMES (1966) könnte das Eisen durch  $CO_2$ - und an organischen Säuren reichen Grundwässern gelöst in das Flachwasser transportiert und dort bei niedrigen  $E_H$ - und  $p_H$ -Werten ausgefällt worden sein.

Unter Rotschichten faßt man rotgefärbte, vorwiegend terrigene Sand-Silt- und Tongesteine zusammen. Der Eisengehalt ist gering und überschreitet nur selten 1 %. Die färbende Substanz umhüllt die Mineralkörner oder füllt die Gesteinsporen aus. Nach KUBIENA (1953) findet im sommertrockenen Klima eine Dehydrierung der bei der Verwitterung entstehenden Eisenhydroxide statt, die diagenetisch in

Goethit oder Hämatit umgewandelt werden können. Nach FOCHTBAUER (1963) kann auch im aquatischen Milieu Hämatit entstehen, und zwar bevorzugt aus Biotit und Hornblende. Nach eigenen Beobachtungen kommt es bei der Verwitterung von glaukonitführenden Flyschsandsteinen im humiden Gebiet (Wienerwald) zur Bildung von Rotfärbungen. Die färbende Substanz der Rotschichten erweist sich als sehr stabil und überdauert auch Umlagerungsvorgänge. Die färbende Substanz mariner Rotschichten geht daher nicht selten auf eingeschwemmte Roterde oder lateritisches Material zurück. Rotgefärbte Schichten sind im Archaikum kaum vertreten, erst ab 2,3 Mrd. J. finden sie sich, in Abhängigkeit von den klimatischen Verhältnissen in großer Verbreitung. Bekannte Gesteine dieser Art sind der jungproterozoische Torridon Sandstein und der annähernd gleichaltrige Vindhyan Sandstein Indiens. Als weitere Beispiele seien der devonische Old Red Sandstein und der bekannte Buntsandstein der germanischen Trias genannt.

Der größte basische Intrusivkörper der Welt ist der Bushveld Pluton in Südafrika. Es handelt sich um eine geschichtete Intrusivmasse, deren Mächtigkeit 8000 m erreicht. Das Alter dieses Gesteinskörpers wird mit 2 Mrd. J. angegeben. Die basale Zone besteht aus Noriten, Bronziten und Anorthositbändern. Die darüber folgende "kritische Zone" baut sich aus Noriten, Pyroxeniten, Harzburgiten, Anorthositen und Lagen, die reich an Chromerz sind, auf. Darüber folgen noritische Gabbros und Anorthosite. Den Abschluß nach oben bilden Granodiorite, Quarzdiorite, Diorite, Gabbros und Anorthosite. Auf die Entstehung der magmatischen Schichtung durch komplizierte Strömungs- und Sedimentationsvorgänge im Magma haben CARMICHAEL et al. (1974) besonders hingewiesen. Ähnliche präkambrische Intrusivkörper sind der Stillwater Komplex in Montana, USA, mit einem radiometrischen Alter von 1,58 Mrd. J., die Muskox Intrusivmasse der arktischen Zone Kanadas, für die ein Alter von 1,16 Mrd. J. angegeben wird, und der Great Dike Zimbabwes, der gleichfalls eine Intrusivmasse darstellt, keineswegs jedoch einem überdimensionierten Gangvorkommen entspricht. Die genannten Intrusivkörper scheinen auf das Präkambrium beschränkt zu sein. Über die Ursachen des zeitlich begrenzten Vorkommens der riesigen basischen Intrusivkörper ist kaum etwas bekannt. Jüngere basische Intrusivvorkommen, wie die eozäne Skaergaard Intrusion sind viel kleiner und enthalten keine Anorthosite. Anorthosite finden sich schon in den ältesten Gesteinsassoziationen der Welt. Auf das Vorkommen dieser Gesteine in den präkambrischen stratifizierten basischen Intrusivkörpern wurde weiter oben hingewiesen. Anorthosite kommen aber auch in der Form großer Plutone vor. Die größte Verbreitung besitzen diese Gesteine längs des östlichen Randes des Kanadischen Schildes. Besonders gut untersucht ist das Anorthositmassiv der Idiorondacks im Staate New York (BUDDINGTON, 1939, 1960). Anorthositmassive kommen auch im Präkambrium Grönlands, Skandinaviens, Polens, der UdSSR, Indiens, Afrikas, Madagaskars, Brasiliens, der Antarktis und Australiens vor. In enger Assoziation mit Anorthositplutonen treten charnockitische Granite, Gronodiorite und Quarzsyenite auf. Die Anorthosite bestehen aus mehr als 90 % Plagioklas, dessen Zusammensetzung vom Andesin bis zum Anorthit reicht.

Die Entstehung der Anorthosite ist schwierig zu erklären, da Plagioklasschmelzen bei so hohen Temperaturen erstarren, wie sie heute in der Erdkruste nicht erwartet werden können. BOWEN (1928) nahm ein basaltisches Ausgangsmagma an. Durch gravitative Abscheidung von Olivin und Pyroxen oder Fließdifferentiation sollte eine anorthositische Schmelze entstehen, die beim Aufstieg in die Kruste erstarrt. Saure Restschmelzen ergeben Quarzsyenite und Ferrogranite, die unter den Bedingungen der Granulitfazies kristallisieren. BARTH (1936), PHILPOTTS (1966) und andere nahmen ein quarzdioritisches Ausgangsmagma an. Bei hohem Druck sollte ein Plagioklaskumulat und eine granitische Restschmelze entstehen, welche unter den Bedingungen der Granulitfazies zu Charnockit erstarrt. Auf experimentellem Wege fand YODER (1955) bei Wasserdampfdrücken von 5-10 kb eine Verschiebung des Anorthit-Diopsid Eutektikums bis  $An_{75}Di_{25}$ . Dieses Ergebnis könnte die Anreicherung von Plagioklas in einer erstarrenden gabbroiden Schmelze erklären. Das Aufsteigen und die Platznahme des Anorthositbreies wäre von der Trennung einer granitischen Restschmelze begleitet, welche die Charnockite liefert.



Abb. 3

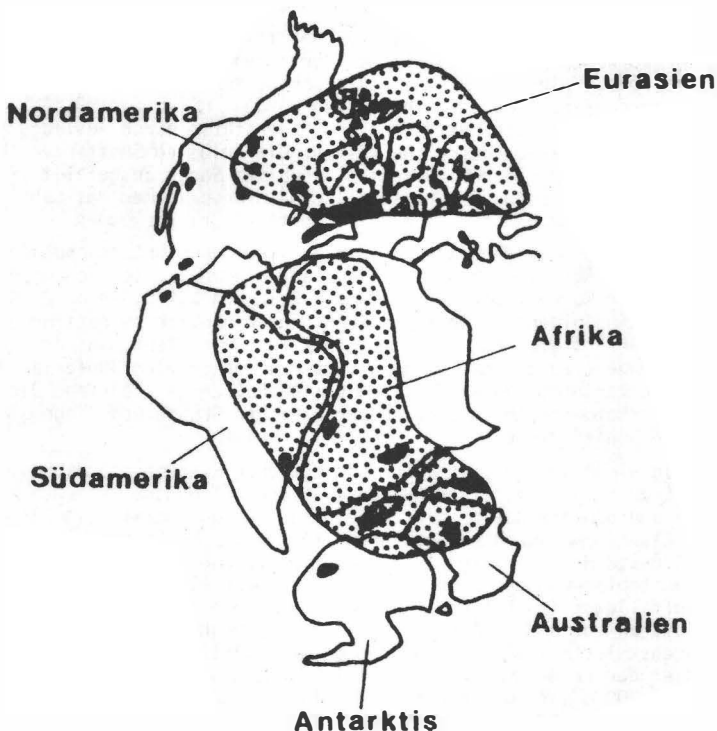


Abb. 3 Regionale Verteilung der Anorthositmassive vor der nachpermischen Kontinentaldrift.  
Anorthosit: schwarz  
Präkambrium: gepunktet  
Nach HERZ (1969), CARMICHAEL et al. (1974)

Nach HERZ (1969) schließen sich die Anorthositvorkommen zu je einem, allerdings nicht sehr deutlichem Gürtel, auf der Nord- und Südhalbkugel zusammen (Abb. 3). Nach den radiometrischen Datierungen sind die großen Anorthositvorkommen zwischen 1,7 und 1,1 Mrd. J entstanden. Das Maximum ihrer Verbreitung liegt bei 1,3 Mrd. J. Ein thermisches Ereignis könnte nach HERZ (1969) Ursache der Anorthositbildung gewesen sein.

Nach CARMICHAEL et al. (1974) sind kalireiche Granite in den präkambrischen Schilden weiter verbreitet als in den jüngeren Faltengebirgszonen. Zu diesen Graniten gehören auch die in Schweden und Norwegen vorkommenden Rapakiwis des jüngeren Präkambriums. Diese schönen Gesteine werden als Ziersteine gerne verwendet, man sieht sie auch in Wien, besonders als Fassadenverkleidungen. Das gehäufte Vorkommen kalireicher Granite im Präkambrium könnte nach CARMICHAEL et al. (1974) damit erklärt werden, daß nach experimentellen Untersuchungen das ternäre Eutektikum im wassergesättigten System  $\text{SiO}_2\text{-NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8$  bei ge-

ringen Drücken in Richtung Kalifeldspat verschoben wird. Die vielfach angenommene geringere Dicke der Erdkruste in der Frühzeit der Erde, könnte daher die Ursache für die weite Verbreitung kalireicher Granite zu dieser Zeit sein.

Vergleicht man die archaischen sedimentären (detritischen) Uranlagerstätten mit proterozoischen Vorkommen, so spiegelt sich der zunehmende Sauerstoffgehalt in den jüngeren Vorkommen wieder. Im Athabaska Becken, Nord Saskatchewan, Kanada, ist ein bedeutendes Uranvorkommen nachgewiesen worden. HOEVE (in HOLLAND und SCHIDLowski, 1982) erklärt die Entstehung der Lagerstätte durch Auslaugung uranhaltiger Granite durch sauerstoffreiche Wässer. Die gelösten Substanzen (U, Au, Ag, Ni) wurden an der Basis der bituminösen Athabaska Sande ausgefällt. Eine ähnliche Entstehung gilt auch für das stratiforme Uranvorkommen des Cahill Beckens in Nordaustralien und für eine Reihe weiterer Uranvorkommen.

ROWLANDS et al. (1978) schließen aus den Ergebnissen ihrer Untersuchungen der Kuperlagerstätten um Adelaide (Südaustralien) auf ein weltweites Schema der Entstehung stratiformer Kupferlagerstätten in der Zeit von 1,4-0,6 Mrd. J. Die Lithologie der Gesteinsfolgen ist in allen Kontinenten ähnlich. Stratiforme Kupferlagerstätten dieser Art gibt es, nach dem Einfallen orientiert, in der Sandfazies von Deltaablagerungen. Zu diesem Typ gehört das zu den größten Kupferlagerstätten der Welt zählende Vorkommen Udokan östlich vom Baikalsee in Sibirien. Die sedimentären Kupfervorkommen Sambias gehören zur gleichen Gruppe und liegen im Streichen produktiver Schiefertone.

Phosphor ist ein wichtiges Element aller biologischer Systeme, so daß es, seit Leben auf der Erde existiert, einen Austausch dieses Elementes zwischen organischem Material und dem Meerwasser gibt. Die ältesten Phosphorite sind in 2,6-2,0 Mrd. J. alten Eisenformationen nachgewiesen. Phosphatische Stromatolithe sind auch aus der 1,6-1,2 Mrd. J. alten Aravalli Gruppe Indiens bekannt. Häufiger werden Phosphoritablagerungen in Beckenfüllungen deren Alter unter 0,9 Mrd. J. liegt. Eine auffallende Zunahme der Phosphoritvorkommen tritt von der Untergrenze des Kambriums an auf und erklärt sich mit der sprunghaften Entwicklung phosphatischer Außenskelette vieler Organismen um diese Zeit. In zahlreichen rezenten Schelfgebiet der Erde kommt Phosphorit in Körnern und oolithischen Kügelchen in Tiefen von 30-300 m vor. Die Phosphorite sind an Zonen gebunden, wo kühles Tiefenwasser aufsteigt und sich an der Oberfläche erwärmt. Da die Löslichkeit des Ca-Phosphates im kalten Tiefenwasser ca. 0,3 ppm  $PO_4$  beträgt, im warmen Oberflächenwasser dagegen nur 0,01 ppm (McKELVEY, 1967) erfolgt im Flachwasserbereich eine Ausscheidung des Ca-Phosphates auf organischem oder anorganischem Wege. Viele fossile Phosphoritlagerstätten können daher auf diesem Wege entstanden sein. Die zeitliche und räumliche Entwicklung der Phosphatvorkommen hängt eng mit der Evolution des Lebens und des Wandels der morphologischen Gestaltung der Meeresbecken im Laufe der Erdgeschichte zusammen.

Plateaubasalte der Kontinente bestehen aus zahlreichen Basaltdecken, die insgesamt Mächtigkeiten bis zu mehreren tausend Metern erreichen und durchwegs aus Spalten gefördert wurden. Mineralogisch und chemisch handelt es sich fast ausschließlich um tholeiitische Basalte. Ein Beispiel sind die kretazisch-ozänen Dekkan Basalte östlich von Bombay, Indien, die ein Areal von 600.000 km<sup>2</sup> einnehmen und bis 3 km mächtig werden. Ein weiteres Beispiel ist die miozäne Columbia River Basalt Provinz im Westen der USA. Eine Ausdehnung von 1.000.000 km<sup>2</sup> erreichen die frühkretazischen Paranä Basalte in Südbrasilien und den angrenzenden Ländern. Weitere Vorkommen gibt es in der Südafrikanischen Karoo, in der Antarktis und in Sibirien. CHARMICHEL et al. (1974) sehen in den riesigen Deckenbasalten der westlichen Provinzen Nordamerikas ein magmatisch-tektonisches Ereignis, das den ganzen Westrand des Kontinentes vom späteren Mesozoikum an erfaßte. Basaltdecken ähnlicher Dimension kennt man, wie oben angeführt, aus allen Kontinenten. Hinsichtlich ihrer zeitlichen Verbreitung, und scheinen sie auf die nachpermischen Formationen beschränkt zu sein. Aus diesem Grunde vermuten wir, daß die riesigen Ergüsse von Basaltschmelzen aus Spalten, mit dem Zerbrechen des Megakontinentes Pangäa und der beginnenden Kontinentaldrift zusammenhängt.

Die Eroberung des Festlandes durch höhere Organismen fand im Silur und Devon statt. Vorher hatten die Kontinente, unabhängig von den klimatischen Bedingungen, wüstenhaften Charakter. Die Besiedelung des Landes mit Pflanzen führte nach FISCHER (1984) in kurzer Zeit zu einer Verdoppelung der Sauerstoffproduktion. Kohlen entstehen im kontinentalen- oder Brackwasserbereich, wenn die geologischen Verhältnisse zu einer Anreicherung der abgestorbenen Pflanzenreste führen. Dies ist bei langsam sinkendem Untergrund der Fall.

Kimberlite, Karbonatite und kalireiche magmatische Gesteine finden sich in kleinen Gesteinskörpern in räumlicher Assoziation im Bereich von Störungszonen der konsolidierten kontinentalen Kruste. Petrologie und Experimente sprechen dafür, daß diese Gesteine aus großer Tiefe stammen.

Kimberlite sind Phlogopitperidotite, die vor allem als zylindrische bis steil trichterförmige Diatreme oder Pipes, aber auch als Adern, Gänge oder Lagergänge auftreten. Die durch Explosionsenergie geschaffenen und mit Explosionsbrekzien und Tuffen erfüllten Hohlräume sitzen in der Regel Gangspalten auf. Die Einzenvorkommen sind klein, aber jeweils über ein großes Areal der kontinentalen Kruste verbreitet. Es ist auffallend, daß der größte Teil der Kimberlite Kreidealter aufweist.

Mineralogisch bestehen die porphyrisch ausgebildeten Kimberlite aus meist serpentinisiertem Olivin, pyropreichem Granat, Ortho- und Klinopyroxenen, Ilmenit und Perowskit. Die Grundmasse besteht aus Verwachsungen von Serpentin, Pyroxen, Tremolit, Aktinolith, Hydroglimmer, Calcit, Magnetit, Chromit, Spinell, Zeolithen und Apatit. Kimberlite sind die Muttergesteine der Diamanten, doch findet sich nicht in jedem Kimberlitvorkommen auch dieses wertvolle Mineral. Wenn Diamant auftritt, findet er sich in der Grundmasse.

Besonders bekannt sind die Kimberlite Südafrikas durch ihren Reichtum an Diamanten. Diamantführende Kimberlite sind auch aus der Provinz Minas Geraes, Brasilien und aus Sibirien (Yakutia Areal), aus Südwestafrika und Namibia bekannt. Chemisch sind Kimberlite durch geringen  $\text{SiO}_2$ -, variablen  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -Gehalt und hohes  $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ -Verhältnis gekennzeichnet. Verglichen mit anderen ultrabasischen Gesteinen ist der Gehalt von  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{H}_2\text{O}$  und  $\text{SO}_3$  ungewöhnlich hoch. Das  $\text{MgO}/\text{FeO}$ -Verhältnis ist niedrig. Hohe Werte bestimmter Spurenelemente stehen mit den in Kimberliten ungewöhnlich hohen Werten der zuvor genannten Elemente in Beziehung. So entsprechen z.B. den hohen  $\text{K}_2\text{O}$ -Werten entsprechende Werte für Rb, Pb, Ba, Cs. Das  $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ -Verhältnis liegt zwischen 0,705-0,721. Die höheren Werte deuten auf Verunreinigung durch Krustenmaterial hin. Die Gegenwart von Hochdruckmineralien und die ultramafische Zusammensetzung hat zur Annahme geführt, daß die Kimberlite Zeugen des Erdmantels sind. Diese Vorstellung ist auch durch Experimente BOYD und ENGLAND (1961) gestützt. Die mineralogische und chemische Zusammensetzung der Kimberlite weicht jedoch sehr stark von der erwarteten Zusammensetzung des postulierten Mantelgesteins Pyrolyth ab.

Karbonatite enthalten primären Calcit und Dolomit als Hauptgemengteile. Sie sind im allgemeinen mit basischen Alkaligesteinen assoziiert. Gebunden an die stabile kontinentale Kruste finden sie sich besonders in Grabensystemen und Ringkomplexen. Zentrale Karbonatitkörper, umgeben von nephelinreichen Plutoniten, sind vor allem im Bereich der ostafrikanischen Gräben verbreitet. Eine andere Art des Vorkommens findet sich auf der Insel Alnö in Schweden. Der zentrale Alkaligesteinskomplex ist von nach außen fallenden Karbonatitgängen umgeben. Ein interessantes Karbonatitvorkommen bildet das Zentrum des Okakomplexes westlich von Montreal, Kanada. Der Karbonatitkörper ist von einer Doppelringstruktur umgeben, die aus Okaiten (Melilith, Nephelin, Hauyn, Apatit, Perowskit und Magnetit) Jacupirangiten und Nepheliniten besteht. Die geologische Situation der Karbonatitvorkommen im Kaiserstuhl am Süden des Rheingrabens bei Freiburg, BRD, und bei Jacupiranga, SE-Brasilien, ist in Abb. 4a, 4b dargestellt. Neben Calcit und/oder Dolomit sind auch Ankerit, Siderit, Mn- und Na-Karbonate, aber auch Feldspäte, Ne-

phelin, Pyroxen, Biotit und Olivin am Aufbau der Gesteine beteiligt. Seltene Erden führende Minerale sind für Karbonatite charakteristisch. Eingehende Feld- und Laboruntersuchungen haben die Deutung der Karbonatite als magmatische Gesteine gesichert. Früher dachte man eher an Kontakt- oder Reaktionserscheinungen von Kalksteinen oder Marmoren mit alkalibetonten basischen Plutoniten. Die Frage, ob die CO<sub>2</sub>-Komponente unmittelbar aus dem Erdmantel abzuleiten ist oder vielleicht doch aus Kalksteinen stammt, die durch Subduktionsvorgänge in die Tiefe gebracht wurden, ist offen.

CHARMICHAEAL et al. (1974) betonen die auffallende Tatsache, daß Kimberlite, Karbonatite und extrem kalireiche Magmatite bevorzugt in der Kreidezeit entstehen. Eine zweifelsfreie Erklärung für diese Erscheinung gibt es nicht. Die Autoren erwägen eine besondere mineralogische Zusammensetzung des Krusten- bzw. Mantel-segments, das mit diesen Gesteinen verbunden ist. Das geologisch junge Alter der meisten dieser ungewöhnlich zusammengesetzten Gesteine läßt einen Zusammenhang mit der Kontinentaldrift vermuten. Weitspannige Verbiegungen der kontinentalen Platten könnten zu einer Anreicherung leichter beweglicher Elemente in den Aufwölbungszonen geführt haben.

Das Natriumamphibol Glaukophan ist zusammen mit Lawsonit kritisch für die Blauschieferfazies, die durch hohen Druck bei relativ niedrigen Temperaturen charakteristisch ist. Neben den genannten Mineralen finden sich an den Abkömmlingen basischer Gesteine auch Crossit, Jadeit, jadeitischer Pyroxen, Pumpellyit, Aktinolith, Albit und Aragonit bzw. Calcit. Das Vorkommen einzelner Minerale z.B. Calcit/Aragonit hängt von Variationen im PT-Feld ab. Grauwacken, Tongesteine, Mergel, Karbonatgesteine und Radiolarite sind gleichfalls als Ausgangsgesteine der Blauschieferfermetamorphose beschrieben.

Gesteine dieser Mineralfazies kennt man in wenigen Vorkommen vom Paläozoikum an. Erst in den inneren Zonen der kretazisch-tertiären Faltengebirgsbogen treten sie verbreitet auf und markieren nach allgemeiner Auffassung die Subduktionszonen. Sie sind besonders typisch für die Penninische Zone der West- und der Ostalpen und lassen sich über die Fruska Gora in Kroatien zu einzelnen Kykladeninseln nach Kleinasien und von dort bis Celebes und Java verfolgen. In den zirkumpazifischen Gebirgsbögen sind Blauschieferzonen besonders gut aus Californien, Japan und Neuseeland beschrieben worden. Die Beschränkung der Blauschieferfazies auf den jüngeren Abschnitt der Erdgeschichte scheint unseres Erachtens auf einen grundlegenden Wechsel der Vorgänge im Erdinneren zurückzuführen sein. Nach den bestehenden Informationen sind die spät-präkambrische und phanerozoischen orogenen Gürtel hinsichtlich ihrer Gestalt, Größe und Gesteinsverteilung von den archaischen Faltenzonen verschieden. Die Orogene neigen dazu, im Laufe der Erdgeschichte an Größe und Länge zuzunehmen; MIYASHIRO (1973) weist darauf hin, daß die metamorphen Gesteine in den phanerozoischen orogenen Zonen zum Teil von jenen der präkambrischen Schilde abweichen. In den ersteren sind Gesteine der Zeolith-Glaukophanschiefer-Fazies häufig, während in letzteren Cordierit-Sillimanit-granulite besonders charakteristisch sind. Im Archäikum fehlen oder treten zurück: mächtige monomineralische Karbonatschichten, Quarzsandsteine, Evaporite, Rotschichten, Tillite, Alkaligesteine, große mafische Intrusivkörper, Ophiolith-assoziationen, Eklogite, Blauschiefer und Disthen. An der Wende Archäikum/Proterozoikum werden Grauwacken (mit K<sub>2</sub>O < Na<sub>2</sub>O) vielfach von Quarzsandsteinen abgelöst.

Die Geschichte der kontinentalen Kruste läßt sich nach den vorliegenden Untersuchungen in 3 Hauptabschnitte gliedern.

(1) Die Entwicklung der archaischen Kruste ( 3,8-2,6 Mrd. J.). Die aus den Mineralassoziationen abgeleiteten thermischen Gradienten der archaischen Kruste variieren vertikal und horizontal abrupt; was mit rasch wechselnder Krustendicke gedeutet werden kann. Der Wärmefluß könnte 2-4 mal so hoch gewesen sein wie heute. Nach SHAW (1975) existierten im Archäikum kleinräumige Konvektionszellen, denen Mikroplatten vorwiegend basischer und ultrabasischer Zusammensetzung ent-

Abb. 4a

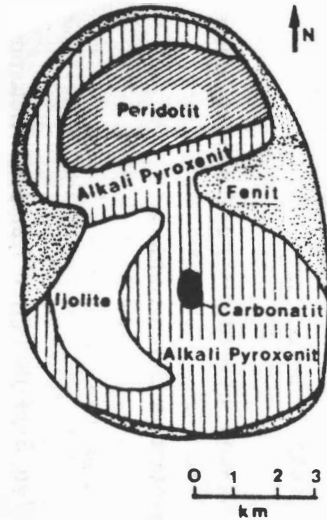
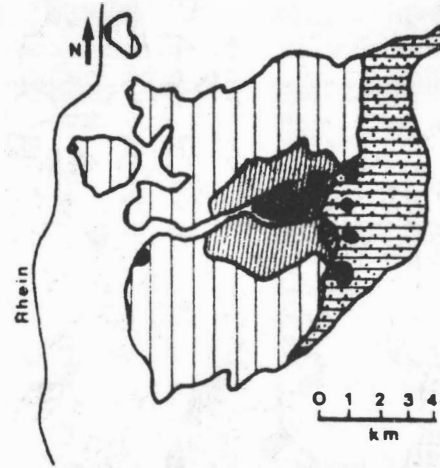


Abb. 4b



- Abb. 4 a) Carbonatit und Nebengesteine von Jacupiranga, Brasilien.  
Intrusion in präkambrische Granitgneise und Glimmerschiefer.  
Nach MELCHER (1965).
- b) Carbonatit und Nebengesteine vom Kaiserstuhl im Rheingraben.  
Intrusion in junge Ablagerungen des Rheins. Nach WIMMENAUER (1966).

Abb.5

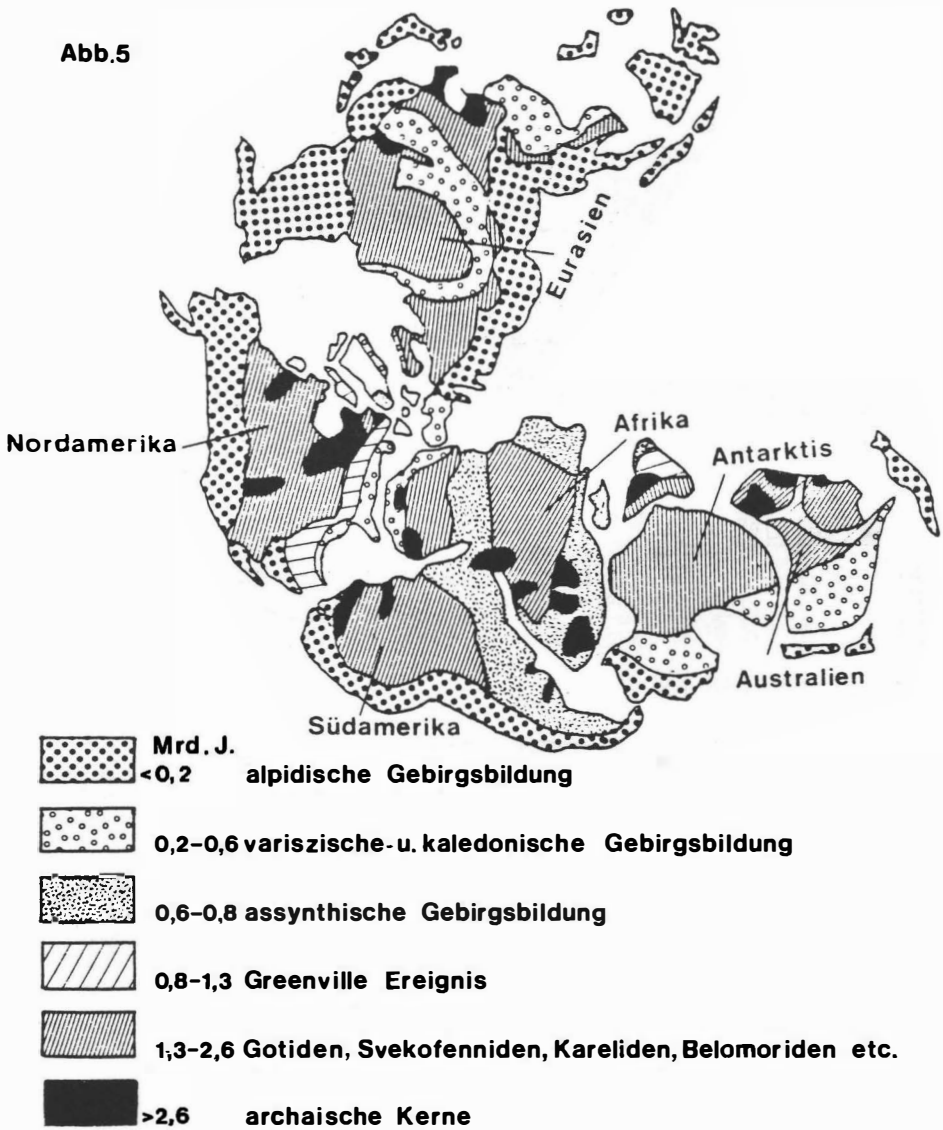


Abb. 5 Die zeitliche Entwicklung der kontinentalen Kruste.  
Nach CONDIE (1976).

sprechen. Durch partielles Aufschmelzen und Differentiation der Lithosphäre entstand auch granitoides Material und führte zur Bildung sialischer Mikroplatten. Durch die Aggregation von kleineren Sial-Körpern entstanden am Ende des Archäikums Protokontinente.

(2) Im Proterozoikum führte die weitere Verdickung der Lithosphäre zu begrenzten Subduktionsvorgängen. Diese betreffen besonders innerkratonische Schwächezonen, die damit zum Brennpunkt der Deformation werden. Dies bewirkt eine Ausdünnung der Schwächezonen mit nachfolgender Einengung. Auf diese Weise entstehen orogene Zonen mit sialischem Untergrund. Am Ende des Proterozoikums dürften sich die Protokontinente zu Einheiten von kontinentaler Größe vereinigt haben. Sie näherten sich in ihrem Verhalten und in ihren Dimensionen den rezenten Platten. Damit kommt der Prozeß der modernen Plattentektonik mit BENIOFF-Zonen und Ozean-Boden Subduktion in Gang. Kontinentaldrift in größerem Umfang scheint es vor der Permzeit nicht gegeben zu haben, da die Leitlinien der älteren orogenen Tröge einschließlich präkambrischer Strukturen kontinuierlich verlaufen (ENGEL et al., 1974; Abb. 5).

(3) Die nachpermische Zeit ist durch das Zerbrechen eines oder mehrerer Megakontinente und durch eine weitreichende Kontinentaldrift beherrscht. Über die Ursachen dieses Ereignisses gibt es wenig Angaben in der Literatur. Vielleicht war es ein Regimewechsel im System der Konvektionszellen der Erde, vielleicht auch das Instabilwerden des wachsenden Megakontinentes.

Versucht man den Ablauf der Erdgeschichte vom petrologischen Gesichtspunkt aus zu überblicken, so zeichnen sich zwei Tendenzen ab. Die gerichtete Entwicklung spiegelt sich in den zeitlich gebundenen Gesteinen, deren Entstehungsbedingungen wir im Vorhergehenden besprochen haben.

Neben der gerichteten Entwicklung der Erde gibt es aber vor allem auch eine Periodizität geologischer Ereignisse, die sich in der Wiederholung bestimmter Gesteinsfolgen äußert. Nach vorliegenden Angaben sollen sich Orogenesen in mehr oder weniger regelmäßigen Abständen von 200-300 Mill. J. ereignen haben. Die Orogenesen gehen mit weltweiten Transgressionen der Ozeane und langandauernden Wärmezeiten mit eisfreien Polarmeeren einher. Dazwischen liegen kürzere Zeitabschnitte mit Tiefständen des Meeresspiegels, einem stärker differenzierten Klima, vereisten Polkappen und Salzbildung. Die Ursachen für die weltweiten periodischen Veränderungen der Hydrosphäre sind nicht bekannt. Sie können kaum in einer Veränderung des Volumens der Hydrosphäre gelegen sein, eher sind es Änderungen im Volumen der ozeanischen Rücken und Ozeanbecken. Vereisungen werden begünstigt, wenn große Landmassen in Polnähe liegen.

Aus dem bisherigen Verlauf der Erdgeschichte läßt sich noch kein in die Zukunft weisender Trend ableiten. Die Verringerung der aus dem Zerfall der radioaktiven Elemente stammenden Energie müßte sich im Laufe der Zeit in der Abnahme der Intensität vulkanischer und tektonischer Vorgänge äußern, das heißt die Erde altert. Mond, Merkur und Mars haben das Ende der dynamischen Entwicklung bereits erreicht. Wieweit kosmische Ereignisse die künftige Geschichte der Erde beeinflussen könnten, ist ungewiß. Sicher ist, daß das Schicksal unseres Planeten mit der Entwicklung des Sonnensystems eng verbunden ist.

### Ausgewählte Literatur:

- ALLAART, J. H. (1975): The Pre-3760 m.y. Old Supracrustal Rocks of the Isua Area, Central West Greenland, and the Associated Occurrence of Quartz Banded Ironstone. In: WINDLEY, B.F. (1975), 177-189.
- BARTH, T.F.W. (1936): The large pre-Cambrian intrusive bodies in the southern part of Norway. - 16th Intern. Geol. Congr. Rept. (1933), 297-309.
- BOWEN, N. L. (1928): The Evolution of Igneous rocks. - Princeton University Press, New York.
- BOYD, F.R., ENGLAND, J.L. (1961): Melting of silicates at high pressures. - Carnegie Inst. Washington Yearbook 60, 120.
- BUDDINGTON, A.F. (1939): Igneous Rocks and their Metamorphism. - Geol. Soc. Am. Mem. 7.
- BUDDINGTON, A.F. (1960): The Origin of Anorthosites Reevaluated. - Rec. Geol. Surv. India 86, 421-432.
- CARMICHAEL, I.S.E., TURNER, F.J., VERHOOGEN, J. (1974): Igneous Petrology. - Mc. Graw Hill, New York etc.
- CLOUD, P. (1976): Major features of crustal evolution. - Geol. Soc. South African Annex (Johannesburg) 79, 1-33.
- CONDIE, K.C. (1976): Plate Tectonics and Crustal Evolution. - Pergamon Press, New York etc.
- ENGEL, A.E.I., ITSON, S.P., ENGEL, C.G., STICKNEY, D.M., CRAY, F.J., JR. (1974): Crustal evolution and global tectonics: A petrogenetic view. - Geol. Soc. Am. Bull. 85, 843-858.
- FISCHER, A.G. (1984): Biological Innovations and the Sedimentary Record. - In: HOLLAND, H.D., TRENDALL, A.F. (1984).
- FOLINSBEE, R.E. (1982): Variations in the Distribution of Mineral Deposits with Time. - In: HOLLAND, H.D., SCHIDLowski, M. (1982), 219-236.
- FOCHTBAUER, H. (1963): Zum Einfluß des Ablagerungsmilieus auf die Farbe von Biotiten und Turmalinen. - Fortschr. Geol. Rheinl.-Westf., 10, 331-336.
- FOCHTBAUER, H., MOLLER, G. (1977): Sedimente und Sedimentgesteine. - 3. Aufl., Schweizbart'sche Verlagsbuchhandlung.
- GANSSE, A.V., DIETRICH, V.J., CAMERON, W.E. (1979): Paleogene komatiites from Gorgona Island. - Nature, 278, 545-546.
- GARRELS, R.M., MACKENZIE, F.T. (1971): Evolution of Sedimentary Rocks. - W.W. Norton & Co. Inc., New York.
- GLICKSON, A.Y. (1975): Stratigraphy and Evolution of Primary and Secondary Greenstones. - In: WINDLEY, B.F. (1975), 257-277.
- GOODWIN, A.M. (1975): Giant Impacting and the Development of Continental Crust. - In: WINDLEY, B.F. (1975), 77-95.
- HERZ, N. (1969): Anorthosite belts, continental drift, and the Anorthosite event. - Science 164, 994-947.
- HOLLAND, H.D., SCHIDLowski, M. (ed.) (1982): Mineral Deposits and the Evolution of the Biosphere. - Springer Verlag, Berlin-Heidelberg-New York.



- HOLLAND, H.D., TRENDALL, A.F. (ed.) (1984): Patterns of Change in Earth Evolution. - Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York-Tokyo.
- JAMES, H.L. (1966): Chemistry of the iron rich sedimentary rocks. - U.S. Geol. Survey., Prof. Paper 440-W.
- KUBIENA, W.L. (1953): Bestimmungsbuch und Systematik der Böden Europas. - F. Enke, Stuttgart.
- KUIPER, G.P. (1954): The Earth as a Planet. - University of Chicago Press, Chicago.
- LYELL, Ch. (1830): Principles of geology, being an inquiry how far former changes of the earth surface are referable to causes now in operation. - 12. Aufl., London.
- McKELVEY, V.E. (1967): Phosphate deposits. - Contributions to economic geology. - Geol. Surv. Bull. 1252-D, 1-21
- MELCHER, G.C. (1965): O carbonatito de Jacupiranga. - Univ. Sao Paulo, Brasil Boll. (Geologica no. 21).
- MIYASHIRO, A. (1973): Metamorphism and Metamorphic Belts. - G. Allen & Unwin Ltd., London.
- PHILPOTTS, A.R. (1966): Origin of anorthosite-mangerite rocks in Southern Quebec. - J. Petrol., 7, 1-64.
- RINGWOOD, A.E. (1975): Composition and Petrology of the Earth's Mantle. - Mc. Graw Hill, New York etc.
- ROWLAND, N., DRUMMOND, A.J., JARVIS, D.M., WARIN, O.N., KITCH, R.B., CHUCK, R.G. (1978): Lithological aspects of some Adelaidean stratiform copper deposits. - Min. Sci. Engin. (Johannesburg) 10, 258-277.
- SCHIDLOWSKI, M. (1975): Archean Atmosphere and Evolution of the Terrestrial Oxygen Budget. - In: WINDLEY, B.F. (1975), 525-535.
- SHAW, D.M. (1975): Development of the Early Continental Crust. Part 2: Pre-archean, Protoarchean and Later Eras. - In: WINDLEY, B.F. (1975), 33-53.
- STRANGWAY, D.W., SHARPE, H.N. (1975): A model of lunar evolution. - The Moon 12, 369-397.
- VILJOEN, M.J., VILJOEN, R.P. (1969): Evidence of the Existence of a Mobile Extrusive Peridotite Magma. - Upper Mantle Project. Geol. Soc. S. Africa, Spec. Pub. 2, 87-112.
- WIMMENAUER, W. (1966): The Eruptive Rocks and Carbonatites of the Kaiserstuhl, Germany. - In: TUTTLE, O.F., GITTINS, J. (eds.), Carbonatites. Interscience (Wiley), New York, 183-204.
- WINDLEY, B.F. (ed.), (1975): The Early History of the Earth. - John Wiley & Sons, London-New York-Sydney-Toronto.
- YODER, H.S. (1955): Diopside-anorthite-water system at 5000 bars. - Geol. Soc. Am. Bull., 1638-1639.