

ROZDZIAŁ XXVIII

PROMIENIOTWÓRCZOŚĆ W PRZYRODZIE

§ 144. Rozpraszanie się pyłków promieniotwórczych w laboratoriach.

Podczas czynności związanych z oddzielaniem silnie aktywnych radio-pierwiastków otrzymuje się substancje bardzo skoncentrowane, których ślady przeniesione na okoliczne przedmioty czynią je promieniotwórczymi.

Stosuje się to zwłaszcza do utensyliów chemicznych, a nawet do podłóg i ścian pomieszczeń służących do chemicznego traktowania radiopierwiastków. Powietrze w takich laboratoriach uzyskuje nadmiernie wielkie przewodnictwo, izolacja przyrządów pomiarowych staje się niedostateczna. Nawet eksperymentator przenosi aktywność na swym ciele oraz ubraniu, jak o tym świadczy wyładowywanie się elektroskopu, do którego zbliża się dana osoba.

Jest zatem rzeczą konieczną stosować specjalne środki ostrożności w celu uniknięcia aktywnych pyłków oraz «infekcji» laboratorium. Przedmioty używane w pomieszczeniach chemicznych nie powinny być nigdy przenoszone do sal fizycznych; nie należy nigdy pozostawiać bez potrzeby w tych salach substancyj aktywnych, które nie są przechowywane w zalutowanych rurkach. Należy unikać wydzielania się emanacyj w lokalach fizycznych, po pierwsze dlatego, że emanacje czynią powietrze przewodnikiem elektryczności, po wtóre zaś pozostawiają aktywny osad na ściankach i przedmiotach znajdujących się w lokalu. Najszkodliwsza jest emanacja radu, ponieważ po niej powstaje długotrwały osad, ulegający zanikowi dopiero po upływie około 100 lat. Jeżeli w sali pomiarowej nastąpiło wydzielenie emanacyj, pomieszczenie należy energicznie wywietrzyć.

Jest rzeczą ze wszech miar wskazaną, aby laboratorium składało się z dwóch albo trzech niezależnych części. Można wówczas jedną z nich przeznaczyć na koncentrowanie bardzo aktywnych substancyj, w innych zaś wykonywać czynności i pomiary z substancjami słabo aktywnymi. Te lokale muszą być dokładnie izolowane od siebie, ponadto należy dołożyć starań, aby pyłki aktywne i emanacje nie były zawlekane do pomieszczeń, które chcemy zabezpieczyć.

Pomimo tych wszystkich ostrożności powietrze w salach fizycznych laboratorium promieniotwórczości, a nawet w budynku, w którym to laboratorium się znajduje, jest zawsze znacznie silniej zjonizowane od zwykłego powietrza.

Należy przeto dążyć do zmniejszenia w miarę możliwości szkodliwego wpływu przewodnictwa powietrza.

W technice pomiarów elektrostatycznych istnieje zwyczaj łączenia przyrządów izolowanymi drutami metalowymi, umieszczonymi w metalowych osłonach połączonych z ziemią i chroniących druty od zewnętrznych wpływów elektrycznych. To zabezpieczenie nie wystarcza w pomiarach promieniotwórczości; ponieważ powietrze jest przewodnikiem elektryczności, przeto elektromotoryczna siła zetknięcia, istniejąca zawsze między drutem i osłoną, wytwarza prąd płynący przez powietrze i zakłócający pomiary aktywności. Dla uniknięcia tego zjawiska należy usunąć powietrze znajdujące się w okolicy drutów; w tym celu można napełnić osłony parafiną lub inną substancją analogiczną, lub wreszcie uszczelnić osłony i wypompować z nich powietrze. Ponadto w badaniach tego rodzaju dobrze jest używać zamkniętych ze wszystkich stron, szczelnych, opróżnionych elektrometrów. Bardzo dogodne są zerowe metody mierzenia prądu jonowego.

Doświadczenia mające na celu poszukiwanie słabej aktywności zwykłej materii nie mogą na ogół być wykonywane w laboratoriach, w których znajdowały się lub znajdują się w danej chwili skoncentrowane substancje promieniotwórcze.

§ 145. Promieniowanie potasu i rubidu.

Zagadnienie powszechnej promieniotwórczości materii było przedmiotem licznych badań. Niewątpliwie dodatni wynik otrzymano w przypadku dwóch metali alkalicznych, *K* i *Rb*. Promieniotwórczość tych pierwiastków, odkryta przez *Campbella* i *Wooda*, jest bardzo słaba.

Potas i rubid wysyłają samorzutnie promieniowanie β , które można badać za pomocą działania jonizacyjnego lub fotograficznego. Aktywność różnych soli jest niezależna od ich pochodzenia i jest około 1000 razy słabsza od aktywności uranu. Biorąc pod uwagę absorpcję promieniowania w źródle znajdujemy, że aktywność jest proporcjonalna do zawartości pierwiastka *K* lub *Rb*; jest to zatem własność atomowa. Frakcjonowanie soli potasowych nie prowadzi do skoncentrowania promieniotwórczości. Wszelako *Hevesy* stosując metodę cząstkowej destylacji otrzymał pozostałość, której aktywność była o 4% większa od aktywności normalnej i na tej podstawie wywnioskował, że promieniotwórczość należy do izotopu 41, nie zaś 39¹⁾.

W celu badania soli *K* lub *Rb* należy używać stosunkowo wielkich ilości substancji pokrywającej znaczną powierzchnię, np. 100 g rozpostartych na 1000 cm²; otrzymany w tych warunkach prąd jonowy jest rzędu wielkości 10⁻¹² amp. Za pomocą przyrządów bardzo czułych można badać znacznie mniejsze ilości substancji: liczniki elektronowe

¹⁾ Obecnie przyjmujemy, że potas zawiera izotop 40, któremu przypisujemy promieniotwórczość tego pierwiastka (*L. W.*).

pozwalają wykryć promieniowanie 20 mg potasu. Pomimo słabego natężenia promieni zdołano zbadać ich odchylenie w polu magnetycznym i dowieść, że są to promienie β (Henriot).

Przenikliwość promieni β potasu jest zbliżona do przenikliwości promieni β *RaE*; promienie β rubidu zachowują się podobnie do promieni β radu. Wartości współczynników absorpcji μ w glinie, podawane przez różnych autorów, wahają się od 20 do 40 cm^{-1} w przypadku *K*, od 300 do 500 cm^{-1} w przypadku *Rb*. Oceniamy, że średnia prędkość cząstek β potasu wynosi około 0,85, prędkość cząstek β rubidu około 0,60 (jako jednostkę obieramy prędkość światła).

Drógą liczenia cząstek β , wysyłanych przez cienkie warstwy substancji, porównano liczbę cząstek β dawanych przez 1 g *K* lub *Rb* z liczbą cząstek β wysyłanych przez *UX* w równowadze z 1 g *U*. Znalezione, że stosunki tych liczb wynoszą $K:Rb:U = 1:16:1000$. Biorąc pod uwagę, że promieniowanie β *UX* składa się z dwóch grup pochodzących od *UX*₁ i *UX*₂, obliczono na podstawie tych danych, że okres *K* wynosi $1,5 \cdot 10^{13}$ lat, okres *Rb* — $4 \cdot 10^{11}$ lat. Jeżeli jednak promienie β potasu pochodzą tylko od *K*⁴¹, to okres wynosi tylko $7,5 \cdot 10^{11}$ lat. Jeżeli promienie β są, jak to należy przypuszczać, pochodzenia jądrowego, potas powinien zamieniać się na *Ca*, rubid zaś na *Sr*. Te wnioski nie zostały dotąd potwierdzone.

W granicach dokładności pomiarów, odpowiadającej ok. 1/300 promieniowania *K*, stwierdzono, że żaden inny metal alkaliczny nie wysyła dostrzegalnego promieniowania.

Podobnie ujemne wyniki otrzymano w przypadku wielu innych pierwiastków położonych pomiędzy *Na* i *Ag*. Niektórzy autorowie podają jednak, że pewne metale pospolite wysyłają promienie α o małym zasięgu (Hoffmann). Dla rozstrzygnięcia tej sprawy potrzebne są nowe doświadczenia.

Promieniotwórczość *K* i *Rb* stanowi pierwszy doświadczalnie stwierdzony przykład promieniotwórczości pierwiastków umieszczonych w tablicy periodycznej poza okolicą zajętą przez *U*, *Th* i ich pochodne. Jak się wydaje, nie ma żadnego związku między tymi metalami alkalicznymi i ciężkimi radiopierwiastkami. Chociaż promieniowanie potasu jest słabe, to jednak duża zawartość potasu w skałach i glebie sprawia, że udział potasu w przemianach promieniotwórczych, dostarczających ciepła skorupie ziemskiej, jest stosunkowo znaczny.

§ 146. Promieniotwórczość samaru.

Samar ($Z = 72$) jest słabo promieniotwórczy; pierwiastek ten wysyła cząstki α o zasięgu około 1,2 cm (Hevesy i Pahl). Aktywność samaru wynosi około 1/270 aktywności uranu, 1 g samaru wysyła w sekundzie 75 cząstek α .

Promienie α były badane za pomocą licznika *Geigera-Müllera* i za pomocą komory jonizacyjnej; zdołano również zaobserwować ich tory w komorze rozprężeń Wilsona (*Maurycy Curie* i *F. Joliot*).

Jeżeli aktywność samaru nie pochodzi od jakiegoś izotopu obecnego w bardzo małej ilości, to okres samaru obliczony na podstawie liczby cząstek α wynosi $1,2 \cdot 10^{12}$. Z drugiej strony teoria *Gamowa* (§ 114) prowadzi do wniosku, że okres tego rzędu wielkości może należeć do pierwiastka, którego liczba atomowa wynosi 62 i który wysyła cząstki α o zasięgu 1,2 cm. Jest przeto rzeczą prawdopodobną, że promieniotwórczość samaru pochodzi od jego głównego izotopu.

§ 147. Radiopierwiastki w glebie i w skałach.

Obecność radiopierwiastków na ziemi nie ogranicza się do minerałów uranowych i torowych. Dzięki wielkiej czułości metod pomiarowych zdołano stwierdzić, że wszystkie dostępne badaniom gleby i skały zawierają ślady substancji promieniotwórczych, co prawda w niezmiernie małej ilości. Pierwsze prace dotyczące tego zagadnienia zostały wykonane przez *Elstera* i *Geitela*, którzy umieszczali próbki różnych gleb w komorze jonizacyjnej i zauważyli wzrost przewodnictwa powietrza. Najbardziej aktywne okazały się gliny, a zwłaszcza pewna glina żelazista z okolicy Gango (północna Italia), z której zdołano wydobyć drogą operacyj chemicznych niewielką ilość radu, zidentyfikowanego za pomocą wydzielanego radonu. Również w pierwszych latach nauki o promieniotwórczości wykryto obecność emanacji i ich osadów aktywnych w powietrzu, co pozwalało przypuszczać, że w glebie znajdują się pierwiastki wytwarzające gazy promieniotwórcze oraz substancje macierzyste tych pierwiastków.

W związku z tym odkryciem przystąpiono do oznaczania substancji promieniotwórczych zawartych w glebach i skałach (*Strutt*, *Joly*, *Holmes* i inni). Zajmowano się oznaczaniem zawartości radu i toru, ilość zaś uranu wyliczano na podstawie ilości radu w założeniu, że stosunek U/Ra jest stały i wynosi $3 \cdot 10^6$. Do analiz używano od 50 do 100 g substancji.

W celu oznaczenia radu rozpuszcza się badaną substancję i następnie oznacza się ilość zawartego w niej radu na podstawie ilości radonu wydzielającego się z roztworu w stanie wrzenia (§ 49). Inna metoda polega na tym, że substancję stapia się z ługiem potasowym lub z mieszaniną węglanów alkalicznych i zbiera się gazy wywiązujące się podczas topnienia; zawarty w tych gazach radon wprowadza się do komory jonizacyjnej.

Tor bywa również oznaczany za pomocą wydzielającej się emanacji. Kwaśny roztwór substancji umieszcza się w zbiorniku zaopatrzonym w chłodnicę zwrotną. Przez wrzący roztwór przechodzi prąd powietrza, który porywa toron i po osuszeniu wchodzi do komory jonizacyjnej.

Czyni się to dopiero po uprzednim usunięciu radonu z roztworu. Prąd otrzymany w komorze jonizacyjnej porównywa się z prądem pochodzącym od znanej ilości toru. Można również wydobyć z badanej substancji wodorotlenki rzadkich ziem zawierające tor i oznaczać ten pierwiastek drogą porównania z wodorotlenkiem zawierającym znaną ilość toru.

We wszystkich doświadczeniach tego rodzaju jest rzeczą konieczną upewnić się, że reaktywy nie zawierają *Ra* ani *Th*. Biorąc rzeczy ogólne, zawartość *Ra* w skałach jest rzędu 10^{-12} g. na gram, z czego wynika, że zawartość *U* jest rzędu 10^{-6} g na gram skały; zawartość *Th* jest rzędu 10^{-5} g na gram.

Pomiędzy różnymi rodzajami skał istnieją znaczne różnice. Kwaśne skały wulkaniczne są bogatsze w *Ra* niż skały wulkaniczne zasadowe lub skały osadowe. Jak się wydaje, ilość *Th* wykazuje analogiczne różnice. W poniższej tablicy podajemy następujące średnie wartości:

	<i>Ra</i> w g $\times 10^{12}$	<i>U</i> w g $\times 10^6$	<i>Th</i> w g $\times 10^5$	<i>K</i> %	<i>Si</i> %
Skały wulkaniczne kwaśne (granity, gneiss)	3,0	8,0	2,0	3,4	74
Skały wulkaniczne zasadowe	1,3	3,9	0,5	1,3	48
Skały osadowe (piaskowce, łupki, wapniaki)	1,4	4,2	1,2		

Mamy podstawy do przypuszczania, że skały osadowe utraciły wskutek działania wód podskórnych część radu zawartego w skałach wulkanicznych, których rozkład był źródłem ich genezy.

Istnieją okolice wyróżniające się stosunkowo znaczną zawartością radu, np. okolice tunelów St. Gotarda i Symplonu, gdy tymczasem inne okolice są ubogie. Stwierdzono, że lawy Wezuwiusza zawierają do $16 \cdot 10^{-12}$ *Ra*. Meteoryty skalne zawierają *Ra* w ilości porównywalnej z zawartością skał wulkanicznych zasadowych; meteoryty żelazne są znacznie uboższe.

Nie umiemy ocenić całkowitej ilości radu znajdującej się na ziemi, ponieważ nie wiemy, w jaki sposób koncentracja radu zmienia się wraz z głębokością. Zdaniem niektórych geologów ziemia składa się z obfitującego w żelazo jądra otoczonego kolejnymi warstwami skał; warstwa zewnętrzna ma być najbogatsza w krzemionkę i zarazem najsilniej promieniotwórcza. Te rozważania mają wielkie znaczenie w rozważaniach dotyczących bilansu ciepłego ziemi (§ 152). Ponieważ potas może odgrywać pewną rolę w tym bilansie, przeto na tablicy umieściliśmy zawartości *K* obok zawartości *Ra*, *U* i *Th*.

Minerały uranowe i torowe mogły powstać drogą przemian, które zaszły w skałach granitowych pod działaniem gorącej wody. Ponieważ rozpuszczona lub stopiona masa ostyga powoli, przeto w najbardziej rozpuszczalnych częściach mogło nastąpić skoncentrowanie się niektó-

rych pierwiastków, pierwiastki te następnie krystalizowały się, tworząc minerały wypełniające szczeliny masy utworzonej podczas pierwszej krystalizacji. Minerały pierwotne uległy zapewne różnym metamorfozom, z których wzięły początek minerały wtórne.

§ 148. Radiopierwiastki w wodach i gazach naturalnych.

Powietrze atmosferyczne, przepłukiwane przez wodę pochodzącą ze źródeł, posiada na ogół zwiększone przewodnictwo (*J. J. Thomson, Himsted* i inni). Ten wzrost przewodnictwa tłumaczy się tym, że prąd powietrza porywa niewielką ilość radonu rozpuszczonego w wodzie pobranej ze źródła.

Stwierdzono, że jest to zjawisko powszechne, nie zawsze jednak można na tej podstawie wnioskować o zawartości radu w wodzie. Wody źródlane zawierają na ogół znacznie więcej radonu w jednostce objętości niż to odpowiada równowadze z radem rozpuszczonym w tej samej objętości. W tym przypadku należy założyć, że wody nasyciły się radonem pobierając go z warstw terenu, przez który przepływały zanim wy dostały się na zewnątrz. Nadmiar radonu wydziela się do atmosfery i zanika w czasie; promieniotwórczość wód tego typu zmniejsza się zatem w miarę ich oddalania się od źródła. Z tego wynika, że wody potoków, strumieni i rzek są na ogół mniej aktywne od wód źródłanych.

Oprócz radu, wody zawierają niekiedy również tor; w tym przypadku znajdujemy oba te pierwiastki w pozostałości po odparowaniu. W pozostałości niektórych źródeł znajdujemy radotor (źródło de l'Echaillon).

Świeżo destylowana woda nie jest aktywna, jeżeli naczynia użyte do destylacji były nieaktywne.

Z niektórych źródeł wydzielają się gazy w mniejszej lub większej objętości. Gazy te zawierają niekiedy radon w większej koncentracji niż woda z tego samego źródła; fakt ten tłumaczy się małą rozpuszczalnością radonu. Dostrzeżono również wydzielanie się toronu.

W niektórych okolicach gazy wydzielają się nie bezpośrednio z wód, lecz poprzez skały lub porowatą glebę. Te gazy naturalne zawierają często znaczną ilość CO_2 , ponadto azot i gazy szlachetne: argon, hel, neon, niekiedy również radon. Źródło Bourbon-Nancy wydziela około 10000 litrów helu rocznie. W Stanach Zjednoczonych (Texas) znajdują się tereny, z których hel wydziela się w ilości tak wielkiej, że znalazł zastosowanie do napełniania balonów. Jest rzeczą prawdopodobną, że hel wydzielający się z gleby pochodzi od substancji promieniotwórczych znajdujących się głębiej; to samo stosuje się do radonu. Nie byłoby jednak rzeczą wskazaną przystępować na tej podstawie do poszukiwania minerałów promieniotwórczych; w istocie radon może pochodzić z warstw położonych w znacznej głębokości, gdyż okres jego życia jest dostatecznie długi; jest to tym słuszniejsze w zastosowaniu do

helu, ponieważ hel jest to pierwiastek trwały. Jak się wydaje, nie ma określonego związku pomiędzy ilością wywiązywanego helu i aktywnością źródła.

Pomiary aktywności wód polegają na oznaczaniu radu i toru jak również radonu. Wodę należy czerpać u wylotu źródła, zamknąć szczelnie naczynie, do którego została pobrana i zapisać chwilę pobrania. W ciągu możliwie krótkiego czasu przeprowadza się wodę do aparatu pomiarowego w ten sposób, aby wszelkie straty radonu były zredukowane do minimum; dla zmierzenia ilości radonu używa się metody wrzenia, następnie pozostawia się wodę w zamkniętym naczyniu w ciągu dostatecznie długiego czasu i przystępuje się do nowej ekstrakcji radonu w celu oznaczenia ilości radu w wodzie; ilość ta jest zresztą zwykle bardzo mała. Można również oznaczać rad w pozostałości otrzymanej drogą odparowania znanej ilości wody; w tej samej pozostałości oznacza się również tor.

Jedyny radiopierwiastek, który można oznaczać w gazach naturalnych, jest to radon, gdyż toron zanika tak szybko, że można go otrzymywać tylko w bardzo specjalnych warunkach; tak np. można wykryć toron w gazach wyciąganych z ziemi zapomocą przyrządów znajdujących się w bezpośrednim kontakcie z glebą. W celu oznaczania radonu pobieramy gazy w miejscu wydzielania się do szczelnego naczynia i zapisujemy chwilę pobrania; natychmiast potem przeprowadzamy gaz do komory jonizacyjnej, połączonej z przyrządem pomiarowym.

Po zmierzeniu ilości radonu należy obliczyć poprawkę wynikającą z zaniku radonu i sprowadzić zmierzoną wartość do chwili pobrania. Jest rzeczą przyjętą wyrażać ilość radonu w milimikrocurie (10^{-9} curie, w skrócie *mmc*) na liter wody lub gazu w chwili pobrania. Niekiedy używa się również jednostki koncentracji «eman», wynoszącej 10^{-10} curie/litr. W celu scharakteryzowania aktywności źródła należy wziąć pod uwagę nie tylko koncentrację aktywnych substancyj, lecz również wydajność źródła.

Domniemany związek pomiędzy terapeutycznym działaniem źródeł leczniczych i ich promieniotwórczością dał pobudkę do badania wielkiej liczby źródeł i błot leczniczych we wszystkich krajach. Aktywność wielu źródeł nie jest większa od aktywności zwykłej wody do picia lub wody rzecznej. Ta wartość normalna wynosi około 0,1 *mmc* na liter (1 *eman*), zawartość zaś radu w wodach tego rodzaju jest rzędu $0,005 \cdot 10^{-10}$ g na liter.

Zawartość radonu w wodzie oceanów jest rzędu 0,03 *mmc/litr*, zawartość zaś radu waha się od 4 do $14 \cdot 10^{-15}$ g na liter; i w tym przypadku istnieje nadmiar radonu w stosunku do ilości wytwarzanej w morzu; ten nadmiar jest niewątpliwie przynoszony przez rzeki.

Ze zbadanych dotąd wód źródłanych największą ilość radonu zawierają źródła wytryskujące w kopalni uranu w Jachymowie; zawartość radonu wynosi 165 *mmc* na liter wody i 450 *mmc* na liter gazu, zawartość zaś *Ra* wynosi $2 \cdot 10^{-10}$ g na liter wody. Jak się wydaje, ta wielka ilość

radonu pochodzi z granitowego masywu, w którym znajduje się kopalnia (*Behounek*).

Nie wiemy nic pewnego o związku pomiędzy promieniotwórczością źródeł i ich temperaturą. Aktywność ulega wahaniom zależnym od pory dnia, od pór roku i od warunków meteorologicznych. Wreszcie zaznaczymy, że ropy naftowe zawierają radon, co pozostaje zapewne w związku z wielką rozpuszczalnością radonu w związkach organicznych tego typu.

Poniższa tablica zawiera dane dotyczące niektórych źródeł. Jak widać nie ma żadnej prostej zależności pomiędzy zawartością radonu i radu, co świadczy o tym, że czynniki, od których zależą te ilości, są w każdym przypadku różne¹⁾.

	Temperatura (stopni)	Rn w 10^{-10} woda	curie/litr gaz	Ra w 10^{-10} g/litr-gaz
Bagnères de Luchon, S. Lepape, Francja	29,3	415	—	—
Extreys (Hte-Loire), Francja.. . . .	—	340	—	—
La Bourboule, S. Chauny, Francja . . .	54,8	205	1614	—
Plombières, S. Lambinet, Francja. . . .	26,8	141	—	—
Sail-les-Bains, S. du Hamel, Francja. . .	34	115	502	—
Royat, S. St. Mart, Francja	28,8	145	497	0,68
Bagnoles-de-l'Orne, G. Source, Francja .	26	7,35	25	—
Vernet-les-Bains, S. Providence, Francja	37,6	157	1159	—
Luso, Portugalia	—	305	—	1,4
Bath, King's Well, Anglia.	50	17,3	336	—
Gastein, źródło Elźbiety, Austria . . .	46,7	533	—	0,5
Karlsbad, Sprudel, Czechosłowacja . . .	72,5	0,4	3,2	2,4
St. Joachimsthal, źródło gorące	270	1640	4500	14,8
Woda w zbiorniku Step, Czechosłowacja	—	18000	—	—
Brambach, Neue Quelle, Niemcy	—	7150	—	—
Baden Baden, Büttquelle, Niemcy . . .	23,5	500	—	—
Ischia, źródła Rzymskie, Włochy. . . .	57	1355	—	—
Colorado, S. n° 207, Stany Zjednoczone	14,5	305	2725	—
Lower Geyser Basin, Firchole Lake, Stany Zjednoczone	85	2,9	3290	—
Murasugi, Etigo Mineral Spring, Japonia	25	160,5	—	—
Arima, Irino-Yu, Japonia	53,4	0,8	13,2	—
Arima, Ithozi, Japonia.	31	138	—	—
Tuwa (Bombaj), Indie	67	{ 330 620	—	—

§ 149. Zawartość radonu i osadu aktywnego w atmosferze.

Spośród emanacyj wydzielanych przez substancje promieniotwórcze, zawarte w glebie i wodach, tylko radon posiada dostatecznie długi okres życia, aby przeniknąć do wyższych warstw atmosfery drogą dyfuzji. Na-

¹⁾ W Niemczech i w Austrii, a niekiedy również i w Polsce używa się w celu oznaczania aktywności źródeł tzw. jednostek *Machego* (*j.M.*). 1 *j.M.* jest to ilość radonu dająca w przypadku zupełnego wykorzystania promieni α prąd nasycenia równy 0,001 *j.es.* 1 *j.M.* = 0,364 *mmc* (L.W.).

wet na znacznych wysokościach wykrywamy obecność radonu oraz aktywnego osadu radu. Toron znajduje się tylko w pobliżu gleby, natomiast aktywny osad toru, którego okres jest dłuższy, może być porywany prądami powietrza i oddalać się od ziemi znacznie bardziej niż toron, z którego ten osad powstaje. Aktynon nie przenika wcale do atmosfery, niekiedy jednak wykrywamy aktywny osad aktynu, zresztą w bardzo małej ilości.

W celu wykrywania obecności osadów aktywnych w powietrzu rozciągamy długi izolowany drut metalowy, naładowany ujemnie, i pozostawiamy go w ciągu czasu wahającego się od kilku godzin do kilku dni (*Elster* i *Geitel*). Następnie zdejmujemy drut, nawijamy go na ramkę i stwierdzamy za pomocą elektrometru lub elektroskopu, że drut jest aktywny. Ta aktywność, niekiedy bardzo znaczna, zanika samorzutnie. Usuając zewnętrzną warstwę drutu za pomocą pocierania lub działaniem kwasu, możemy skoncentrować aktywność w małej objętości materii; otrzymujemy w ten sposób aktywności wystarczające do zaczerniania klisz lub wzbudzania fosforescencji. Doświadczenie udaje się zarówno na otwartym powietrzu jak i w zamkniętej przestrzeni; w pierwszym przypadku otrzymujemy większą aktywność, ponieważ możemy wykorzystać większą objętość powietrza.

Analiza krzywych dezaktywacji drutu wykazuje, że na drucie gromadzi się zazwyczaj mieszanina aktywnych osadów radonu i toronu. W ciągu kilku pierwszych godzin znika osad radonu; otrzymujemy wówczas prawo zaniku charakteryzujące aktywny osad toronu i drogą ekstrapolacji obliczamy aktywność drutu w chwili początkowej, pochodzącą od składników osadu torowego. Następnie odejmujemy ekstrapolowaną krzywą od krzywej doświadczalnej i otrzymujemy krzywą zaniku, zależną tylko od aktywnego osadu radonu, co pozwala obliczyć początkową ilość tego osadu.

Względna zawartość aktywnych osadów radu i toru jest zależna od warunków doświadczalnych. W powietrzu ponad morzem wykrywamy głównie osad aktywny *Ra*. Rzeczy mają się podobnie na wielkich wysokościach ponad lądem stałym. Natomiast w pobliżu powierzchni ziemi znajdujemy często w przeważającej ilości osad *Th*, zwłaszcza wówczas, gdy umieszczamy drut w zagłębieniu, przez które przepływa nieustannie powietrze wyciągane z gleby.

Osady atmosferyczne, np. deszcz i śnieg, porywają podczas spadania osad aktywny. Pozostałość po odparowaniu 50 cm^3 wody deszczowej posiada łatwo dostrzegalną, samorzutnie zanikającą aktywność; ta aktywność może być również stracona z wody deszczowej drogą odpowiedniej reakcji chemicznej. Otrzymana substancja promieniotwórcza daje się scharakteryzować jako aktywny osad radu. Świeżo spadły śnieg daje po odparowaniu aktywną pozostałość, analogiczną do aktywności wody deszczowej. Jeżeli śnieg pada w ciągu długiego czasu, to jego promieniotwórczość jest zmniejszona.

Ilościowe badania promieniotwórczości atmosfery polegają najczęściej na oznaczaniu radonu. W tym celu możemy posługiwać się metodą bezpośrednią, polegającą na tym, że określoną objętość powietrza przepuszcza się przez węzownicę zanurzoną w ciekłym powietrzu; radon skrapla się w węzownicy i może być następnie wprowadzony do komory jonizacyjnej. Zamiast kondensacji w bardzo niskiej temperaturze można stosować absorpcję na węglu; w tym przypadku należy ogrzać rurkę zawierającą absorbent do 300° w celu wydzielenia zawartego w nim radonu. Jako absorbentów używano również siarczku węgla utrzymywanego w niskiej temperaturze oraz nafty. Otrzymane wyniki wahają się w szerokich granicach; średnia zawartość nad lądem w pobliżu powierzchni ziemi jest rzędu 10^{-16} curie/cm³, co odpowiada 2 atomom radonu na cm³. Na oceanie z dala od wybrzeża zawartość radonu jest mniejsza i spada do 10^{-18} curie/cm³. W okolicach biegunowych nie znajdujemy prawie wcale radonu. Doświadczenia wykonane w balonach pozwoliły stwierdzić, że koncentracja radonu zmniejsza się wraz z wysokością, co jest zgodne z założeniem, że radon znajdowany w atmosferze pochodzi z powierzchniowych warstw lądu.

Próbowano również oznaczać radon za pomocą metody pośredniej, opartej na aktywacji drutów w warunkach poprzednio opisanych. Interpretacja tych doświadczeń prowadzi jednak do wyników mniej dokładnych, ponieważ nie wiemy nic pewnego o zachowaniu się promieniotwórczych substancji w atmosferze. Zagadnienie sprowadza się do wyliczenia koncentracji radonu i toronu na podstawie koncentracji atomów osadu aktywnego. Zakładamy, że w nieobecności pola elektrycznego rozmieszczenie emanacji i składników osadów aktywnych jest jednostajne i stosuje się do praw równowagi promieniotwórczej. Ta hipoteza jest do pewnego stopnia słuszna w przypadku radonu, natomiast średnia koncentracja toronu zmniejsza się szybko w miarę wzrastania odległości od powierzchni ziemi.

Podamy przybliżoną teorię aktywacji drutów. Bierzemy pod uwagę drut o średnicy $2a$, umieszczony wzdłuż osi cylindra o wewnętrznej średnicy $2b$ i naładowany ujemnie w ten sposób, że między drutem i cylindrem istnieje różnica potencjałów V . Zakładamy, że na drucie osiadają tylko naładowane dodatnio atomy RaA ; niektóre spośród tych atomów ulegają zanikowi zanim osiągną drutu. Niech będzie C liczba atomów RaA osiadających w jednostce czasu na jednostce długości drutu, C_0 — liczba atomów wytworzonych w ciągu tego samego czasu wewnątrz cylindra i na jednostce jego długości. Zależność C/C_0 od V jest analogiczna do zależności prądu jonowego od różnicy potencjałów. Stosunek C/C_0 jest zbliżony do 1 w przypadku małej odległości i wielkiej różnicy potencjałów pomiędzy drutem i cylindrem; w tym przypadku otrzymujemy prawie całkowitą ilość osadu wytworzonego w rozporządzalnej objętości powietrza; natomiast jeżeli zwiększamy objętość lub zmniejszamy napięcie, otrzymujemy coraz mniejszy stosunek C/C_0 ; stosunek ten dąży do 0 w miarę wzrastania tych wielkości. W ten spo-

sób można obliczyć wartość graniczną, odpowiadającą wielkości C_0 . Mierzmy aktywność drutu, pochodzącą od RaA i jego pochodnych, i drogą porównania z aktywnością, którą znana ilość radonu daje w tych samych warunkach, obliczamy koncentrację N radonu.

W dokładniejszej teorii musimy wziąć pod uwagę rekombinację jonów RaA z zawartymi w powietrzu ujemnymi jonami oraz osiadanie atomów RaA na pyłkach, wskutek czego powstają wielkie mało ruchliwe jony. Te zjawiska odgrywają małą rolę w przypadku, gdy objętość gazu jest ograniczona, ponieważ jonizacja powietrza jest na ogół bardzo słaba. Istnieje jednak zawsze pewna strata wydajności, wynikająca z tego, że nie wszystkie atomy RaA są naładowane w chwili powstawania.

W miarę, jak promień b cylindra wzrasta, warunki stają się coraz podobniejsze do warunków ekspozycji drutu na otwartym powietrzu, koncentracja RaA w sąsiedztwie drutu jest wówczas zbliżona do koncentracji w stanie równowagi. Prądy powietrza przyczyniają się do osiągnięcia tego stanu. Wpływ rekombinacji oraz pyłków jest w tym przypadku znacznie większy niż w ograniczonej objętości.

Podobne rozważania stosują się do aktywnego osadu toru, prowadzą jednak do mniej dokładnych wyników, ponieważ toron nie posiada jednakowej koncentracji we wszystkich punktach zużytkowanej objętości.

Zamiast zbierać osad aktywny w spoczywającym powietrzu, można przepuszczać znaną ilość powietrza przez cylindryczny kondensator (aspirator *Eberta*) i w ten sposób połączyć powiększenie użytecznej przestrzeni z zachowaniem warunków całkowitej ekstrakcji jonów promieniotwórczych (*Gerdien, Kohlrausch*).

Podczas aktywacji ilości ciał A , B i C na drucie wzrastają zgodnie z prawami przemian promieniotwórczych. Prąd jonowy, pochodzący od drutu aktywowanego w ciągu czasu t , zmierzony bezpośrednio po zakończeniu aktywacji lub po upływie określonego czasu od tej chwili, daje się przedstawić jako suma wyrazów proporcjonalnych do ilości każdego składnika i do jego współczynnika aktywności w przyrządzie pomiarowym. Jeżeli te współczynniki aktywności są znane, to można obliczyć ilość zebranego RaA na podstawie zmierzonego prądu I . Znając koncentrację N' atomów RaA w przepływającym powietrzu pozwala obliczyć koncentrację N atomów radonu w równowadze z RaA .

Jeżeli mamy do czynienia również z osadem Th , to do I należy dodać wyrazy uzupełniające. Analiza krzywej, przedstawiającej I jako funkcję czasu podczas aktywacji lub po jej zakończeniu, pozwala rozłożyć prąd na części pochodzące od każdego z osadów aktywnych. Część pochodząca od Th wzrasta wraz z czasem ekspozycji i jest zależna od użytej aparatury; w niektórych doświadczeniach, wykonanych z drutami o długości 10 do 100 m , eksponowanymi na otwartym powietrzu na wysokości kilku metrów, udział Th wynosił więcej niż 50%.

Możemy zebrać w ciągu bardzo krótkiego czasu osad aktywny, zawarty w ograniczonej objętości powietrza, wytwarzając wyładowanie w postaci iskry między ostrzem i płytką (metoda *Sella*). Taka iskra przenosi na płytkę nie tylko promieniotwórcze jony, lecz również pyłki zawieszone w powietrzu. Są to więc warunki sprzyjające dobremu wykorzystaniu osadu. Ta metoda daje mniejsze wartości stosunku osadów aktywnych Th i Ra , niż metoda aktywowania na otwartym powietrzu.

Jest rzeczą możliwą, że wartości otrzymywane za pomocą iskry są bardziej zbliżone do wartości odpowiadających równowadze promieniotwórczej pomiędzy emanacjami i ich pochodnymi, zawartymi w powietrzu w pobliżu powierzchni ziemi.

Doświadczenia wykonane w balonie wykazują, że koncentracja osadu aktywnego zmniejsza się szybko wraz z wzrostem wysokości; jest to wyraźniejsze w przypadku *Th*. Koncentracja radonu ponad morzem jest znacznie mniejsza niż ponad lądem.

§ 150. Jonizacja atmosfery. Jonizacja w zamkniętym naczyniu.

Powietrze atmosferyczne jest zawsze słabo zjonizowane. W pobliżu powierzchni ziemi i na umiarkowanych wysokościach jonizacja pochodzi prawie wyłącznie od ciał promieniotwórczych, rozproszonych w powietrzu, w wodzie i w glebie. Na znacznych wysokościach pojawia się nowy czynnik jonizujący, «bardzo przenikliwe promieniowanie kosmiczne», którego działanie na poziomie morza jest stosunkowo nieznaczne.

Systematyczne badanie jonizacji atmosfery stanowi bardzo interesujące zagadnienie; w istocie jony odgrywają rolę w różnych zjawiskach meteorologicznych, np. w powstawaniu pola elektrycznego w atmosferze, w tworzeniu się obłoków wskutek skraplania się pary wodnej na naładowanych centrach oraz w zjawiskach obserwowanych podczas burz.

W celu zmierzenia zawartości jonów w powietrzu, posługujemy się aspiratorem *Eberta*. Jest to rurka, przez którą przedmuchujemy znaną objętość powietrza, oddającego jony elektrodzie umieszczonej wzdłuż osi (§ 6). Jest rzeczą ważną rozróżniać «małe jony» oraz «wielkie jony» powstające drogą osiadania małych jonów na pyłkach i kropelkach (*P. Langevin*). Stosunek między ilościami jonów każdego rodzaju zmienia się w zależności od warunków atmosferycznych i od czystości powietrza. Koncentracja jonowa posiada dobowy okres zmienności obok okresów dłuższych.

Wielkie jony oraz cząstki obojętne o analogicznych rozmiarach odgrywają prawdopodobnie rolę zarodków kondensacji w powstawaniu obłoków na wysokości mniejszej od 2000 m. W masie powietrza, wznoszącej się w dalszym ciągu po utworzeniu takiego obłoku, nowe krople mogą powstawać tylko na znacznie większej wysokości (10 do 12 km), mianowicie wtedy, kiedy wskutek oziębienia powstaje stan silnego przesylenia, w którym para może się skraplać na małych jonach.

Przewodnictwo elektryczne powietrza jest zależne prawie wyłącznie od koncentracji małych jonów; wielkie jony są zbyt mało ruchliwe, aby przyczyniać się w dostrzegalnym stopniu do przenoszenia ładunku, jakkolwiek ich liczba i ładunek mogą być tego samego rzędu wielkości, co liczba i ładunek małych jonów.

Jonizacja atmosfery tuż przy ziemi jest znacznie większa niż na pew-

nej wysokości. W zagłębieniach lub grotach znajdujemy niekiedy bardzo znaczną jonizację; silnie przewodzą również gazy wyciągane z ziemi. Te zjawiska przypisujemy znacznej zawartości emanacji i osadów radioaktywnych w powietrzu okładowanych w glebie.

Liczba par jonów j , wytwarzanych w 1 cm^3 i w sekundzie w normalnym powietrzu, jest zależna od różnych czynników jonizujących. Jeżeli n jest to koncentracja jonów, dodatnich lub ujemnych (zakładamy, że te koncentracje są jednakowe), to na podstawie praw rekombinacji powinniśmy mieć $n = \sqrt{j/\alpha}$. Niektórzy autorowie utrzymują jednak, że w atmosferze, gdzie koncentracja jonów jest niezmiernie mała, znikanie jonów zachodzi nie tyle wskutek rekombinacji jonów odwrotnego znaku, ile wskutek łączenia się jonów z obcymi cząstkami. Z tego punktu widzenia należałoby zmienić wzór przedstawiający szybkość rekombinacji, mianowicie dodać do znanego wyrazu αn^2 wyraz βn posiadający stosunkowo większe znaczenie, przynajmniej w zagadnieniu elektryczności atmosferycznej. Zakładając, że α jest równe około $1,6 \cdot 10^{-6}$, znajdujemy wartości β rzędu $0,02 \text{ sek}^{-1}$, co odpowiada średniemu czasowi życia jonu w normalnym powietrzu, wynoszącemu około 50 sek . Jeżeli koncentracja $n = 10^3$, αn^2 jest stosunkowo małe wobec βn .

Liczne pomiary, których wyniki są dosyć rozbieżne, prowadzą do wniosku, że koncentracja jonowa w normalnym powietrzu i na niewielkiej wysokości ponad poziomem morza jest zbliżona do $n = 600$, co odpowiada $j = 12$ zgodnie z wzorem $j = \beta n$. Główna część tej jonizacji pochodzi od ciał promieniotwórczych znajdujących się w glebie i w atmosferze.

Ilości 10^{-16} curie radonu na cm^3 odpowiada emisja około $3,5 \cdot 10^{-6}$ cząstek α Rn, RaA i RaC na sekundę; biorąc pod uwagę, że liczby jonów wytwarzanych przez cząstki α tych radiopierwiastków wynoszą 155000, 170000 i 220000, znajdujemy, że całkowita liczba jonów na sekundę i cm^3 powinna wynosić $2J$ (J jest to skrót używany w znaczeniu jednej pary jonów wytwarzanych w cm^3 i w sekundzie). Tę liczbę należy powiększyć o 10% w celu uwzględnienia działania promieni β i γ , co daje razem $2,2J$. Przypisując taki sam udział toronowi i jego aktywnemu osadowi otrzymujemy $j = 4,4J$.

W celu obliczenia udziału przenikliwego promieniowania γ wychodzącego z ziemi, weźmy pod uwagę element objętości umieszczony w powietrzu w punkcie 0 w pobliżu powierzchni ziemi i przeprowadźmy poniżej tej powierzchni dwie koncentryczne półkule o promieniach r i $r + dr$ ze środkiem w punkcie 0. Masa materii zawartej pomiędzy półkulami wynosi $2\pi r^2 \rho dr$, gdzie ρ jest to gęstość. Promieniowanie tej warstwy wytwarza w punkcie 0 $dn = 2\pi K e^{-\mu r} r^2 \rho dr / r^2$ jonów w jednostce objętości, gdzie K jest to liczba jonów wytworzonych w jednostce objętości w odległości jednego cm od 1 g aktywnej substancji; p jest to ilość substancji promieniotwórczej w gramach na gram gleby; μ zaś — współczynnik absorpcji promieniowania w glebie. Całkując od $r = 0$ do $r = \infty$ znajdujemy $n = 2\pi K p \rho / \mu$. Doświadczenia wykonane z radem jako źródłem promieni γ dają $K = 3,9 \cdot 10^3$; kładąc $\mu = 0,1$ znajdujemy,

że gleba o gęstości $\rho = 2$ i zawartości radu $p = 2.10^{-12}$ przyczynia się do całkowitej jonizacji wyrazem dodatkowym, wynoszącym około $1J$. Jeżeli zawartość toru $p = 10^{-5}$, to efekt jonizacyjny jego promieniowania γ jest tego samego rzędu wielkości, jak to wynika zresztą z bezpośrednich pomiarów porównawczych. Obie przyczyny razem dawałyby około $2J$, przy czym ta wartość może być dwa razy większa w przypadku, gdy znajdujemy się w okolicy wyjątkowo aktywnej. Otrzymany wynik nie stosuje się do bezpośredniej bliskości gruntu, gdzie produkcja jonów jest znacznie większa ($100J$ lub jeszcze więcej), ponieważ w tym przypadku możemy mieć do czynienia z bezpośrednim działaniem promieni α i β substancji zawartych w glebie lub wydzielających się z gleby. Te zakłócenia przestają być dostrzegalne w odległości rzędu 1 m . Rozważania tego rodzaju prowadzą jednak tylko do wartości z gruba przybliżonych, ponieważ koncentracja radiopierwiałków w glebie i w atmosferze waha się w szerokich granicach. Ogólnie biorąc możemy powiedzieć, że z całkowitej obserwowanej jonizacji $6,5$ do $10J$ pochodzi od promieniotwórczości gleby i atmosfery. Zakładając, że promieniowanie kosmiczne dostarcza na poziomie morza $1,5J$ (§ 151) otrzymujemy całkowitą jonizację 8 do $11J$, co nie różni się zbyt od wartości $12J$ obliczonej na podstawie zawartości małych jonów. Jest rzeczą zbędną zajmować się szczegółowo różnicą między wartościami obliczonymi i doświadczalnymi, ponieważ dane, na których opierają się obliczenia, są niepewne.

Zamiast badać działanie czynników jonizacyjnych obecnych w atmosferze na otwartym powietrzu, możemy stosować metodę jonizacji w zamkniętym naczyniu, polegającą na tym, że mierzy się prąd nasycenia I wytwarzany w szczelnej komorze jonizacyjnej. W tych warunkach pomiar I daje bezpośrednio liczbę jonów wytwarzanych w komorze w jednostce czasu; zjawisko rekombinacji nie odgrywa tu żadnej roli. Badanie określonej masy powietrza pozwala osiągnąć większą dokładność i używać czulszych przyrządów. Z drugiej strony należy wziąć w tym przypadku pod uwagę efekt ścianek.

Jonizacja w zamkniętym naczyniu może być przypisana różnym czynnikom. Są to:

1° Przenikliwe promienie których źródłem są bądź substancje promieniotwórcze znajdujące się w glebie, bądź cząstki osadu aktywnego zawieszone w powietrzu lub osiadające na zewnętrznej powierzchni ścianek komory (promieniowanie zewnętrzne). Promienie wtórne wysyłane przez ścianki pod działaniem promieni pierwotnych, przychodzących z zewnątrz.

2° Promienie wysyłane przez emanacje i osady aktywne, znajdujące się wewnątrz komory. Promienie wtórne towarzyszące tym promieniom pierwotnym.

3° Promienie obserwowane w przypadku, gdy ścianki są promieniotwórcze; promienie wtórne towarzyszące tym promieniom pierwotnym.

4° Promienie kosmiczne.

Wymienimy teraz metody służące do badania każdego z tych składników oddzielnie.

Możemy osłabić promieniowanie przenikliwe przychodzące z zewnątrz otaczając komorę ze wszystkich stron ekranami pochłaniającymi. Ekranu powinny być zrobione z materiału wolnego od zanieczyszczeń promieniotwórczych.

W celu uzyskania pewności, że do komory jonizacyjnej nie zostały wprowadzone emanacje, napełniamy komorę powietrzem pozbawionym gazów promieniotwórczych za pomocą jednego ze sposobów służących do ich oznaczania (§ 49). Po dokonaniu tego zabiegu ewentualna obecność emanacji w komorze musiałaby być przypisana domieszkom promieniotwórczym zawartym w ściankach.

Wpływ ścianek jest podwójny. Z jednej strony ścianki mogą zawierać ślady substancji promieniotwórczych; ta niedogodność może być usunięta drogą wyboru odpowiedniego materiału. Z drugiej strony ścianki przyczyniają się zawsze do powiększenia jonizacji, nawet wtedy, kiedy są zupełnie nieaktywne, ponieważ pod działaniem promieni pierwotnych stają się źródłem promieni wtórnych. Najważniejsze zjawisko tego rodzaju wynika z absorpcji promieni γ , której towarzyszy emisja fotoelektronów i elektronów *Comptona*, jonizujących powietrze komory. Inna część jonizacji pochodzi od elektronów wyzwolonych w gazie wypełniającym komorę; należy przeto rozróżniać *efekt gazu* i *efekt ścianek* (§ 96). Względne znaczenie tego ostatniego zjawiska zależy od rozmiarów komory i od materiału ścianek, jak również od ciśnienia i natury gazu.

W komorze świeżo napełnionej zupełnie czystym powietrzem po starannym oczyszczeniu ścianek zachodzi stopniowy i powolny wzrost jonizacji. Źródłem tego wzrostu może być wydzielanie się emanacji ze ścianek; możliwe są również przypadkowe zmiany jonizacji, zależne od zakłóceń przychodzącego z zewnątrz promieniowania przenikliwego. Pomiaru mogą być porównywalne dopiero wtedy, gdy wszystkie te zmiany zostały dokładnie zbadane.

Jonizacja I w zamkniętym naczyniu wzrasta wraz z ciśnieniem gazu w komorze. Możemy przedstawić jonizację jako sumę dwóch wyrazów, z których pierwszy jest proporcjonalny do ciśnienia i pochodzi od promieni przenikliwych, drugi zaś dąży wraz z wzrostem ciśnienia do wartości granicznej; ten drugi wyraz przypisujemy działaniu łatwo pochłanianych promieni, wychodzących ze ścianek; względne znaczenie obu wyrazów jest zależne od warunków doświadczalnych. Niektórzy autorowie podają, że jonizacja pod dostatecznie wysokim ciśnieniem (większym od 50 *atm*) staje się niezależna od ciśnienia. Wtórny efekt ścianek jest tym wydatniejszy, im większa jest liczba atomowa Z metalu, z którego ścianki są zrobione; możemy przeto zmniejszyć ten efekt używając ścianek wyrobionych z metalu o małym ciężarze atomowym.

Jako ogólny wynik licznych pomiarów i spostrzeżeń możemy podać, że jonizacja w zamkniętym naczyniu wynosi na poziomie morza średnio około 10 J w przypadku, gdy efekt ścianek został w granicach możli-

wości usunięty. Ta wartość jest zgodna z wartością obliczoną na podstawie pomiarów koncentracji jonów w atmosferze. Wartości, znacznie większe od tej wartości średniej, zostały otrzymane w okolicy terenów granitowych lub kopalni potasu. Na oceanach jonizacja spada do 4 J ; jeszcze mniejsze wartości otrzymano w kopalniach soli kuchennej, na wielkich jeziorach oraz na rozległych polach śnieżnych lub lodowych.

Niezmierzalnie doniosły jest fakt, iż jonizacja zmienia się wraz z wysokością; te zmiany były badane za pomocą wzlotów balonem lub wznoszenia się na szczyty gór. Aż do 2000 m zmiany są nieznaczne (*Gockel*), natomiast między 2000 i 5000 m zachodzi wyraźny wzrost jonizacji. Na podstawie tych spostrzeżeń *Hess* założył, że istnieje promieniowanie przychodzące z góry, według wszelkiego prawdopodobieństwa spoza ziemi, znacznie bardziej przenikliwe niż wszystkie inne znane rodzaje promieniowania. Ta hipoteza została potwierdzona drogą badania współczynników absorpcji nowego promieniowania, które otrzymało nazwę «promieniowania kosmicznego».

Niezależnie od wspomnianych wyników, doświadczenia dotyczące zaburzeń w rozchodzeniu się fal radiowych prowadzą do wniosków, że na wysokości 50 km , gdzie powietrze jest bardzo rozrzedzone, istnieje warstwa silnie zjonizowana. Jest rzeczą prawdopodobną, że przewodnictwo tych górnych warstw atmosfery ma źródło w absorpcji promieni nadfioletowych wysyłanych przez słońce.

§ 151. Promienie kosmiczne. Pomiary jonizacji. Przenikliwość promieniowania.

W poprzednim ustępie była mowa o tym, że pomiary jonizacji powietrza w zwykłych warunkach doprowadziły do odkrycia promieni kosmicznych. Za pomocą tej samej metody wykazano, że nowe promieniowanie jest znacznie przenikliwsze od najbardziej przenikliwych promieni γ ciał radioaktywnych.

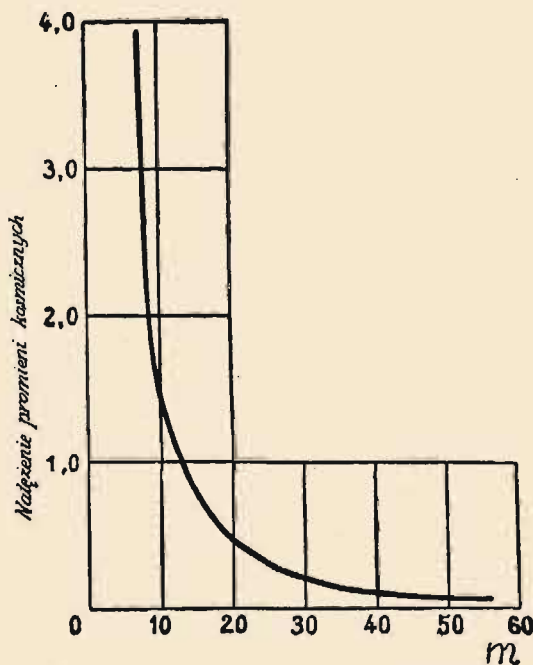
Jonizacja wytworzona na poziomie morza przez promieniowanie kosmiczne wynosi tylko 10% jonizacji pochodzącej od radiopierwiotków. W celu ułatwienia pomiarów usuwamy w miarę możliwości działanie promieniotwórczości i używamy komór jonizacyjnych napełnionych silnie sprężonym gazem (10 do 50 atm). Otrzymane wartości redukuje się do wartości w powietrzu o gęstości normalnej (jednostka J , por. str. 417). Pomiary mogą być wykonywane w dogodnych warunkach w jeziorach, których wody są bardzo mało aktywne; za pomocą pomiarów tego rodzaju zdołano zbadać promieniowanie aż do głębokości przekraczającej 200 m . Komora umieszczona w wodzie była zaopatrzona w automatyczne urządzenie do rejestrowania prądu (*Regener*, jezioro Bodeńskie). Analogiczne pomiary zostały wykonane w jeziorach położonych w wysokich górach, gdzie jonizacja pochodząca od promieni kosmicznych jest znacznie większa niż na poziomie morza (*Millikan* i *Cameron*). W ten spo-

sób znaleziono, że wartość współczynnika absorpcji w wodzie wynosi $\mu = 0,002$ do $0,004 \text{ cm}^{-1}$. Wykryto również grupę promieni jeszcze bardziej przenikliwych, $\mu = 0,0002 \text{ cm}^{-1}$. Krzywa na rys. 169 przedstawia jonizację w jednostkach J w zależności od grubości pochłaniającej warstwy wody; grubość warstwy atmosfery znajdującej się nad poziomem wody została wyrażona jako równoważna liczba metrów wody.

Posługując się licznikiem zamiast komory jonizacyjnej możemy wykryć działanie promieni kosmicznych, które przeniknęły przez metr ołowiu.

W założeniu, że promienie kosmiczne różnią się od promieni γ tylko stopniem przenikliwości, możemy dokonać próby obliczenia długości fali na podstawie pomiaru absorpcji. W ten sposób otrzymujemy wartości energii kwantowej rzędu 10^8 ew lub jeszcze większe. Wszelako stosowanie wzorów absorpcyjnych nie jest poprawne w tym przypadku, ponieważ zjawiska komplikują się wskutek istnienia absorpcji jądrowej, charakteryzującej promienie γ o energii większej od 10^6 ew .

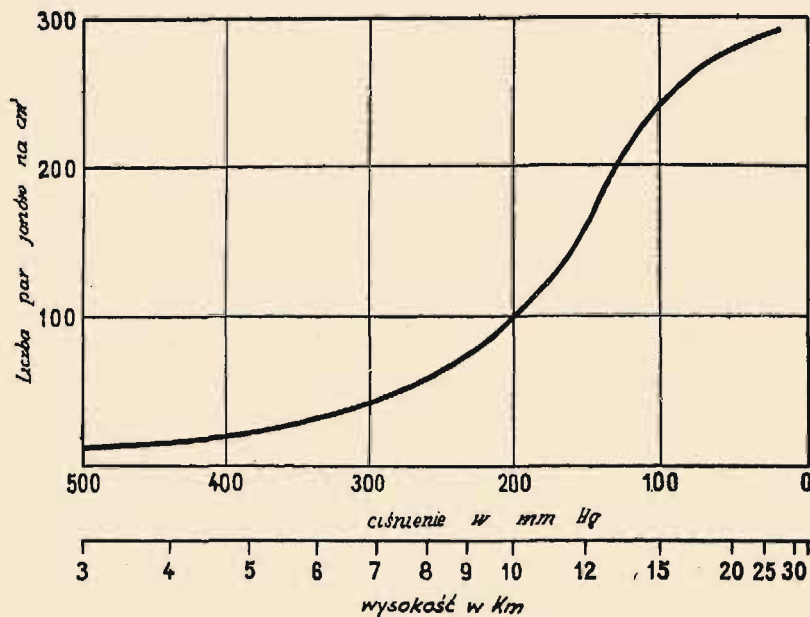
Zmiany jonizacji wraz z wysokością. Wzrastanie jonizacji wraz z wysokością było badane za pomocą wlotów balonowych i balonów-sond. Pierwszy z tych sposobów był stosowany przez obserwatorów, którzy dotarli w stratosferze aż do wysokości 17 km (ciśnienie 7 cm Hg) (*Piccard i Cosyns*). Za pomocą balonu-sondy, wypuszczonego przez *Regenera* i zaopatrzonego w przyrządy samozapisujące, otrzymano wartości prądu jonowego, ciśnienia



Rys. 169. Absorpcja promieni kosmicznych w wodzie.

i temperatury aż do wysokości 20 km (ciśnienie 2 cm Hg). Sprowadzając wyniki pomiarów jonizacji do wyników, które byłyby otrzymane w normalnych warunkach ciśnienia i temperatury, otrzymujemy krzywą przedstawioną na rys. 170. Jak widzimy, ta krzywa wykazuje najpierw szybki wzrost, po czym zakrzywia się; na krańcach atmosfery jonizacja dąży do wartości granicznej, wynoszącej około 275 J , tj. 275 par jonów na cm^3 normalnego powietrza i na sekundę.

Metoda liczników elektronowych. *Bothe i Kolhörster* zastosowali liczniki *Geigera-Müllera* do badania promieni kosmicznych. Zalety tej metody wynikają nie tylko z jej wielkiej czułości. Używając dwóch lub trzech liczników w odpowiednim położeniu, połączonych z przyrządem wzmacniającym, reagującym tylko na impulsy jednoczesne (metoda koincydencji), możemy usunąć wpływ zjawisk wtórnych i zbadać kierunek promieni jonizujących. W ten sposób znaleziono, że liczba cząstek jonizujących jest największa w kierunku pionowym oraz że



Rys. 170.

zmniejsza się w miarę wzrastania nachylenia. Ten spadek natężenia tłumaczymy tym, że promienie przechodzące skośnie przez atmosferę są silniej pochłaniane. Jeżeli do licznika wpadają promienie ze wszystkich kierunków, to liczba impulsów wynosi około 1,5 na cm^2 powierzchni licznika i na minutę.

Metoda torów mgiełkowych. Jonizujące cząstki należące do promieniowania kosmicznego mogą być fotografowane za pomocą komory rozprężeń, umieszczanej najczęściej w polu magnetycznym. Jeżeli natężenie pola jest niezbyt wielkie, dostrzegamy prostolinijne tory, podobne do torów bardzo szybkich elektronów (tabl. XXVI, fig. 1 i 2). Jeden taki tor widzimy również na tabl. XIX fig. 3; tor ten różni się brakiem zakrzywienia od znajdujących się na tej samej kliszy torów elektronowych, pochodzących od promieni γ (*Skobielcyn*) (pole 1800 oerstedów). W silniejszych polach magnetycznych (np. 18000 oerstedów) prawie

wszystkie tory są zakrzywione. Pomiar promienia krzywizny pozwala wyznaczyć energię cząstki, jeżeli jej masa jest znana.

Jeżeli nie mamy do czynienia z warunkami, w których masa protonu jest znacznie większa od jego masy spoczynkowej, to prędkość protonu jest bardzo mała wobec prędkości elektronu dającego tę samą wartość iloczynu RH ; w związku z tym zdolność jonizacyjna protonu jest znacznie większa. Na podstawie gęstości jonów utworzonych wzdłuż toru możemy zatem wykryć różnicę mas cząstek, których tory zostają w podobny sposób zakrzywione w danym polu magnetycznym. W ten sposób znajdujemy, że tory protonów przytrafiają się rzadko, najczęściej są to tory elektronów; ich zakrzywienie w polu magnetycznym oraz domniemany kierunek ruchu po torze odpowiada w prawie równej liczbie przypadków ładunkom dodatnim i ujemnym. To spostrzeżenie doprowadziło do odkrycia elektronu dodatniego, czyli pozytonu (*Anderson*), tj. cząstki dodatniej, której masa spoczynkowa nie różni się zbyt, jak to wskazują dotychczasowe przybliżone pomiary, od masy spoczynkowej elektronu. Energia elektronów i pozytonów promieniowania kosmicznego waha się od 10^6 do 10^9 ew, zdarzają się jednak również cząstki o energii większej od 10^{10} ew. W przypadku, gdy energia przybiera taką wyjątkowo wielką wartość, różnice między torami protonowymi i elektronowymi zacierają się, ponieważ energia własna protonu jest wówczas, podobnie jak energia własna elektronu, bardzo mała wobec energii kinetycznej (energia spoczynkowa protonu 9.10^8 ew, energia spoczynkowa elektronu $5.1.10^5$ ew). Umieszczając w komorze rozprężeń płytkę ołowianą o grubości kilku milimetrów stwierdzamy, że jonizujące cząstki kosmiczne, przechodzące przez tę płytkę, doznają niekiedy znacznej straty prędkości, wskutek czego promień krzywizny toru zmniejsza się. W ten sposób możemy ustalić, w którą stronę biegnie ta cząstka.

Promienie wtórne. Snopy. Jedno z najciekawszych zjawisk dostrzeżonych w promieniowaniu kosmicznym polega na tym, że cząstki jonizujące mogą występować w postaci grup, czyli «snopów» zawierających niekiedy 20 lub więcej cząstek (*Blackett i Occhialini*, tabl. XXVI, fig. 3). W niektórych przypadkach promienie snopa wybiegają ze wspólnego punktu, co świadczy o ich niewątpliwym pochodzeniu wtórnym. Często spotykane rozgałęzienia torów stanowią inny przykład wtórnych cząstek, towarzyszących cząstkom pierwotnym (*Skobielcyn*). Jeżeli wewnątrz komory rozprężeń znajduje się płytka z ołowiu lub z innego metalu, obserwowane snopy wybiegają niekiedy z tej płytki. Całkowita energia wszystkich cząstek należących do jednego pęku jest rzędu wielkości 10^{10} ew. W doświadczeniach wykonywanych za pomocą komory jonizacyjnej dostrzeżono, że od czasu do czasu pojawiają się nagle wielkie ilości jonów, świadczące o wydzielaniu się energii tego samego rzędu wielkości lub jeszcze większej. Jest rzeczą możliwą, że te zja-

wiska mają źródło w przemianach jądrowych, spowodowanych przez promienie kosmiczne.

Natura promieni kosmicznych. Wpływ szerokości geograficznej. Promienie kosmiczne mogą być traktowane bądź jako niezmiernie przenikliwe promienie γ , bądź jako naładowane cząstki przebiegające ku ziemi z bardzo wielką prędkością z przestrzeni międzyplanetarnej. Jeżeli są to istotnie cząstki naładowane, to powinny być odchylane w polu magnetycznym ziemskim, wskutek czego liczba cząstek przybywających w okolicy biegunów magnetycznych powinna być większa niż w okolicy równika. Liczne doświadczenia potwierdziły istnienie tego wpływu szerokości geograficznej (*Clay, A. H. Compton* i współpracownicy). Jonizacja spowodowana przez promienie kosmiczne jest o około 15% większa pod 50° szerokości geograficznej niż na równiku. Na wielkich wysokościach wzrost jonizacji jest jeszcze większy. Należy zatem przyjąć, że promienie kosmiczne są utworzone częściowo lub może nawet w całości z elektronów dodatnich i ujemnych, przenikających z zewnątrz do atmosfery ziemskiej. Skądinąd wiemy, że zorze biegunowe są również spowodowane przez elektrony wpadające do atmosfery, energia tych elektronów jest jednak znacznie mniejsza od energii spromieni kosmicznych.

Nie wiemy dotąd nic o pochodzeniu energii pierwotnych cząstek kosmicznych. Możemy tylko stwierdzić, że energia ta jest tego samego rzędu wielkości, co całkowita energia masy ciężkich jąder atomowych.

§ 152. Rola promieniotwórczości w bilansie cieplnym ziemi i słońca.

Niektórzy autorowie zwrócili uwagę na to, że radiopierwiastki muszą odgrywać pewną rolę w równowadze cieplnej ziemi i słońca.

Istnienie życia na ziemi jest uzależnione od dopływu energii dostarczanej przez promieniowanie słoneczne. Z licznych pomiarów wynika, że tzw. *stała słoneczna*, tj. ilość energii padającej w ciągu minuty w kierunku pionowym na 1 cm^2 powierzchni ziemi wynosi średnio 2 kalorie, tj. $0,035 \text{ kal/sek.}$ Ponieważ odległość między ziemią i słońcem wynosi $D = 1,5 \cdot 10^{13} \text{ cm}$, przeto całkowita energia wypromieniowana przez słońce w ciągu sekundy jest równa $0,035 \cdot 4\pi D^2$, czyli 10^{26} kal/sek. Z drugiej strony, biorąc pod uwagę, że masa słońca wynosi $2 \cdot 10^{32} \text{ g}$ i że 1 g uranu w równowadze z pochodnymi wydziela $2,5 \cdot 10^{-8} \text{ kal/sek.}$, obliczamy, że nawet gdyby słońce było utworzone całkowicie z uranu, przemiany promieniotwórcze mogłyby dostarczyć tylko $5 \cdot 10^{25} \text{ kal/sek.}$, tj. połowę ilości obserwowanej. W rzeczywistości jednak uran odgrywa stosunkowo niewielką rolę wśród znanych pierwiastków, stanowiących składniki słońca i ziemi.

Analiza widmowa promieniowania słonecznego nie ujawniła dotąd obecności radiopierwiastków, jest jednak rzeczą możliwą, że te pier-

wiastki znajdują się w części centralnej, której promieniowanie ulega pochłonięciu w warstwach powierzchniowych. Obecność helu w fotosferze słońca mogłaby świadczyć o przemianach promieniotwórczych, związanych z powstawaniem tego gazu.

Tak czy inaczej, jest rzeczą niewątpliwą, że znane przemiany promieniotwórcze nie mogą stanowić głównego źródła energii wypromieniowywanej przez słońce, lecz dostarczają tylko niewielkiej części tej energii. Nie możemy zresztą stwierdzić czy i w jakich rozmiarach te przemiany zachodzą, gdyż związane z nimi promieniowanie powinno ulec prawie całkowitej absorpcji w górnych warstwach atmosfery.

Dawniej sądzono, że źródłem energii promieniowania słonecznego jest zmniejszanie się energii ciężenia wskutek kurczenia się słońca. Lord *Kelvin* obliczył, że gdyby to przypuszczenie było słuszne, wiek słońca powinienby wynosić co najwyżej 100 milionów lat. Według rachunku *Darwina* wartość tę należy znacznie zmniejszyć (do 12 milionów lat). Tak obliczony wiek słońca jest bardzo krótki w porównaniu z trwaniem okresów geologicznych. Nie ulega zatem wątpliwości, że wewnątrz słońca istnieją inne źródła energii, podtrzymujące jego wysoką temperaturę: mogą to być znane lub nieznane zjawiska promieniotwórcze, zjawiska powstawania atomów z cząstek elementarnych lub wreszcie procesy unicestwiania się masy.

Co się tyczy ziemi, to przed odkryciem promieniotwórczości sądzono, że ziemia stygnie nieustannie, poczynawszy od chwili, kiedy istniała w stanie rozżarzonej bryły. Lord *Kelvin* podał bardzo szczegółową teorię tych zjawisk. Zgodnie z tą teorią ostyganie ziemi przez promieniowanie odbywało się najpierw bardzo szybko wskutek istnienia prądów konwekcyjnych, krążących w roztopionej masie, i po stosunkowo krótkim czasie temperatura spadła do punktu krzepnięcia skał powierzchniowych (około 4000°)¹⁾. Po utworzeniu się stałej skorupy, postępującej stopniowo ku środkowi ziemi, skończył się okres szybkiego stygnięcia i odtąd dalsze oziębianie odbywało się bardzo powoli, gdyż małe, przewodnictwo cieplne skorupy uniemożliwiało szybki dopływ wewnętrznego ciepła ku powierzchni. Powstał rodzaj równowagi pomiędzy energią uzyskiwaną od słońca i energią utracaną w promieniowaniu ziemi. Ponieważ ta wymiana odbywała się w warstwie powierzchniowej, na powierzchni ziemi ustaliła się średnio niezmienna temperatura wraz z innymi warunkami, od których zależy klimat, i życie na ziemi stało się możliwe. Chwilę zestalenia się skorupy musimy uważać za początek geologicznej i biologicznej historii globu ziemskiego. Stosunki cieplne, które zapanowały od tej chwili, możemy scharakteryzować wzorem wyrażającym ilość ciepła Q , traconą przez ziemię w jednostce czasu; mamy mianowicie $Q = SKG$, gdzie S jest to powierzchnia ziemi, K —współczynnik prze-

¹⁾ W późniejszych teoriach przyjęto jako temperaturę topnienia 1200° do 1800°.

wodnictwa cieplnego skał powierzchniowych, G — gradient temperatury w pobliżu powierzchni. Podczas tego całego okresu temperatura powierzchniowa nie ulegała większym zmianom, natomiast zmieniał się stopniowo rozkład temperatury wewnątrz ziemi. Spadek temperatury był najpierw umiejscowiony w okolicy powierzchni, stopniowo jednak przenikał coraz głębiej, w miarę jak ostygnięcie sięgało coraz większej głębokości tak, iż gradient G mierzony przy powierzchni zmniejszał się nieustannie. Opierając się na tych danych możemy obliczyć czas potrzebny, aby gradient uzyskał wartość obserwowaną w chwili obecnej. Otrzymujemy w ten sposób wartość rzędu 100 milionów lat jako czas trwania historii geologicznej, czyli «wiek ziemi». Nowsze rachunki, oparte na tych samych podstawach, prowadzą do wartości wieku ziemi wynoszącej tylko 22 miliony lat.

Wiek wyznaczony w ten sposób jest zbyt krótki, aby można było w nim umieścić główne momenty historii naszego globu. Postępy ostygnięcia obejmującego coraz głębsze warstwy oraz wynikające stąd zjawiska kurczenia się nie wystarczają do wytłumaczenia wielkich katastrof tektonicznych; wiek obliczony na podstawie stygnięcia nie wystarcza do objaśnienia genezy skał osadowych ani ewolucji form organicznych. Ta niezgodność między obliczeniami teoretycznymi i faktami geologicznymi znalazła ostatnio potwierdzenie w oznaczeniach wieku minerałów promieniotwórczych, pozwalających ocenić wiek ziemi na 1600 milionów lat. Z drugiej strony rozważania oparte na promieniotwórczości usuwają sprzeczność między teorią i doświadczeniem, ponieważ radiopierwiastki zawarte w ziemi stanowią źródło energii, opóźniające jej ostygnięcie. Badanie danych liczbowych prowadzi do wniosku, że promieniotwórczość skał powierzchniowych może nawet wystarczyć do tego, aby skorupa ogrzewała się zamiast stygnąć. W istocie obliczmy strumień ciepła $Q = SKG$ odpływający ku powierzchni:

$$\begin{aligned} K &= 5 \cdot 10^{-3} \text{ kal/stopień} \times \text{cm} \times \text{sek}; & KG &= 1,6 \cdot 10^{-6} \text{ kal/cm}^2 \times \text{sek} \\ G &= 0,00032 \text{ stopni/cm}; & Q = KGS &= 8,2 \cdot 10^{12} \text{ kal/sek} \\ S &= 5,1 \cdot 10^{18} \text{ cm}^2. \end{aligned}$$

Założmy, że ilość ciepła wydzielanego przez gram uranu w równowadze z pochodnymi wynosi $q = 2,5 \cdot 10^{-8} \text{ kal/sek}$. Dla wyrównania straty ciepła Q potrzebna jest ilość uranu $P = Q/q = 3,3 \cdot 10^{20} \text{ g U}$. Jeżeli średnia zawartość U w glebie wynosi $6 \cdot 10^{-6} \text{ g/g skały}$, co odpowiada zawartości radu 10^{-12} g/g , to masa P uranu jest zawarta w warstwie powierzchniowej ziemi, o grubości 37 km , w założeniu, że średnia gęstość skał wynosi 3.

W celu obliczenia działania Th założmy, że zawartość Th wynosi $1,5 \cdot 10^{-5}$, ilość zaś wydzielanego ciepła $0,7 \cdot 10^{-8} \text{ kal/sek}$ na $g Th$. W ten sposób znajdujemy, że ilość Th towarzyszącego 1 g uranu powiększa całkowite wydzielanie ciepła w stosunku $1,7:1$, co pozwala zredukować

do 22 km grubość warstwy skalnej, kompensującej odpływ ciepła na zewnątrz ciepłem przemian promieniotwórczych.

Potas zawarty w glebie, przyczynia się również w znacznym stopniu do powstawania ciepła. Zakładając, że względna zawartość potasu wynosi 0,04, ilość zaś wydzielanego ciepła $4 \cdot 10^{-12} \text{ kal/g} \times \text{sek}$, otrzymujemy z tego tytułu $16 \cdot 10^{-14} \text{ kal/g}$ skały, a zatem prawie taką samą ilość jak ilość ciepła $15 \cdot 10^{-14} \text{ kal/g}$ pochodząca od uranu.

Gdyby koncentracja radiopierwiastków wewnątrz ziemi była taka sama, jak w warstwach powierzchniowych, to wynikałoby stąd, że ciepło dostarczone przez przemiany promieniotwórcze jest sto razy większe, niż odpływ ciepła na zewnątrz. Temperatura wewnętrzna powinna by w tym przypadku powoli wzrastać z szybkością zbliżoną do $2 \cdot 10^{-5} \text{ stopień/rok}$. Jeżeli natomiast średnia koncentracja zmniejsza się wraz z odległością od środka ziemi, to może zachodzić bądź dokładna kompensacja bądź nawet ostyganie masy wewnętrznej. Istnieją różne teorie, zajmujące się tym zagadnieniem i przypisujące radiopierwiastkom mniejszą lub większą rolę w równowadze cieplnej ziemi¹⁾.

Według teorii «cyklów magmatycznych» *Joly'ego*, ciepło wydzielane przez radiopierwiastki powoduje tak znaczny wzrost temperatury bazaltowej magmy, znajdującej się poniżej skorupy ziemskiej, że magma topi się, wskutek czego lądy ulegają przesunięciu. Po odpłynięciu nadmiaru ciepła, magma została się ponownie. Te przewroty geologiczne mają według *Joly'ego* charakter periodyczny.

W niektórych masywach skalnych, obfitujących w substancje promieniotwórcze (Tunel Symploński) wykryto pewne anomalie gradientu temperatury, przemawiające na korzyść teorii.

¹⁾ Czytelnik znajdzie streszczenie tych teorii w książce: *G. Kirscha*, *Geologie und Radioaktivität*, 1928. Dane liczbowe znajdują się w książce: *Radioaktivität*, *St. Meyer* i *E. Schweidler*, Lipsk 1927.