

Fotocopiato in proprio, distribuito gratuitamente, è gradita la collaborazione dei lettori - Il N. 9 è stato inviato a 44 lettori

Redazione: Ezio Mognaschi, v.le Gorizia, 63 - 27100 Pavia PV, tel. 0382 539522, posta elettronica mognaschi@pavia.infn.it

Hanno collaborato a questo numero: L. Barbi, A. Corrasco, E. Mognaschi.

Sommario: Notizie, Radioonde - Bilancio dei primi dieci numeri, p. 1; Città del Messico - Prevenzione antisismica via radio, Intensità e magnitudo dei terremoti, p. 2; Radiosegnali naturali in banda VLF (parte V) p. 4-6

Il 6 gennaio è prematuramente scomparso, dopo breve malattia, Alberto Gandolfo, Presidente dell'Associazione Italiana Radioascolto. Nel ricordare le grandi qualità umane e la straordinaria capacità organizzativa di Alberto il Gruppo Radio Pavese partecipa al cordoglio dei familiari.

Notizie: * L. Barbi ha gentilmente messo a disposizione e fatto pervenire in redazione 4 dischetti da 3.5" contenenti vari programmi per analisi di spettro e per ricezione RTTY con l'uso della scheda *Sound Blaster* ed altri 4 con il programma HF-PROPAGATION. Chi fosse interessato ad esaminarli o a riceverne copia contatti la redazione; per ricevere copia dei programmi si prega di inviare dischetti formattati in busta preindirizzata e adeguatamente preaffrancata. * L. Barbi informa inoltre che al sito italiano <http://web.arca.net/top/index.htm> sono stati selezionati, recensiti e collegati siti di produttori professionali e non di *software* per analizzatori di spettro, oscilloscopi e generatori di segnale, che usano sempre la scheda *Sound Blaster*.

* A. Corrasco segnala che nell'inserto Affari & Finanza del quotidiano *La Repubblica* del 20.10.97 viene descritto il successo della prima stazione presente nella rete mondiale Internet. Si tratta di <http://www.netradio.net>, diffusa da Minneapolis. Il contenuto: pubblicità, musica, *talk show* ed interviste. La qualità del segnale è definita ancora cattiva.

* Da venerdì 1° maggio a domenica 3 Assemblea AIR e *DX-Meeting* a Sirolo (AN), 21 km a SE di Ancona, organizzato da Massimo Ossidi. Potrebbe essere un'occasione di incontro anche per i lettori di *Radioonde* con la partecipazione ad una possibile Tavola Rotonda sui segnali radio naturali. Si pregano i lettori interessati di comunicare, al più presto, alla Redazione la disponibilità a partecipare alla Tavola Rotonda. Maggiori dettagli nei prossimi numeri.

* *Radiatorama* 12/97 ha ripreso i contenuti di *Radioonde* n. 8 sui segnali radio che precedono eventi sismici dando notevole risalto all'argomento ed aggiungendo il commento di un "grande esperto di radiocomunicazioni".

RADIOONDE - Bilancio dei primi dieci numeri

Nell'ottobre 95 uscì il N. 0 di *Radioonde*; ne furono spedite una ventina di copie a persone presumibilmente interessate agli aspetti scientifici e tecnici della radio ed ai membri del Gruppo Radio Pavese. Come forse è noto, l'esigenza di dar vita a *Radioonde* trasse origine dalla sopravvenuta, improvvisa ed inspiegata indisponibilità dell'unico mensile italiano di radioascolto a continuare a pubblicare articoli di questo genere (che aveva sino ad allora ospitato) per dedicarsi ad un'avventura editoriale solo recentemente abbandonata. Questo abbandono, determinato però unicamente da motivi economici e non da una sincera vocazione, lascia molto incerto il futuro quanto ad una ripresa della collaborazione con il mensile cui si è accennato.

L'accoglienza riservata a *Radioonde*, a giudicare dalla corrispondenza ricevuta e dalle opinioni raccolte, è stata buona e si decise di continuare, confortati dalla collaborazione di diversi, anche se non molti, radio appassionati sparsi un po' in tutta Italia. Venne scelto di mantenere l'uscita aperiodica, cioè di uscire non appena il materiale disponibile avesse raggiunto le sei facciate in formato A4, senza perciò curarsi della regolarità. Il limite delle sei facciate nacque dall'opportunità di stare entro il primo porto che, per le stampe, è di 20 grammi. Da allora diverse cose sono cambiate: il tamtam del radioascolto ed in particolare l'attività di divulgazione di Renato Romero su *Radiorivista* ed i resoconti sull'attività locale scritti dal compianto Alberto Gandolfo su *Radiatorama* hanno portato a più che raddoppiare il numero di lettori, tanto da far intravedere un limite al numero di copie che si è in grado di fotocopiare e di spedire, non solo per questioni economiche (facilmente superabili con la eventuale richiesta di un contributo alle spese di spedizione), ma anche per il tempo materialmente necessario oltre che per realizzare, anche per fotocopiare, imbustare e spedire ogni numero allorché venga superato un certo limite. Il limite numerico è stimato attualmente intorno alla cinquantina di copie ed il primo intervento applicabile per evitare di superare questo limite è di conoscere (come fanno tutte le pubblicazioni inviate in omaggio) chi non è più (o non è mai stato) interessato a ricevere *Radioonde* in modo da poter soddisfare nuove richieste senza superare il predetto limite. Poiché prevedibilmente nessuno si prenderebbe cura di dare risposta al quesito così formulato, esso viene rovesciato e si chiede cortesemente a quanti sono ancora interessati a ricevere *Radioonde* di far pervenire in redazione un cenno in senso affermativo. Ciò può essere fatto per posta elettronica, per telefono o per lettera ai recapiti in testata. Va da sé che chi ha recentemente chiesto l'invio di *Radioonde* oppure chi ha collaborato con scritti, notizie o materiale ed il cui nome è stato segnalato sotto la testata nei 10 numeri precedenti l'attuale, è

automaticamente esonerato dal rispondere a questa richiesta e, di norma, riceverà i numeri del 98 di *Radioonde*, mentre per gli altri casi verrà sospeso l'invio a chi non risponderà. Si farà poi un'altra verifica alla fine del corrente anno.

Un'altra piccola novità è stata introdotta nella testata a significare il fatto che questo aperiodico non è più solo espressione di un gruppo delimitato geograficamente, ma ha trovato modo di acquisire una precisa fisionomia quanto a tematiche trattate che gli ha valso una diffusione a livello nazionale, pur se con tiratura limitatissima.

Si confida nel fatto che i lettori mostrino comprensione verso quanto sopra esposto e vogliano continuare a collaborare per migliorare la qualità di *Radioonde*, per allargarne il panorama culturale ed infine per fare in modo che esso giunga a chi è veramente interessato a leggerlo.

Città del Messico - Prevenzione antisismica via radio

di Ezio Mognaschi

Il 19. 09.85 un catastrofico terremoto di magnitudo 8.1 distrusse gran parte di Città del Messico mettendo fuori uso anche i trasmettitori televisivi, con il conseguente venir meno di un potente mezzo d'informazione. In quell'occasione, però, alcune stazioni radio furono in grado di continuare a trasmettere e furono così di prezioso aiuto alla popolazione. Nel 1989 iniziarono le ricerche finalizzate a prevenire i danni dei terremoti e, dal 1993, è in piena funzione il *Centro de Instrumentacion y Registro Sísmico* il quale ha realizzato un sistema automatico di allarme in grado di fornire, via radio, un avviso di pericolo circa 60 secondi prima che arrivi una scossa importante. Non è certo un lungo intervallo di tempo, ma è quanto si può ottenere oggi, allo stato attuale delle conoscenze ed è molto di più di quanto si fa in Italia ove, per lo più, ci si prodiga a mostrare in televisione, nei giorni successivi alle scosse, sismografi e sismogrammi (che fanno sempre la loro bella figura), si contende sui decimali delle magnitudo e si pone l'accento sulla presunta impotenza dell'uomo a fronte delle forze della natura. È un atteggiamento romantico, ben confacente ad un popolo di poeti....., ma decisamente fuori tempo.

La prevenzione in Messico è stata resa possibile dal fatto che l'epicentro dei terremoti che colpiscono la capitale si trova sulla costa dell'Oceano Pacifico, nello stato di Guerrero, a 400 km dalla città. Dodici stazioni geosismiche, dislocate sulla costa, sono in grado di inviare via radio un segnale automatico di allarme quando la magnitudo locale supera 6.0. Poiché le onde sismiche viaggiano con velocità da 7 ad 8 km/s, esse impiegano circa un minuto a colpire la capitale, mentre le onde radio, considerati anche i tragitti via cavo, sono in grado di arrivarci in 3 s; l'allarme può così essere dato con un preavviso di circa un minuto. Il sistema di allarme automatico è collegato costantemente con 53 delle 58 stazioni radio della città le quali, in caso di imminente terremoto, mandano in onda un suono di sirena. Dal 1991 il sistema ha registrato 513 terremoti, 9 dei quali hanno avuto magnitudo 6 o maggiore. Così è stato anche la mattina del 14.09.95, a dieci anni dal terremoto distruttivo, e gli abitanti hanno, in grande maggioranza, potuto abbandonare gli edifici in tempo. In nessun altro paese del mondo esiste qualcosa di simile al sistema messicano, tranne che in Giappone, limitatamente ad un sistema di allarme sismico per il famoso treno su monorotaia. Dal canto loro le radio messicane si sono equipaggiate per il servizio pubblico a tempo pieno in caso di terremoto: *Radio Centro*, che possiede nella capitale 6 stazioni in AM e 6 in FM, ha fatto costruire un nuovo edificio antisismico in grado di resistere a sismi di magnitudo 8 ed ha istruito i dipendenti su cosa fare in caso di terremoto. Possiede inoltre 2 elicotteri e 20 motociclisti in grado di riferire in ogni momento sullo stato del traffico in città. Dispone anche di 3 stazioni trasmettenti d'emergenza fuori città, con generatori autonomi per una settimana. Paragoni con la situazione italiana e commenti sono superflui.

Intensità e magnitudo dei terremoti

di Ezio Mognaschi

Lo scopo di questa nota è di chiarire il significato dei termini impiegati per descrivere gli effetti o per quantificare l'entità dei terremoti. Nel mondo vengono attualmente usate diverse scale, ma concentreremo l'attenzione solo sulla scala Mercalli modificata, usata soprattutto in Italia, e sulla scala Richter la quale ha una base scientifica ed è universalmente usata ed accettata.

Intensità - La determinazione dell'intensità di un terremoto è basata su osservazioni macrosismiche, cioè sugli effetti direttamente osservabili dei terremoti sui manufatti e sul territorio. L'intensità così definita è relativa, ovviamente, alla distanza dall'epicentro, alla profondità del fuoco del terremoto ed alle condizioni del suolo. Parecchie scale vennero usate in passato per questo scopo: una vecchia scala, dovuta all'italiano M. S. De Rossi ed allo svizzero F. A. Forel, contava 10 gradi e risultò inadeguata per descrivere gli effetti dei sismi più intensi. Nel 1902 G. Mercalli, sulla base di suggerimenti espressi da A. Cancani introdusse una scala di 12 gradi. Una elaborazione della scala Mercalli, contenente l'estensione a diversi effetti dei terremoti venne pubblicata da Sieberg nel 1923 e costituì la base per la scala Mercalli modificata introdotta da H. O. Wood e F. Neumann nel 1931. C. F. Richter introdusse nel 1956 ulteriori modifiche che diedero origine alla cosiddetta "Scala Mercalli modificata, versione 1956" che, per volontà espressa dallo stesso Richter, non portò il suo nome per non generare confusione con la ben più importante scala di magnitudo (che vedremo più avanti), denominata "Scala Richter".

Scala Mercalli modificata, versione 1956 - Vengono qui di seguito descritti i 12 gradi della scala traducendo dal testo originale di C. F. Richter "Elementary Seismology", W. H. Freeman & Co., San Francisco, 1958.

I- Non avvertita dalla popolazione.

II- Avvertita da persone a riposo nei piani superiori degli edifici, o poste in condizioni favorevoli.

III- Avvertita all'interno degli edifici. Gli oggetti appesi dondolano. Si avvertono vibrazioni simili a quelle dovute al passaggio di autocarri leggeri. Viene stimata la durata. Può non essere riconosciuta come un terremoto.

IV- Gli oggetti appesi dondolano. Si avvertono vibrazioni simili a quelle dovute al passaggio di autocarri pesanti o si ha la sensazione di una scossa provocata da una pesante palla che colpisca le pareti. Le automobili parcheggiate dondolano. Finestre, piatti e porte vibrano producendo rumori secchi. I bicchieri tintinnano. Le stoviglie si urtano. Nell'intervallo superiore del IV grado le pareti di legno ed i serramenti scricchiolano.

V- Viene avvertita all'aperto e stimata la direzione di provenienza. Chi dorme viene svegliato. I liquidi vengono messi in movimento ed alcuni vengono rovesciati. Piccoli oggetti instabili vengono spostati o rovesciati. Le porte oscillano, si chiudono o si aprono. Imposte e quadri si muovono. Gli orologi a pendolo si arrestano, o partono, o cambiano velocità.

VI- Percepita da tutti. Molti, spaventati, corrono all'aperto. Le persone camminano barcollando. Finestre, piatti e vetreria si rompono. Ninnoli, libri, ecc. cadono dagli scaffali. I quadri si staccano dai muri. I mobili si spostano o si capovolgono. Intonaci deboli ed edifici realizzati con malta povera si crepano. Suonano le campane piccole. Alberi e cespugli vengono agitati in modo visibile o se ne ode lo stormire.

VII- È difficile stare in piedi. La scossa viene avvertita anche da chi sta guidando un'automobile. Gli oggetti sospesi tremano. I mobili si rompono. Danni agli immobili realizzati con malta povera, comprese le crepe. I comignoli deboli si spezzano al livello del tetto. Caduta di intonaci, mattoni non legati, pietre, tegole, comicioni, parapetti non legati ed ornamenti architettonici. Alcune crepe in edifici realizzati con malta ordinaria. Onde negli stagni; acqua intorbidata dal fango. Piccoli scorrimenti e franamenti lungo le rive di sabbia e di ghiaia. Suonano le campane grandi. Vengono danneggiati i canali di irrigazione in calcestruzzo.

VIII- Viene influenzata la guida degli autoveicoli. Danni agli edifici realizzati con malta ordinaria, crolli parziali. Qualche danno agli edifici realizzati con malta buona, ma non a quelli rinforzati lateralmente. Caduta di stucchi e di alcuni muri degli edifici. Torsione e caduta di comignoli, ciminiere, monumenti, torri, serbatoi elevati. Edifici con strutture portanti mossi dalle fondamenta se non agganciati ad esse, pannelli murali non legati vengono gettati lontano. Palificazioni deteriorate vengono spezzate. Rami spezzati dagli alberi. Cambiamenti nelle portate e nelle temperature delle sorgenti e dei pozzi. Crepe nel terreno umido e nelle salite ripide.

IX- Panico generale. Edifici realizzati con malta povera distrutti; quelli con malta ordinaria fortemente danneggiati, a volte con crollo completo; quelli con malta buona seriamente danneggiati. Danni generali alle fondamenta. Edifici con strutture portanti, se non legati, spostati dalle fondamenta. Le strutture sono sottoposte a sforzi. Seri danni ai serbatoi. Tubazioni interrate rotte. Notevoli crepe nel terreno. Nelle aree alluvionali viene proiettata sabbia e fango, scaturiscono fontane dovute al terremoto e si formano crateri nella sabbia.

X- La maggior parte delle murature e degli edifici con strutture portanti sono distrutti insieme alle loro fondamenta. Alcune strutture ben costruite in legno ed i ponti sono distrutti. Seri danni alle dighe, ai canali ed agli argini. Grandi scorrimenti del terreno. L'acqua viene gettata sulle rive dei canali, dei fiumi, dei laghi ecc. La sabbia ed il fango vengono spostati orizzontalmente sulle spiagge e sui terreni pianeggianti. Le rotaie vengono leggermente piegate.

XI- Le rotaie vengono grandemente piegate. Le tubazioni sotterranee vengono messe completamente fuori uso.

XII- Disastro quasi totale. Grandi masse di roccia vengono spostate. Le linee visuali e di livello vengono distorte. Alcuni oggetti vengono gettati in aria.

L'utilità della scala Mercalli è prevalentemente limitata alle regioni ove esista una varietà di manufatti dei quali si possano determinare i danni.

Magnitudo (Richter, 1958) - La magnitudo di un terremoto è un numero determinato in base all'ampiezza delle registrazioni sismiche ed è collegata, come vedremo, con l'energia totale dell'onda sismica. Inizialmente è stato preso come riferimento un sismografo standard avente una amplificazione pari a 2800, un periodo di 0.8 s, ed uno smorzamento pari a 0.8. La magnitudo M di un sisma, la cui traccia registrata mostra una deviazione massima A , espressa in micron, è così definita:

$$M = \log A - \log A_0 \quad (1)$$

ove A_0 è l'ampiezza, in micron, di un particolare sisma, preso come riferimento; per $A = A_0$ si ha, ovviamente, $M = 0$.

Magnitudo zero non vuol dire nessun sisma, ma sisma di intensità pari a quella di riferimento. La magnitudo così definita è un numero puro che caratterizza un sisma ed è indipendente dalla posizione, rispetto all'epicentro, della stazione che l'ha registrato. Il livello di riferimento A_0 può essere fissato assegnando il suo valore ad una determinata distanza dall'epicentro. È stata scelta l'ampiezza $A_0 = 1 \mu\text{m}$ alla distanza di 100 km dall'epicentro. Esiste una tabella, redatta sempre per un sismografo standard, che permette di ottenere il valore di $-\log A_0$, che è una quantità positiva, in funzione della distanza dall'epicentro. Pertanto, una volta nota dal sismogramma la distanza dell'epicentro, si ricava $-\log A_0$ dalla tabella e, misurata A dalla deviazione massima del sismogramma, si calcola M con la (1). Qualora il sismografo non avesse le caratteristiche standard occorre introdurre un'ulteriore correzione che consiste in una costante additiva nel secondo membro della (1).

La più grande magnitudo sinora determinata, dopo il 1904, è stata 8.5; il limite inferiore per i terremoti importanti è 7, mentre quelli che recano danni minori hanno magnitudo 5. I terremoti usualmente percepiti dalla popolazione hanno magnitudo 3; mentre quelli di magnitudo 2 vengono raramente percepiti e quelli di magnitudo 0 sono rivelati solamente a livello strumentale.

Magnitudo ed energia - La magnitudo è evidentemente correlata con l'energia irradiata dalla sorgente del terremoto sotto forma di onde elastiche. Parte dell'energia potenziale di deformazione, immagazzinata nelle rocce, si trasforma in lavoro meccanico, come nel sollevamento di parti di crosta terrestre, o nel lavoro di sbriciolamento dei materiali nelle zone di faglia; parte viene dissipata sotto forma di calore. Comunque, da stime quantitative, è abbastanza certo che si ha abbastanza poco assorbimento di energia delle onde sismiche dopo che esse hanno lasciato l'ipocentro. Conseguentemente l'energia del fronte d'onda che si propaga espandendosi e che può essere stimata dalle ampiezze e dai periodi registrati, rappresenta la maggior parte dell'energia irradiata. Poiché l'energia elastica E di un'onda di dato periodo è proporzionale al quadrato dell'ampiezza A , dovremmo avere:

$$\log E = \text{costante} + 2 M \quad (2)$$

Tuttavia, calcoli più elaborati e correzioni empiriche derivate dall'esperienza hanno condotto alla seguente relazione:

$$\log E = 9.15 + 2.15 M \quad (3)$$

ove E è espressa in erg; per un terremoto di magnitudo 7 risulta $E \approx 10^{24}$ erg.

Radiosegnali naturali in banda VLF (Parte V)

di Ezio Mognaschi

Appendice B

L'indice di rifrazione della ionosfera. a) Un modello semplificato

Consideriamo dapprima un modello semplificato della ionosfera nel quale questa viene considerata come costituita solamente da elettroni liberi con densità N e trascuriamo, per il momento, sia la presenza di ioni, sia l'effetto del campo magnetico terrestre. Questo modello, per quanto estremamente semplificato, è però in grado di spiegare alcuni dei più importanti aspetti della propagazione delle onde radio.

Per un sistema di elettroni liberi, in assenza di collisioni, il quadrato dell'indice di rifrazione, che in pratica coincide con la costante dielettrica, è dato da:

$$n^2 = 1 - (e^2/4\pi^2\epsilon_0 m)N(h,t)/f^2 \quad (\text{B.1})$$

ove $e = 1.6 \times 10^{-19}$ C è la carica dell'elettrone, $\epsilon_0 = 8.854 \times 10^{-12}$ C²N⁻¹ m² la costante dielettrica del vuoto, $m = 9.1091 \times 10^{-31}$ kg la massa dell'elettrone ed f la frequenza dell'onda. $N(h,t)$ è la densità di elettroni funzione dell'altezza h e del tempo t e dipende dall'ora del giorno, dal giorno dell'anno, dalla longitudine e dalla latitudine e dall'attività solare. Se indichiamo con $c = 3 \times 10^8$ ms⁻¹ la velocità delle onde elettromagnetiche nel vuoto e con v la velocità di propagazione della fase di un'onda nel mezzo considerato, l'indice di rifrazione è, per definizione, $n = c/v$.

La frequenza

$$f_N = \sqrt{\{e^2 N(h,t)/(4\pi^2\epsilon_0 m)\}} \quad (\text{B.2})$$

per la quale è $n = 0$, è detta **frequenza di plasma**. Questa è la frequenza di oscillazione di un modo collettivo, longitudinale, di un gas di elettroni.

Introducendo nella (B.2) un valore tipico per la ionosfera, per es. $N = 10^{12}$ elettroni per m³, si ottiene $f_N = 9$ MHz. Sostituendo i valori numerici nella (B.1) otteniamo

$$n = \sqrt{1 - 81N(h,t)/f^2} \quad (\text{B.3})$$

ove f è espressa in Hz ed N in m⁻³ oppure, per comodità, f è in kHz ed N in cm⁻³. Negli strati più bassi della ionosfera N aumenta con l'altezza e l'indice di rifrazione n , di conseguenza, diminuisce.

Se un'onda entra attraverso l'atmosfera ($n \sim 1$) nella ionosfera ($n < 1$) formando un angolo α con la verticale (v. Fig. B.1a), nella ionosfera formerà un angolo $\beta > \alpha$ tale che, in base alla legge della rifrazione,

$$\text{sen } \alpha = \sqrt{1 - 81N(h,t)/f^2} \text{ sen } \beta. \quad (\text{B.4})$$

Se, per una data frequenza, la densità N è tale che

$$\text{sen } \alpha = \sqrt{1 - 81N(h,t)/f^2} \quad (\text{B.5})$$

allora $\text{sen } \beta = 1$ e quindi $\beta = 90^\circ$ (v. Fig. B.1b), ed il corrispondente angolo $\alpha = \alpha_s$ viene detto angolo limite. Il percorso dell'onda viene deviato orizzontalmente, poi viene deviato ancora in giù ed il raggio emerge dalla ionosfera formando ancora un angolo α con la verticale. La realizzazione della condizione (B.5) dipende dal valore di N nel punto di incidenza dell'onda e dalla frequenza scelta.

Se l'angolo di incidenza viene ridotto, l'onda penetra più profondamente nella ionosfera fino a raggiungere una regione nella quale la densità elettronica è tale da soddisfare la (B.5). Se non c'è alcuno strato ionosferico per cui è soddisfatta la (B.5) l'onda passa attraverso. Un'onda che supera lo strato E può, però, essere riflessa dallo strato F, ove la densità massima di elettroni è maggiore.

Il minimo angolo di incidenza è $\alpha = 0$ (incidenza normale). L'onda che entra con quest'angolo viene riflessa dopo essere penetrata in una regione per la quale $n = 0$, cioè dalla (B.3) quando $81N(h,t)/f^2 = 1$. Quindi se N_{max} è la massima densità elettronica, per esempio nello strato E, tutte le onde con frequenze inferiori a $f = \sqrt{81N_{\text{max}}}$ vengono riflesse qualunque sia l'angolo di incidenza. Le onde con frequenza più bassa penetrano sino alla regione in cui $N(h,t) = f^2/81$ e non raggiungono la regione di massima densità elettronica.

Le densità elettroniche e le altezze delle principali regioni ionosferiche variano dal dì alla notte. Durante il dì la massima densità nella regione E è, solitamente, di 10^{11} elettroni per metro cubo e, per la regione F, di circa 9×10^{11} elettroni per metro cubo. Di notte la massima densità nella regione E può scendere a meno di 7×10^9 elettroni per metro cubo e, nella regione F, può essere circa 10^{11} elettroni per metro cubo. Sostituendo il più basso tra questi valori nella relazione $f = \sqrt{81N_{\text{max}}}$ si ottiene una frequenza di circa 750 kHz; tutte le onde con frequenza inferiore a questo valore vengono riflesse dalla regione E qualunque sia l'angolo di incidenza, in qualsiasi momento del dì o della notte.

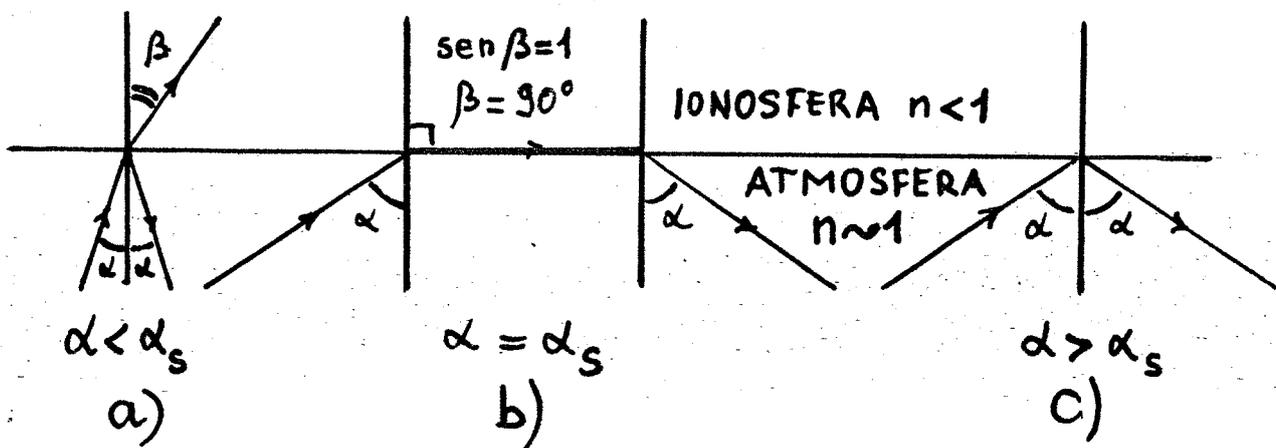


Fig. B.1 - Rifrazione ionosferica. a) angolo di incidenza inferiore all'angolo limite, b) angolo di incidenza uguale all'angolo limite, c) angolo di incidenza superiore all'angolo limite.

L'indice di rifrazione della ionosfera. b) Il modello di Appleton ed Hartree

In questo modello, più complesso, si tiene conto del campo magnetico terrestre.

Consideriamo ora un'onda elettromagnetica di frequenza f , che si propaga lungo una direzione formante un angolo θ rispetto al campo magnetico terrestre e definiamo le seguenti grandezze adimensionali:

$$X = (f_N/f)^2 \quad \text{B.6}, \quad Y = f_H/f \quad \text{B.7}, \quad Y_L = -Y \cos \theta \quad \text{B.8}, \quad Y_T = -Y \sin \theta \quad \text{B.9}$$

ove, accanto alla frequenza di plasma f_N già definita, introduciamo la frequenza di ciclotrone

$$f_H = Be/(2\pi m) \quad \text{B.10}$$

ove B è il valore del campo magnetico terrestre ($B \sim 5 \times 10^{-5}$ T). La frequenza di ciclotrone è la frequenza di rotazione degli elettroni in orbite circolari determinate dal campo magnetico terrestre e vale, nel caso considerato, circa 1470 kHz.

L'indice di rifrazione del plasma ionosferico, in presenza di campo magnetico, è fornito dalla teoria magnetoionica di Appleton ed Hartree nella forma

$$n = \sqrt{\{1 - X/\sqrt{\{1 - Y_T^2/2(1 - X) \pm \sqrt{Y_L^2 + Y_T^4/4(1 - X)^2}\}}\}} \quad \text{B.11}$$

Il doppio segno nella (B.11) significa che, nel presente caso, vi sono due valori per l'indice di rifrazione. Il valore corrispondente al segno + coincide con quello calcolato con la (B.3) nel caso di assenza del campo magnetico ($B = 0$, $Y = 0$) e dà luogo al raggio ordinario, mentre il segno - rappresenta l'indice di rifrazione associato con il raggio straordinario. La ionosfera presenta quindi il fenomeno della birifrangenza. La (B.11) è un'espressione piuttosto complicata in quanto vi compaiono la densità di elettroni N , il campo magnetico B e la direzione di propagazione dell'onda rispetto al campo magnetico. Per esaminarne il significato consideriamo i seguenti casi particolari:

b1) Propagazione di un'onda elettromagnetica lungo le linee di forza del campo magnetico

In questo caso è $\theta = 0$ e quindi $Y_T = 0$, $Y_L = Y$. La (B.11) si riduce a

$$n = \sqrt{\{1 - X/(1 \pm Y)\}} \quad \text{B.12}$$

che si può scrivere, tenendo conto delle (B.6) e (B.7),

$$n = \sqrt{\{(f_N^2/f)/(f \pm f_H)\}} \quad \text{B.13}$$

ove il segno + corrisponde al raggio ordinario ed il segno - a quello straordinario ed al cosiddetto *whistler-mode*. Dalla (B.13) si può osservare che l'indice di rifrazione diventa nullo, cioè si ha riflessione, quando

$$f(f \pm f_H) = f_N^2 \quad \text{B.14}$$

cioè, risolvendo la (B.14) rispetto ad f , per le frequenze

$$f_1 = -\frac{1}{2} f_H + \sqrt{(f_N^2 + f_H^2/4)} \quad \text{B.15}$$

$$f_2 = + \frac{1}{2} f_H + \sqrt{(f_N^2 + f_H^2/4)}. \quad \text{B.16}$$

Se nella (B.13) $f > f_H$ (cioè $Y < 1$) gli indici di rifrazione di entrambi i raggi sono inferiori ad uno; mentre se $f < f_H$ (cioè $Y > 1$) l'indice di rifrazione del raggio straordinario è maggiore di uno (la propagazione, per questo raggio, avviene con velocità minore di quella della luce nel vuoto), mentre quello del raggio ordinario è minore di uno. Per il raggio straordinario è inoltre $n = \infty$ per $f = f_H$. Questo caso corrisponde all'assorbimento di energia dell'onda da parte degli elettroni. Sempre dalla (B.13), per $f = 0$ si ha $n = \pm \infty$.

Se $Y \ll 1$, cioè se $f \ll f_H$, ed $X/Y \gg 1$, cioè se $f_N^2 \gg f_H$ e quindi sempre per basse frequenze, la (B.12) si semplifica nel modo seguente

$$n = \sqrt{X/Y}. \quad \text{B.17}$$

Questo è il caso della propagazione degli *whistlers* lungo le linee di forza del campo magnetico terrestre.

Ricordando che la velocità di gruppo è definita come $v_g = d\omega/dk$ (v. Appendice A), si può dimostrare che

$$v_g = c(n + \omega \, dn/d\omega)^{-1} \quad \text{B.18}$$

ed applicando la (B.17) si ottiene, per la dipendenza della velocità di gruppo dalla frequenza:

$$v_g = 2c \sqrt{(ff_H)/f_N}. \quad \text{B.19}$$

Si ha cioè **dispersione**. Il ritardo temporale t , misurato dalla statica origine, con cui viene ricevuta una componente di frequenza f di uno *whistler* singolo in una data località è:

$$t = \int ds/v_g \quad \text{B.20}$$

ove l'integrale è esteso a tutto il percorso dello *whistler*. Inserendo nella (B.20) la (B.19) si ha

$$t = [1/(2c)] f^{-1/2} \int (f_N/\sqrt{f_H}) ds. \quad \text{B.21}$$

ove f_N ed f_H sono frequenze che variano lungo il percorso. A questo punto possiamo introdurre la costante D così definita:

$$D = [1/(2c)] \int (f_N/\sqrt{f_H}) ds = [1/(2c)] \int \sqrt{[eN/(2\pi\epsilon_0 B)]} ds, \quad \text{B.22}$$

ove sia B che N variano lungo il percorso, ed esprimere la legge trovata sperimentalmente da Eckerlsey:

$$t = D/\sqrt{f}. \quad \text{B.23}$$

La dispersione D dipende quindi dalla concentrazione di elettroni N e dal campo magnetico B nella regione di propagazione. La sua misura permette di verificare i modelli teorici per la densità elettronica nella magnetosfera. Questi studi hanno mostrato che la densità elettronica N presenta un massimo alla distanza di diversi raggi terrestri e che questa densità decresce rapidamente in funzione dell'altezza. Quanto alle dimensioni dei condotti che consentono la propagazione di *whistlers* è stato calcolato⁽⁷⁾ che essi hanno diametri da 15 a 25 km durante i periodi magneticamente quieti e da 40 a 180 km durante le tempeste magnetiche. La stabilità di questi condotti è dell'ordine di diverse ore.

b2) Propagazione di un'onda elettromagnetica trasversalmente al campo magnetico

In questo caso è $\theta = \pi/2$ e quindi $Y_L = 0$, $Y_T = Y$. Per il raggio ordinario, cioè prendendo il segno +, la (B.11) si riduce a

$$n = \sqrt{1 - X} \quad \text{B.24}$$

cioè il comportamento del raggio ordinario è lo stesso di quello che si avrebbe in assenza del campo magnetico (v. la (B.3)); mentre per il raggio straordinario la (B.11) si riduce a

$$n = \sqrt{1 - X/[1 - Y^2/(1 - X)]}. \quad \text{B.25}$$

Nelle condizioni viste sopra per il *whistler-mode* il valore di n risulta immaginario per le frequenze che interessano gli *whistlers* cioè almeno sino a 10 kHz, quindi l'energia non può propagarsi, nella ionosfera, in direzione (fine)