

Capítol 2. Propagació anòmala

2.1. Magnituds rellevants en la radiopropagació

Per tal d'establir les condicions de propagació mitjanes i aquelles que no ho són, resulta essencial caracteritzar l'índex de refracció de l'aire i les seves variacions. D'entre els diversos fenòmens que afecten la propagació de les ones electromagnètiques, la refracció és un dels més importants a la troposfera (Kerr, 1951). Veurem en aquest capítol com el grau de refracció de les microones emeses per un radar ens permetrà distingir entre les condicions considerades normals i les que es coneixen com anòmales.

2.1.1. Refractivitat

L'índex de refracció m per ones electromagnètiques propagant-se en un cert medi es representa amb un nombre complex :

$$m = n - ik \quad \text{Eq. 2-1}$$

on n és el quocient entre la velocitat de la llum al buit i al medi considerat mentre la part imaginària està relacionada amb el coeficient d'absorció del medi.

Per dielèctrics perfectes, la part imaginària de l'índex de refracció és zero. Si en el medi on es propaguen les ones hi ha present precipitació llavors la contribució de la part imaginària resulta fonamental (Gunn i East, 1954; Herman i Battan, 1961; Holt, 1982). En canvi, per estudiar la radiopropagació troposfèrica, en general es considera que l'aire es comporta com un dielèctric perfecte (Battan, 1973; Sauvageot, 1991), menystenint així la part imaginària de l'índex de refracció i considerant únicament la part real n .

Al nivell del mar l'índex de refracció de l'aire n pren valors entre 1.000250 i 1.000400 (Patterson, 1998). Les xifres significatives de n solen ser el seu quart, cinquè i sisè decimal. Per aquest motiu, i per tal de treballar amb major comoditat, es defineix una nova magnitud, la refractivitat N :

$$N \equiv (n - 1)10^6, \quad \text{Eq. 2-2}$$

que a l'igual que n és també adimensional. N també s'anomena coíndex de refracció (Cardama *et al.*, 1997).

Aplicant la teoria de Debye de molècules polars sotmeses a camps electromagnètics, Bean i Dutton (1968) van deduir una expressió per a la refractivitat de l'aire per ones radioelèctriques. Utilitzant mesures de les constants dielèctriques de diversos gasos van obtenir una equació per N que permet calcular la refractivitat amb una precisió de $\pm 0.5\%$:

$$N = 77.6 \frac{p}{T} - 5.6 \frac{e}{T} + 3.75 \times 10^5 \frac{e}{T^2} \quad \text{Eq. 2-3}$$

on T és la temperatura de l'aire (K), p la pressió atmosfèrica (hPa) i e és la pressió parcial de vapor d'aigua (hPa). Els mateixos autors proposen una versió simplificada de l'expressió anterior:

$$N = \frac{77.6}{T} \left(p + \frac{4810}{T} e \right), \quad \text{Eq. 2-4}$$

que proporciona valors de N amb una precisió de 0.02% respecte (Eq. 2-3) per un rang de temperatures entre -50 i 40 °C. Això comporta un error màxim de 0.1 unitats N i un error estàndar de 4.5 unitats N . Aquesta expressió és vàlida per freqüències dins del rang 1 mHz a 30 GHz. De vegades l'expressió anterior s'escriu de la següent forma:

$$N = 77.6 \frac{p}{T} + 3.73 \times 10^5 \frac{e}{T^2} \quad \text{Eq. 2-5}$$

i s'anomena terme sec al primer sumand –ja que no depèn de la humitat– i terme humit al segon. En general el terme sec sol dominar sobre l'humit i aquest darrer presenta major variabilitat.

Per la part visible de l'espectre electromagnètic la contribució del terme humit a la refractivitat és molt petita i molt semblant al terme sec. Segons Gossard (1977) la refractivitat de l'aire corresponent a l'espectre visible pot escriure's com:

$$N \approx 79 \frac{p}{T}, \quad \text{Eq. 2-6}$$

La concentració d'electrons lliures a la troposfera és relativament petita i no cal tenir-la en compte al calcular la refractivitat. En canvi, en capes de l'atmosfera situades a major altitud, com ara l'estratosfera o la mesosfera, l'efecte dels electrons lliures sí és significatiu. De fet, la detecció de la variació de la densitat d'electrons és el fonament de mesura dels radars mesosfèrics. En relació a aquests radars, Rinehart (1991) menciona la següent expressió de N que sí té en compte la presència d'electrons lliures:

$$N = \frac{77.6}{T} \left(p + \frac{4810}{T} e \right) - 4.03 \times 10^7 \frac{N_e}{f^2}, \quad \text{Eq. 2-7}$$

on N_e és la densitat electrònica per m^3 i f la freqüència del radar en Hz. Aquesta densitat també és rellevant en l'anomenada meteorologia GPS, basada en el processament del senyal de la constel·lació de satèl·lits del *Global Positioning System*, amb un nombre d'aplicacions creixent que van des de la vigilància meteorològica (Businger et al., 1996), l'extracció de perfils de refractivitat (Gossard et al. 1999) o la validació de models numèrics de predicció meteorològica (Cucurull et al. 2000).

En moltes ocasions el valor de la refractivitat a la superfície del terra s'anomena N_s o refractivitat superficial. D'altra banda, de forma anàloga a com es fa amb la pressió atmosfèrica, a vegades es redueix la refractivitat superficial al nivell del mar per tal de comparar els valors d'observacions situades a alçades diferents. La refractivitat reduïda al nivell del mar es denota com N_0 i s'obté a partir de l'altitud del punt d'observació i la refractivitat superficial suposant una variació exponencial i assumint una certa altura patró:

$$N_0 = N_s \exp\left(\frac{+h}{H}\right), \quad \text{Eq. 2-8}$$

on h és l'altitud del punt d'observació i H l'altura patró.

Bean i Dutton (1968) citen uns valors mitjans als EUA de 7.0 km per a l'altura patró i 313 unitats N per a la refractivitat superficial. En el mateix treball, aquests autors analitzen les variacions estacionals de la refractivitat tant als Estats Units com a la resta del món i proposen una classificació dels valors mitjans i rang anual de la refractivitat superficial en funció del clima de la zona avaluada (Taula 2-1).

Taula 2-1. Refractivitat superficial segons el clima (segons Bean i Dutton, 1968)

Tipus	Zona	Mitjana anual Ns (unitats N)	Rang anual Ns (unitats N)	Característiques
I. Latituds mitjanes – litoral	Litoral o zones baixes prop de llacs i rius, en latituds de 20° a 50°.	300 a 350	30 a 60	Generalment clima subtropical marítim o marítim modificat
II. Subtropical Sabana	- Zones baixes entre 30° N i 25° S, rarament lluny de l'oceà.	350 a 400	30 a 60	Estacions seques i humides marcades, típic del clima de sabana
III. Monsó - Sudan	Monsó –generalment entre 20° i 40° N, Sudan– Àfrica Central de 10° a 20° N	280 a 400	60 a 100	Extrems estacionals de pluja i temperatura.
IV. Semiàrid muntanya	- Deserts i regions estepàries elevades i zones muntanyoses per sobre de 1000 m.	240 a 300	0 a 60	Clima tot l'any sec.
V. Continental Polar	- Latituds mitjanes i regions polars (s'inclouen els climes Mediterranis	300 a 340	0 a 30	Temperatures mitjanes anuals baixes o moderades.
VI. Equatorial Isoterm	- Zones tropicals a baixa altura entre de 20° N i 20° S, gairebé de forma exclusiva en zones litorals	340 a 400	0 a 30	Climes plujosos tot l'any.

2.1.2. Refractivitat potencial

De vegades interessa descriure el valor de la refractivitat de l'aire a certa alçada respecte un cert nivell de referència, de forma anàloga a com es fa habitualment amb la temperatura potencial q respecte la temperatura de 1000 hPa (veure per exemple, Godson i Iribarne, 1981)

$$q = T \left(\frac{1000}{p} \right)^{\frac{C_p}{r_d}}, \quad \text{Eq. 2-9}$$

essent C_p el calor específic a pressió constant i r_d la constant dels gasos per l'aire sec, o la pressió de vapor potencial

$$e_p \cong e \left(\frac{1000}{p} \right). \quad \text{Eq. 2-10}$$

Així, es defineix la refractivitat potencial f d'igual forma que N però T i e són substituïdes per q i e_p respectivament. La refractivitat potencial es comporta com una variable de similaritat en el context de la teoria de Monin-Obukhov sempre que la capa superficial estigui ben mesclada i tingui estratificació inestable o indiferent (Cook i Burk, 1992).

2.1.3. Refractivitat modificada

Per tal d'examinar gradients verticals de refractivitat o traçar trajectòries de rajos sol utilitzar-se la refractivitat modificada M o índex de refracció modificat. La refractivitat modificada, també anomenada mòdul refractiu (ITU, 1997a, 1997b), es defineix com:

$$M = N + h/a, \quad \text{Eq. 2-11}$$

on N és la refractivitat, h és l'altitud (en m) del punt considerat i a és el radi de la Terra (en milers de km). La refractivitat modificada permet considerar una superfície terrestre fictícia plana i una atmosfera amb refractivitat igual a M equivalents a la superfície terrestre de radi a i amb refractivitat N . Habitualment s'utilitza directament l'expressió:

$$M = N + 0.157h, \quad \text{Eq. 2-12}$$

on h és l'altitud en m.

2.1.4. Altres magnituds relacionades amb la refractivitat i l'altura

Bean i Dutton (1968) mencionen un parell més de magnituds associades a la refractivitat que anomenen A i B . La primera magnitud A pot escriure's en funció de N i l'altura h assumint una certa altura patró H i una refractivitat superficial N_s :

$$A(h) = N(h) + N_s \left[1 - \exp \left(\frac{-h}{H} \right) \right]. \quad \text{Eq. 2-13}$$

Amb aquesta definició s'extreu la dependència que té per terme mitjà la refractivitat amb l'altura. A més, el gradient vertical de N és molt semblant al de A ja que tan sols difereixen en una constant.

La magnitud B es defineix com:

$$B(h) = N(h) + \left(\frac{h}{4a} \right) 10^6, \quad \text{Eq. 2-14}$$

on a és el radi de la terra i h l'altitud considerada. En aquest cas s'extreu la dependència de la refractivitat amb el perfil que presenta el perfil propi de prendre un radi terrestre fictici equivalent a $4/3$ el radi terrestre real. En general això és una bona aproximació tan sols pels primers quilòmetres de la troposfera. La figura 2-2 mostra l'estructura idealitzada d'un front fred representada en unitats B .

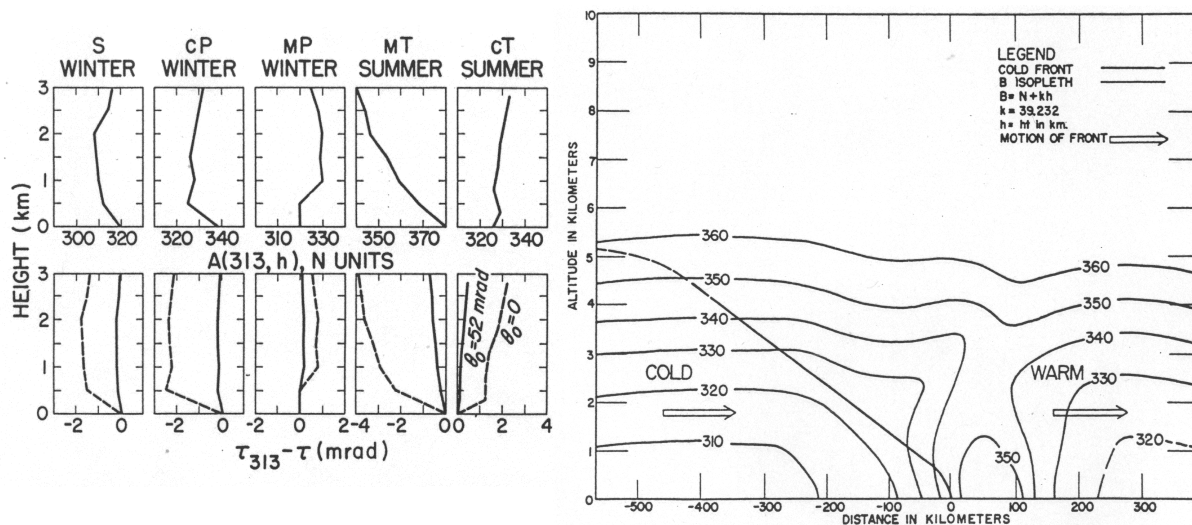


Fig. 2-1 Exemples d'utilització de les magnituds A i B : Perfils verticals de la magnitud A i desviacions angulars típiques per diversos tipus de clima (esquerra); i Secció transversal en unitats B d'un front fred idealitzat (dreta) (segons Bean and Dutton, 1968).

2.2. Models de radiopropagació

En algunes definicions de magnituds de l'apartat anterior s'ha vist com s'introdueixen diverses hipòtesis sobre l'estructura vertical de la refractivitat. Aquestes hipòtesis, de fet, contenen el que es coneix com models de radiopropagació. A continuació, basant-nos en l'exposició de Bean i Dutton (1968) i Doviak i Zrnic (1993), s'expliquen els dos models més habituals: el model de radi de la Terra equivalent i el model exponencial. No obstant, cal tenir present que per descriure detalladament la distribució de potència observada per un receptor com ara un radar meteorològic, cal utilitzar models més complexes que els donats per l'òptica geomètrica. Aquests models més avançats consideren fenòmens com ara la interferència i la difracció i permeten fer estimacions quantitatives com ara les requerides en estudis de

cobertura (Fig. 2-2) tot i que suposen un elevat cost de càlcul en relació als models que es consideren a continuació.

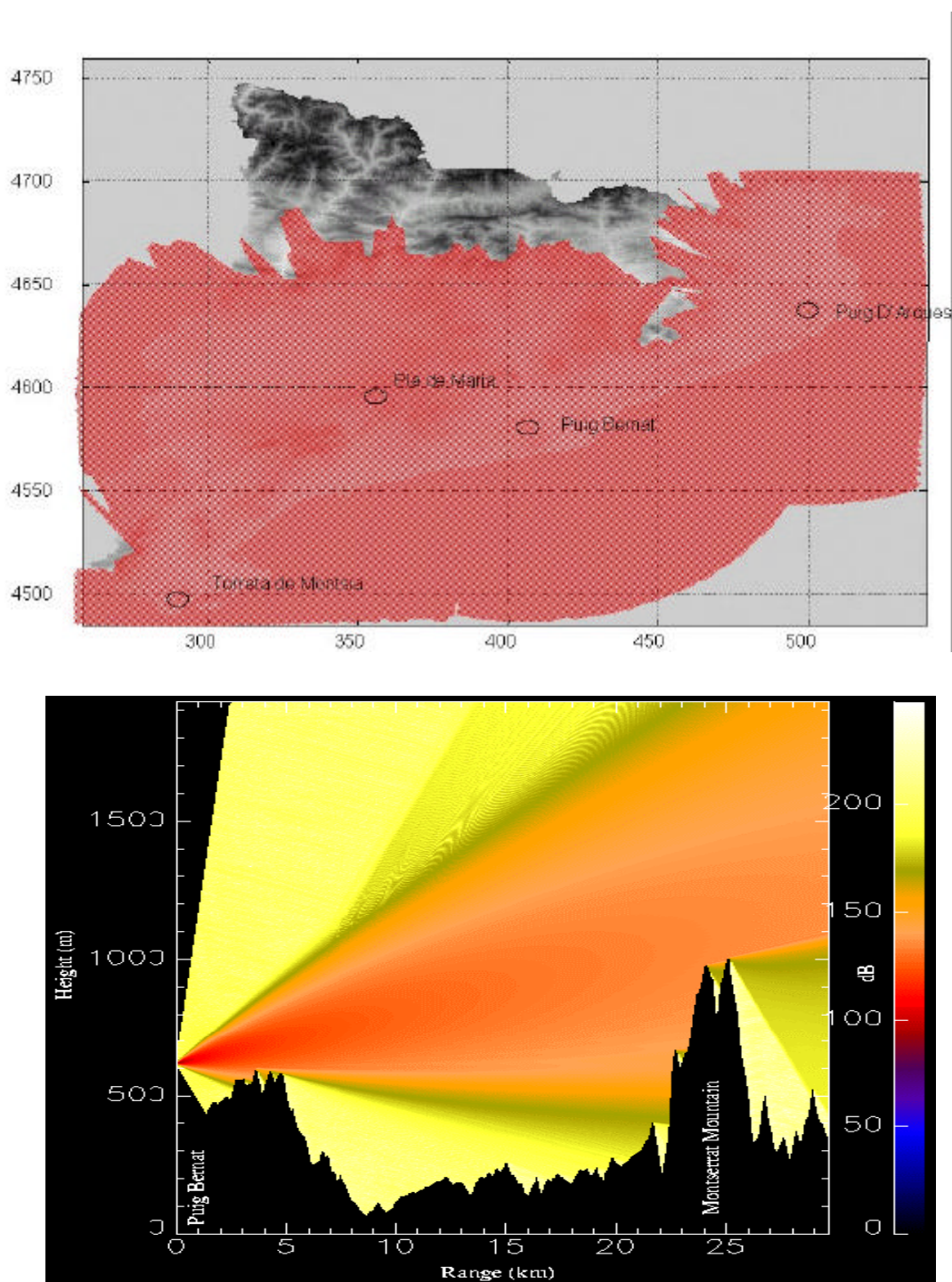


Fig. 2-2. Exemples d'aplicacions de models avançats de propagació electromagnètica a l'atmosfera tenint present la topografia: Càlcul de cobertura de la xarxa de radars meteorològics de Catalunya (imatge superior; Belmonte et al., 1997); i Simulació de la distribució de potència atenuada en un sentit observada pel radar de Vallirana apuntant a 350° d'azimut (imatge inferior; Catalan i Vilar; 2000).

2.2.1. Model de radi terrestre equivalent

La forma clàssica de tractar els efectes de la refracció atmosfèrica en la propagació de les ones radioelèctriques consisteix en considerar un radi de la Terra diferent al real. Aquest nou radi s'anomena radi de la terra efectiu o equivalent i es designa per a_e

$$a_e = ka \quad , \quad \text{Eq. 2-15}$$

on a és el radi real de la terra i k un cert factor adimensional. D'aquesta forma la curvatura del raig passa a estar continguda en la curvatura de la nova superfície terrestre fictícia i el raig passar així a ser rectilini. Aquesta aproximació simplifica en gran mesura molts dels càlculs associats a problemes pràctics d'enginyeria de radiopropagació i, per aquest motiu, és àmpliament utilitzada.

Per desenvolupar aquest model cal buscar una relació entre l'índex de refracció i el radi de curvatura per una atmosfera on s'assumeix homogeneïtat horitzontal. Seguim a continuació l'esquema proposat per Bean i Dutton (1968) (Doviak i Zrnic ofereixen una explicació alternativa deduint la solució integral per la trajectòria d'un raig en un medi estratificat).

Considerem la superfície del front d'ona es mou de AB a $A'B'$ segons la trajectòria del raig (Figura 2-3). Essent la velocitat de fase v a AA' i $v+dv$ a BB' , la velocitat angular és :

$$\frac{v}{r} = \frac{v + dv}{r + dr} \quad , \quad \text{Eq. 2-16}$$

que pot escriure's com:

$$\frac{dv}{v} = \frac{dr}{r} \quad , \quad \text{Eq. 2-17}$$

on ρ és el radi de curvatura de l'arc AA' . Per definició de l'índex de refracció podem escriure la velocitat v al punt A :

$$v = \frac{c}{n}, \quad \text{Eq. 2-18}$$

que amb l'anterior expressió pot escriure's com:

$$\frac{dv}{v} = -\frac{dn}{n}. \quad \text{Eq. 2-19}$$

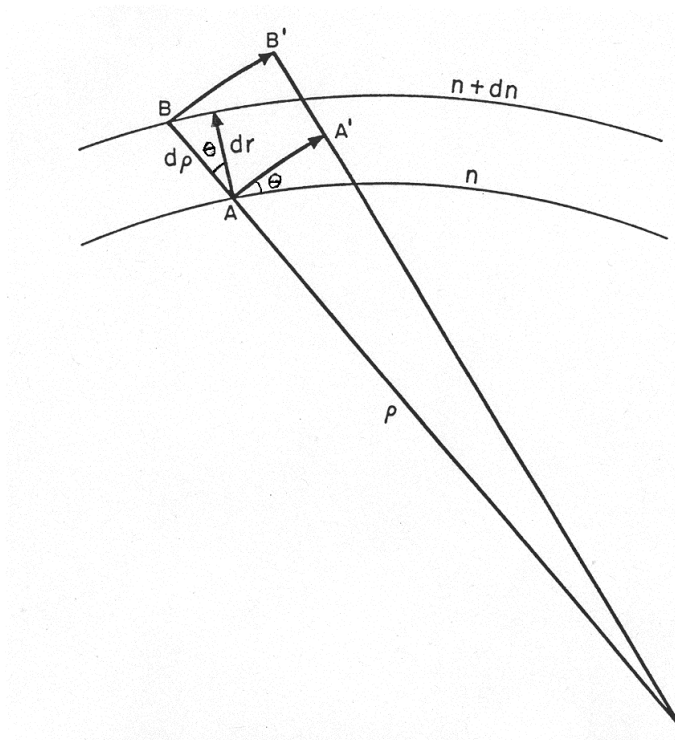


Fig. 2-3 Elements de la geometria considerada en el model de radi efectiu de la Terra.

Ara ja podem escriure una equació on es relacioni el radi de curvatura i l'índex de refracció amb les corresponents derivades combinant les equacions (2-17) i (2-19):

$$\frac{1}{r} = -\frac{1}{n} \frac{dn}{dr}. \quad \text{Eq. 2-20}$$

Suposant que el raig fa un cert angle q amb la superfície d'índex de refracció constant, llavors:

$$dr = dr \cos q , \quad \text{Eq. 2-21}$$

i substituïnt:

$$\frac{1}{r} = -\frac{1}{n} \frac{dn}{dr} \cos q . \quad \text{Eq. 2-22}$$

Prenent com a radi de curvatura de la Terra equivalent:

$$\frac{1}{a_e} = \frac{1}{a} - \frac{1}{r} , \quad \text{Eq. 2-23}$$

llavors podem escriure

$$a_e = \frac{1}{\frac{1}{a} - \frac{1}{r}} , \quad \text{Eq. 2-24}$$

i, per tant, el factor k , quocient entre el radi de la Terra equivalent i el real, és:

$$k = \frac{1}{1 + \frac{a}{n} \frac{dn}{dh} \cos q} . \quad \text{Eq. 2-25}$$

Per angles d'observació q petits, els més útils i habitualment usats en estimacions quantitatives de precipitació amb radar meteorològic, es sol fer la següent hipòtesi: el gradient vertical de l'índex de refracció és constant i de valor:

$$\frac{dn}{dh} \equiv -\frac{1}{4a} . \quad \text{Eq. 2-26}$$

Aquest valor s'ha observat empíricament i en general es dona pel primer o segon kilòmetre d'altitud. Prenent aquest gradient, per un angle de 0 graus sobre l'horitzó, s'obté un valor pel factor k d'aproximadament 4/3. Aquest valor de k és àmpliament utilitzat en el

disseny de sistemes de telecomunicacions per angles d'elevació baixos i el primer kilòmetre d'alçada; aquesta aproximació a vegades es denomina *Model de 4/3 de R*. De fet es tracta d'un cas particular del model de radi equivalent on s'ha fet el gradient vertical de refractivitat constant i igual a un cert valor promig d'acord amb els perfils verticals mitjans de temperatura i humitat. Dues de les magnituds definides en la secció anterior es deriven directament d'aquest model: la refractivitat modificada M (Eq. 2-11) i la magnitud B (Eq. 2-14).

Cal tenir present que el model de radi equivalent assumeix que l'índex de refracció depèn linealment de l'altura (té gradient constant). Això en general no és cert, en particular si a l'estrat considerat hi ha inversions de temperatura.

2.2.2. Model exponencial

Aquest model s'obté considerant un perfil vertical de refractivitat que segueixi una funció exponencial del tipus:

$$N = N_s \exp\{-c_e(h - h_s)\}, \quad \text{Eq. 2-27}$$

amb

$$c_e = \ln\left(\frac{N_s}{N_{1km}}\right) = \ln\left(\frac{N_s}{N_s + \Delta N}\right) \quad \text{Eq. 2-28}$$

Els valors de les constants poden ajustar-se prenent com a referència l'atmosfera estàndar OACI. Per exemple Bean i Dutton (1968) suggereixen un valor de 313 per N_s i 0.1439 per c_e . Aquests autors citen a més un altre tipus de model que combinaria els dos anteriors: el model de radi equivalent modificat. Aquest model estaria definit per trams segons l'alçada i consideraria primer un model de radi equivalent pels nivells inferiors i després dos models exponencials per les capes més altes.

D'acord amb Doviak i Zrnic (1993) el model de radi equivalent és en general vàlid per altituds inferiors als dos kilòmetres. No obstant, si pel primer kilòmetre d'altitud es verifica la condició donada per l'equació [Eq. 2-26] del gradient de n , llavors pels primers 20 kilòmetres d'altitud pot aplicar-se el model de radi equivalent. Els errors màxims produïts en la determinació de l'altitud en relació al model exponencial es donaran als angles d'elevació més

petits, d'uns zero graus, i seran de l'ordre de 1000 m a 250 km de distància. De fet, aquest error és similar a l'error de localització d'una antena que opera amb una amplada de feix d'un grau, amplada estàndar en molts radars meteorològics. Per tant, en general, el model de radi equivalent resultarà vàlid per les aplicacions habituals dels radars meteorològics sempre que en les capes baixes es verifiqui que dn/dz és $-1/4 a$.

2.2.3. Model de radi terrestre equivalent modificat

A part del model de radi terrestre modificat i del model exponencial, Bean i Dutton (1968) en consideren un tercer que denominen *model de radi terrestre equivalent modificat*. De fet és una combinació del model de radi terrestre equivalent vist a la primera secció i del model exponencial. Consisteix en definir la funció refractivitat per troços, segons l'altitud considerada. Així pels primers 1000 m s'usa un model de radi terrestre equivalent i per capes superiors un model exponencial.

2.3. Propagació normal i anòmala (PA)

Segons l'exposat anteriorment, des del punt de vista del radar meteorològic explorant la troposfera, les condicions de propagació són normals si pot aplicar-se l'aproximació de model de radi equivalent, és a dir, el gradient vertical de refractivitat és aproximadament $-1/4a$ en els primers 1000 m d'altura. Veiem amb més detall els diferents tipus de condicions de propagació (propagació normal, subrefracció, superrefracció i el seu cas extrem, els conductes radiolèctrics) així com les situacions meteorològiques a les que habitualment estan associades.

2.3.1. Propagació normal

La propagació és normal, o les condicions de propagació són estàndar, quan es verifica que el gradient mitjà de l'índex de refracció de l'aire és de -39 o -40 km^{-1} (unitats $N \text{ km}^{-1}$ o, equivalentment, $118 \text{ unitats } M \text{ km}^{-1}$) en el primer km. En aquest cas, la trajectòria del feix de les ones electromagnètiques es corba cap a la superfície terrestre. Ara bé, com la curvatura de la terra és superior al de la trajectòria del feix del radar, les observacions del radar es fan cada cop més amunt a mesura que s'allunyen del radar.

Alguns autors consideren dins de la propagació normal un cert rang de valors del gradient de N , no tant sols el valor mitjà estrictament. Per exemple Turton et al. (1988) o Patterson (1998) mencionen el rang de -79 a 0 km^{-1} (unitats N) com a domini de les condicions normals mentre que Boithias (1984) i Sauvageot (1991) afirmen que si el gradient de N és inferior a -39 km^{-1} o -40 km^{-1} , respectivament, llavors ja existeix subrefracció i si és superior a -40 km^{-1} hi ha superrefracció.

En els apartats posteriors es consideren els rangs dels dos primers autors mencionats. Un altre treball de Almond and Clarke (1983) considera encara un rang diferent per les condicions normals: -76 a 0 km^{-1} .

La Figura 2-4 il·lustra la variació de l'altura del centre del feix del radar de Vallirana apuntant a 0° d'elevació per diversos gradients verticals de refractivitat observats a Barcelona.

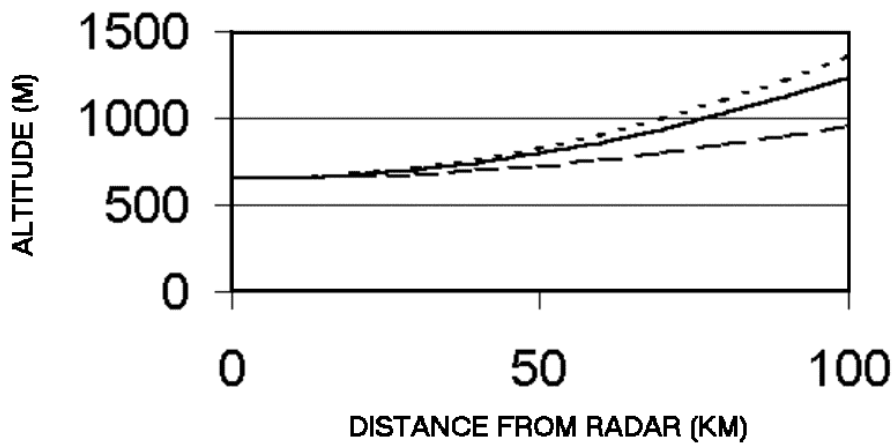


Fig. 2-4. Trajectòria del feix principal del radar de Vallirana per diversos gradients de refractivitat observats a Barcelona: línia gruixuda, condicions normals (-40 km^{-1}); línia puntejada, subrefracció (-15 km^{-1}) i línia a ratlles, superrefracció (-115 km^{-1}) (J.Bech).

2.3.2. Subrefracció

Quan els perfils verticals de temperatura i humitat fan que la refractivitat N disminueixi amb l'alçada, llavors la trajectòria de les ones electromagnètiques realment es corba cap amunt i s'allunya més ràpidament de la superfície terrestre que en condicions normals. A la pràctica això suposa que es redueix l'abast de detecció d'un radar per una altitud donada (Doble, 1996) disminuint així l'horitzó radioelèctric (Verma et al., 1992). A més, els errors en la detecció de blancs poden ser molt significatius ja que si hi ha subrefracció realment s'està observant a una altura superior a l'assumida.

Les capes d'aire subrefractives poden trobar-se tant just sobre la superfície com a una certa altura. Per zones relativament càlides i seques, amb una temperatura superficial superior als 30°C i humitat relativa inferior al 40 % –típicament deserts i estepes–, l'escalfament solar genera una capa superficial quasi homogènia, sovint d'uns centenars de metres de gruix (Patterson, 1998). Com aquesta capa és inestable, la convecció afavoreix la concentració d'humitat a la frontera superior. Això implica un gradient de N positiu o subrefractiu respecte l'estrat superior. Aquesta condició subrefractiva pot mantenir-se fins al capvespre, especialment si apareix una inversió de radiació que confina el vapor d'aigua entre dues capes estables.

En altres zones amb temperatures superficials entre 10 °C i 30 °C i humitats relatives superiors al 60%, com ara la Mediterrània Occidental, el Mar Roig o el Sudest del Pacífic (Indonèsia), sovint es generen capes subrefractives superficials a la nit i primeres hores del matí. Habitualment la causa és l'advecció d'aire càlid i humit sobre una superfície relativament més freda i seca. Aquesta situació també es produeix típicament en els fronts càlids si bé pot donar-se igualment en fronts quasi estacionaris (Babin, 1995).

2.3.3. Superrefracció

Si la temperatura de l'aire augmenta amb l'altura (inversió tèrmica) i/o el contingut d'humitat disminueix ràpidament amb l'altura, llavors el gradient de la refractivitat minvarà respecte el seu valor estàndar. Les ones electromagnètiques es propagaran corbant-se cap a la superfície terrestre més de l'habitual. A mesura que el gradient de refractivitat disminueix, el

radi de curvatura de la trajectòria de les ones electromagnètiques augmenta fins arribar al radi terrestre, moment marcat pel gradient crític de l'índex de refracció.

Les condicions meteorològiques associades a la superrefracció sovint provenen de gradients forts de temperatura i humitat prop de la superfície terrestre. Inversions a nivells alts, per exemple, degudes a subsidència a escala sinòptica, provocaran capes de superrefracció elevades. Aquestes capes comporten una extensió del rang de detecció radar i, en general, una extensió de l'horitzó radiolèctric.

Els efectes d'una capa superrefractiva sobre un equip de telecomunicacions (no tan sols d'un radar, sinó també d'enllaços de microones o equips similars) estaran molt condicionats per l'altitud de l'equip (veure per exemple el treball de Shen and Vilar, 1995). En general el factor determinant és l'angle amb que l'ona transmesa incideix en la capa superrefractiva: per angles d'incidència grans (molt superiors a 1°) els efectes solen ser negligibles.

2.3.4. Capes conductores o conductes atmosfèrics

Quan el gradient de refractivitat supera el gradient crític, el radi de curvatura de l'ona electromagnètica transmesa és inferior al radi terrestre. Això comporta que l'ona es corbi cap baix i, o bé intercepta la superfície, o bé penetra en una capa amb gradient de refractivitat superior que la retornarà a l'estrat inicial. Aquest el desviarà novament cap baix, iterant el procés descrit infinitament. En qualsevol cas, l'ona queda atrapada i no es propagarà cap a capes superiors com passava en la resta de condicions descrites.

En aquesta situació es diu que hi ha condicions de captura (en anglès *trapping*; en francès *couche de guidage*) ja que l'ona electromagnètica queda confinada en una certa regió de l'espai. Llavors l'estrat amb el gradient inferior al crític s'anomena *conduite* (en anglès *duct*; en francès *conduit*); en alguns casos la regió de captura i el conduite coincideixen mentre que en d'altres el conduite és major (veure Figura 2.5).

Els conductes actuen com a guies d'ona de la radiació electromagnètica, permetent que aquesta viatgi a grans distàncies, superiors a l'horitzó radiolèctric associat a les condicions de propagació normals. A més, a una distància donada del radar, l'energia emesa estarà a una altura inferior a la corresponent a una situació de propagació estàndar. No obstant les fronteres dels conductes no són completament impermeables, de forma que part de l'energia s'escapa per elles (tret de quan la frontera és la superfície terrestre). A més, el gradient crític varia en

funció de tres variables: la freqüència de l'ona transmesa, el gruix de la capa i l'angle d'incidència entre l'ona incident i el conducte.

Per tot l'explicat, si existeixen conductes radiolèctrics que capturen l'energia emesa per un radar meteorològic és fàcil comprendre que pot incrementar-se significativament el nombre d'ecos de terra, tant en quantitat com intensitat. Aquests ecos, que en realitat no corresponen a pluja, suposen una font de soroll important per a la mesura quantitativa de precipitació que cal detectar i eliminar.

2.4. Tipus de conducte

A continuació es descriuen tres tipus diferents de conductes: conductes superficials, conductes de base superficial, i conductes elevats. Veurem que estan molt relacionats entre ells i els diferents paràmetres que descriuen cada tipus.

2.4.1. Conductes superficials

Quan la base d'una regió de captura és la superfície terrestre llavors s'anomena conducte superficial. En aquest cas la regió de captura coincideix completament amb el conducte. Si bé existeixen diferents condicions que poden produir un conducte superficial, una de les més habituals és el fort contrast d'humitat (a vegades sense requerir tan sols variació tèrmica) que hi ha sobre els mars i oceans –veure, per exemple, els estudis sobre la costa oest (Babin i Rowland, 1992) i est (Babin 1995) dels EUA o Brooks et al. (1999) al Golf Pèrsic.

L'aire en contacte amb l'aigua està saturat mentre que uns metres per sobre deixa d'estar-ho. Això fa que la refractivitat modificada disminueixi amb l'alçada fins assolir un mínim, que marca l'altura del conducte. Aquest tipus de conducte particular es coneix com conducte d'evaporació. En diferents graus, els conductes d'evaporació existeixen sempre sobre mars i oceans. La seva altura pot variar d'un a dos metres en latituds altes fins a 40 m en dies d'estiu de zones equatorials, essent el promig mundial d'uns 13 m (Patterson, 1998).

La intensitat del conducte sol estar relacionada amb la intensitat del vent; en condicions atmosfèriques inestables, els vents més forts causen increments de senyal del radar superiors als associats a vents més febles (veure, per exemple, el treball de Brooks, 2001). En general els conductes d'evaporació són més febles que els conductes de base superficial i per això la

seva capacitat de capturar una ona està molt relacionada amb la seva freqüència. Sovint tan sols atrapen emissions per sobre de 3000 MHz. Mesurar gradients refractivitat de forma fiable molt a prop de la superfície marina i en zones costaneres és difícil a causa del seu caràcter canviant: de fet la seva altura no pot mesurar-se amb els mètodes d'observació tradicionals – sondatge, refractòmetre de microones o coets instrumentats– i per això es modela amb diversos tipus de parametrització (Babin, 1995). Per aquest motiu l'existència de conductes d'evaporació sovint s'estima per mètodes indirectes (Cook, 1991; Babin et al., 1997), destinats bàsicament a proporcionar un valor probable de la seva altura. Rogers et al. (2000) proposa un mètode per a estimar el valor de l'altura dels conductes d'evaporació a partir d'observacions radar.

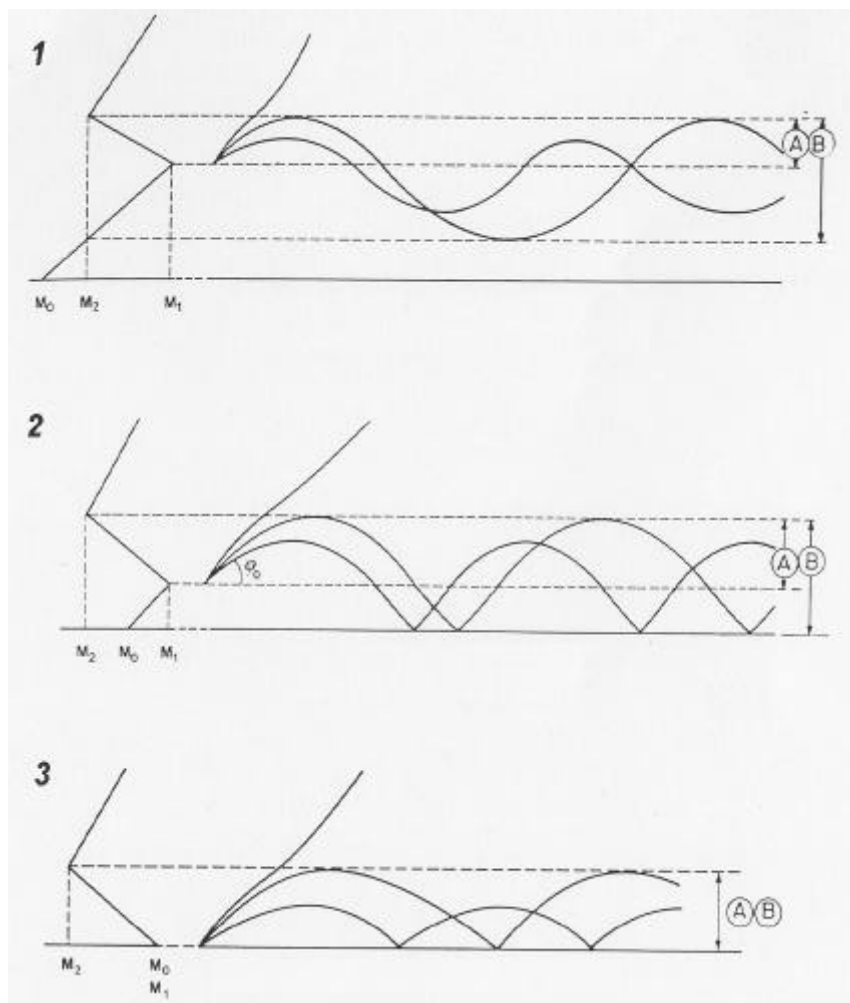


Fig. 2-5 Perfils de refractivitat modificada de tres tipus de conductes superficials, on s'indica la capa de captura (A) i el conducte (B) i les trajectòries d'ones electromagnètiques associades: 1) conducte elevat; 2) conducte de base superficial; i 3) conducte superficial (Boithias, 1984).

2.4.2. Conductes de base superficial

En ocasions, el conducte superficial està format per una regió de captura sobre una capa amb gradient refractiu superior al crític: són els conductes de base superficial. Això passa sovint en zones on la capa superior d'aire és extremadament càlida i seca comparada amb la capa d'aire més propera a la superfície terrestre. Sobre els oceans i en zones costaneres pot donar-se el cas que arribin advectades masses d'aire continentals molt seques i càlides. Per exemple són típics els casos de Santa Anna al sud de Califòrnia, el Sirocco al sud de la Mediterrània o el Shamal al Golf Pèrsic (Brooks et al., 1999).

Aquestes adveccions creen una inversió tèrmica en superfície. A més, es transfereix humitat per evaporació a la capa d'aire superior accentuant-se encara més el gradient de

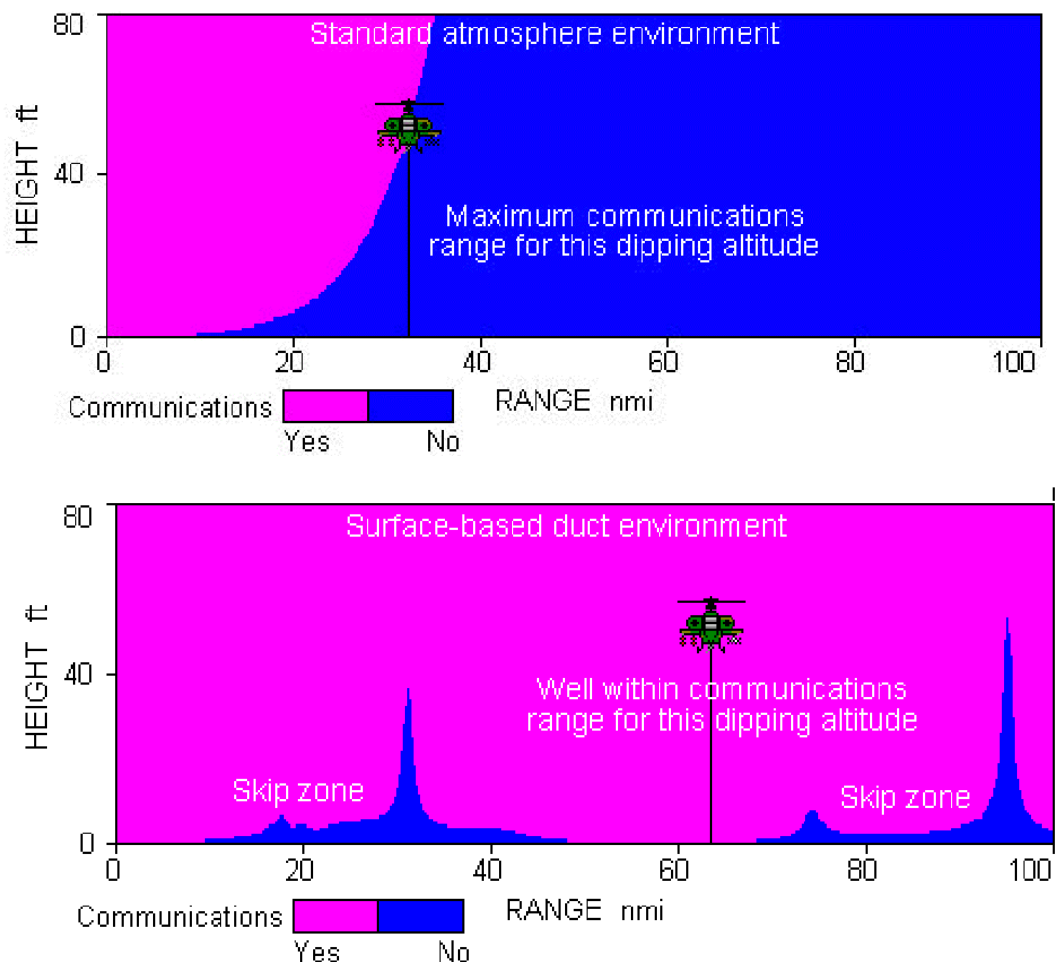


Fig. 2-6 Comunicacions UHF en condicions estàndar (gràfic superior) i amb conducte superficial (gràfic inferior). En el segon cas l'horitzó radiolèctric s'amplia considerablement (Patterson, 1998).

refractivitat. En general a la zona costanera apareixerà inicialment un conducte superficial però, a mesura que ens endinsem a mar obert, sovint s'eleva generant-se el conducte amb base superficial.

Els conductes de base superficial tendeixen a produir-se a sotavent de masses continentals i poden donar-se tant de dia com de nit. Poden estendre's centenars de kilòmetres sobre el mar i persistir diversos dies. També poden ocasionar-se amb la divèrgència causada per l'aire descendent, relativament fred, en una tempesta. En general, els conductes de base superficial estan associats a temps sec i estabilitat d'estratificació de l'atmosfera, condicions habituals als mesos càlids en moltes zones equatorials. Sempre que la troposfera estigui ben barrejada -per exemple, amb el pas d'un sistema frontal o amb vents forts- els conductes de base superficial tendeixen a disminuir.

2.4.3. Conductes elevats

Quan es donen les condicions meteorològiques perquè existeixi una capa de captura tal que la base del conducte associat queda per sobre de la superfície terrestre, llavors aquest rep el nom de conducte elevat.

Els grans sistemes d'altres pressions semipermanents, centrats al voltant dels 30° de latitud nord i sud aproximadament, cobreixen àmplies zones oceàniques del món. Des d'aquestes zones anticiclòniques cap els pols bufen els sistemes de vents de l'oest i cap a l'Equador els vents tropicals de l'est o *tradewinds*. En aquests anticiclons, la subsidència a gran escala provoca escalfament per la compressió de l'aire en descendir. Habitualment es crea una inversió (la inversió de subsidència) que separa la massa càlida d'aire descendent d'una capa més fresca i humida subjacent -tot sovint la capa fronterera marina (Hsu, 1988).

Generalment la inversió de subsidència porta associades unes condicions de captura molt marcades just sobre la capa fronterera marina. Les capes elevades poden variar d'uns centenars de metres en els sectors orientals sobre el sector oriental dels oceans tropicals fins a diversos kilòmetres en el sector occidental. Per exemple, al llarg de la costa meridional de Califòrnia, les capes elevades es donen un 40% del temps, amb una altura mitjana d'uns 600 m; en canvi al Japó es donen un 10% del temps però tenen una altura mitjana de 1500 m (Patterson, 1998).

Les condicions meteorològiques favorables a la creació de conductes elevats són molt similars a les associades amb els conductes de base superficial. De fet, un conducte de base superficial pot ascendir prou per esdevenir un conducte elevat quan aire sec continental llisca sobre una massa d'aire oceànica, relativament més fresca i humida. Contràriament, en intensificar-se una inversió de subsidència, pot donar-se el cas que un conducte elevat esdevingui de base superficial. En general les transicions d'un tipus de conducte a un altre (per variacions temporals a un punt donat o espacials en un instant donat) són habituals d'acord amb la variació de la capa inferior que limita els conductes (Gossard, 1978).

2.5. Situacions meteorològiques associades a la PA

Les inversions de temperatura són una causa de propagació anòmala. Hi ha tres situacions típiques que causen inversions: les inversions nocturnes, les inversions en els fronts càlids i les inversions associades a tempestes. Altres situacions típiques que afavoreixen la propagació anòmala són les brises (Dayakishan et al., 1977).

2.5.1. Inversions de radiació

Les inversions nocturnes es formen típicament quan la nit és serena i afavoreix el refredament del terra. En una jornada assolejada, durant el dia, la superfície terrestre absorbeix gran quantitat de calor, fent que les capes d'aire inferiors s'escalfin. En posar-se el

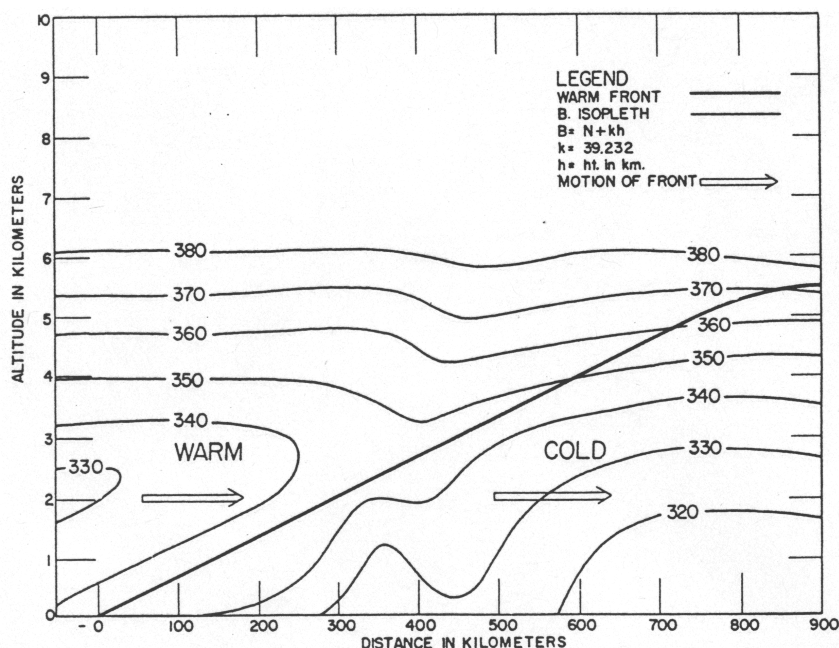


Fig. 2-7 Secció transversal en unitats B d'un front càlid idealitzat (Bean and Dutton, 1968).

sol, la superfície terrestre radia escalfor cap a l'exterior, baixant la temperatura superficial ràpidament (vegeu, per exemple, Oke, 1987).

Durant la nit, el refredament és major just al costat del terra que en les capes d'aire superiors i això provoca una inversió tèrmica, és a dir un augment de la temperatura amb l'alçada en front de la situació contrària habitual on la temperatura decreix a mesura que ens allunyem del terra. En aquesta situació el perfil vertical de refractivitat difereix clarament de la situació estàndar. Cal tenir present que, com l'aigua té una conductivitat tèrmica relativament elevada, aquesta situació difícilment es dona sobre els mars i oceans.

2.5.2. Adveccions càlides

Les adveccions càlides són molt comuns a zones costaneres que envolten una àrea relativament limitada de mar, per exemple d'una extensió de 50 a 200 km. Un exemple seria l'est d'Anglaterra, separada de l'Europa continental per una franja no gaire extensa del Mar del Nord (Doble, 1996). Cal remarcar que les adveccions càlides tant poden estar ocasionades per anticiclons com depressions.

El desplaçament d'una massa d'aire relativament càlida i, encara més si és més seca que la massa subjacent, generarà un perfil d'humitat i temperatura clarament diferenciat de l'associat a les condicions de propagació estàndar.

2.5.3. Tempestes

Les tempestes són originades i en ocasions mantingudes durant hores per corrents convectius de disposició i complexitat molt variable (Browning i Ludlam, 1962). En aquesta situació els corrents ascendents i descendents modifiquen notablement el perfil de temperatura i humitat que en promig presenta l'atmosfera i poden alterar completament unes condicions prèvies de propagació estàndar.

Per aquest motiu no és estrany que en moltes tempestes es generin condicions de propagació anòmla, a vegades clarament observables amb radar meteorològic (Webber et al., 1993), i sovint associades a forts corrents descendents d'aire relativament fred. No obstant, les escales d'espai i temps associades als fenòmens tempestuosos fan que sovint es tracti de situacions transitòries, d'escassa durada i extensió.

2.6. Referències

- Almond, T., and J. Clarke, 1983: Consideration of the usefulness of microwave propagation prediction methods on air-to-ground paths. *IEE Proc. Part F.*, **130**, 649-656
- Babin, S. M., 1995: A case study of subrefractive conditions at Wallops Island, Virginia. *J. Appl. Met.*, **34**, 1028-1038
- Babin, S.M., and J.S. Rowland, 1992: Observation of a strong surface radar duct using helicopter acquired fine-scale radio refractivity measurements. *Geo. Res. Let.*, **19**, 917-920
- Babin, S.M., G.S. Young and J.A. Carton, 1997: A New Model of the Oceanic Evaporation Duct. *J. Appl. Met.* **36** (3), 193-204
- Battan, L. J., 1973: *Radar observation of the atmosphere*. University of Chicago Press, 324 pp.
- Bean, B. R., and E. J. Dutton, 1968: *Radio meteorology*. Dover Publications, 435 pp.
- Belmonte, A., X. Fàbregas, A. Broquetas, 1997: Estudi de cobertura de la xarxa de radars meteorològics de Catalunya. Projecte finançat pel Servei Meteorològic de Catalunya.
- Boithias, L. 1984: *Propagation des ondes radiolétriques dans l'environnement terrestre*. 2nd edition, Dunod, Paris, 309 pp.
- Brooks, I. M., 2001: Air-Sea interaction and spatial variability of the surface evaporation duct in a coastal environment. *Geophys. Res. Let.*, **28**(10), 2009-2012
- Brooks, I.M., A. Goroch, D. Rogers, 1999: Observations of a strong surface radar ducts over the Persian Gulf. *J. Appl. Meteorol.* **38**, 1293-1310
- Browning, K.A. and F.H. Ludlam, 1962: Airflow in convective storms. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **88**, 117-135

- Businger, S., S. R. C. M. Bevis, J. Duan, R., A. Anthes, C. Rocken, R. H. Ware, M. Exner, T. van Hove, and F. S. Solheim, 1996: The promise of GPS in atmospheric monitoring, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 77, 5-18
- Catalan, C., E. Vilar, 2000: Implementation of a software application to improve the coverage prediction of a meteorological radar as a function of the atmospheric conditions and the topography. Final Report of the project sponsored by the Catalan Meteorological Service.
- Cardama, A., L. Jofre, J.M. Rius, J. Romeu, and S. Blanch, 1997: *Antenas*, Univ. Polit. de Catalunya, 550 pp.
- Cook, J., 1991: A sensitivity study of weather data inaccuracies on evaporation duct height algorithms. *Rad. Sci.*, **26** (3), 731-746
- Cook, J., and S. Burk, 1992: Potential refractivity as a similarity variable. *Boundary-Layer Meteorol.*, **58**(2), 151-159
- Cucurull, L., Navascues, B., Ruffini, G., Elósegui, P., Rius, A., Vilà, J. 2000: The Use of GPS to Validate NWP Systems: The HIRLAM Model. *J. of Atmos. and Oceanic Technol.* 17, pp. 773–787
- Dayakishan, S.K. Pradhan, 1977: Influence of sea breeze circulation on surface radio refractivity and tropospheric signal strength at Bombay. *Indian Journal of Meteorology, Hydrology & Geophysics, Delhi* **28**(3), 400-401
- Doble, J., 1996: *Radio Propagation for fixed and mobile communications*. Artech House, 189 pp.
- Doviak, R. J., and D. S. Zrnic, 1993: *Doppler radar and weather observations*. Academic Press, 562 pp.
- Godson W. L., and J. V. Iribarne, 1981: Atmospheric Thermodynamics. Geophysics And Astrophysics Monographs : Volume 6. Kluwer Academic Publishers. 278 pp.

- Gossard E. E., S. Gutman, B. B. Stankov and D. E. Wolfe, 1999: Profiles of radio refractive index and humidity derived from radar wind profilers and the Global Positioning System. *Radio Sci.*, 34(2), 371-383
- Gossard, E.E., 1977: Refractive index variance and its height distribution in different air masses. *Rad. Sci.* **12** (1), 89-105
- Gossard, E.E., 1978: The distribution of radio refractive index structure parameter in boundary layers undergoing spatial or temporal transition. *Rad. Sci.*, **13**, 255-259
- Gunn, K.L.S., and T.W.R. East, 1954: The microwave properties of precipitation particles. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **80**, 522-545
- Herman, B. M. and Battan, L.J, 1961: Calculations of Mie backscattering of microwaves from ice spheres. *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **87**, 223-230
- Holt, A. R., 1982: The scattering of electromagnetic waves by single hydrometeors. *Rad. Sci.*, **17**, 929-945
- Hsu, S.A., 1988: *Coastal meteorology*, Academic Press, 260 pp.
- ITU, 1997a: *Definitions of terms relating to propagation in non-ionized media*. Recommendation ITU-R PN.310-9, Int. Telecom. Union, 4 pp.
- ITU, 1997b: *Effects of tropospheric refraction on radiowave propagation*. Recommendation ITU-R P.834-2, Int. Telecom. Union, 10 pp.
- Kerr, D.E., 1951: *Propagation of short radio waves*, New York, McGraw Hill Co., MIT Radar Lab Series, 531 pp.
- Rogers L. T., C. P. Hattan, and J. K. Stapleton, 2000: Estimating evaporation duct heights from radar sea echo. *Radio Science*, 35(4), 955–966
- Oke, T. R., 1987: *Boundary Layer Climates*. Methuen & Co., 435 pp.

- Patterson, W.L., 1998: Advanced Refractive Effects Prediction System AREPS. Technical Document 3028, Space and Naval Warfare Systems Center, San Diego, CA 92152-5001, 150 pp.
- Rinehart, R., 1991: *Radar for Meteorologists*, Univ. North Dakota, P.O. Box 6124, Grand Forks, ND, 58206-6124, US, 334 pp.
- Sauvageot, H., 1991: *Radar Meteorology*. Artech House, 366 pp.
- Shen, X.D. and E. Vilar E., 1995: Anomalous Transhorizon Propagation and Meteorological Processes of a Multilink Path. *Rad. Sci.*, **30**(5), 1467-1479
- Turton, J.D., D.A. Bennets and S.F.G Farmer, 1988: An introduction to radio ducting. *Meteorol. Magaz.* **117**, 245-254
- Verma, A.K., K.K. Jha, S.C. Prasad, 1992: Radar range reduction due to formation of tropospheric thermal lenses. *Indian J. Radio & Space Phys.*, **21**, 334-337
- Weber, M. E., M. L. Stone, and J. A. Cullen, 1993: Anomalous propagation associated with thunderstorm outflows. Preprints, 26th International Conference on Radar Meteorology, Norman, Oklahoma, Amer. Meteorol. Soc., 238-240.

CAPÍTOL 2. PROPAGACIÓ ANÒMALA.....	2-1
2.1. MAGNITUDS RELLEVANTS EN LA RADIOPROPAGACIÓ.....	2-1
2.1.1. <i>Refractivitat</i>	2-1
2.1.2. <i>Refractivitat potencial</i>	2-4
2.1.3. <i>Refractivitat modificada</i>	2-5
2.1.4. <i>Altres magnituds relacionades amb la refractivitat i l'altura</i>	2-5
2.2. MODELS DE RADIOPROPAGACIÓ	2-6
2.2.1. <i>Model de radi terrestre equivalent</i>	2-8
2.2.2. <i>Model exponencial</i>	2-11
2.2.3. <i>Model de radi terrestre equivalent modificat</i>	2-12
2.3. PROPAGACIÓ NORMAL I ANÒMALA (PA)	2-12
2.3.1. <i>Propagació normal</i>	2-12
2.3.2. <i>Subrefracció</i>	2-14
2.3.3. <i>Superrefracció</i>	2-14
2.3.4. <i>Capes conductores o conductes atmosfèrics</i>	2-15
2.4. TIPUS DE CONDUCTE	2-16
2.4.1. <i>Conductes superficials</i>	2-16
2.4.2. <i>Conductes de base superficial</i>	2-18
2.4.3. <i>Conductes elevats</i>	2-19
2.5. SITUACIONS METEOROLÒGIQUES ASSOCIADES A LA PA	2-20
2.5.1. <i>Inversions de radiació</i>	2-20
2.5.2. <i>Adveccions càlides</i>	2-21
2.5.3. <i>Tempestes</i>	2-21
2.6. REFERÈNCIES	2-22