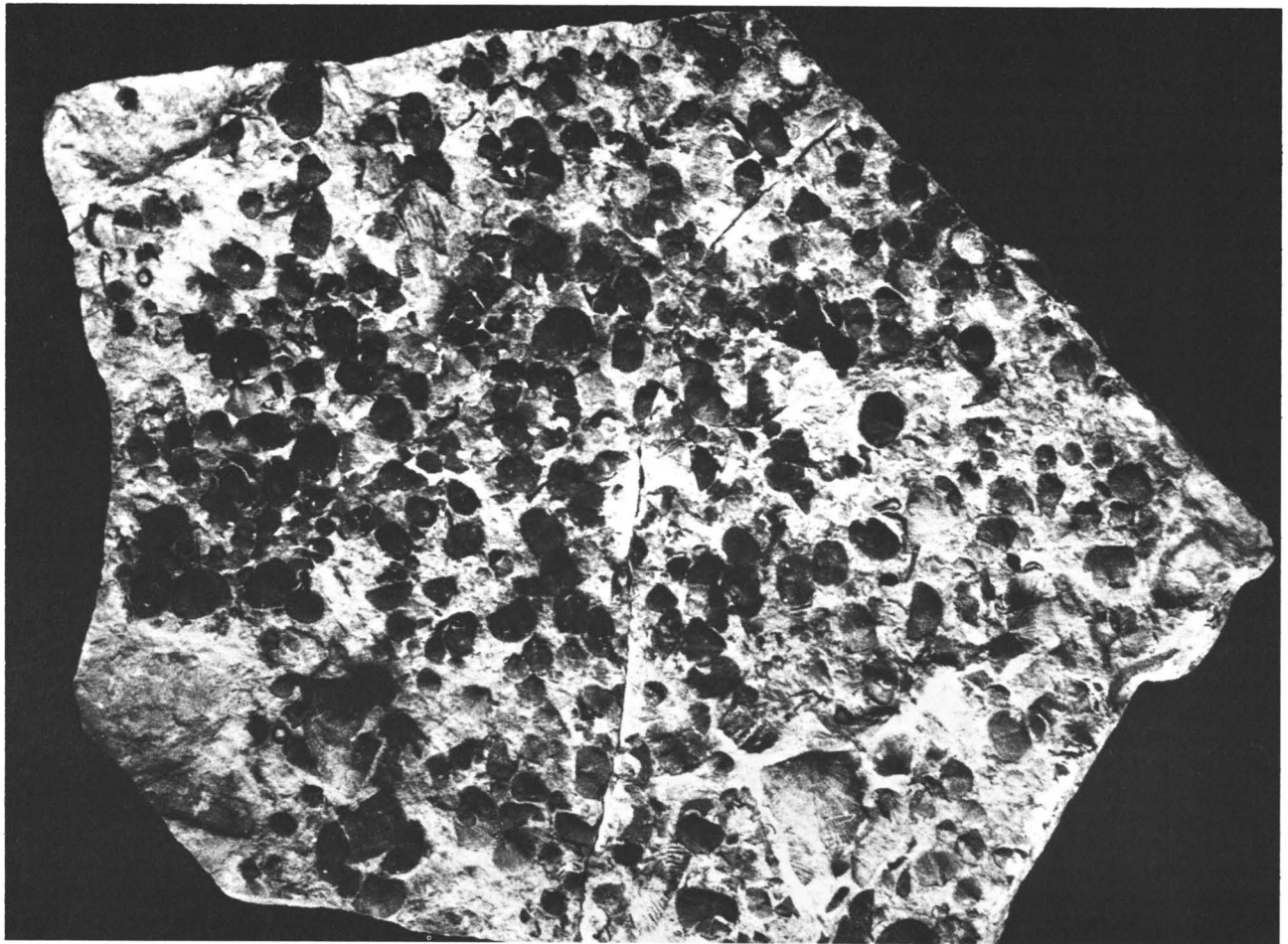




afb. 10. Een gedeelte van een Ordovicisch strand gehakt uit Acton Scott Quarry, bezaaid met brachiopoden,

vnl. *Onniella grandis*, maar ook twee trilobieten. Grootte van de plaat: 32 x 21 cm.

Radio-actieve tijdmeters in de geologie

door Prof. Dr. H.N.A. Priem *)

Vanaf het moment dat de evolutie van het verschijnsel Mens het stadium had bereikt dat mensen zich gingen bezinnen over hun plaats in tijd en ruimte, vormt de vraag naar het "wanneer" een integrerend deel van het menselijk denken; sindsdien is geprobeerd de geschiedenis van de mens en zijn omgeving te voorzien van de dimensie Tijd. Vele eeuwen stelde men er zich mee tevreden dit tijdselement te vatten in de symbolische beelden van mythen en legenden. Maar aan het begin van de negentiende eeuw kwam, met de opkomst van het moderne natuurwetenschappelijke onderzoek, de behoefte om nieuw verworven inzichten betreffende de ontwikkeling van mens en aarde in te passen in een raamwerk van nauwkeurige jaartallen.

Voor de moderne mens, levend in een technologische maatschappij, is het vanzelfsprekend dat tijd meetbaar is. In het dagelijks leven en de menselijke geschiedschrij-

ving berust de tijdmeting op twee regelmatig verlopende cyclische processen, respectievelijk de omwenteling van de aarde om zijn as en van de aarde om de zon. In het moderne natuurwetenschappelijk onderzoek is de schaal van de tijdmeting aanzienlijk uitgebreid ten opzichte van die van dagelijks leven en geschiedschrijving. Enerzijds bestudeert men in de kernfysica processen en reacties die verlopen binnen tijdsintervallen van 10^{-9} seconde, anderzijds heeft men in de ontwikkelingsgeschiedenis van aarde, zonnestelsel en kosmos te maken met processen die perioden bestrijken van miljoenen en miljarden jaren. Maar op welke schaal men ook werkt, mikroseconden dan wel miljarden jaren, altijd moet men voor tijdmeting gebruik maken van een of ander proces dat verloopt met een bekende en voorspelbare snelheid, hoewel deze snelheid niet noodzakelijkerwijs constant hoeft te zijn. Dit proces moet dan bovendien gekoppeld zijn aan een ander registratiesysteem, welke het mogelijk maakt de verstreken tijd af te lezen.

*) directeur Z.W.O. Laboratorium voor Isotopen Geologie, De Boelelaan 1085, Amsterdam-11

Geologische tijdmeting

In de geologie kan tijdmeting uitsluitend zijn gebaseerd op rechtlijnig verlopende, onomkeerbare processen. De eerste berekeningen omtrent de ouderdom van de aarde mislukten onder andere omdat de processen waarvan zij gebruik maakten niet onomkeerbaar zijn. Het bekendste voorbeeld zijn de berekeningen omstreeks 1900 van de ouderdom van de oceanen op grond van hun zoutgehalte. Aannemende dat het oceaanwater na het ontstaan van de aarde zoet was en dat de zouten er geleidelijk door rivieren zijn ingebracht, kwam men, op grond van schattingen van het zouttransport door rivieren, tot een ouderdom van het oceaanwater in de orde van 100 miljoen jaar. Maar al snel werd duidelijk dat in de geologische geschiedenis telkenmale enorme hoeveelheden zouten aan het oceaanwater zijn onttrokken, zoals bijvoorbeeld blijkt uit de dikke zoutlagen in de ondergrond van Nederland. Het getal van 100 miljoen jaar moest dus wel veel te laag zijn.

De preciese datering van allerlei gebeurtenissen in de ontwikkelingsgeschiedenis van de aarde is pas mogelijk geworden na de ontdekking van een aantal rechtlijnig verlopende, onomkeerbare processen van geheel andere aard: de kernmutaties van radioactieve nucliden, enerzijds de langlevende radionucliden uranium, thorium, rubidium en kalium, en anderzijds het relatief kortlevende radiokoolstof. De langlevende radioactieve nucliden moeten reeds bij de vorming van het zonnestelsel in de materie van het zonnestelsel aanwezig zijn geweest — nieuwvorming van deze elementen is onmogelijk onder de fysische omstandigheden die in ons zonnestelsel heersen en hebben geheerst. De relatief kortlevende radioactieve koolstofisotoop ^{14}C zou daarentegen reeds lang zijn uitgestorven, indien het niet voortdurend werd geproduceerd in de buitenste lagen van de atmosfeer onder invloed van kosmische straling door neutronenvangst uit het stikstofisotoop ^{14}N .

De methoden om geologische gebeurtenissen te dateren met behulp van radioactieve nucliden worden samengevat onder de term **isotopen-geochronologie of isotopische datering** (isotopic dating). Sinds het begin van de jaren zestig hebben deze dateringsmethoden een grote vlucht genomen. Vele van de belangrijkste gebeurtenissen in de ontwikkelingsgeschiedenis van de aarde (en sinds enkele jaren ook van de maan) zijn dank zij deze methoden van jaartallen voorzien. Zo is het thans wetenschappelijk gemeengoed dat aarde en zonnestelsel 4.600 miljoen jaar geleden zijn gevormd.

De isotopen-geochronologische dateringsmethoden zijn gekomen **naast** de tijdmeting met behulp van de evolutionele veranderingen in fauna en flora die met het verstrijken der geologische geschiedenis zijn opgetreden. Op grond van deze veranderingen, zoals die in fossielen in opvolgende aardlagen zijn vastgelegd, was het mogelijk de aardgeschiedenis (althans het jongste deel daarvan) in een aantal tijdvakken in te delen, de **geologische tijdschaal** (Tabel 2; Fig. 2). Elk tijdvak in deze tijdschaal wordt gekarakteriseerd door bepaalde fossielen of combinaties van fossielen. Deze op fossielen gebaseerde tijdmeting wordt reeds toegepast sinds het begin der negentiende eeuw, maar heeft een aantal beperkingen. Ten eerste is het een **relatieve** tijdschaal, die niets zegt over de absolute tijdsduur in jaren van elk tijdvak. Daarbij kan zij alleen worden toegepast op sedimentaire gesteenten waarin fossielen voorkomen, zodat rechtstreekse datering van, bijvoorbeeld, stollingsgesteenten

en metamorfe gesteenten niet mogelijk is. Bovendien is de aanwezigheid van specifieke fossielen beperkt tot aardlagen die zijn afgezet in het jongste deel van de aardgeschiedenis, het Phanerozoïcum — zoals wij thans weten slechts de laatste 600 miljoen jaar van de totale gerecordeerde geologische geschiedenis van 3.650 miljoen jaar. Daartegenover staat dat het oplossend vermogen van tijdmeting met behulp van fossielen in de regel groter is dan die van de isotopische dateringsmethoden. Zo mogelijk worden derhalve in het geologisch onderzoek de beide methoden van tijdmeting naast elkaar gebruikt.

Radioactieve chronometers

Bij radioactieve kernmutaties zendt de atoomkern een α of β deeltje uit, of het vangt een elektron uit de binnenste elektronenschil (de K-schil). Deze processen kunnen worden begeleid door het uitzenden van γ straling. De snelheid waarmee deze kernmutaties verlopen is voor elke nuclidesoort constant en wordt uitgedrukt als de **halveringstijd** *. De halveringstijd is, althans voor de radioactieve nucliden die van belang zijn voor de isotopen-geochronologie en voor zover het gaat om de omstandigheden die binnen ons zonnestelsel heersen en hebben geheerst, geheel onafhankelijk van temperatuur, druk en chemische toestand; in de geologische geschiedenis zijn de halveringstijden van de relevante radioactieve nucliden dan ook onder alle omstandigheden constant gebleven.

De meeste gesteenten, mineralen en biogene materialen hebben bij hun vorming een grotere of kleinere hoeveelheid radionucliden opgenomen. In sommige gevallen kan deze natuurlijke radioactiviteit worden gebruikt als een in de materie ingebouwde **chronometer**. In principe komt deze wijze van ouderdomsbepaling erop neer dat wordt vastgesteld welk deel van het in het object aanwezige radioactieve materiaal tussen een tijdstip in het verleden en thans door kernmutaties in het mutatieproduct is overgegaan. Met behulp van de halveringstijd van het betreffende radionuclide kan dit tijdsinterval dan worden berekend. Radionucliden waarvan de halveringstijd kort is vergeleken bij de ouderdom van aarde en zonnestelsel (halveringstijd $< 10^6$ jaar) leveren een aantal chronometers geschikt voor de datering van jongere objecten; de koolstof-14 dateringsmethode is van deze "klokken" de belangrijkste. Daarentegen maken radioactieve nucliden met relatief lange halveringstijden ($> 10^8$ jaar) het mogelijk gebeurtenissen over de gehele 4.600 miljoen jaar omvattende aardgeschiedenis te dateren; hiertoe behoren uranium, thorium, rubidium en kalium.

De koolstof-14 dateringsmethode

Het radioactieve koolstofisotoop ^{14}C wordt continu in de buitenste lagen van de atmosfeer geproduceerd onder invloed van kosmische straling. Met een halveringstijd van 5568 (± 50) jaren vervalst het door middel van β emissie weer tot ^{14}N . Door de grote stromingen in de atmosfeer wordt dit radiokoolstof door de gehele atmosfeer verspreid, zodat tot voor kort alle koolstof

* Radio-activiteit wordt behandeld als een statistisch proces. De halveringstijd wordt gedefinieerd als de tijd die nodig is om van een zeer groot aantal atomen van de radio-actieve stof de helft in het mutatieproduct te doen overgaan (Fig. 1).

in de atmosfeer en in levende organismen die met de atmosfeer in uitwisseling staan, voor een nagenoeg constant, gering percentage (omstreeks 10^{-10} pct) bestond uit ^{14}C ; dit gold ook voor de delen van de hydrosfeer en de daarin levende organismen, die met de atmosfeer in goede uitwisseling staan. Ging het organisme dood, dan hield de koolstofuitwisseling op en nam door het radioactief verval van ^{14}C de concentratie van dit nuclide geleidelijk af (vgl. Fig. 1). Door dus bijvoorbeeld in een archeologische vondst of in plantenresten de nog resterende ^{14}C activiteit te meten (d.m.v. telling van de ^{14}C activiteit in een telbuis met zeer lage achtergrond), kan de sterfdatum van het organisme berekend worden. Practisch is deze dateringsmethode uitvoerbaar voor objecten jonger dan circa 70.000 jaar. Bij nog oudere objecten is de resterende ^{14}C concentratie onmeetbaar klein geworden. Deze ^{14}C dateringsmethode is een onmisbaar hulpmiddel geworden voor de geologie van het jongste deel van het Kwartair en voor de archeologie. In Nederland is dit onderzoek geconcentreerd in het Laboratorium voor Isotopen-Fysica van de Rijksuniversiteit te Groningen.

De laatste eeuw heeft menselijk ingrijpen het natuurlijk ^{14}C reservoir drastisch verstoord. De grootscheepse verbranding van fossiele brandstoffen heeft veel "oude" koolstof in de atmosfeer gebracht, waardoor een verdunning van de ^{14}C concentratie in de atmosferische koolstof heeft plaatsgevonden. Langs een autoweg is bijvoorbeeld waargenomen dat de daar groeiende planten een ^{14}C gehalte vertonen, overeenkomend met dat in de restanten van planten die enkele tienduizenden jaren geleden zijn gestorven. Anderzijds is tengevolge van kernexplosie sinds 1945 veel ^{14}C in de atmosfeer geproduceerd.

Radioactieve klokken in gesteenten en mineralen

De meeste gesteenten en mineralen hebben bij hun vorming grotere of kleinere hoeveelheden opgenomen van de radioactieve elementen uranium, thorium, rubidium en kalium. Als aan een aantal geochemische voorwaarden is voldaan, kunnen één of meer van deze elementen worden benut om vast te stellen hoelang geleden het gesteente of mineraal zijn huidige vorm heeft aangenomen. De radioactieve nucliden die voor deze methode van ouderdomsbepaling worden benut zijn, met hun mutatieschema's en halveringstijden,

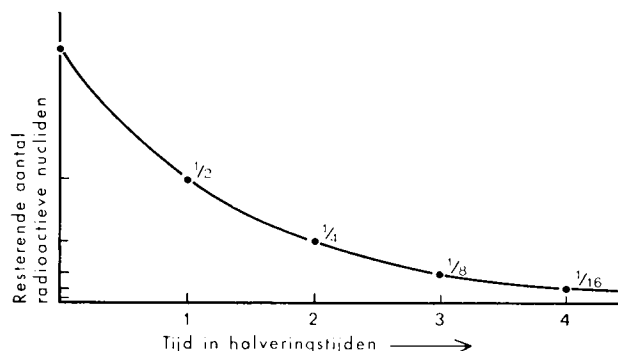


Fig. 1. Afname van de hoeveelheid van een radioactief nuclide met de tijd. De curve nadert de 0-lijn asymptotisch.

weergegeven in Tabel 1; zij vormen de basis voor ouderdomsbepaling volgens de twee uranium-lood methoden, de thorium-lood methode, de kalium-lood methode en de rubidium-strontium methode.

In principe komen deze dateringsmethoden neer op het bepalen in een gesteente of mineraal van de aanwezige hoeveelheid van het radionuclide (bijvoorbeeld rubidium-87) en van het uit dit nuclide door kernmutaties ontstane stabiele dochterproduct (strontium-87). Met behulp van de halveringstijd (50.0×10^9 jaar voor rubidium-87) kan uit de verhouding van de beide hoeveelheden N_D/N de ouderdom van het gesteente of mineraal berekend worden volgens de betrekking

$$t = 1/\lambda \cdot \ln(1 + N_D/N)$$

waarin λ , de **vervalsconstante**, een andere voorstelling is van het hierboven gedefinieerde begrip halveringstijd. Bij de toepassing van deze dateringsmethoden kunnen zich allerlei problemen voordoen. De belangrijkste is wel dat gesteenten en mineralen niet altijd hebben voldaan aan de essentiële voorwaarde voor de isotopengeochronologie: dat het gesteente of mineraal sinds het begin van de accumulatie van het dochterproduct steeds een gesloten systeem is geweest t.o.v. de elementen van het betreffende radioactieve mutatiesysteem. Bovendien is de uitvoering van deze dateringsmethoden vrij gecompliceerd. Gewoonlijk bewerkt men materiaal dat de betrokken elementen slechts in sporen-hoeveelheden bevat (in de orde van één tot enkele honderden ppm). Alleen kalium is normaliter een hoofdbestanddeel. De extractie van dergelijke mikrogram-hoeveelheden stelt hoge eisen aan zuiverheid e.d. bij de chemische opwerking. Verder dient men onder andere de beschikking te hebben over een uitrusting om de verschillende mineralen die men wil onderzoeken uit het gesteente te separeren, over massaspectrometers voor de meting van isotoopverhoudingen, over een röntgenspectrometer voor hoeveelhedsanalyses, over apparatuur voor kaliumbepalingen (bijvoorbeeld een vlamfotometer), over een computer, etc. In Nederland is al dit onderzoek geconcentreerd in het Z.W.O. Laboratorium voor Isotopen-Geologie te Amsterdam.

Ouderdomsbepaling van gesteenten en mineralen

Onder de ouderdom van een gesteente of mineraal verstaat men de tijd die is verstreken sinds dit de vorm heeft aangenomen, waarin wij het thans voor ons zien. Telkenmale in de aardgeschiedenis zijn tengevolge van geologische processen delen van de materie waaruit de aarde bestaat omgesmolten, waarna uit deze smelt (**magma**) nieuwe gesteenten zijn gevormd, of gesteenten zijn onder invloed van hoge temperatuur en druk gekristalliseerd. Gesteenten en mineralen kunnen derhalve allerlei ouderdommen hebben. Bepaling van die ouderdommen leert ons de verdeling in ruimte en tijd over de aarde (en sinds kort ook de maan) van diverse geologische processen.

Een gesteente kan gedurende zijn bestaan aan velerlei invloeden blootgesteld zijn geweest: verhitting, druktoename, circulerende oplossingen die toe- en afvoer van bestanddelen tengevolge kunnen hebben, etc. De verschillende elementen, mineralen en gesteenten die voor ouderdomsbepaling van belang zijn kunnen op verschillende wijze op deze invloeden hebben gereageerd. Zelfs kunnen verschillende mineralen uit eenzelfde gesteente

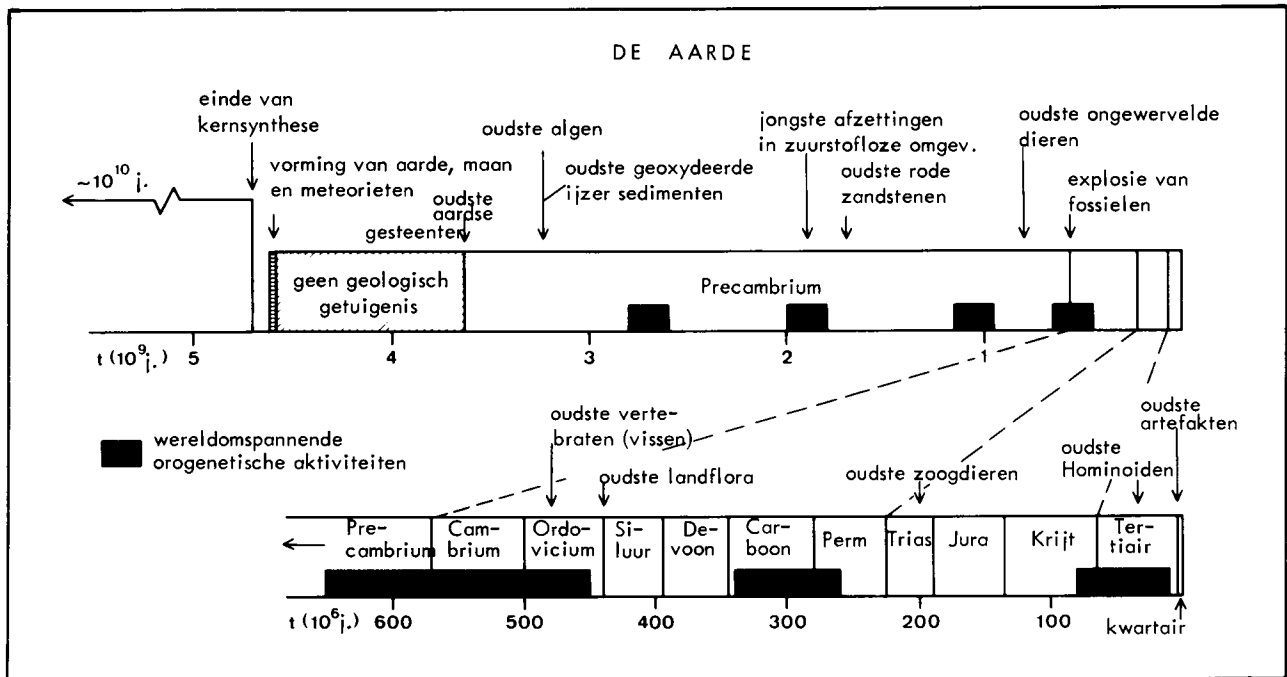


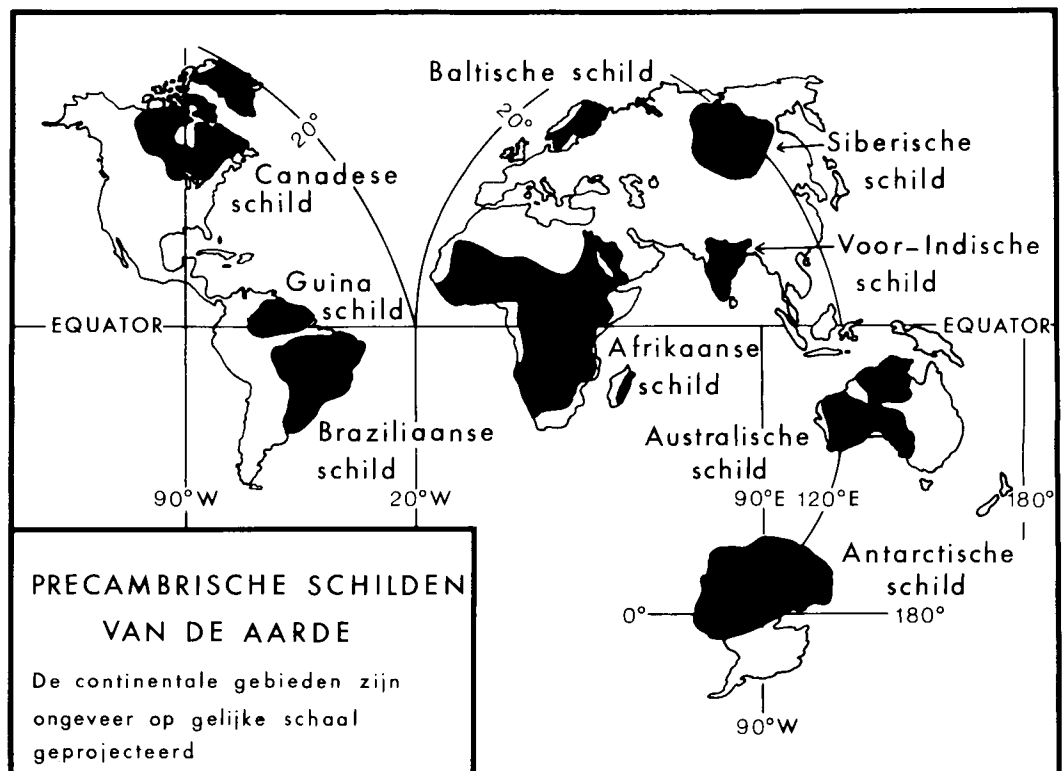
Fig. 2. Schematische voorstelling van enkele belangrijke gebeurtenissen in de ontwikkelingsgeschiedenis van de planeet Aarde.

uiteenlopende ouderdommen geven, die elk een andere gebeurtenis in de geschiedenis van het gesteente representeren. Interpretatie van dergelijke "ouderdomspatronen" vormt een belangrijk deel van het isotopen-geochronologisch onderzoek.

De methode voor datering van gesteenten en mineralen met behulp van de aanwezige radionucliden hebben zich

de laatste 20 jaar snel ontwikkeld. Ze zijn in deze periode een belangrijk gebied geworden van het natuurwetenschappelijk onderzoek, in het bijzonder onmisbaar voor alle takken van de aardwetenschappen. In de volgende paragrafen worden in het kort enkele bijdragen geschetst die de isotopen-geochronologie heeft geleverd tot de kennis van de ontwikkelingsgeschiedenis van de aarde (en de maan).

Fig. 3. De Precambrische Schilden van de aarde: continentale gebieden geheel bestaande uit Precambrische gesteenten.



$^{238}\text{U} \xrightarrow{6\beta-} ^{206}\text{Pb} (+ 8\ ^4\text{He})$	uranium-lood methoden	$^{238}\text{U}: 4,51 \times 10^9 \text{ jr.}$
$^{235}\text{U} \xrightarrow{4\beta-} ^{207}\text{Pb} (+ 7\ ^4\text{He})$		$^{235}\text{U}: 713 \times 10^6 \text{ jr.}$
$^{232}\text{Th} \xrightarrow{4\beta-} ^{208}\text{Pb} (+ 6\ ^4\text{He})$	thorium-lood methode	$^{232}\text{Th}: 14,1 \times 10^9 \text{ jr.}$
$^{87}\text{Rb} \xrightarrow{\beta-} ^{87}\text{Sr}$	rubidium-strontium methode	$^{87}\text{Rb}: 47 \times 10^9 \text{ jr.}$
$^{40}\text{K} \begin{cases} \text{el.vangst } ^{40}\text{Ar} (11\%) \\ \beta- \rightarrow ^{40}\text{Ca} (89\%) \end{cases}$	kalium-argon methode (kalium-calcium methode)	$^{40}\text{K}: 1,3 \times 10^9 \text{ jr.}$

Tabel 1.

Radioactieve mutatiesystemen die geschikt zijn voor ouderdomsbepaling van gesteenten en mineralen.

* Bij uranium en thorium hebben wij te maken met **vervalsreeksen**. Via een groot aantal kortlevende radioactieve tussenproducten ontstaan tenslotte stabiele isotopen van lood. In theorie zou ook de accumulatie van helium-atomen (α deeltjes) kunnen dienen voor ouderdomsbepaling; praktisch is dit echter slechts in uitzonderlijke gevallen mogelijk omdat helium makkelijk uit de meeste mineralen wegdiffundeert.

** Dubbel vervalsschema, waarbij 89% middels β emissie muteert tot calcium en 11% middels electronvangst (uit de K-schil) tot argon. Het $^{40}\text{K} \rightarrow ^{40}\text{Ca}$ vervalsschema wordt zelden voor datering gebruikt, aangezien calcium in de natuur voor 96,97% bestaat uit het ^{40}Ca isotoop, zodat bepaling van de hoeveelheid radio-geaccumuleerd ^{40}Ca veelal ondoenlijk is tegen de achtergrond van "gewoon" calcium.

Geologische tijdschaal

Dank zij de op kernmutaties van radioactieve nucliden berustende dateringsmethoden is het mogelijk geworden de op fossielen gebaseerde relatieve geologische tijdschaal te voorzien van een raamwerk van absolute jaartallen (Tabel 2; Fig. 2). Wij weten thans dat het Precambrium, tot voor enige decennia stiefkind van het geologisch onderzoek, een periode omvat van drie miljard jaar, tegen 600 miljoen jaar voor het Phanerozoïcum, het jongste deel van de aardgeschiedenis dat gekenmerkt wordt door het voorkomen van veel fossielen en waarop derhalve tot voor kort het grootste deel van het geologisch onderzoek was geconcentreerd. Een probleem bij de absolute datering van de relatieve tijdschaal van het Phanerozoïcum is dat deze tijdschaal gebaseerd is op de onderverdeling van sedimentaire gesteenten, die veelal niet geschikt zijn voor isotopische datering. Alleen ingeschakelde laagjes van vulkanische gesteenten (vooral vulkanisch tuf) of afzettingen van het tijdens de sedimentatie op de zeebodem gevormde mineraal **glaukoniet** (een complex waterhoudend K-Mg-Fe-Al-silikaat) kunnen voor rechtstreekse datering worden benut. Een groot deel van de jaartallen in de geologische tijdschaal is echter langs indirecte weg verkregen door het dateren

van magmatische gesteenten, in het bijzonder granieten en basaltische gesteenten, waarvan de relatieve ouderdom in de geologische tijdschaal binnen enge grenzen bekend is.

Precambrium

Zoals reeds is uiteengezet leent het Precambrium zich niet voor de op fossielen gebaseerde dateringsmethoden.

Hoofdtijdperk	Periode	Tijdvak	Ouderdom van de grenzen in miljoenen jaren
Kenozoïcum	Kwartair		
			1.5 - 3.5
	Tertiair	Pliocene	7
		Mioceen	26
		Oligoceen	38
		Eoceen	54
		Paleoceen	65
Mesozoïcum	Krijt		135
	Jura		205?
	Trias		245?
Paleozoïcum	Perm		290
	Carboon	Boven-Carboon	345?
		Onder-carboon (Dinantian)	380
	Devoon		430?
	Siluur		460?
	Ordovicium		530?
	Cambrium		
Precambrium			610?

Schematische voorstelling van de absolute tijdsduur in jaren van enkele van de belangrijkste eenheden in de op fossielen gebaseerde geologische tijdschaal (het Phanerozoïcum). De jaartallen in deze tabel, die bepaald zijn met de Rb/Sr-dateringsmethode, zijn gebaseerd op een halveringstijd van 50 miljard jaar van het rubidium-87 isotoop. Deze halveringstijd is echter nog niet met zekerheid bekend en er zijn ook andere waarden in gebruik, hetgeen dan leidt tot jaartallen die maximaal 6% lager zijn.

Tabel 2.

Onderverdeling en correlaties van Precambrische gesteenten waren derhalve tot voor kort vrijwel ondoenlijk. De op radionucliden gebaseerde methoden van ouderdomsbepaling hebben dit tijdperk echter voor geologisch onderzoek toegankelijk gemaakt, hetgeen er toe heeft geleid dat onze kennis van het Precambrium, in het bijzonder van de **Precambrische Schilden** (Fig. 3), de laatste twee decennia op spectaculaire wijze is toegenomen.

Geologisch onderzoek in de Precambrische Schilden is bijzonder belangrijk voor de wereldgrondstoffenvoorziening. In deze gebieden liggen immers de belangrijkste ertsvoorraden.

Oudste gesteenten

De oudste gesteenten op aarde zijn van buiten-aardse oorsprong: de **meteorieten**, brokken steen die regelmatig door de aarde uit de inter-planetaire ruimte worden ingevangen en die restanten representeren uit de tijd waarin het zonnestelsel (inclusief de aarde) is gevormd uit de oernevel. Ouderdomsbepalingen aan meteorieten geven steeds waarden van 4.600 miljoen jaar. De oudste gesteenten van aardse origine zijn granitische gneissen in Z.W. Groenland en O. Canada. Dateringen volgens de Rb-Sr en U-Th-Pb methoden bewijzen dat deze gesteenten 3.650 miljoen jaar geleden zijn gevormd. De aarde moet toen dus reeds een aardkorst hebben gehad, waarvan de samenstelling ongeveer dezelfde was als de huidige. De planeet Aarde is echter nog aanzienlijk ouder, maar uit de eerste 1000 miljoen jaar van de aardgeschiedenis zijn nog géén gesteenten gevonden; het is de vraag of er ergens iets van bewaard is gebleven (Fig. 2).

Orogeneses

In de geologische geschiedenis zijn telkenmale grote delen van de aardkorst geïncorporeerd in gebergtevormende bewegingen, **orogeneses**. Tijdens een orogenese vinden in uitgestrekte zones plooiingen en overschuivingen plaats van grote gesteentepakketten, begeleid door **metamorfose** (rekristallisatie van gesteenten) en vorming van granitische magma's (smelten van gesteenten) tengevolge van hoge temperatuur en druk, en gevolgd door opheffing van het betreffende deel van de aardkorst. Orogene zones ontstaan op plaatsen waar thermische convectiestromen in de aarde "platen" bestaande uit de aardkorst en het bovenste deel van de aardmantel tegen elkaar duwen.

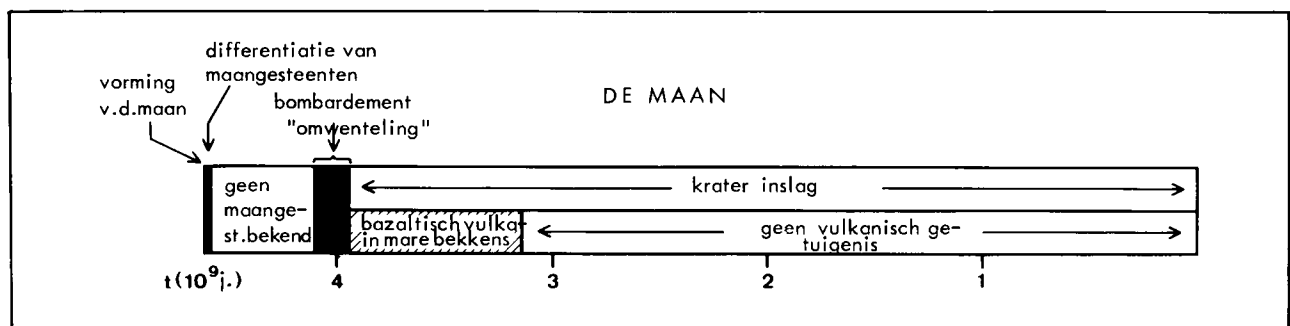
Het isotopen-geochronologisch onderzoek heeft aangetoond dat er in de laatste 3.000 miljoen jaar van de aardgeschiedenis een zestal grote orogene perioden is geweest (Fig 2.). Tijdens deze perioden vonden in uitgestrekte delen van de aardkorst orogene bewegingen, granietvorming en metamorfose plaats. De ouderdommen van deze grote orogene perioden zijn achtereenvolgens 2.800 tot 2.600 miljoen jaar, 2.000 tot 1.800 miljoen jaar (in dit tijdsinterval is onder andere het Guiana Schild gevormd, waartoe Suriname behoort); 1.150 tot 950 miljoen jaar (onder andere vorming van het schildgebied in Z.W. Scandinavië); 650 tot 450 miljoen jaar (onder andere vorming van het Caledonisch gebergte in Noorwegen, Schotland en Wales); 340 tot 260 miljoen jaar (vorming van het Hercynisch gebergte, onder andere Cornwall, Schwarzwald, Ardennen, Massif Central, het grootste deel van Portugal en westelijk en centraal Spanje); en 80 tot 10 miljoen jaar (onder andere vorming van Alpen, Himalaya, Betische Cordillieren in Z.O.-Spanje en Pyreneeën).

Binnen één orogenese treden in de regel verschillende fasen op, die elk met behulp van de isotopen-geochronologie kunnen worden gedateerd. Ook is het mogelijk dat hetzelfde deel van de aardkorst door twee of meer verschillende orogeneses is aangegrepen; isotopen-geochronologisch kan er dan een uiterst gecompliceerd beeld ontstaan waarvan de ontrafeling veel hoofdbrekens kost.

Biologische evolutie

In Fig. 2 zijn de tijdstippen weergegeven waarop een aantal levensvormen hun intrede deden in de aardgeschiedenis. De oudst bekende levensvorm wordt aangetroffen in fossielen van blauwgroene algen in sedimentaire gesteenten van de Onverwacht Serie van het Swaziland Systeem in Zuid-Afrika. Deze gesteenten hebben een ouderdom van rond 3.300 miljoen jaar. Het voorkomen van blauwgroene algen bewijst dat de biogene productie van vrije zuurstof door middel van fotosynthese toen reeds een aanvang moet hebben genomen. In het gehele Precambrium zijn de levensvormen verder vrij primitief gebleven, tot omstreeks 750 miljoen jaar geleden de eerste fossielen van invertebrate dieren verschijnen. Aan het begin van het Cambrium, 610 miljoen jaar geleden, bereikte een grote verscheidenheid van invertebrate diergroepen een stadium in hun evolutie waarop fossilisatie op grote schaal mogelijk werd door de ontwikkeling van vaste delen in hun organisme. Van de vertebraten verschijnen de vissen het eerst, ongeveer 480 miljoen jaar geleden (Ordovicium). Fossielen van de eerste amfibieën, reptielen, zoogdieren en vogels dateren respectievelijk uit Boven-Devoon (ouderdom ca. 380 miljoen jaar), Onder-Carboon (ouderdom ca. 350 miljoen jaar), Trias (ouderdom ca. 220 miljoen jaar) en Boven-Jura (ouderdom

Fig. 4. Schematische voorstelling van enkele belangrijke gebeurtenissen in de ontwikkelingsgeschiedenis van de maan.



140 miljoen jaar). De eerste primaten verschijnen omstreeks 32 miljoen jaar geleden, waarna de oudste resten van hominide levensvormen (*Australopithecus*) worden aangetroffen in afzettingen met een ouderdom tussen 4 en 4,5 miljoen jaar.

Enkele belangrijke tijdstippen in de evolutie van atmosfeer en leven zijn schematisch weergegeven in Fig. 2.

De maan

De Apollo en Luna expedities hebben sinds enige jaren ook maangesteenten voor direct onderzoek toegankelijk gemaakt. Hierdoor weten wij thans onder andere dat de grote maregebieden omstreeks 4.000 miljoen jaar geleden zijn gevormd door de inslagen van grote massa's interplanetair materiaal. Tussen 3.950 en 3.150 miljoen jaar geleden vond in de maren op grote

schaal basaltisch vulkanisme plaats, maar tot dusverre zijn er geen aanwijzingen voor jongere vulkanisme op de maan. Wel zijn er ook in jongere tijd nog grote inslagkraters gevormd.

De belangrijkste tot dusverre bekende gebeurtenissen in de ontwikkelingsgeschiedenis van de maan zijn schematisch weergegeven in Fig. 4.

Enige Literatuur

H.N.A. Priem (1970), Radioactieve chronometers. *Natuur en Techniek* 38, 2-14.

H.N.A. Priem (1973), Isotopen-geochronologie: methoden en resultaten. *Intermediair* 9e jaargang, 49, 14 december 1973.

D. York & R.M. Farguhar (1972), *The Earth's age and geochronology*, Pergamon Press.

De Kristalsystemen

door C. van der Krift

Mineralen kristalliseren uit in kristallen. Al naar gelang de vorm van het kristal zijn deze in te delen in zeven kristalsystemen. De kristalsystemen zijn:

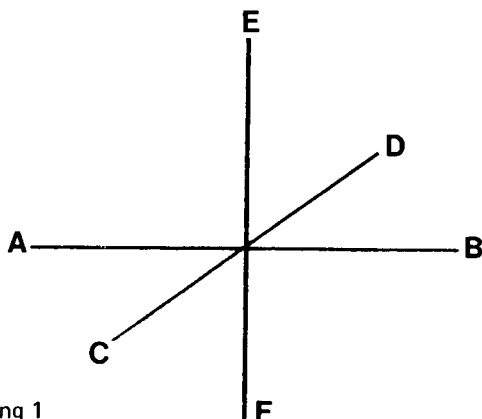
1. het regulaire (of kubische) systeem,
2. het hexagonale systeem,
3. het tetragonale systeem,
4. het trigonale systeem,
5. het rhombische systeem,
6. het monokliene systeem en
7. het trikliene systeem.

1. HET REGULAIRE (OF KUBISCHE) SYSTEEM

In dit systeem (of stelsel) is in ieder kristal drie assen te trekken. De eigenschappen (meetkundig gezien) zijn door die drie assen te ontdekken. In dit systeem zijn de assen $\overline{AB}$, $\overline{CD}$ en $\overline{EF}$ even lang. Meetkundig gezien kunnen we zeggen:

$$\overline{AB} = \overline{CD} \\ \overline{AB} = \overline{EF} \text{ hieruit volgt dat } \overline{CD} = \overline{EF}$$

een ander belangrijk punt is dat de drie assen elkaar snijden onder hoeken van alle 90° . Meetkundig gezien:

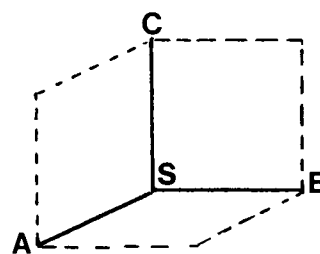


afbeelding 1

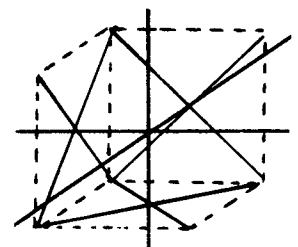
$$\overline{AB} \perp \overline{CD} \\ \overline{AB} \perp \overline{EF} \text{ hieruit volgt dat } \overline{CD} \perp \overline{EF}$$

als volgend belangrijk punt noemen we hier, dat $\overline{AB}$ $\overline{CD}$ precies middendoor snijdt, dat $\overline{AB}$ $\overline{EF}$ precies middendoor snijdt, waaruit volgt dat $\overline{CD}$ $\overline{EF}$ middendoor snijdt.

Een goed voorbeeld is de kubus, of regelmatig zesvlak. In de hier afgebeelde kubus zijn drie assen getekend. Deze assen zijn dezelfde als de hierbovengenoemde assen, doch slechts de helft ervan. In de meetkunde zijn assen ingedeeld in een negatief en een positief gedeelte. In de kubus staan alleen de positieve gedeelten afgebeeld. $\angle A = \angle B = \angle C = 90^\circ$. $\overline{AS} = \overline{BS} = \overline{CS}$. Indien men de assen trekt door het midden van het vlak waar deze assen loodrecht opstaan, dan snijden de assen elkaar precies middendoor. Zie daarvoor afbeelding 3.



afbeelding 2



afbeelding 3

In het regulaire stelsel komen de volgende vormen voor:

Kubus (of hexaëder)
Octaëder
Rhombendodekaëder
Tetrakisheksaëder

Pentagonikositetraëder
Tetraëder

Triakisoktaëder
Hexakisoktaëder

e.a. tamelijk ingewikkelde vormen.