

Pubblicazioni
dell'Istituto Nazionale di Geofisica del Consiglio Nazionale delle Ricerche
diretto dal prof. Antonino Lo Surdo

N. 16

I V O R A N Z I

**Sull'abbassamento meridiano
di ionizzazione nell'alta ionosfera**

R O M A

ANNO MCMXXXIX - XVII

ESTRATTO DA "LA RICERCA SCIENTIFICA",

ANNO X - N. 6 (GIUGNO 1939-XVII), pag. 540

ROMA - TIP. DELLE TERME - VIA PIETRO STERBINI, 2-6

Riassunto: Viene data una nuova interpretazione dell'abbassamento di densità elettronica che si verifica attorno al mezzogiorno d'estate nella regione ionizzata F_2 , attribuendolo al processo di cattura degli elettroni liberi da parte degli atomi di ossigeno che si formano per fotodissociazione delle molecole di ossigeno.

Uno dei risultati più interessanti ottenuti nelle indagini sull'andamento delle variazioni regolari diurne della densità elettronica nella ionosfera, nel corso dell'annata, è certamente quello che si riferisce alla regione F_2 (verso i 240 km di altezza).

Infatti la densità elettronica massima, in tale regione appare, a mezzogiorno d'estate, inferiore che a mezzogiorno d'inverno; inoltre, durante l'estate la densità elettronica cresce dopo il levar del sole più lentamente che d'inverno, raggiunge un primo massimo verso le 10^h, decresce quindi attorno al mezzodì, per aumentare di nuovo nel pomeriggio e presentare il massimo principale della giornata poco prima del tramonto: tale massimo può anche essere superiore a quello invernale.

D'inverno l'andamento è più regolare: la depressione meridiana di densità elettronica manca completamente o si ha una costanza prolungata del valore massimo per qualche ora attorno al mezzodì.

IPOTESI DI APPLETON E NAISMITH. — La diminuzione meridiana di densità elettronica viene da Appleton e Naismith (1) interpretata come dovuta all'aumento di temperatura dell'alta atmosfera per effetto delle radiazioni solari: essi, partendo dalla teoria di Chapman sulla ionizzazione dell'alta atmosfera per opera dell'ultravioletto solare, dimostrano che un aumento di temperatura conduce a una diminuzione della densità elettronica.

Ammettendo poi che il coefficiente di ricombinazione ionica non vari con la temperatura, detti AA. calcolano che, per rendere conto dei dati di osservazione, la temperatura a mezzogiorno d'estate dovrebbe raggiungere valori 3-4 volte superiori a quelli invernali, cioè essa dovrebbe passare dai 250° K invernali a 1000°-1200° K a mezzogiorno d'estate.

L'obiezione più grave all'ipotesi di Appleton e Naismith si trova in un recente lavoro di Godfrey e Price (2): mediante una rigorosa trattazione del problema, si dimostra che è assolutamente trascurabile la variazione annua di temperatura nell'atmosfera sopra i 250 km, quando le distanze zenitali del sole si mantengano inferiori a 80°: un tale risultato appare giustificabile quando si pensi che, data la rarefazione dell'atmosfera sopra i 250 km, l'obliquità dei raggi solari poco influisce sulla porzione assorbita,

così che l'intensità della radiazione solare vi resta sensibilmente costante durante l'anno. Una oscillazione termica annua come quella richiesta dall'ipotesi di Appleton e Naismith sarebbe possibile solo se nell'alta atmosfera fossero presenti notevoli quantità di ozono e vapor d'acqua con concentrazioni variabili stagionalmente.

NUOVA IPOTESI PROPOSTA. — L'ipotesi che qui propongo supera tutte queste difficoltà: essa si basa essenzialmente sul processo di cattura degli elettroni da parte dell'ossigeno atomico. In seguito alla dissociazione dell'ossigeno molecolare operata dalle radiazioni ultraviolette solari, l'ossigeno atomico che si forma, data la sua alta affinità elettronica, provoca una diminuzione della densità elettronica. Quindi se si ammette che l'ossigeno atomico cominci a formarsi in quantità sensibili sotto l'azione delle radiazioni ultraviolette solari e raggiunga la massima concentrazione attorno al mezzogiorno, si può agevolmente interpretare la diminuzione meridiana di densità elettronica nella regione F_2 .

Secondo alcuni autori l'effetto di fotodissociazione dell'ossigeno dovrebbe esser tale che al disopra dei 100-150 km l'atmosfera consisterebbe soltanto di ossigeno atomico (oltre che di azoto), e ciò anche durante la notte. Contro tali vedute stanno vari fatti. Gli spettri delle aurore alte presentano assai intense le bande negative dell' N_2^+ : se l'alta atmosfera contenesse solo ossigeno atomico e azoto molecolare, la separazione per diffusione dei due componenti porterebbe alla esclusione completa dell'azoto da livelli di 800-1000 km: invece la separazione diffusiva fra azoto e ossigeno molecolare confina l'azoto nelle regioni più alte, le prime a ricevere il bombardamento elettronico che produce le aurore.

La presenza della riga verde aurorale nella luce del cielo notturno non costituisce una prova dell'esistenza di forti quantità di ossigeno atomico. Sia la riga verde che le altre due righe proibite dell'ossigeno atomico possono essere eccitate nel processo di dissociazione dell'ossigeno: nella cattura di un elettrone da parte di un ione O_2^+ si può avere, per eccitazione degli atomi, la dissociazione della molecola in $O(^1D)$ e $O(^1S)$: questi atomi eccitati produrranno la riga rossa e la riga verde aurorali. Se tale processo prevale, occorre ammettere l'esistenza di forti quantità di ossigeno molecolare capaci di produrre, per dissociazione, l'ossigeno atomico necessario per la emissione delle righe aurorali.

Le asserzioni dell'esistenza di una completa dissociazione dell'ossigeno al livello della regione E e poco al disopra sono basate su calcoli nei quali intervengono coefficienti mal noti e i cui valori vengono arbitrariamente stabiliti dagli autori stessi.

Così Wulf e Deming (3) studiano i processi di fotodissociazione e di ricombinazione dell'ossigeno, dividendo *a priori* l'atmosfera in due parti, l'una, sopra 80-100 km, nella quale l'ossigeno è completamente dissociato, l'altra, inferiore, nella quale prevale l'ossigeno molecolare; per le due parti, naturalmente, la trattazione teorica è fatta in modo diverso. Il valore del coefficiente di ricombinazione degli atomi di ossigeno fra di loro, coefficiente che appare nella discussione delle condizioni dell'alta atmosfera, viene dagli AA. fissato in base ai risultati sperimentali sul coefficiente di ricombinazione fra atomi di iodio e bromo: essi non dicono in base a quali argomenti tale deduzione sia lecita, nè come si ottenga il valore da essi introdotto per l'ossigeno.

Majumdar (4), con un procedimento generale, abbastanza rigoroso, calcola la concentrazione dell'ossigeno atomico in funzione della pressione, del coefficiente d'assorbimento dell'ossigeno molecolare per l'ultravioletto, e di numerose altre costanti, quali i pesi statistici per i vari stati della molecola e dell'atomo, la distanza di equilibrio fra gli atomi, l'energia di dissociazione, la temperatura del sole e dell'alta atmosfera, ecc.: è evidente come, data la incertezza con cui la maggior parte di tali dati sono noti, i calcoli che si possono fare siano tutt'altro che attendibili.

L'esame dei lavori citati porta a concludere che quel che più conta è l'ipotesi dalla quale l'autore parte: non ha alcun valore probativo la trattazione teorica che segue, poichè essa appare sempre convenientemente addomesticata, per quel che riguarda i valori dei coefficienti introdotti, data la larga scelta che nelle attuali condizioni di incertezza si può fare.

Identica impressione del resto si ricava dall'esame dei numerosi lavori sino ad oggi apparsi sull'origine delle regioni ionizzate: basti dire che i valori dei coefficienti di assorbimento delle radiazioni ultraviolette da parte dei principali costituenti dell'alta atmosfera sono tutti calcolati teoricamente in base alla formula di Kramers, oppure in base ad altre considerazioni teoriche di assai dubbia precisione: d'altra parte vi sono ora numerosi fatti che dimostrano che la composizione spettrale della radiazione solare nell'ultravioletto non si può ritenere data senz'altro dalle leggi di emissione di un corpo nero.

Si comprende come questa tendenza a sviluppare teorie prima ancora che l'esperienza abbia fornito i dati necessari abbia portato ora a uno stato di profonda confusione nella fisica dell'alta atmosfera.

I vari problemi non si potranno risolvere se non partendo dai fatti di osservazione e curando nel contempo che esperienze di laboratorio forniscano dati sicuri sull'assorbimento delle radiazioni e sugli effetti da queste prodotti.

Nel problema di cui dobbiamo occuparci vi sono da una parte i dati di osservazione ionosferica, e dall'altra le ragioni che dimostrano l'impossibilità di attribuire i fatti osservati ad ampie variazioni termiche dell'alta atmosfera, ingiustificabili teoricamente e non comprovate dalle osservazioni sulla larghezza della riga verde aurorale.

L'ipotesi sopra formulata circa l'intervento dell'ossigeno atomico appare come la più attendibile.

Vediamo ora a quali risultati si giunga, calcolando la variazione della concentrazione di ossigeno atomico necessaria per render ragione dei fatti osservati.

La densità elettronica N soddisfa in ogni istante alla seguente relazione:

$$\frac{dN}{dt} = q - \alpha N^2 - \eta v N \quad [1]$$

ove q è il numero di elettroni liberati in un secondo dalla radiazione ionizzante, α il coefficiente di ricombinazione fra elettroni e ioni positivi, v il numero di urti al secondo fra elettroni e atomi di ossigeno ed η la probabilità di cattura dell'elettrone in tali urti.

Attorno al mezzodi possiamo ammettere che N sia praticamente stazionaria; si avrà allora:

$$q = \alpha N^2 + \eta v N \quad [2]$$

Poichè il numero q di elettroni liberati nell'unità di tempo è proporzionale all'intensità della radiazione ionizzante, cioè della radiazione solare (alla quale è dovuta per lo meno la variazione diurna della densità elettronica nella regione F_2), detti N_e ed N_i , v_e e v_i i valori di N e v a mezzogiorno d'estate e d'inverno, rispettivamente, avremo:

$$\frac{\alpha N_e^2 + \eta v_e N_e}{\alpha N_i^2 + \eta v_i N_i} = \frac{\cos \chi}{\cos \chi'} \quad [3]$$

ove χ e χ' sono le distanze zenitali del sole a mezzogiorno d'estate e d'inverno: per Roma il rapporto dei due coseni si può valutare a circa 2,2.

D'altra parte nelle osservazioni eseguite presso questo Istituto nazionale di geofisica, si sono avuti i seguenti valori medi per le densità elettroniche massime nella regione F_2 a mezzogiorno

$$N = 1,2 \cdot 10^6 \quad (\text{luglio } 1938)$$

$$N = 2,4 \cdot 10^6 \quad (\text{gennaio } 1939).$$

Il coefficiente di ricombinazione ionica da me determinato in precedenti ricerche (5), si può ritenere dell'ordine di 10^{-10} .

Sostituendo tali valori nella [3], si ottiene:

$$\eta v_e 7,2 \cdot 10^5 = 1215 + \eta v_i 5,3 \cdot 10^6 \quad [4]$$

E' ovvio che la relazione sopra ottenuta non può esser valida se non sia v_e superiore di almeno 4,5 volte a v_i .

Per quel che riguarda η mancano del tutto misure dirette: Massey e Smith (6), per via teorica, stabiliscono che per l'ossigeno atomico deve essere $\eta = 1,2 \cdot 10^{-7} \cdot V^{-\frac{1}{2}}$, essendo V l'energia dell'elettrone in e -volt prima della cattura; ponendo tale energia uguale a quella di agitazione termica a 250°K si trova $\eta = 7 \cdot 10^{-7}$.

D'altra parte occorre tener presente che la frequenza totale degli urti che un elettrone subisce contro molecole gassose al livello della regione F_2 è nota da misure dirette sul coefficiente di riflessione delle radioonde dalla stessa regione, ed è dell'ordine di 5000-6000 al sec.

In base a ciò, posto, nella relazione [4], $\eta = 7 \cdot 10^{-7}$ e $v_e = 10 v_i$, si ottiene $v_e = 2400$; ponendo invece $v_e = 7 v_i$ si ha $v_e = 5000$. Appaiono quindi possibili, per una soluzione soddisfacente del problema, valori del rapporto $\frac{v_e}{v_i}$ non inferiori a 7 circa.

In ogni caso appare che la quantità di ossigeno atomico presente d'estate deve essere assai superiore a quella invernale.

Poichè d'altra parte si deve avere un equilibrio fra la quantità di ossigeno atomico che si forma per fotodissociazione e quella che si ricombina in molecole, con urti a tre corpi (necessari per la conservazione del momento e dell'energia), la concentrazione stessa di ossigeno atomico sarà proporzionale alla radice quadrata dell'intensità della radiazione.

Occorre perciò ammettere che le radiazioni che producono l'ossigeno atomico siano fortemente assorbite dall'atmosfera sovrastante la regione F_2 .

così che la variazione di distanza zenitale del sole a mezzogiorno dall'inverno all'estate possa produrre una notevole variazione dell'intensità della radiazione stessa al livello della regione F_2 .

Poichè lo spessore d'atmosfera attraversato si riduce approssimativamente di 2,2 volte tra mezzogiorno d'inverno e mezzogiorno d'estate, e poichè d'altra parte, per quanto si è visto sopra, l'intensità della radiazione deve variare per lo meno di cinquanta volte, è facile calcolare che il prodotto del coefficiente di assorbimento ϵ , rispetto alla radiazione che dissocia l'ossigeno, per lo spessore χ d'atmosfera attraversato d'estate deve essere:

$$\epsilon \chi = 3,1$$

Il valore di ϵ è stato determinato sperimentalmente da Ladenburg e Van Voorhis (7), nella regione fra 1300 e 1600 Å e il suo massimo, di 500 circa nelle condizioni normali di temperatura e pressione, si ha per la lunghezza d'onda di 1450 Å: come è noto a questo assorbimento viene attribuita la dissociazione della molecola d'ossigeno in due atomi, l'uno nello stato normale (3P) e l'altro allo stato eccitato (1D). Attribuendo a tali radiazioni la dissociazione dell'ossigeno nell'alta atmosfera, si giunge per lo spessore di ossigeno esistente sopra i 250 km a un valore di circa $6 \cdot 10^{-3}$ cm (per temperatura e pressione normali), alquanto in eccesso rispetto a quello calcolato dai vari autori (in generale non superiore a 10^{-3} cm). Questa difficoltà, non grave del resto quando si pensi alla enorme incertezza che attualmente regna nelle nostre conoscenze sulla composizione e pressione dell'atmosfera a quelle altezze, sussiste solo se si ammette che il sole irradia come un corpo nero a 6000° K e che quindi si debba tener conto esclusivamente delle radiazioni di maggior lunghezza d'onda, capaci di produrre la dissociazione dell'ossigeno.

In un recente lavoro Appleton e Naismith (8), in base alla variazione osservata nella densità elettronica nella ionosfera nel periodo che va dall'ultimo minimo al recente massimo di attività solare, stabiliscono che l'intensità della radiazione che ionizza le regioni E ed F_1 ha variato in tale periodo di circa il 150 per cento, ossia in modo enorme rispetto alla variazione di intensità delle radiazioni ricevute alla superficie terrestre: ciò prova che se le radiazioni ionizzanti sono le ultraviolette solari, la loro intensità è indubbiamente assai diversa da quella data dalla distribuzione spettrale dell'energia emessa da un corpo nero. L'ipotesi di una intensa emissione ultravioletta dal sole era già stata sostenuta da Saha (9), in base a considerazioni sulle possibilità di eccitazione delle righe della serie di Lyman nell'atmosfera solare, e sulla composizione spettrale della luce del cielo notturno.

E' perciò probabile che la dissociazione molecolare dell'ossigeno nell'alta atmosfera sia dovuta alla estesa banda di assorbimento dell'ossigeno sotto i 1100 Å, dove il coefficiente di assorbimento assume valori elevatissimi.

Va accennato ancora alla possibilità che la dissociazione dell'ossigeno (come anche la ionizzazione dell'alta ionosfera) sia dovuta a una radiazione corpuscolare emessa dal sole, possibilità questa che i dati sinora raccolti non permettono di escludere.

CONCLUSIONE. — Valori accettabili della probabilità di cattura elettronica da parte di atomi di ossigeno e della frequenza d'urto fra atomi di

ossigeno ed elettroni, permettono di interpretare la diminuzione osservata nella densità elettronica massima a mezzogiorno nella regione F_2 , passando dall'inverno all'estate. In base a tale ipotesi appare inoltre che il processo prevalente nella scomparsa di elettroni liberi nella regione F_2 può essere, anche d'inverno, la cattura da parte degli atomi di ossigeno.

Tale risultato si accorda con un dato di osservazione di notevole importanza: durante l'eclisse solare parziale del 3 febbraio 1935, è stato osservato da Kirby, Gilliland e Judson (10) che la densità elettronica massima nella regione F_2 segue con una legge di proporzionalità semplice le variazioni di intensità della radiazione solare, come è prevedibile nel caso in cui la scomparsa degli elettroni liberi avvenga mediante un processo di cattura: per le altre due regioni ionizzate E ed F_1 , invece, si ha una proporzionalità alla radice quadrata dell'intensità della radiazione solare, come è richiesto dal processo di ricombinazione fra elettroni e ioni positivi.

BIBLIOGRAFIA

- (1) « Proc. Royal Soc. », A, 1935, 150, p. 685.
- (2) « Proc. Roy. Soc. », A, 1937, 158.
- (3) « Terr. Magnet. and At. Elec. », 1936, 41, p. 299, e 1938, 43, p. 283.
- (4) « Indian Journ. of Phys. », 1938, 12, p. 75.
- (5) « Nuovo Cimento », 1937, 14, p. 145.
- (6) « Proc. Roy. Soc. », A, 1937, 163, p. 542.
- (7) « Phys. Rev. », 1933, 43, p. 315.
- (8) « Phil. Mag. », 1939, 27, p. 144.
- (9) « Proc. Nat. Inst. Scien. of India », 1935, I, p. 217.
- (10) « Journ. of Nat. Bur. of Stand. », 1936, 16, p. 213.