

LA RADIOATTIVITA' DELLA TERRA

C. FESTA - M. SANTANGELO

II - Problemi geofisici

1. — Pochi anni dopo la scoperta della radioattività, Rutherford osservava che l'analisi dei prodotti delle trasformazioni radioattive, successivamente accumulatisi nei minerali, poteva offrire un metodo per la determinazione della età di formazione dei minerali stessi. Le misure suggerite da Rutherford furono poi eseguite da Boltwood e da Strutt (¹). Il primo dedusse il valore della età geologica dalla quantità di piombo radiogenico, presente nei minerali piombiferi; il secondo, invece, determinò l'età dei minerali, misurando la quantità di elio formatasi in conseguenza della emissione di particelle alfa. In seguito molti altri ricercatori hanno eseguito misure su un grandissimo numero di minerali. Quantunque, di volta in volta, siano stati adoperati tutti gli accorgimenti, offerti dal progressivo perfezionamento delle tecniche sperimentali, il principio dei metodi seguiti in tali misure non differisce ancora oggi, sostanzialmente, da quello ricordato poc'anzi.

Verso la stessa epoca in cui la radioattività veniva sfruttata con successo per la determinazione della età geologica dei minerali, essa era chiamata in causa per la soluzione di un altro dibattutissimo problema geofisico: l'origine del calore terrestre. È questo un problema di fondamentale importanza, in quanto, mentre si riallaccia a questioni strettamente radiogeologiche come quella riguardante la distribuzione degli elementi radioattivi sulla superficie e all'interno della terra, d'altro canto, ha numerosi punti di contatto con problemi di carattere geofisico, quali il vulcanismo, la formazione dei continenti e degli oceani, ecc.

Così, fin dall'inizio, le ricerche sulla radioattività fornirono nuovi mezzi per lo studio della storia della terra, insieme con la sua struttura e composizione. Ci proponiamo ora di esaminare questo contributo, cercando, contemporaneamente, di delineare i possibili futuri sviluppi che si possono trarre da tali ricerche.

2. — La distribuzione degli elementi radioattivi nel mantello della Terra è stata, all'inizio, se non determinata, per lo meno influenzata dai processi di migrazione e cristallizzazione avvenuti nelle varie ere geologiche. Altrettanto si può dire della abbondanza relativa degli elementi attivi rispetto agli altri elementi stabili nella crosta terrestre. Da un punto di vista più generale, questi due problemi si riallacciano addirittura alla questione della formazione dei diversi elementi a partire dalla materia primordiale, recentemente identificata con un gas di neutroni ⁽²⁾.

Le teorie ⁽³⁾, sviluppate in questi ultimi tempi riguardo a tale questione, esulano completamente dall'argomento trattato nel presente lavoro. Ci limiteremo, perciò, ad esaminare i dati attualmente in nostro possesso, riguardo alla distribuzione degli elementi radioattivi sulla crosta terrestre e all'interno di essa.

È ben nota la esistenza di minerali il cui contenuto di sostanze radioattive è elevatissimo: in essi si ritrovano tutti gli elementi delle tre famiglie radioattive. La concentrazione di tali elementi è funzione della loro costante di disintegrazione e dipende in modo essenziale dalla loro volatilità più o meno spiccata. Così, in una stessa famiglia, mentre gli elementi a periodo di dimezzamento molto breve sono presenti in quantità minime, quelli a vita media lunga hanno una abbondanza relativa elevata, ad es. l'uranio, U^{238} , il cui periodo di dimezzamento è di $4,5 \times 10^9$ anni, ha una abbondanza all'incirca pari a quella dell'arsenico e del bismuto. Un gran numero di minerali contiene l'uranio in quantità apprezzabili: frequentemente esso vi compare associato a terre rare come il tantalio, il niobio e il vanadio. I principali minerali di uranio insieme con quelli ricchi di torio sono già stati ricordati nella prima parte di questo lavoro ⁽⁴⁾.

Accanto agli elementi attivi di numero atomico compreso fra 80 e 92 dobbiamo ricordare gli elementi a numero atomico inferiore ad 80, che contribuiscono, sia pure in minore misura, alla radioattività della Terra. Recentemente sono state iniziate ricerche per accertare la presenza sulla Terra di elementi di numero atomico superiore a 92 ⁽⁵⁾. Di questi elementi transuranici, come pure degli elementi con numero atomico inferiore a 80, ci occuperemo più estesamente nel prossimo paragrafo.

Abbiamo già rilevato ⁽⁴⁾ come la radioattività sia diffusa ovunque nel nostro pianeta. In una tabella è stato riportato il contenuto medio in sostanze radioattive, espresso in radioequivalente e valutabile a circa 10^{-12} g di radio/g di roccia. I valori che compaiono

in quella tabella, che in seguito indicheremo con *IA*, sembrano troppo grandi in confronto a quelli ottenuti da Evans e Goodmann (⁵) come può dedursi dalla seguente tabella:

TABELLA I

Tipo di roccia	Valore medio di radio 10^{-12} g/g di roccia		
	IA	Evans e Goodmann	Keevil e Senftle
acide	3,4	1,37	1,39
intermedie	—	0,51	0,91
basiche	0,95	0,38	—

Si può istituire un confronto fra i valori della tabella IA e quelli di Evans e Goodmann, ai quali abbiamo aggiunto i risultati di una recente esperienza di Keevil e Senftle (⁷). Il disaccordo è particolarmente rilevante nel caso delle rocce acide. Molto probabilmente esso va ricercato nella diversità dei metodi di ricerca e soprattutto nelle differenti caratteristiche morfologiche delle rocce esaminate. A questo proposito vorremo osservare che Jeffreys (⁸) fornisce i seguenti valori per il contenuto in radio dei vari tipi di graniti:

TABELLA II

Granito	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>
radio (10^{-12} g/g)	1,6	4,7	4,4

Dove il granito *a* è una media delle varie specie di graniti presenti nel Nord America, nella Groelandia, Irlanda, Islanda e Giappone. Il granito *b* è una media di graniti finlandesi, il granito *c* una media di quelli alpini. Ci si domanda, perciò, se il considerevole disaccordo, esistente fra le misure eseguite sulle rocce acide, non sia da attribuire al fatto che i valori, ottenuti da Evans e Goodmann e da

Keevil e Senville, derivano da ricerche eseguite solo nel Nord America, mentre è probabile che gli altri siano il risultato di una media di misure, compiute in varie parti del globo. Da queste considerazioni si deduce, comunque, la necessità di un esame sistematico della radioattività delle rocce nell'intero globo, eseguito con metodi per quanto possibile uniformi.

Oltre ad essere piuttosto sporadiche e poco precise, le misure della radioattività della terra finora eseguite si limitano necessariamente allo strato più superficiale della crosta: tale strato non oltrepassa i 3-4 km. La conoscenza della distribuzione delle sostanze radioattive in funzione della profondità avrebbe una importanza essenziale per quanto riguarda il bilancio termico del nostro pianeta. Purtroppo, attualmente, non è possibile giungere a tale conoscenza, se non attraverso induzioni, che richiedono un gran numero di ipotesi ausiliarie. Sicché qualsiasi valutazione, sia pure qualitativa, dell'andamento del contenuto di elementi radioattivi in funzione della profondità non possiede il minimo grado di sicurezza. Torneremo su questo argomento a proposito del problema del calore terrestre.

Nel fondo oceanico il fenomeno della radioattività appare ancor più complesso che nel caso delle rocce continentali. Gli elementi radioattivi, contenuti nei sedimenti, che costituiscono lo strato superiore del fondo oceanico e nell'oceano stesso, non sono in equilibrio. La complessa distribuzione dei radioelementi fra l'oceano e i suoi sedimenti può ormai considerarsi individuata con sufficiente sicurezza (*). Si ignora però tuttora da quali fattori fisici, chimici e biologici essa possa essere stata prodotta.

3. — Vogliamo accennare ora agli elementi radioattivi naturali con numero atomico inferiore a 80, dei quali abbiamo parlato nel paragrafo precedente. Tra questi elementi il potassio ha una importanza particolare per la sua grande diffusione in natura. L'isotopo K^{40} del potassio presenta una attività β^- , γ , ed x . La espressione « attività x » sta ad indicare la emissione di un fotone, conseguente alla cattura da parte del nucleo di un elettrone dell'orbita K (cattura K). I due processi in concorrenza possono rappresentarsi nella maniera seguente:



Se si indicano con λ_β e λ_e le costanti di disintegrazione del primo

e, rispettivamente, del secondo processo; dalle misure più recenti ⁽¹⁰⁾ risulta:

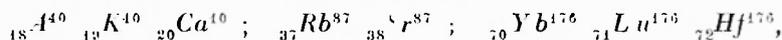
$$\begin{aligned}\lambda_{\beta} &= (0,65 \pm 0,1) \times 10^{-9} \text{ anni}^{-1} \\ \lambda_e &= (0,9 \pm 0,1) \times 10^{-9} \text{ anni}^{-1}\end{aligned}$$

sicché il periodo di dimezzamento totale è per il K^{10} :

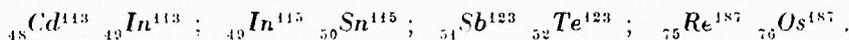
$$T = (0,45 \pm 0,05) \times 10^{-9} \text{ anni};$$

questo valore però è tutt'altro che sicuro.

L'attività del K^{10} rientra in una regola empirica sulla stabilità nucleare ⁽¹¹⁾, che nega la possibilità di coesistenza di due isobari stabili contigui. Nei tre casi;



la attività di uno degli isobari è già stata provata da parecchi anni. Rimanevano ancora quattro coppie di isobari contigui:



per le quali non si era riusciti a provare l'attività di uno degli elementi che le costituiscono. Recentemente ⁽¹²⁾ è stata messa in evidenza una attività β^- del Re^{187} con una vita media di $(4 \pm 1) \times 10^{12}$ anni. Non si può escludere a priori che nel futuro si possa dimostrare l'attività di uno degli elementi di ciascuna delle coppie rimanenti. Pur-tuttavia recenti ricerche ⁽¹³⁾ sembrano negare una simile possibilità per la coppia In^{145} Sn^{145} . Nella tabella III abbiamo raccolto le caratteristiche principali degli elementi radioattivi naturali con $Z < 80$, attualmente conosciuti: da notare che fra essi il solo elemento radioattivo alfa è il Samario. La attività di questo elemento fu dimostrata nel 1932 da Hevesy e Pohl ⁽¹⁴⁾; nel 1938 Wilkins e Dempster ⁽¹⁵⁾ attribuirono tale attività all'isotopo 148 del Samario. Da alcune misure di Dempster ⁽¹⁶⁾ risulta invece che l'attività α spetta all'isotopo 152. Però siccome i risultati conclusivi di questa ricerca non ci sono ancora pervenuti, abbiamo preferito continuare ad attribuire il numero atomico 148 all'isotopo attivo del Samario, così come risulta dalle più recenti tabelle degli isotopi ⁽¹⁷⁾.

TABELLA III

Elemento	Abbondanza relativa %	Vita media (anni)	Tipo di attività	Energia (MeV)
${}_{19}\text{K}^{40}$	0,012	$4,5 \times 10^8$	β^- γ x	1,1 1,5 $3 \cdot 10^{-3}$
${}_{37}\text{Rb}^{87}$	27,2	$6,3 \times 10^{10}$	β^- γ	0,13 0,129
${}_{62}\text{Sm}^{148}$	11,2	$1,3 \times 10^{11}$	α	2,0
${}_{71}\text{Lu}^{176}$	2,5	$7,3 \times 10^{10}$	β^-	0,215
${}_{75}\text{Re}^{187}$	61,8	4×10^{12}	β^-	0,043

Nel 1942 sono state iniziate ricerche per rivelare la esistenza di elementi transuranici in natura. Seaborg e Pearlmann (17) sono riusciti a separare e concentrare gli elementi 94 e 93 in un campione di pechblenda del Canada. Dalle loro determinazioni risulta che il contenuto di ${}_{94}\text{Pu}^{239}$ ($T = 30.000$ anni) nella pechblenda è pari a 1 parte su 10^{14} .

Il ritrovamento del Pu in natura si ricollega all'ipotesi di una fissione spontanea dell'uranio per la quale viene fissata una costante di decadimento di circa $7 \times 10^{-24} \text{ sec}^{-1}$ (18), valore molto basso in confronto a quello trovato da W. Maurer and M. Pose (19).

4. — Il fattore tempo ha in geologia una importanza fondamentale: questa scienza, però, è in grado di accertare unicamente l'ordine di successione e la durata relativa dei processi geologici. Essa fornisce perciò una cronologia puramente relativa, senza giungere alla determinazione dei tempi assoluti dai quali si possa dedurre la durata effettiva delle ère geologiche o addirittura l'età della terra. Solo i metodi basati sulla radioattività delle rocce hanno potuto finora fornire una soluzione più o meno completa di questo problema.

La variazione nel tempo del numero di atomi radioattivi che entrano a far parte di un minerale è regolata in maniera ben definita. Tale legge può costituire un mezzo per arrivare alla valutazione della « età del minerale ». Con questa espressione noi indichiamo il tempo trascorso dall'epoca in cui il minerale si è solidificato.

Ammettiamo anzitutto che la durata del processo di solidificazione sia trascurabile in confronto all'età del minerale. Conseguentemente può considerarsi nulla la quantità di prodotti di disintegrazione, presenti inizialmente nel minerale. Supponiamo inoltre che, durante tutta la storia geologica del minerale, in quest'ultimo non si sia verificata alcuna migrazione né degli elementi radioattivi, né dei loro prodotti di disintegrazione, dimodoché le variazioni del numero di atomi, che lo costituiscono, possono essere attribuite unicamente alle trasformazioni radioattive.

Sia N_0 il numero di atomi di un elemento radioattivo, presenti inizialmente nel minerale, λ la loro costante di disintegrazione e t_m l'età del minerale. Nel tempo t_m si sono disintegrati:

$$N_0 (1 - e^{-\lambda t_m})$$

atomi, i quali si sono trasformati in N^* atomi di un altro elemento. Perciò

$$N^* = N_0 (1 - e^{-\lambda t_m}).$$

Se con N indichiamo il numero di atomi dell'elemento radioattivo, contenuti presentemente nella roccia, avremo in definitiva:

$$t_m = \frac{1}{\lambda} \left(1 + \frac{N^*}{N} \right) \quad [1]$$

Così si è in grado di determinare la età di un minerale, qualora si conoscano con esattezza le quantità di un elemento radioattivo e di un suo prodotto di disintegrazione attualmente presenti nella roccia. Il prodotto di disintegrazione prescelto è, per ovvie ragioni, un prodotto stabile. I tre isotopi del piombo: Pb^{212} , Pb^{208} , Pb^{206} , con cui terminano le tre famiglie radioattive e l'elio (He^4), formatosi in conseguenza della emissione alfa, sono i prodotti stabili delle trasformazioni radioattive. Nel primo caso, cioè quando si prende come prodotto finale un isotopo del Pb , si può con buona approssimazione assumere come costante di disintegrazione (vedi (4)), quella dell'elemento capostipite, in quanto essa ha un valore di molto inferiore a quella degli altri elementi, che costituiscono tutta la famiglia. Diversi criteri condizionano la scelta del tipo di minerale sul quale si eseguono le determinazioni. È ovvio che la età del minerale si può dedurre anche dalla misura della quantità di elementi radioattivi naturali a numero atomico minore di 80, in esso contenuti, i quali pre-

sentano il vantaggio, rispetto ai membri delle tre famiglie radioattive, di disintegrarsi direttamente in un elemento stabile.

Alla [1] si perviene però attraverso talune ipotesi delle quali è bene vagliare la attendibilità. Anzitutto si osservi che la legge di decadimento radioattivo è stata applicata ad un intervallo di tempo di gran lunga superiore alla durata delle comuni misure di laboratorio. In tal modo si è ammesso implicitamente che, durante questo intervallo, il decadimento si sia verificato sempre con la identica legge. Effettivamente dall'esame degli aloni pleocroici ⁽²⁾ risulta che il percorso delle particelle alla non ha subito variazione alcuna nelle successive ère geologiche: altrettanto si può quindi affermare riguardo alle costanti di disintegrazione degli elementi radioattivi.

Non ci risulta invece l'esistenza di alcuna prova diretta riguardo alla relativa brevità del processo di solidificazione delle rocce: quantunque indirettamente tale ipotesi è sostenuta dal fatto che ricerche recenti ⁽²¹⁾ assegnerebbero l'età di formazione degli elementi nell'universo a circa due o tre miliardi di anni: come vedremo in seguito questo valore coincide con quello oggi comunemente assegnato all'età della terra, ossia al tempo trascorso dall'epoca della formazione della crosta terrestre.

Le radiazioni emesse dagli atomi attivi, contenuti all'interno del minerale, finiscono a lungo andare col frantumarlo: questi minerali sono perciò particolarmente soggetti a migrazioni e frequentemente sono sostituiti da agenti idrotermali ⁽²²⁾.

Finora non è stato possibile valutare la entità di tali alterazioni e conseguentemente la validità della ipotesi, relativa alla conservazione dell'elemento radioattivo e dei suoi prodotti di disintegrazione nella roccia. Ancor più incerta appare tale ipotesi, quando come prodotto di disintegrazione si sceglie l'elio, in quanto le perdite di elio sono senz'altro maggiori di quelle di piombo.

Il processo di formazione dell'elio nelle rocce ignee può essere individuato, ricorrendo al conteggio diretto delle particelle alfa, emesse dal campione in esame. Questa misura, unita alla determinazione della quantità di elio, accumulatosi nel campione durante le successive ère geologiche, ha dimostrato ⁽²³⁾ che alcuni minerali comuni nelle rocce ignee, come, per es. i feldspati, perdono gran parte dell'elio, formatosi in conseguenza della emissione alfa. Invece altri minerali e, particolarmente, le magnetiti hanno la proprietà di conservare l'elio radiogenico. Sono questi ultimi i più adatti per la determinazione del-

l'età di un minerale con il metodo dell'elio. In questo modo si sono ottenuti valori coerenti (v. tabella IV) con quelli ricavati applicando il metodo del piombo, il quale, per le considerazioni precedenti e per altri motivi offre un maggiore grado di sicurezza.

Una fiducia ancora maggiore offre sotto questo punto di vista la misura, basata sull'analisi del contenuto di elementi attivi con numero atomico minore di 30, i quali, come abbiamo già rilevato, si trasformano direttamente in un prodotto stabile. Però nel caso del potassio bisogna tener conto della alterazione del rapporto Ca^{40}/K^{40} causata dal duplice decadimento del potassio radioattivo.

È noto che in tutte le epoche della fase sedimentaria della Terra si è verificata la formazione di rocce eruttive: così si può tentare di stabilire una cronologia della Terra. Nella tabella IV accanto alla successione delle ère geologiche sono riportate le età dei minerali appartenenti a ciascuna di esse. Tali età sono state determinate con l'uno o l'altro dei metodi radioattivi. Si è cercato di ricavare approssimativamente la durata di ciascuna delle ère geologiche dalla differenza fra il più grande e il più piccolo valore della età dei minerali appartenenti all'era considerata. Si tratta evidentemente di un tentativo di natura puramente indicativa a cui per ovvie ragioni non si può attribuire eccessiva importanza.

Abbiamo poc'anzi definito l'età della Terra come il tempo trascorso dall'epoca della solidificazione della crosta terrestre. Il più antico fra i minerali che compaiono nella tabella IV è una uraninite, proveniente da una pegmatite del Canada. L'età di questo minerale, misurata con il metodo del piombo, è di 2.1×10^9 anni. Lo stesso valore ha ottenuto recentemente Ahrens (²⁵), misurando il rapporto Sr/Kb , in una lepidolite proveniente dalla medesima pegmatite. Esso non può ovviamente identificarsi con l'età della Terra, ma può semmai costituirne un limite inferiore. Recentemente Holmes (²⁶) (²⁷) ha messo in evidenza l'origine comune di parecchi minerali piombiferi. In conseguenza di tale osservazione, egli ha ammesso che i minerali piombiferi provengono da una unica sorgente, nella quale i prodotti di decadimento dell'uranio sono andati accumulandosi a partire da un tempo t_0 , pari a 3.350×10^9 anni. Questo valore di t_0 è considerato da numerosi ricercatori come il più probabile valore della età della Terra.

Ma il problema della età della Terra presenta troppe incognite in confronto agli scarsi dati che oggi sono in nostro possesso. Una

TABELLA IV

Era	Sistema	Età (10 ⁹ a)		Minerali	Località	Durata assoluta (10 ⁹ a)
		Metodo dell'elio (°)	Metodo del piombo (-)			
Quaternaria	Olocene					
	Plistocene					
Terziaria	Pliocene					
	Miocene	0,012 0,025		Magnetiti	N. America	
	Oligocene		0,031	Uraninite	Messico	0,06
	Eocene	0,058 0,060	0,058	Pechblenda Magnetite	Colorado N. Messico	
Secondaria	Cretaceo	0,065 0,010		Magnetite	N. America	
	Giurassico	0,118 0,120	0,123	Magnetiti Isbikiwaite	N. America Giappone	0,135
	Triassico	0,125 0,130 0,138		Magnetiti	N. America	
Primaria	Permico		0,215	Pechblenda		
	Carbonifero	0,230	0,237 0,232	Pechblenda Torite	N. America Norvegia Urali Slesia	
		0,260	0,240 0,269	Uraninite Magnetite Pechblenda		
	Devonico	0,310	0,255 0,278	Vari min.	Urali	
	Silurico		0,333	Pechblenda	N. America	
	Cambrico		0,349 0,350 0,371 0,388	Uraninite Cyrtolite Uraninite	N. America	1,500
		Pre Cambrico		0,531	Torianite	Ceylon
	0,580		Pechblenda	Congo		
	0,590		Uraninite	Tanganika		
	0,610		Pechblenda	Congo		
	0,760		Uraninite	N. America		
	0,860		Broeggerite	Norvegia		
	1,075		Clevcite	Norvegia		
	1,330		Pechblenda	Canada		
	1,765	Uraninite	Carelia			
	1,985	Uraninite	Canada			
	2,200	Uraninite	Canada			
Agnotozoica	Archeano					

soluzione definitiva è perciò ancora ben lontana. Tuttavia è probabile che questa soluzione non sarà molto diversa come ordine di grandezza dal valore ottenuto da Holmes. Ciò sembra comprovato dalle sopracitate ricerche di astrofisica ⁽²¹⁾, secondo le quali la formazione degli elementi sarebbe avvenuta circa tre miliardi di anni fa.

5. — Il più oscuro e intricato fra i fenomeni geofisici che sono in relazione con la radioattività della Terra è forse quello del calore terrestre. Purtroppo esso è collegato con numerosi problemi la cui interpretazione, se non manca completamente, è, per lo meno, assai ipotetica. Osserviamo anzitutto che, attualmente, noi non possediamo alcuna solida cognizione riguardo al processo di formazione della Terra. Però, qualunque sia il fenomeno cosmico con il quale si è originata la Terra, è universalmente accettata la ipotesi che, inizialmente, essa fosse costituita da una massa fluida, poi solidificatasi in seguito ad un progressivo raffreddamento. Rimane invece insoluta la questione, se il processo di raffreddamento sia ancora in atto o si sia arrestato oppure addirittura invertito.

La misura della temperatura all'interno della crosta terrestre ha messo in rilievo la esistenza di un gradiente termico. Dal prodotto del gradiente per la conduttività delle rocce, circostanti il luogo in cui si effettua la misura del gradiente, si ottiene il flusso termico attraverso la superficie terrestre. Il valore medio del gradiente ⁽²²⁾ è dell'ordine di 30 °C km. Però le misure della temperatura in funzione della profondità sono state eseguite necessariamente in località nelle quali già si trovavano pozzi profondi: si tratta perciò di zone minerarie la struttura delle quali è, in genere, molto particolare. Mancano completamente i dati relativi alle zone oceaniche e sono assai scarsi quelli rilevati sulle aree a fondo granitico o basaltico. È ovvio che, in tali condizioni, l'approssimazione con cui viene determinato il valore medio del gradiente termico è insufficiente ⁽²³⁾. Tuttavia si riscontra una notevole coerenza nelle medie dei risultati di misure ⁽²⁴⁾ del flusso termico terrestre compiuto in varie parti del globo (v. tabella V).

TABELLA V

località	Gran Bret.	S. Africa	Michigan	Persia
$\frac{10^{-6} \text{ cal}}{\text{cm}^2 \times \text{sec.}}$	1,0	1,2	1,0	1,3

Sicché al flusso termico attraverso la superficie della Terra si può assegnare il valore medio di $1,2 \times 10^{-6}$ cal/cm² × sec. L'esistenza del flusso termico potrebbe costituire una prova del progressivo raffreddamento della Terra. Se però, in base alle considerazioni cui siamo pervenuti nel paragrafo precedente, si ammette che la solidificazione della crosta terrestre sia avvenuta due o tre miliardi di anni fa, solo il 20% del flusso termico attuale può essere attribuito al raffreddamento, che ha causato tale solidificazione (¹⁴). Ma in queste considerazioni è stato trascurato un elemento di fondamentale importanza per la interpretazione del fenomeno esaminato: il calore di origine radioattiva.

La produzione di calore è una delle più note manifestazioni del fenomeno della radioattività: la energia emessa dagli elementi radioattivi sotto forma di radiazioni alfa, beta e gamma si trasforma interamente in calore attraverso i processi di frenamento, che queste radiazioni subiscono entre la materia. Nella tabella VI sono riportati i valori del calore prodotto dagli elementi radioattivi più diffusi, ossia uranio, torio (¹⁵) e potassio (¹⁶).

TABELLA VI

Elemento	U	Th	K
10^{-6} cal anno × g di roccia	$2,2 \pm 0,2$	$2,6 \pm 0,4$	$0,75 \pm 0,2$

Tra questi tre elementi il più importante è il potassio a causa della sua larghissima diffusione. Il calore emesso attualmente dal potassio radioattivo è circa l'11% del calore totale prodotto dagli elementi radioattivi nelle rocce acide. È presumibile che nei primi periodi della storia della Terra il K^{40} abbia avuto una parte preponderante nella produzione del calore terrestre. Si può anzi asserire con sufficiente sicurezza che $3,35 \times 10^9$ anni fa, ossia alla presunta epoca della solidificazione della crosta terrestre, la produzione di calore del K^{40} superava considerevolmente quella dell'uranio e del torio in qualsiasi tipo di roccia acida, sicché il calore radioattivo era allora dovuto quasi esclusivamente al K^{40} . Recentemente Ahrens e Evans (¹⁷) hanno calcolato la produzione termica del K^{40} , associato con 1 g di K^{238} e K^{235} , in funzione del tempo geologico. Dai risultati di questo calcolo, raccolti nella tabella VII, si desume che già 2×10^9 anni

la il calore generato dal K^{40} , pur essendo considerevole, non era tale da impedire la solidificazione della crosta terrestre. È ovvio che questa conclusione potrà essere modificata in avvenire da ulteriori e più precise determinazioni delle costanti di decadimento del K^{40} .

TABELLA VII

10 ⁿ anni	0	0,5	1,0	1,5	2,0	2,5
$\frac{10^{-6} \text{ calorie}}{\text{anno} \times \text{g di K}}$	26	57	122	338	577	1260

La entità del contributo, portato dal calore radioattivo al flusso termico attraverso la superficie terrestre, dipende ovviamente dalla distribuzione degli elementi radioattivi nell'intera terra. A seconda della maggiore o minore diffusione di questi elementi, il calore radioattivo può ridurre oppure equilibrare o addirittura superare il raffreddamento della Terra. Noi ignoriamo (v. paragrafo 2) quale sia la distribuzione degli elementi radioattivi nell'interno della Terra. Si può solo dire che, per ragioni termodinamiche, è da escludere che la concentrazione di elementi radioattivi, riscontrata negli strati superficiali della Terra, si conservi con lo stesso valore in profondità: questo viene, in certo senso, avvalorato dal fatto che le lave vulcaniche presentano in media un contenuto in sostanze radioattive minore di quello di molte rocce superficiali (*). Non si è perciò in grado di stabilire se attualmente la terra stia raffreddandosi oppure si trovi in uno stato di equilibrio termico o addirittura si vada riscaldando. Dalla tabella I risulta che le rocce granitiche sono più radioattive delle basiche. Il calore prodotto in media da 1 cm³ di granito oscilla fra 0,5 e $1,0 \times 10^{-12}$ cal/sec. Quella parte del flusso termico terrestre che, se l'età della terra è dell'ordine di tre miliardi di anni, non può attribuirsi al processo di raffreddamento, potrebbe essere prodotto da uno strato di granito dello spessore di 10-20 km. Gli strati più profondi dovrebbero contenere una quantità trascurabile di elementi radioattivi, altrimenti il flusso termico attraverso la superficie della Terra sarebbe molto maggiore. Anche da considerazioni di carattere

(*) Misure in questo campo sono state eseguite e continuano presso l'Istituto Nazionale di Geofisica.

chimico e geologico (²⁰) si deduce che l'uranio e il torio devono essersi concentrati nella parte più esterna della Terra.

D'altra parte la ipotesi di una Terra stratificata è confermata dalla sismologia.

Abbiamo già rilevato le incertezze relative al valore del gradiente termico, inoltre non bisogna dimenticare che le misure di tale gradiente termico non sono state eseguite a profondità superiori a 4 km; non possediamo perciò alcuna prova che esso continui con lo stesso andamento anche a profondità maggiori. Non è dunque da escludere a priori la eventualità che una serie di accurate misure del flusso termico terrestre possa portare a un risultato tale da rendere necessaria una modifica, o addirittura una revisione completa delle considerazioni precedentemente esposte.

Comunque è certo, che, a causa della notevole inerzia termica della Terra e della approssimativa conoscenza del flusso termico attraverso la superficie terrestre, le condizioni della Terra, a profondità superiori a 20 km, sono ancora sconosciute né sembra che potranno essere svelate senza il concorso di espedienti finora ignorati.

Roma — Istituto Nazionale di Geofisica — Giugno 1949.

RIASSUNTO

Dopo aver esaminato le attuali cognizioni sulla distribuzione degli elementi radioattivi sulla crosta terrestre e nell'interno di questa, si espongono le più caratteristiche proprietà di alcuni di essi. Successivamente si discutono i risultati delle ricerche su due problemi geofisici, la cui interpretazione è collegata con il fenomeno della radioattività terrestre: la età della Terra e il calore terrestre.

BIBLIOGRAFIA

- (¹) HOLMES A., *The Age of the Earth*, London 1931.
- (²) ALPHER R. A., BETHE H. and GAMOW G., *Phys. Rev.* 73, 803, (1948).
- (³) ALPHER R. A., BETHE H. and GAMOW G., *Phys. Rev.* 74, 1198, (1948).
- (⁴) FESTA C. e SANTANGELO M., *Annali di Geofisica*, I, 581, (1948).
- (⁵) SEABORG G. T. and PEARLMANN H. L., *J. Am. Chem. Soc.*, 70, 1571, (1948).
- (⁶) EVANS R. D. and GOODMAN A., *Bull. Geol. Am. Soc.* 52, 570, (1941).
- (⁷) KEEVIL N. B. and SENFLE F. E., *Trans. Am. Geophys. Un.* 28, 723, (1948).
- (⁸) JEFFREYS H., *Gerl. Beitr. Geoph.* 47, 149, (1936).

- (⁹) PIGGOT C. S. and URRY W. D., *Am. Jour. Sci.* 240, 1, (1942).
- (¹⁰) AHRENS L. H. and EVANS R. D., *Phys. Rev.* 74, 279, (1948).
- (¹¹) FLÜGGE S. and MATTAUCH J., *Kernphysikalische Tabellen*. Berlin (1942).
- (¹²) LIBBY W. F. and NALDRETT S. N., *Phys. Rev.* 73, 487, (1948).
- (¹³) AHRENS L. H., *Nature* 162, 413, (1948).
- (¹⁴) HEVEY G. and POHL M., *Nature* 130, 846, (1932).
- (¹⁵) DEMPSTER A. F. and WILKINS T. R., *Phys. Rev.* 54, 315, (1938).
- (¹⁶) DEMPSTER A. F., *Phys. Rev.* 73, 1125, (1948).
- (¹⁷) *Segré Chart of Nuclear Properties*. Cambridge (Mass.) (1947).
- (¹⁸) SCHARF G., GOLDBABER M. and KLAIBER G. S., *Phys. Rev.* 70, 229, (1946).
- (¹⁹) MAURER W. and POSE M., *Zeits. f. Physik* 121, 285, (1943).
- (²⁰) HENDERSON G. H. and SPARKS F. W., *Proc. of Roy. Soc. London A* 173, 238 (1939).
- (²¹) ALPHER R. A., *Phys. Rev.* 71, 1577, (1948).
- (²²) GOODMAN C., *Journ. of App. Phys.* 13, 276, (1942).
- (²³) EVANS R. D. and GOODMAN C., *Phys. Rev.* 65, 216, (1944).
- (²⁴) NIER A. O., *Phys. Rev.* 60, 112, (1941).
- (²⁵) AHRENS L. A., *Nature* 160, 874, (1947).
- (²⁶) HOLMES A., *Nature* 157, 680, (1946).
- (²⁷) HOLMES A., *Nature* 159, 127, (1947).
- (²⁸) BULLARD E. C., *Nature* 156, 35, (1945).
- (²⁹) GUTENBERG B., *Ver. des Finn. Geöd. Inst.* 36, 41, (1949).
- (³⁰) KELVIN L., *Roy. Soc. Edimb. Trans.* 23, 157, (1862).
- (³¹) EVANS R. D. and GOODMAN C., *Bull. Geol. Soc. Am.* 52, 159, (1941).
- (³²) GRÄF T., *Phys. Rev.* 74, 831, (1948).
- (³³) SLICHTER L. B., *Bull. Geol. Soc. Am.* 52, 562, (1941).