



**MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS**

CIÊNCIAS ESPACIAIS E ATMOSFÉRICAS (CEA)
DIVISÃO DE AERONOMIA (DAE)

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

A CAMADA IONOSFÉRICA F₃

ALUNO: PAULO FRANÇA BARBOSA NETO

ORIENTADORA:
Dra. INEZ ISTACIARINI BATISTA

INPE
São José dos Campos

1999

Aprovado pela Banca Examinadora em cumprimento a requisito exigido para a obtenção do Título de **Mestre em Geofísica Espacial.**

Dra Maria Virginia Alves

Maria Virginia Alves.
Presidente

Dra Inez Staciarini Batista

Inez Staciarini Batista
Orientadora

Dr. Mangalathayil Ali Abdu

M. Abdu
Membro da Banca

Dr. René Adalid Medrano-Balboa

René A. Medrano B.
Membro da Banca

Dr. Gilvan Luis Borba

Gilvan Luis Borba
Membro da Banca
Convidado

Candidato: Paulo França Barbosa Neto

Dedico este trabalho ao meu pai, Paulo, minha mãe, Maria Cristina, minha esposa, Flávia, e a minha orientadora, Dra. Inez.

AGRADECIMENTOS

Agradeço em especial à minha orientadora, Dra. Inez, pela paciência, apoio e incentivo, fatores fundamentais na realização e término deste trabalho.

Aos amigos Goreti, Pedrina e Christiano pelo suporte técnico, ao colega Dalli pela ajuda na redução dos dados.

Agradeço aos, alunos, professores e pesquisadores do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) e ao CNPq por possibilitarem a realização da minha iniciação científica e do meu curso de mestrado.

RESUMO

Ionogramas gravados nas vizinhanças de Fortaleza (4°S , 38°W ; 7°S latitude magnética), em Itaitinga, mostraram a evidência direta de uma camada adicional ocorrendo, geralmente, na altura virtual de 650 km, em regiões próximas ao equador magnético, e preferencialmente na faixa de hora que varia de 0930 UT (0630 LT) a 1730 UT (1430 LT). Esta camada foi denominada camada F₃ [Balan et al., 1997] e sua evidência indireta tem sido discutida em recentes trabalhos de modelagem [Balan e Bailey, 1995; Balan et al., 1997, 1998]. A combinação do campo magnético dirigido para o norte com o campo elétrico leste-oeste produz uma deriva vertical ascendente que origina uma fonte de plasma no topo da ionosfera durante a manhã. Essa fonte eleva o plasma e sob condições adequadas de campo magnético e vento e forma a camada adicional F₃ em latitudes próximas ao equador. Durante alguns períodos a camada F₃ pode possuir densidade de pico maior que a densidade da camada F₂ o que possibilita sua observação por ionossondas localizadas no solo. Neste estudo é apresentada uma análise dos ionogramas registrados em Fortaleza para estudar a ocorrência da camada F₃. A base de dados de Fortaleza foi analisada para estabelecer dependência com estações do ano, atividade solar e atividade magnética. Além disso, tendo em vista o deslocamento do equador magnético para o norte, na região brasileira, estes dados poderão ser utilizados para tentar estabelecer o limite (em termos de latitude magnética) de ocorrência da camada F₃. Observou-se que a camada ocorre principalmente nos solstícios de dezembro e junho, durante períodos de baixa atividade solar e magnética. A comparação das observações com os resultados de modelos mostram que o vento do modelo HWM (Hedin et al., 1988) não é apropriado para descrever a dinâmica da região equatorial brasileira durante período de inverno, baixa atividade solar.

ABSTRACT

Ionograms recorded in the vicinity of Fortaleza (4°S, 38°W; 7°S magnetic latitude), in Itaitinga, showed the direct evidence of an additional layer occurring, in general, about virtual height of 650 km, in regions close to the magnetic equator, in a range time from 0930 UT (0630 LT) to 1730 UT (1430 LT). This layer was named F₃ layer [Balan et al., 1997] and its indirect evidence has been discussed in recent modeling works [Balan e Bailey, 1995; Balan et al., 1997, 1998]. The north-south magnetic field combined with east-west electric field generates a plasma fountain at topside ionosphere during the morning hours. Under adequate conditions of magnetic field and wind the plasma fountain forms the additional F₃ layer at latitudes close to the equator. During some hours the F₃ layer peak intensity can be greater than F₂ layer intensity making possible observation from ground-based ionosondes. In the present work we show an analysis of ionograms recorded at Fortaleza to study F₃ layer occurrence. Fortaleza data were used to establish the variation of the F₃ layer occurrence with season, solar activity and magnetic activity. Furthermore, the data was used to try to establish the limit (in terms of magnetic latitude) of F₃ layer occurrence. We observed that the F₃ layer occurs mainly during December and June solstices in low solar activity years, and during geomagnetically quiet periods. The occurrence of the layer during the equinoxes, on the other hand, does not show a well defined dependence on geomagnetic and solar activity. The comparison of observations with model results showed that the HWM wind model (Hedin et al., 1988) is not appropriate to describe the Brazilian low latitude dynamics during winter, low solar activity conditions.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	viii
1 INTRODUÇÃO.....	01
2 A IONOSFERA.....	03
2.1 Formação da Ionosfera	06
2.2 Produção de Ionização.....	11
2.3 Reação de Perda.....	13
2.4 Processo de Transporte na Ionosfera.....	16
2.4.1 Transporte Vertical.....	17
2.4.2 Transporte Horizontal e Ventos Neutros.....	18
2.5 Técnica e Instrumentos de Medidas.....	19
2.5.1 - Canadian Advanced Digital Ionosonde (CADI).....	19
3 A REGIÃO F EQUATORIAL.....	21
3.1 Anomalia Equatorial na Ionização.....	21
3.2 Anomalia Equatorial na Temperatura e no Vento.....	22
3.3 As Derivas e Campos Elétricos do Plasma Ionosférico.....	25
3.4 O Vento Termosférico e sua Influência na Região F Equatorial.....	28
3.5 A Região F Ionosférica sobre Fortaleza.....	31
3.5.1- O Vento Termosférico sobre a Região de Fortaleza.....	37

4	A CAMADA IONOSFÉRICA F ₃	41
4.1	Fonte Equatorial de Plasma.....	41
4.2	Camada F ₃	46
5	OBSERVAÇÕES DA CAMADA F ₃ SOBRE FORTALEZA.....	51
5.1	Apresentação dos Dados.....	54
5.2	Discussão dos Resultados.....	73
6	CONCLUSÕES.....	76
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	79

LISTA DE FIGURAS

2.1	Representação esquemática das camadas ionosféricas e as principais fontes ionizantes.....	04
2.2	Relação entre ds e dz , em uma atmosfera plano-estratificada.....	07
2.3	Esquema de reações fotoquímicas.....	14
2.4	Três casos de transporte de carga elétrica por ação de um campo elétrico E , na presença do campo geomagnético B ; os íons estão representados por i e os elétrons por e	16
2.5	Três casos de transporte de carga elétrica por ação de um vento neutro U , na presença do campo geomagnético B ; os íons estão representados por i e os elétrons por e	17
3.1	Variação da concentração de elétrons em função da latitude.....	22
3.2	O comportamento da densidade de elétrons, do vento zonal e da temperatura em baixas latitudes.....	23
3.3	Variação diurna da deriva vertical do plasma medido em Jicamarca durante equinócio (março/abril, setembro/outubro), inverno (maio/agosto) e verão (novembro/fevereiro) para três níveis de fluxo solar.....	26
3.4	A variação diurna da velocidade de deriva zonal do plasma da Região F.....	27
3.5	Variações sazonais das derivas zonais de plasma durante períodos de baixa e alta atividade solar.....	28
3.6	Diagrama esquemático ilustrando a deriva vertical do plasma (W) produzida pela componente horizontal do vento termosférico (U_0) ao longo do meridiano magnético. O ângulo de inclinação magnética é denotado por I	30

3.7	Variação latitudinal da densidade eletrônica em torno do equador magnético, para várias altitudes.....	30
3.8	A deriva vertical da Região F sobre Fortaleza e Huancayo.....	32
3.9	Comparação entre as alturas virtuais da camada F durante o verão, equinócio e inverno, sobre Fortaleza e Huancayo.....	34
3.10	Variação da velocidade vertical com a hora para equinócio, verão e inverno para Huancayo e Fortaleza.....	36
3.11	Variação da altura virtual da camada F com a hora para equinócio, verão e inverno para Huancayo e Fortaleza.....	36
3.12	Variação diurna de foF ₂ em Fortaleza, durante períodos magneticamente calmos.....	38
3.13	Componentes do vento meridional e zonal magnéticos, sobre a região de Fortaleza a 300 km de altura, calculadas a partir do modelo HWM90, para períodos de alta (painéis a e c) e de baixa (painéis b e d) atividade solar.....	39
3.14	Vento meridional magnético na região de Fortaleza do modelo HWM90, comparado com o vento calculado por Souza et al. (1999) para a mesma localidade para verão de baixa atividade solar (a) e inverno de baixa atividade solar (b).....	40
4.1	Desenho esquemático do efeito fonte gerado pela associação do campo elétrico ao campo magnético.....	41
4.2	Vetor dos fluxos de plasma as 1200 LT.....	42
4.3	Vetor dos fluxos de plasma as 1900 LT.....	43
4.4	Vetor dos fluxos de plasma as 2100 LT.....	44
4.5	A velocidade padrão da deriva ExB	45
4.6	Perfil de densidade eletrônica que mostra a camada F ₃	48
4.7	Localização e a extensão latitudinal da camada F ₃ as 1100 LT em Fortaleza durante solstícios e equinócios para baixa atividade solar.....	49
4.8	Perfil de densidade eletrônica para diferentes níveis de atividade solar.....	50
5.1	Sequência de ionogramas que mostram a formação e o decaimento da camada F ₃ em 15 de janeiro de 1995.....	52

5.2	Sequência de ionogramas que mostram a formação e o decaimento da camada F ₃ em 15 de agosto de 1995.....	53
5.3	Porcentagem de ocorrência da camada F ₃ em cada mês, nos anos de 1994, 1995 e 1996.....	55
5.4	Horário preferencial para a formação da camada F ₃	56
5.5	Horário preferencial para a formação da camada F ₃ , para os meses analisados em 1994.....	57
5.6a	Horário preferencial para a formação da camada F ₃ , para os meses analisados em 1995 (dez/jan/fev e jun/jul/ago).....	58
5.6b	Horário preferencial para a formação da camada F ₃ , para os meses analisados em 1995 (mar/abr/mai e set/out/nov).....	59
5.7a	Horário preferencial para a formação da camada F ₃ , para os meses analisados em 1996 (dez/jan/fev e jun/jul/ago).....	60
5.7b	Horário preferencial para a formação da camada F ₃ , para os meses analisados em 1996 (mar/abr/mai e set/out/nov).....	61
5.8	Intervalo de tempo em que a camada F ₃ foi observada nos ionogramas de Fortaleza.....	63
5.9	Comparação entre a frequência crítica da camada F ₂ e a frequência crítica da camada F ₃	67
5.10	Intervalo de ΣK_p preferencial para a formação da camada F ₃	68
5.11a	Intervalo de ΣK_p preferencial para a formação da camada F ₃ , agrupados em períodos de 3 meses (dez/jan/fev e jun/jul/ago).....	69
5.11b	Intervalo de ΣK_p preferencial para a formação da camada F ₃ , agrupados em períodos de 3 meses (mar/abr/mai e set/out/nov).....	70
5.12	Número de ocorrência da camada F ₃ nos meses de janeiro, março e agosto das décadas de 70, 80 e 90 comparada com a atividade solar e a inclinação.....	72

1 - INTRODUÇÃO

A ionosfera terrestre, entre 180 km e 1000 km de altitude, é conhecida como Região F. A parte inferior da Região F estende-se de aproximadamente 180 km a 400 km [Rishbeth e Garriott, 1969], e durante o dia subdivide-se em duas camadas distintas conhecidas como F₁ e F₂. Contudo, ionogramas gravados nas vizinhanças de Fortaleza (4°S, 38°W; 7°S latitude magnética), mostram a evidência observacional de uma camada adicional ocorrendo, geralmente, na altura virtual de aproximadamente 650 km. Esta camada foi denominada camada F₃ [Balan et al., 1997].

Próximo ao equador magnético o campo geomagnético é orientado horizontalmente à superfície da Terra. A combinação do campo magnético dirigido para o norte com o campo elétrico leste-oeste produz uma deriva vertical, $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$, que força o plasma para cima em latitudes próximas ao equador magnético. Em seguida o plasma em altitudes maiores difunde-se para baixo, através das linhas de campo, sob a influência da gravidade e dos gradientes de pressão, ocasionando picos na densidade eletrônica que se desenvolvem, por volta de $\pm 16^\circ$ de latitude. Estes picos causam uma depleção de plasma no equador, a anomalia equatorial. A deriva $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$, ascendente, origina uma fonte de plasma, formada no topo da ionosfera durante a manhã. Essa fonte eleva o plasma e sob condições adequadas de campo magnético e vento, forma a camada adicional F₃ em latitudes próximas ao equador.

A camada F₃ pode possuir uma intensidade maior que a intensidade da camada F₂ durante algumas horas antes do meio-dia local e, uma vez formada, a camada adicional pode existir por longos períodos. A evidência direta da camada F₃ foi observada em ionogramas registrados nas vizinhanças de Fortaleza e sua evidência indireta tem sido discutida em recentes trabalhos de modelagem [Balan e Bailey, 1995; Balan et al., 1997, 1998]. Neste estudo é apresentada uma análise dos ionogramas registrados em Fortaleza para estudar a ocorrência da camada F₃. A base de dados de Fortaleza foi analisada para estabelecer se há

dependência com estações do ano, atividade solar e atividade magnética. Além disso, tendo em vista o deslocamento do equador magnético para o norte, na região brasileira, estes dados poderão ser utilizados para tentar estabelecer o limite (em termos de latitude magnética) de ocorrência da camada F3.

2- A IONOSFERA

A ionosfera, uma camada condutora, é uma região constituída de elétrons e íons. Uma parte dos íons é produzida, na atmosfera terrestre, por raios cósmicos, e a outra, a maior parte, por radiação solar, principalmente pelos raios-X, pela radiação ultravioleta e pela precipitação de partículas carregadas durante tempestades geomagnéticas. Costuma-se dividi-la em camadas: D, E, F₁ e F₂, as quais são classificadas quanto à densidade e quanto à variação de elétrons com a altura, entre a altura de 80 km, início da região D, e 400 km, topo da região F₂. A densidade da ionosfera é extremamente variável; o número de partículas carregadas depende da atividade geomagnética, da latitude e de variações ocasionadas pela iluminação solar durante o dia. Além disso, a ionização causada pela radiação ultravioleta, raios-X, e raios cósmicos varia com o ciclo solar e seu processo está relacionado com as mudanças do espectro solar.

No topo da ionosfera, como a densidade atmosférica diminui exponencialmente com a altura, a densidade é muito baixa e portanto a concentração de íons é insignificante, embora a intensidade da radiação ionizante seja grande. Em alturas intermediárias a taxa de produção de íons atinge um máximo, uma vez que nesta região existe considerável intensidade de radiação e também de partículas neutras, portanto ocorre um pico na produção de íons. Na base da ionosfera, a concentração de partículas neutras é maior, porém, a intensidade ionizante é insignificante, portanto, a concentração de íons é também pequena. Os estudos das regiões da ionosfera são interessantes por sustentar uma ampla área de fenômenos físicos; muitos destes estudos tem como objetivo detectar e interpretar a variação de elétrons livres com a altura, o chamado perfil, o qual exhibe, geralmente, um aumento dos elétrons livres e um valor de pico na região F seguido de uma diminuição com o aumento da altura, como mostra a Figura 2.1 [Rishbeth e Garriott, 1969].

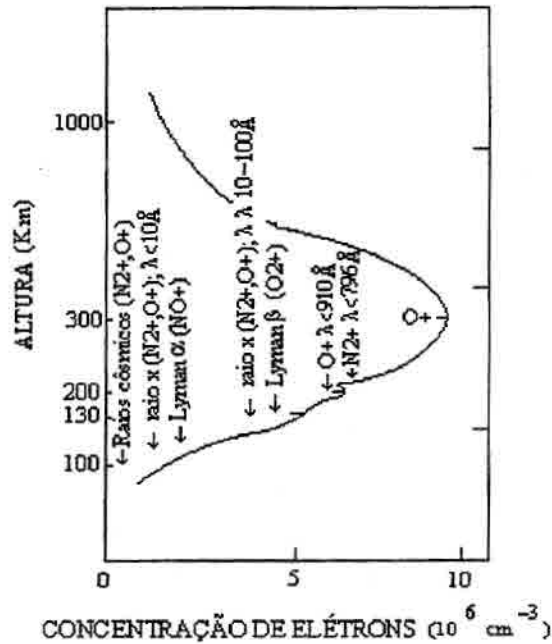


Fig. 2.1 - Representação esquemática das camadas ionosféricas e as principais fontes ionizantes

A ionização da região D, entre 80 a 85 km e que constitui a parte inferior da ionosfera, é causada principalmente pelas radiações mais penetrantes e, portanto, esta região é muito sensível à atividade solar. Como a densidade atmosférica é maior nesta região do que nas outras, as colisões entre íons, elétrons, e partículas neutras são consideradas importantes. As radiações ionizantes mais importantes, nesta região, são os raios-X, com comprimento de onda λ menor do que 10 \AA , que ionizam o oxigênio e nitrogênio em torno de 80 km, a radiação solar Lyman- α , com comprimento de onda λ de 1216 \AA , ioniza a óxido nítrico NO, sendo a ionização adicional nas alturas inferiores causada pelos raios cósmicos. Na região D os íons negativos, criados por junção eletrônica, são importantes, assim como os íons complexos que resultam da aglutinação de íons a moléculas de água. A ionização através de radiação solar pode ser considerada primária, para distinção de íons secundários formados pelas reações químicas.

A região E, entre 85-130 km, é ionizada pelos raios-X e pela radiação ionizante ultravioleta com longo comprimento de onda. O pico da região E corresponde a uma concentração de elétrons na ordem de 10^5 cm^{-3} , tendo NO^+ e O_2^+ como constituintes iônicos dominantes.

A região F, durante o dia, subdivide-se em duas camadas distintas: F₁ e F₂. A camada F₁ é definida pela aparição esporádica de um pequeno pico secundário na concentração eletrônica, ou apenas uma pequena inflexão na curva em torno de 180 km. A região é importante porque nela ocorre a transição entre as leis quadrática e linear para a perda eletrônica. A região F₂, dominada por processos dinâmicos onde existe uma grande interação entre a ionosfera superior com os ventos termosféricos, engloba toda a região superior da ionosfera, incluindo a região do pico, acima do qual a ionosfera encontra-se em equilíbrio difusivo, isto é, o plasma se distribui com sua própria escala de altura. Estes processos são muito complexos e dependem da latitude magnética. Portanto, a distribuição vertical da densidade de elétrons dentro e acima do pico da região F₂ não pode ser descrita apenas em termos do balanço entre ionização e recombinação mas também em termos do efeito da difusão. Observações realizadas por foguetes e satélites mostram que o constituinte iônico predominante próximo ao pico F₂ é o oxigênio atômico.

A composição iônica da ionosfera está relacionada com a produção iônica, a qual resulta diretamente da fotoionização que ocorre entre os constituintes majoritários N_2 , O_2 e O . A composição final pode ser explicada pelas variações aeronômicas das reações que podem ocorrer entre os fotoíons e os constituintes neutros da atmosfera, e pelos processos de transporte e eletrodinâmicos, os quais produzem variações espaciais da composição.

A distribuição da ionização no topo da ionosfera recebe grande influência do campo magnético e da estrutura da magnetosfera. Existem três regiões onde o processo térmico do plasma (H^+ , He^+) é constituído de diferentes efeitos. Em baixas latitudes magnéticas a plasmasfera representa uma região com alta densidade de íons (10^3 a 10^4 íons/cm³)

localizados ao longo das linhas de campo. Dentro da plasmasfera o H^+ e o He^+ são os principais componentes iônicos acima de 1500 km e sofrem um fluxo no período diurno ao longo das linhas do campo magnético resultando em variações de densidade e temperatura da região F2. O processo do topo da ionosfera na parte externa da plasmasfera, cujo limite, a plasmapausa, geralmente dependente da atividade magnética, é muito complexo e esta complexidade é resultado da convecção na magnetosfera. A interação entre o vento solar e o campo magnético estabelece campos elétricos na região iluminada pelo Sol. O processo de convecção não é estacionário, mas sujeito a uma variação contínua. Portanto, o topo da ionosfera nas vizinhanças de 45° e 70° (latitude magnética) está normalmente dentro de um estado dinâmico com um fluxo convergente e com um fluxo divergente.

Nas regiões D, E, e F1 a concentração de elétrons é maior no meio-dia local. Durante a noite cessa a produção por fotoionização, porém o processo de recombinação continua a ocorrer. Portanto os elétrons, produzidos na atmosfera, unem-se a íons positivos reduzindo a uma pequena concentração eletrônica, da ordem de 10^3 cm^{-3} , nas regiões D e E. A interação entre moléculas é de grande importância pois possibilita determinar quantitativamente os vários tipos de espécies iônicas. Nas regiões onde as linhas de campo são abertas, o H^+ e o He^+ são rapidamente aceleradas ao longo das linhas de campo, de maneira a existir um sistema de perda do plasma terrestre. Portanto, as densidades do H^+ e do He^+ são reduzidas e o O^+ aparece como um constituinte iônico majoritário em altitudes de 3000-5000 km.

2.1 - FORMAÇÃO DA IONOSFERA

A energia ionizante transportada por fótons ou partículas incide sobre a atmosfera, especialmente onde há concentração de partículas atmosféricas ionizáveis, criando um aumento na ionização. A radiação que penetra na atmosfera diminui gradativamente sua intensidade devido à sua absorção por moléculas e átomos, como mostra a Figura 2.2.

Representando o fluxo de radiação com comprimento de onda λ , por $\Phi_{(\lambda)}$ a variação do fluxo de radiação $d\Phi$, devido à absorção pelo gás neutro ao percorrer uma distância ds [Banks e Kockarts, 1973] é

$$d\Phi = -n \sigma_a \Phi ds \quad (2.1)$$

onde:

n : concentração do gás neutro,

σ_a : seção reta de absorção (cross section)

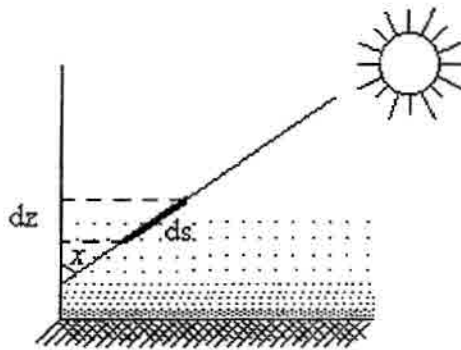


Fig. 2.2 - Relação entre ds e dz , em uma atmosfera plano-estratificada

Integrando a Equação 2.1 em função da altura e ao longo do caminho do raio óptico, tem-se:

$$\Phi_{(\lambda)} = \Phi_{\infty} \exp \left(\int -n \sigma_a ds \right) \quad (2.2)$$

onde Φ_{∞} é fluxo de radiação no topo da atmosfera. O argumento da exponencial na Equação 2.2 é conhecido como profundidade óptica e é representado por:

$$\tau = \int n \sigma_a ds \quad (2.3a)$$

mas como $ds = - dz \sec\chi$, onde χ é o ângulo zenital mostrado na Figura 2.2, tem-se:

$$\tau = \sec\chi \int n \sigma_a dz \quad (2.3b)$$

Usando as Equações 2.2 e 2.3a, tem-se:

$$\Phi(\lambda) = \Phi_{\infty}(\lambda) e^{-\tau} \quad (2.4)$$

onde a dependência da altura está implicitamente contida na profundidade óptica. Esta equação pode ser usada para avaliar as regiões da atmosfera onde ocorre a absorção de um comprimento de onda específico. Como a densidade da maioria dos gases atmosféricos varia exponencialmente com a altura, um processo similar ocorre para a profundidade óptica, ou seja um comportamento exponencial. Com a profundidade óptica menor que 1 haverá penetração de radiação; com $\tau = 1$, profundidade óptica unitária, define-se uma determinada altura abaixo da qual o fluxo de radiação incidente decai rapidamente para zero, com a profundidade maior que 1, o fluxo de radiação decai rapidamente para zero. Se $N_t = \sec\chi \int n dz$, onde $\int n dz$ é o conteúdo atmosférico ao longo de uma coluna, tem-se da, Equação 2.3b, quando $\tau = 1$

$$N_t = \frac{1}{\sigma_a}$$

Para se analisar corretamente a profundidade óptica é necessário que a geometria do caminho do raio seja definida com relação à distribuição vertical da absorção pelos gases. Considerando inicialmente um modelo simples :

$$p = p_0 \exp \left(- \int \frac{dz}{H} \right) \quad (2.5)$$

onde:

$$p = n K T$$

K: constante de Boltzmann

p: pressão do gás

T: temperatura absoluta

p₀: pressão na altura inicial h₀

H: altura de escala do gás

$$n = n_0 \frac{T_0}{T} \exp \left(- \int \frac{dz}{H} \right) \quad (2.6)$$

onde:

$$H = \frac{KT}{mg}, \text{ e } H \text{ é definido como altura de escala}$$

n₀: concentração na altura inicial h₀

T₀: temperatura na altura inicial h₀

m: massa

g: aceleração da gravidade

Considerando a atmosfera como um modelo isotérmico, a massa e a aceleração da gravidade constantes, conseqüentemente H será constante, portanto, resolvendo Equação 2.6, tem-se:

$$n = n_0 \exp\left(-\frac{z-z_0}{H}\right) \quad (2.7)$$

Finalmente, para se calcular $\int n \, dz$ basta integrar a Equação 2.7 em função da altura

$$\int n \, dz = nH \quad (2.8)$$

Substituindo o resultado da Equação 2.8 na equação 2.3b, tem-se:

$$\tau = n H \sigma_a \sec\chi \quad (2.9a)$$

generalizando para uma atmosfera com vários constituintes:

$$\tau = \sec\chi \sum_i n_i H_i \sigma_i \quad (2.9b)$$

2.2 - PRODUÇÃO DE IONIZAÇÃO

Algumas características da ionosfera podem ser descritas através de uma teoria de formação simplificada usando a condição de $\tau = 1$, profundidade óptica unitária, para que ocorra a formação das diferentes regiões ionosféricas. A região D, entre 80 e 85 km, possui como principais processos de produção os processos de fotoionização de NO pelos raios-X ($\lambda < 10 \text{ \AA}$), radiação ultravioleta ($\lambda > 1750 \text{ \AA}$) e radiação Lyman- α ($\lambda = 121.6 \text{ nm}$). A região E, entre 85 e 130 km, possui como principal processo de produção os processos de fotoionização de O_2 e N_2 no espectro dos raios-X, radiação Lyman- β ($\lambda = 1025 \text{ \AA}$), radiação Lyman contínuo ($\lambda < 910 \text{ \AA}$). Já a região F, estendendo-se a partir de 130 km e atingindo um máximo em torno de 300 km, possui como principal processo de produção os processos de fotoionização de O e N_2 no espectro do extremo ultravioleta e partes do espectro dos raios-X.

A distribuição vertical da ionização na parte superior da ionosfera depende da taxa de produção de íons e dos diferentes processos de perda dos mesmos. Considerando uma atmosfera composta de uma única espécie distribuída exponencialmente com altura de escala constante, uma atmosfera plano-estratificada onde não existem variações no plano horizontal e uma radiação monocromática, ou seja, um coeficiente de absorção independente da radiação incidente, a taxa de produção pode ser escrita como:

$$q = \sigma_i n \Phi(\lambda) \quad (2.10)$$

onde:

q: taxa de produção de íons

n: densidade da atmosfera

σ_i : seção reta de ionização

$\Phi(\lambda)$: fluxo de radiação incidente

Utilizando a Equação 2.4 tem-se

$$q = \sigma_i n \Phi_{\infty}(\lambda) e^{-\tau} \quad (2.11)$$

Combinando o produto da seção reta de ionização σ_i com o fluxo de radiação Φ_{∞} , obtém-se o coeficiente da taxa de fotoionização, $I(\lambda) = \sigma_i \Phi_{\infty}(\lambda)$, portanto

$$q = n I(\lambda) e^{-\tau} \quad (2.12)$$

A Equação 2.12 pode ser manipulada para se encontrar a taxa de produção máxima e o perfil vertical de produção de ionização na atmosfera. Dessa forma, utilizando as Equações 2.7 e 2.9, tem-se

$$q = n_0 \exp\left(-\frac{z-z_0}{H}\right) \sigma_i \Phi_{\infty} \exp\left(-H \sigma_a \sec\chi n_0 \exp\left(-\frac{z-z_0}{H}\right)\right) \quad (2.13)$$

Diferenciando a Equação 2.13 pode-se calcular o máximo na produção de ionização

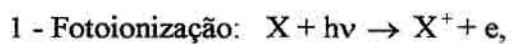
$$\frac{dq}{dz} \Big|_{z=zm} = 0,$$

onde z_m é a altura onde a produção é máxima. Na altura onde a produção é máxima $\tau = 1$, portanto, a equação para a produção máxima é dada por

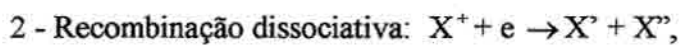
$$q_m = \frac{\sigma_i \Phi_{\infty} e^{-1}}{H \sigma_a} \cos \chi \quad (2.14)$$

2.3 - REAÇÕES DE PERDA

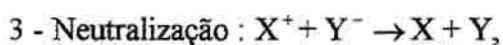
As reações fotoquímicas são responsáveis pelo controle da densidade eletrônica da ionosfera. As reações básicas de perda estão listadas abaixo, juntamente com a reação de fotoionização:



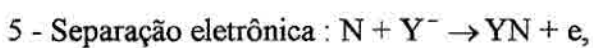
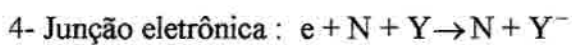
$$I = 10^{-7} \text{ s}^{-1}$$



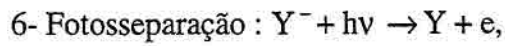
$$\alpha_d = 10^{-6} \text{ cm}^3 \text{ s}^{-1}$$



$$\alpha_i = 10^{-6} \text{ cm}^3 \text{ s}^{-1}$$



$$f = 10^{-10} \text{ cm}^3 \text{ s}^{-1}$$



$d = 0.4 \text{ s}^{-1}$

Um esquema simplificado dessas reações é mostrado na Figura 2.3

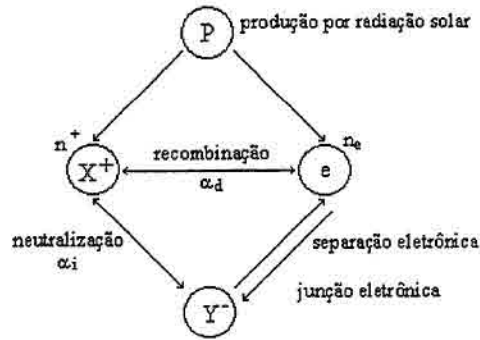


Fig. 2.3 - Esquema de reações fotoquímicas

Na região onde o transporte pode ser desprezado, regiões D, E, F1, a concentração individual de íons e elétrons pode ser determinada pela equação da continuidade, na forma

$$\frac{dn_i}{dt} = P_i - L_i \tag{2.15}$$

onde:

n_i : concentração de íons

P_i : termo de produção de íons

L_i : termo de perda de íons

Na região F, acima de 170 km, o íon atômico O^+ torna-se importante para o balanço total da ionização. As reações químicas mais importantes nessa região são:





O processo dependente do tempo deste sistema é descrito pelo conjunto de equações abaixo

$$\frac{d[O^+]}{dt} = I[O] - \gamma [O^+] [N_2] \quad (2.16)$$

$$\frac{d[NO^+]}{dt} = \gamma [O^+] [N_2] - \alpha_d [NO^+] n_e \quad (2.17)$$

$$\frac{dn_e}{dt} = I[O^+] - \alpha_d [NO^+] n_e \quad (2.18)$$

para o estado estacionário do O^+ , tem-se

$$n(O^+) = \frac{In(O)}{n(N_2)\gamma} \quad (2.19)$$

e a constante de tempo da reação de perda do íon O^+ τ , é

$$\tau = \frac{1}{n(N_2)\gamma} \quad (2.20)$$

2.4 - PROCESSOS DE TRANSPORTE NA IONOSFERA

Os processos de transporte representam a dinâmica da ionosfera e podem deslocar massas gasosas em grande escala. O movimento de íons e elétrons, cujo parâmetro característico é a velocidade, pode ser ocasionado pelos campos elétricos os quais na presença do campo geomagnético, podem movimentar as cargas paralelamente a \mathbf{B} (Figura 2.4a) ou perpendicularmente a \mathbf{B} (Figura 2.4b e 2.4c); pelos ventos neutros, os quais na presença do campo geomagnético podem movimentar as cargas paralelamente a \mathbf{B} (Figura 2.5a) ou perpendicularmente a \mathbf{B} (Figura 2.5b e 2.5c); e pela difusão [Kirchhoff, 1991].

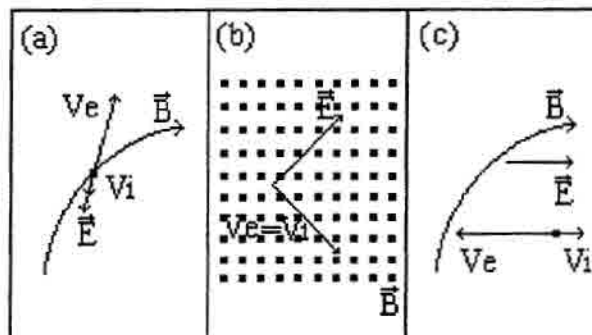


Fig. 2.4 - Três casos de transporte de carga elétrica por ação de um campo elétrico \mathbf{E} , na presença do campo geomagnético \mathbf{B} ; os íons estão representados por i e os elétrons por e .

Se as velocidades dos íons e dos elétrons forem iguais, o plasma move-se como um todo; se as velocidades dos íons e elétrons forem diferentes ocorrerá estabelecimento de correntes elétricas.

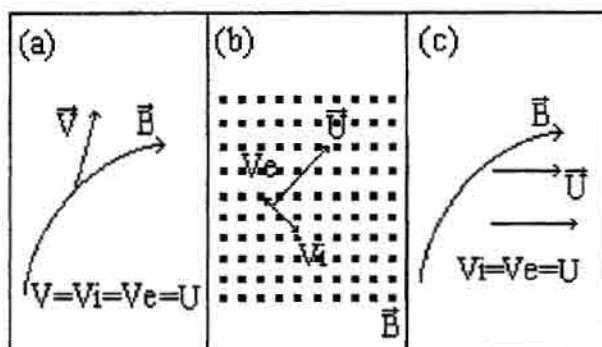


Fig. 2.5 - Três casos de transporte de carga elétrica por ação de um vento neutro \mathbf{U} , na presença do campo geomagnético \mathbf{B} ; os íons estão representados por i e os elétrons por e .

2.4.1 - TRANSPORTE VERTICAL

O transporte vertical de íons e elétrons é controlado, principalmente, pela frequência de colisão e pela gravidade. Abaixo de 130 km a frequência de colisão de íons e elétrons é muito grande, portanto, para uma melhor aproximação, considera-se que íons e elétrons não entram nem saem de uma determinada unidade de volume. A unidade de volume pode mover-se para cima ou para baixo sob a influência de gradientes de pressão. Entre 130 km e 300 km o caminho livre médio dos elétrons (e também dos íons) torna-se comparável ou maior que a escala de altura, ou que a espessura da ionosfera, transformando a difusão em um processo importante no transporte do plasma e na troca da energia. Acima de uma altitude de 300-400 km o plasma pode ser considerado, para muitos propósitos, como sendo não colisional. Em altas e médias latitudes o transporte ocorre, principalmente, ao longo das linhas do campo magnético e as partículas tendem a difundir-se de acordo com suas

massas. A difusão ambipolar também deve ser considerada, uma vez que os íons e os elétrons são eletricamente acoplados. Neste regime (difusão ambipolar) os íons e elétrons sofrem uma difusão, cujo coeficiente é dado por $D = KT/mv$. Próximo ao equador o transporte vertical é impedido pela geometria das linhas de campo. Durante o período diurno, contudo, devido a efeitos eletrodinâmicos a ionização é transportada para cima, no equador magnético, e em seguida difunde-se para baixo através das linhas do campo magnético por volta de $\pm 15^\circ$ de latitude magnética, resultando na anomalia equatorial.

2.4.2 - TRANSPORTE HORIZONTAL E VENTOS NEUTROS

Abaixo de 130 km de altitude, a frequência de colisão íon-elemento neutro é tão alta que os íons fluem livremente através das linhas de campo acompanhando o movimento dos elementos neutros; os elétrons estão relativamente aprisionados em relação ao campo magnético e os ventos neutros tendem a criar as correntes ionosféricas. Estas correntes são detectadas do chão por variações diurnas no campo magnético em médias e baixas latitudes (entre $+60^\circ$ e -60°). O sistema de correntes em um dia calmo e o eletrojato equatorial são os maiores sistemas de correntes relacionados com o vento neutro. A separação dos íons e elétrons na região E produz campos elétricos de polarização que podem causar a deriva $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ do plasma tanto na região E quanto na região F [Evans, 1978].

Os ventos neutros são predominantemente marés atmosféricas com períodos de 24, 12, 8, 6, ... horas. O vento neutro de ordem zero consiste em um fluxo estacionário da região iluminada pelo Sol, 1400 LT, para a região não iluminada, 0200LT. A latitude destas zonas de alta e baixa pressão variam periodicamente com o Sol. Em altas latitudes os ventos neutros são fortemente afetados pela atividade geomagnética [Roble, 1981]. A corrente de anel, a qual causa distúrbios em médias latitudes, é dissipada na ionosfera próxima a 60° que, por sua vez aquece a termosfera. O aquecimento Joule da zona auroral e da calota polar também causa um aquecimento na termosfera em alta latitude. Com este

aquecimento da termosfera os ventos neutros em alta e média latitude podem ser fortemente afetados e até reverter a direção.

2.5 - TÉCNICA E INSTRUMENTOS DE MEDIDAS

O princípio da sondagem ionosférica, a mais antiga e importante técnica de estudo ionosférico, consiste em sistema de transmissores e receptores que emitem e captam pulsos de energia eletromagnética de frequência variável, normalmente, de 1 a 25 MHz. O sinal emitido na vertical é refletido pela ionosfera; calcula-se, então o tempo decorrido entre a transmissão e a recepção do pulso com uma determinada frequência e obtêm-se as alturas virtuais, isto considerando que o pulso viaja com a velocidade da luz. Os equipamentos que usam esses princípios são as ionossondas. As alturas são normalmente gravadas em filmes fotográficos modulando a intensidade de uma fonte luminosa com o sinal recebido. Os equipamentos mais modernos são controlados por micro processadores e os dados são registrados digitalmente.

2.5.1 - CANADIAN ADVANCED DIGITAL IONOSONDE (CADI)

Uma CADI (Canadian Advanced Digital Ionosonde) foi instalada nas vizinhanças de Fortaleza, na estação de Itatinga, em setembro de 1994 através de uma cooperação entre o Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) e o professor J.MacDougall da University of Western Ontario, London, Canadá e foi mantida em funcionamento ininterrupto até novembro de 1996, voltando a operar em abril de 1997. A CADI possui a capacidade de sondar utilizando pulsos verticais de frequência de rádio de alta potência. O sistema integra técnicas de fase codificadas, eletrônicos de estado sólido e tecnologia de PC e pode ser operado com receptor único e múltiplo. As derivas também podem ser medidas usando o método de antenas espaçadas, esta informação é usada na propagação de rádio para prever a

frequência operante mais efetiva. O sistema opera como uma sonda de incidência vertical proporcionando informações sobre a ionosfera local (altura virtual em função da frequência, a fase e a amplitude do sinal refletido e a variação doppler devido ao movimento do refletor , em uma ou uma série de frequências). Uma descrição das principais características da CADI pode ser encontrada no boletim INAG, n°60 (1994).

O software de operação oferece um menu dos modos operantes dos quais o usuário faz a seleção. Um ionograma completo requer de poucos segundos (em baixa resolução com média de 2 pulsos) a alguns minutos (em alta resolução com média de 16 pulsos). Em média resolução o ionograma requer por volta de 45 segundos com média de 4 pulsos. Os dados são armazenados no disco rígido do computador, e copiados periodicamente para cartuchos de fitas magnéticas de 120 MB utilizando a unidade de cópia Colorado Memory Systems.

3- A REGIÃO F EQUATORIAL

A atmosfera equatorial é caracterizada pela intensa radiação solar. Esta atmosfera entre 180 km e 1000 km de altitude é conhecida como região F e durante o dia bifurca-se em duas camadas distintas conhecidas como camada F₁ e camada F₂. Na região F equatorial as linhas do campo magnético encontram-se permanentemente fechadas, desta maneira o plasma não pode escapar facilmente para o espaço.

Na região F, em alguns casos, durante a noite, a densidade de elétrons pode ser maior que a densidade de elétrons durante o dia. Norton e VanZadt (1964) conseguiram explicar com êxito a curva diurna da densidade de elétrons apenas em termos dos processos fotoquímicos. No processo fotoquímico a distribuição dos componentes atmosféricos é afetada por reações químicas. Nestas reações são frequentes as interações com fótons solares que podem excitar, dissociar ou ionizar um átomo. Através das reações fotoquímicas, portanto, estabelece-se uma perda ou uma produção de constituintes atmosféricos.

Nesta região, próxima ao equador, a difusão vertical é negligenciada pois o plasma não pode difundir-se através das linhas de campo. No entanto o plasma difunde-se ao longo das linhas do campo magnético, o qual é horizontal, paralelo á superfície terrestre, afetando a distribuição latitudinal da ionização.

3.1 – ANOMALIA EQUATORIAL NA IONIZAÇÃO

A Figura 3.1 mostra a anomalia equatorial clássica com valores da concentração de elétrons em função da latitude. É possível observar uma pronunciada depleção ao centro, próximo

ao equador magnético, e picos na concentração de elétrons entre 15° e 20° ao norte e ao sul do equador magnético [Appleton, 1946; Bailey, 1948]. Alguns estudos mostram que a anomalia existe durante o dia, sendo mais pronunciada ao pôr do sol, podendo continuar além da meia-noite mostrando características que podem variar com a longitude e com a atividade solar.

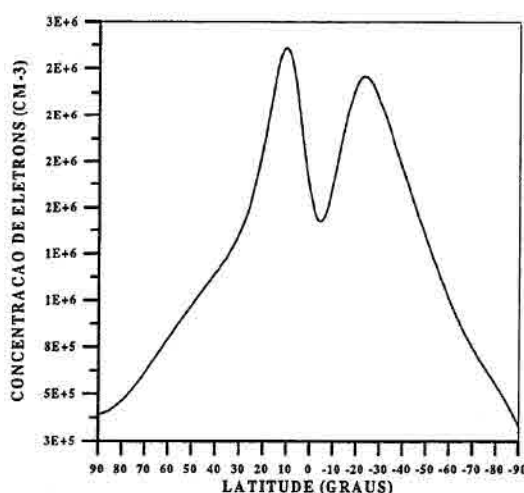


Fig. 3.1 - Variação da concentração de elétrons em função da latitude

A anomalia pode ser explicada através da deriva eletromagnética. O campo elétrico leste-oeste que existe durante o dia na região equatorial combinado com o campo magnético norte-sul, horizontal à superfície terrestre, produz uma deriva ascendente do plasma. O plasma levado para cima pelo movimento ascendente difunde-se para baixo, ao longo das linhas de campo magnético, para regiões afastadas do equador. A combinação entre campo elétrico e campo magnético produz um aumento no movimento do plasma. Este movimento, ascendente, durante o dia, e descendente, durante a noite, é chamado de efeito fonte. Portanto, os picos na concentração eletrônica nas regiões afastadas do equador são mantidos pela difusão do plasma proveniente das regiões sobre o equador.

3.2- A ANOMALIA EQUATORIAL NA TEMPERATURA E NO VENTO

Estudos realizados por Raghavaro et al. (1991), a partir de dados de sonda de Lagmuir, instrumento usado para medir a densidade e a temperatura dos elétrons, e espectrometros de

temperatura e vento, mostram uma variação longitudinal diferenciada no comportamento da temperatura e dos ventos em baixas latitudes. O vento neutro zonal exibe um máximo na região do equador magnético e mínimos em latitudes próximas a 25°, tanto no hemisfério Sul, quanto no hemisfério Norte.

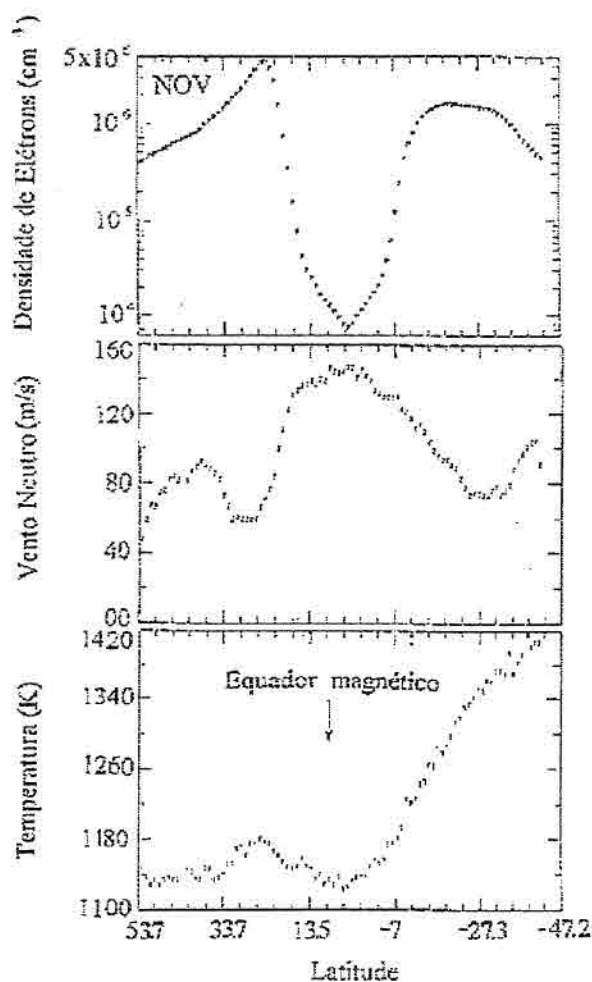


Fig.3.2 - O comportamento da densidade de elétrons, do vento zonal e da temperatura em baixas latitudes. FONTE: Raghavarao et al., 1991

Já a temperatura apresenta um comportamento inverso em relação ao comportamento do vento; a temperatura mostra um mínimo sobre o equador magnético seguido de máximos em regiões distantes, aproximadamente, 25° do equador magnético (Figura 3.2). Tanto os

valores mínimos do vento quanto os valores máximos da temperatura estão localizados muito próximos dos picos da Anomalia equatorial na ionização (seção 3.1).

É possível observar que existe uma relação inversa entre os valores da velocidade do vento neutro e os valores da densidade de elétrons, ou seja enquanto a velocidade apresenta um máximo na região próxima do equador, a densidade apresenta um mínimo naquela região. A velocidade do vento atinge valores menores que 60 m/s nas regiões onde a densidade de elétrons apresenta os valores máximos, e valores maiores que 100m/s nas regiões onde existe uma depleção na densidade de elétrons.

A temperatura, já mencionada anteriormente, também possui um comportamento interessante, ou seja, um mínimo pronunciado em seus valores nas regiões próximas ao equador magnético. Este mínimo nos valores da temperatura é coincidente com o mínimo dos valores da densidade de elétrons e com os valores máximos da velocidade do vento neutro. Outra característica do comportamento da temperatura é o pico que ocorre nos seus valores no hemisfério onde é inverno (os dados da Figura 3.2 são para o dia 20 de novembro de 1981 e, portanto, é inverno no hemisfério Norte), o qual coincide com o máximo nos valores da densidade de elétrons e com os valores mínimos da velocidade do vento.

Raghavaro et al. (1991) atribuem as variações latitudinais, observadas no vento solar, às variações latitudinais no arraste iônico, associado à anomalia equatorial na ionização. Na crista da anomalia, onde a ionização é maior, há mais obstáculo ao fluxo, ao passo que na região de mínimo, onde a densidade é menor, o impedimento ao fluxo também é menor e o ar neutro pode mover-se com mais facilidade. Esta modulação no fluxo de velocidade afeta o balanço de energia, acarretando a variação latitudinal da temperatura. No equador, onde as velocidades são maiores, há mais transporte de energia do lado diurno para o lado noturno, resultando em decréscimo da temperatura diurna. Nas regiões das cristas da

anomalia equatorial na ionização, as velocidades são menores, com conseqüente redução do transporte de energia, resultando em aumento da temperatura.

3.3- AS DERIVAS E CAMPOS ELÉTRICOS DO PLASMA IONOSFÉRICO EQUATORIAL

O estudo dos ventos termosféricos nas camadas mais altas da atmosfera são recentes; a radiação solar absorvida durante o dia entre 100 e 200 km de altura produz o aquecimento e a ionização da região iluminada. A expansão térmica da atmosfera iluminada produz um abaulamento atmosférico, o qual origina os gradientes horizontais que acionam os ventos termosféricos; como interação com a ionosfera estes ventos atuam sobre as partículas ionizadas. Os ventos termosféricos geradores do dínamo são originados pelos gradientes de pressão existentes na termosfera, devido ao aquecimento solar. Estes ventos induzem movimentos às partículas carregadas da Região F da ionosfera. O movimento gerado na direção perpendicular ao campo geomagnético e ao vento termosférico origina uma corrente elétrica que tende a estabelecer um campo de polarização. Porém, pelo fato de os elétrons terem muita mobilidade ao longo das linhas de campo magnético, as quais se comportam como bons condutores, este campo elétrico de polarização pode ser descarregado por correntes que fluem ao longo das linhas de campo magnético através da Região E. Assim durante o dia, quando a condutividade da Região E (perpendicular às linhas de campo magnético) é alta, fecha-se um circuito de corrente entre as Regiões E e F, através das linhas de campo. Neste momento as derivas da Região F equatorial são representativas dos ventos neutros da Região E, os quais geram campos elétricos que são mapeados para a Região F [Batista e Abdu, 1986]. Porém, à noite, quando a condutividade da Região E é muito baixa o circuito não se fecha dando origem a campos elétricos de polarização na Região F e resulta em um movimento zonal do plasma aproximadamente à mesma velocidade das partículas neutras [Heelis et al., 1974].

As derivas verticais do plasma, geradas pela associação do campo elétrico e o campo magnético, foram intensamente medidas no observatório de Jicamarca [Woodman, 1970; Balsley, 1973; Fejer et al., 1979] e simuladas teoricamente por Heelis et al. [1974] e por Batista et al. [1986]. Sabe-se que durante o dia a ionização da camada F move-se para cima devido à deriva $E \times B$ decorrente do campo elétrico direcionado para leste e induzido pelo dínamo da Região E. Este campo elétrico é invertido durante a noite causando uma inversão na velocidade, direcionando-a para baixo.

A Figura 3.3 mostra a variação diurna da deriva vertical sobre Jicamarca, obtida por radar de espalhamento incoerente (Fejer et al., 1991). Observa-se que a deriva apresenta variação sazonal e variação com a atividade solar. Estas variações são mais acentuadas ao entardecer (no horário do pico pré-reversão) e durante a noite. Durante o dia observa-se variações sazonais, porém há pouca variação com a atividade solar.

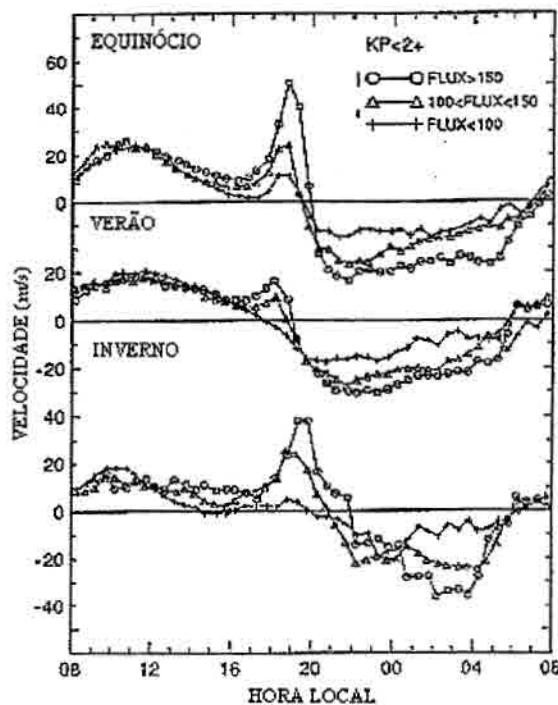


Fig. 3.3 - Variação diurna da deriva vertical do plasma medido em Jicamarca durante equinócio (março/abril, setembro/outubro), inverno (maio/agosto) e verão (novembro/fevereiro) para três níveis de fluxo solar. FONTE: Fejer et al., 1991

A deriva zonal da Região F equatorial é produzida pelo campo elétrico vertical na presença do campo magnético dirigido para o norte. A Figura 3.4 mostra as variações diurnas da deriva zonal do plasma equatorial para Fortaleza nos meses de dezembro de 1978, março e junho de 1979 obtidas pelo modelo desenvolvido por Batista [1986] a 350 km de altura, o qual leva em consideração o dinamo da região F e seus campos de polarização desenvolvidos após o pôr-do-Sol quando a condutividade da Região E é menor e as correntes não fluem paralelamente ao campo magnético. Os valores positivos da velocidade da deriva indicam deriva para leste, sendo assim o valor médio da deriva zonal é caracterizado por velocidades dirigidas para oeste durante o dia e para leste à noite, com horários de inversão em torno de 06:00 e 18:00 horas.

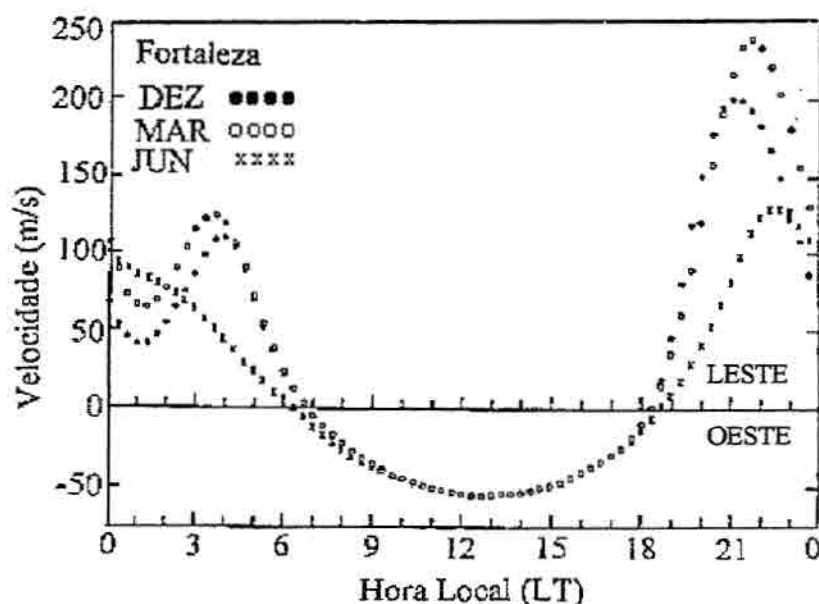


Fig.3.4- A variação diurna da velocidade de deriva zonal do plasma da Região F

FONTE: Batista e Abdu, 1986

Durante o dia a deriva zonal da Região F equatorial depende principalmente dos ventos termosféricos da Região E, os quais geram os campos elétricos que são mapeados para a Região F. Durante a noite a deriva zonal sofre influência principalmente dos campos elétricos de polarização da Região F. O comportamento noturno da deriva é caracterizado

por um máximo entre 21:00 e 23:00 horas e por um pico pré-inversão na velocidade, em dezembro e março, por volta das 04:00 horas, o qual não aparece em junho.

A Figura 3.5 mostra a variação diurna da deriva zonal sobre Jicamarca, obtida por radar de espalhamento incoerente (Fejer et al., 1991). As variações sazonais e com a atividade solar são mais evidentes no período noturno.

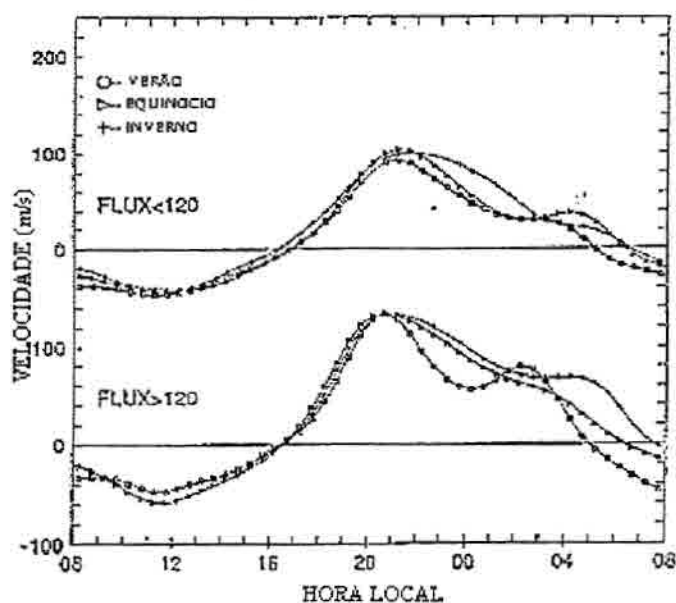


Fig. 3.5 - Variações sazonais das derivas zonais de plasma durante períodos de baixa e alta atividade solar. FONTE: Fejer et al., 1991

3.4- O VENTO TERMOFÉRICO E SUA INFLUÊNCIA NA REGIÃO F EQUATORIAL

Conforme já mencionado na seção 2.4, os ventos termosféricos desempenham um papel importante no transporte de ionização, juntamente com os campos elétricos e a difusão. A contribuição mais significativa do vento neutro se dá por meio do arraste, ou seja, o ar

neutro colide com os íons transmitindo-lhes movimento. A força de arraste é dada por $m_i \nu_{in} (\mathbf{v}_i - \mathbf{u})$, onde m_i é a massa do íon, ν_{in} é a frequência de colisão entre íon e partícula neutra, \mathbf{v}_i é a velocidade do íon e \mathbf{u} é a velocidade do ar neutro. Na região F a giro-frequência é bem maior que a frequência de colisão, tanto para os elétrons como para os íons. Portanto o processo de transporte por arraste é muito mais efetivo na direção da componente do vento neutro ao longo da linha de campo magnético. Este processo produz transporte de ionização de um hemisfério para outro, ao mesmo tempo que se desloca a ionização para cima, no hemisfério em que o vento é dirigido para o equador, e para baixo no hemisfério em que o vento é dirigido para os pólos. A Figura 3.6 mostra uma ilustração esquemática da deriva vertical do plasma ionosférico produzida por um vento termosférico horizontal, em latitudes baixas.

O processo ilustrado na Figura 3.6 acarreta uma distribuição assimétrica da ionização em torno do equador magnético. Portanto, enquanto que a deriva eletromagnética é a responsável pela criação da anomalia equatorial de Appleton, o vento termosférico meridional causa assimetrias nas cristas da anomalia, localizadas próximas de $\pm 15^\circ$ ao norte e ao sul do equador magnético. Essas assimetrias são observadas tanto na densidade eletrônica quanto na altura do pico da camada F. A Figura 3.7 ilustra a assimetria na distribuição latitudinal de densidade eletrônica próxima ao equador magnético. Observa-se que a densidade eletrônica na crista localizada ao sul do equador magnético é mais alta que a densidade da crista ao norte.

A componente zonal do vento termosférico tem papel fundamental na geração do dínamo da Região F (Batista et al., 1986). Além disso, em localidades onde o ângulo de declinação magnética é alto, como é o caso da região brasileira, a componente zonal também contribui ao mecanismo descrito na Figura 3.6, uma vez que é a componente meridional magnética a responsável pelo movimento do plasma ao longo da linha de campo magnético. Neste caso essa componente será dada por $U_{\theta m} = U_\theta \cos D + U_\phi \sin D$, onde $U_{\theta m}$ é a componente do vento termosférico ao longo do meridiano magnético, U_θ é a componente meridional

geográfica do vento, U_{θ} é a componente zonal e D é o ângulo de declinação magnética, ou seja, o ângulo entre os meridianos geográfico e magnético

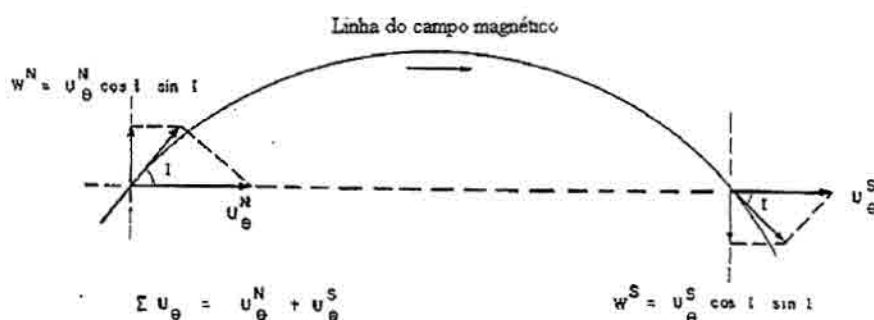


Fig. 3.6 - Diagrama esquemático ilustrando a deriva vertical do plasma (W) produzida pela componente horizontal do vento termosférico (U_{θ}) ao longo do meridiano magnético. O ângulo de inclinação magnética é denotado por I .

FONTE: Bittencourt, 1996

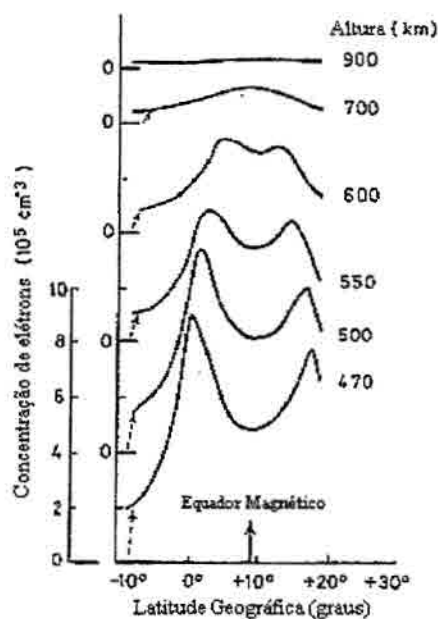


Fig. 3.7 - Variação latitudinal da densidade eletrônica em torno do equador magnético, para várias altitudes. FONTE: Ratcliffe, 1972

Medidas de ventos termosféricos na região do equatorial são relativamente escassas. Na região da América do Sul existem medidas principalmente de Arequipa, Peru

(latitude magnética = - 3.2°) (Biondi et al., 1990 a, 1990 b) e em Natal, Brasil (latitude magnética = - 6.4°) (Biondi e Sipler, 1985). As medidas feitas em Arequipa são de mais longo prazo, fornecendo uma cobertura temporal grande; as medidas feitas em Natal referem-se apenas ao período de agosto e setembro de 1992. Tanto as medidas feitas em Arequipa quanto as feitas em Natal foi utilizada a técnica de interferometria Fabry-Perot, na qual as observações são restritas ao período noturno.

A base de dados mais ampla sobre ventos termosféricos , tanto em termos de cobertura temporal, quanto em cobertura espacial, é aquela fornecida pelos experimentos a bordo de satélites. Utilizando os dados de vento obtidos pelos satélites "Atmospheric Explorer" e "Dynamics Explorer" , Hedin et al. (1988) desenvolveram um modelo global de vento termosférico, o qual foi denominado HWM87 (Horizontal Wind Model - 1987) Uma atualização feita posteriormente foi denominada HWM90. Atualmente a maioria dos modelos ionosférico numéricos utiliza os ventos do modelo HWM como parâmetro de entrada.

3.5 - A REGIÃO F IONOSFÉRICA SOBRE FORTALEZA

Vários estudos vêm sendo realizados para tentar explicar as características particulares da Região F ionosférica sobre Fortaleza (4°S, 38°W; 7°S latitude magnética) [Abdu et al., 1981; Abdu et al., 1983a; Abdu et al., 1983b; Abdu et al., 1992; Batista et al., 1996]. As observações mostram variações sazonais nos valores da velocidade de deriva, nas irregularidades, na ocorrência do espalhamento F e, mais recentemente, ionogramas, registrados nas vizinhanças de Fortaleza, têm mostrado a evidência direta de uma camada adicional, a camada F₃ ocorrendo, geralmente, na altura virtual de 650 km [Balan et al., 1997, 1998] sendo que a evidência indireta da camada F₃ tem sido discutida em recentes trabalhos de modelagem [Balan e Bailey, 1995].

A deriva vertical mostra grande variação com o ciclo solar. Sabe-se que durante o dia a ionização da camada F move-se para cima devido a deriva $E \times B$ decorrente do campo elétrico direcionado para leste e induzido pelo dínamo da Região E. Este campo elétrico é invertido à noite, causando também uma inversão na velocidade de deriva de ionização, ou seja direcionando a deriva para baixo, no entanto, antes da inversão a velocidade de deriva sofre um rápido aumento, provavelmente causado pelo campo elétrico de polarização da região F (o dínamo da Região F produzido pelos ventos termosféricos) que surge a partir da diminuição da condutividade da região E durante o pôr-do-Sol, o qual provoca um máximo nos seus valores, o pico pré-inversão. Este comportamento leva a crer que estes campos elétricos de polarização e as derivas da Região F são fortemente influenciadas pela condutividade da Região E e pela componente zonal do vento termosférico [Batista et al., 1986].

Outra notável característica da região equatorial sobre Fortaleza são as tendências sazonais dos horários e da amplitude dos picos de pré-inversão da velocidade de deriva vertical. Sobre Fortaleza o pico de pré-inversão ocorre mais cedo em janeiro, solstício de verão, e mais tarde em agosto, solstício de inverno, em relação ao comportamento observado em Huancayo ou Jicamarca, no Peru (Figura 3.8).

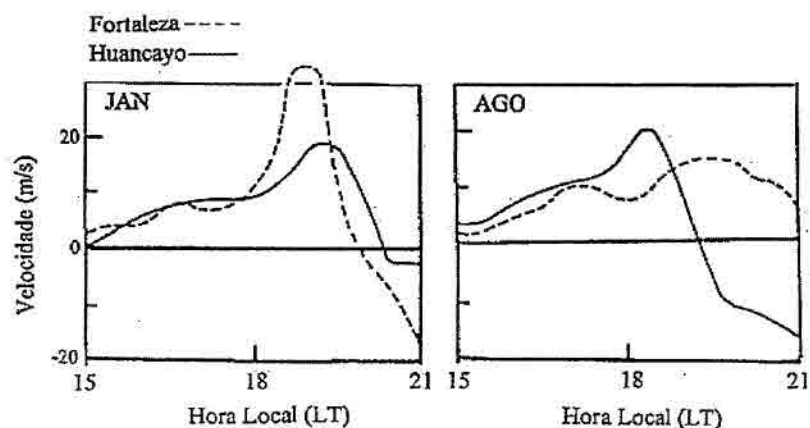


Fig.3.8 - A deriva vertical da Região F sobre Fortaleza e Huancayo

FONTE: Batista et al, 1986

No verão, sobre Fortaleza, a duração do pôr-do-Sol é curta, em torno de 11 minutos consequentemente a amplitude do pico é maior [Abdu et al., 1981], isto ocorre devido ao ângulo de declinação das linhas do campo magnético. Esta tendência fica mais clara comparando os valores das velocidades em Fortaleza e Jicamarca (12°S, 77°W), estas estações diferem principalmente por apresentarem os valores do ângulo de declinação magnética bem distintos. A ocorrência do pico de pré-inversão também pode ter influência sobre a duração dos eventos do espalhamento F [Batista et al., 1986]. Já nos meses de inverno a tendência do pico de pré-inversão é oposta, ou seja, a duração do pôr-do-Sol é significativamente maior, em torno de 117 minutos, o que altera também a amplitude do pico.

É interessante salientar também o comportamento sazonal da altura da camada F em Fortaleza, como mostra a Figura 3.9. Durante o verão a altura da camada F atinge seus valores máximos em torno das 19:00 horas, já no inverno a altura da camada F atinge seus valores máximos em torno das 21:00 horas. Comparando estes valores com a estação equatorial de Huancayo, é possível notar que sobre Fortaleza a camada F atinge seus valores máximos mais cedo no verão e mais tarde no inverno, além dos valores das alturas serem maiores em Fortaleza, tanto no verão quanto no inverno. Observa-se que estes dois parâmetros (altura virtual e deriva vertical) estão intimamente relacionados nos horários em que o pico pré-inversão foi calculado na Figura 3.8, ou seja, entre 15 e 21 horas. Esta correlação se deve ao fato da deriva ter sido calculada como a variação temporal da altura virtual, ou seja, $\Delta h'F/\Delta t$.

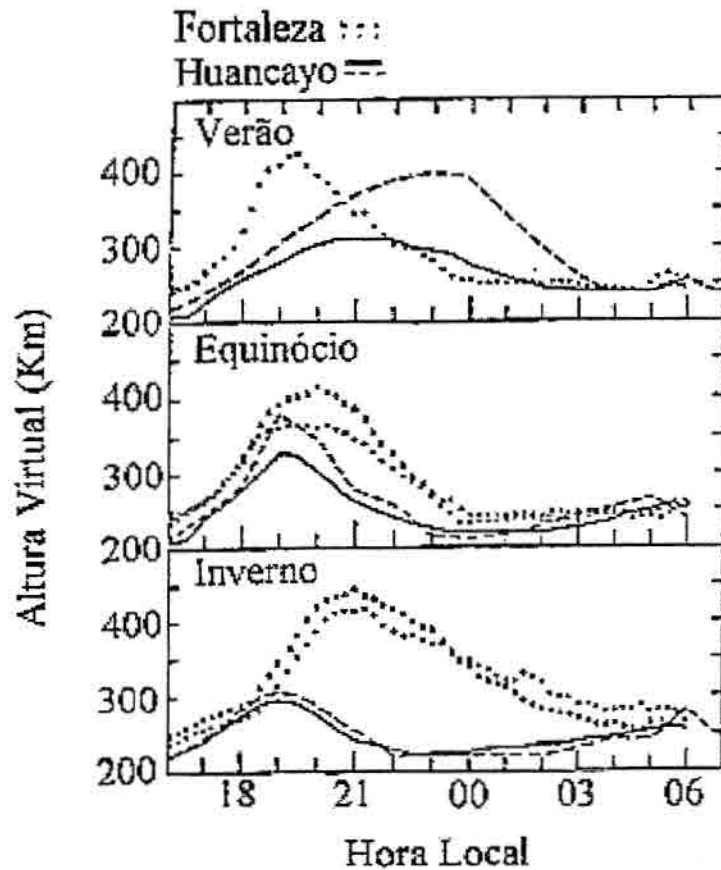


Fig.3.9- Comparação entre as alturas virtuais da camada F durante o verão, equinócio e inverno, sobre Fortaleza e Huancayo.

FONTE: Abdu et al., 1983

É importante salientar aqui, que não existem medidas de deriva de plasma (ou campos elétricos) para Fortaleza, para os horários do dia, mas apenas nos horários em torno do pico pré-inversão, conforme mostrado na Figura 3.6. O trabalho de Fejer et al. (1995) apresenta medidas da deriva vertical de plasma para quatro diferentes setores de latitude, incluindo o setor brasileiro, obtidas com o satélite Atmospheric Explorer-E (AE-E). Porém os resultados são apenas para períodos de alta atividade solar.

Para se definir o estado de atividade magnética foram criados índices magnéticos. O índice K_p , um índice planetário, expressa o estado médio de atividade magnética, os valores numéricos de K_p variam de 0 (atividade muito calma) a 9 (atividade muito intensa). A Figura 3.10 mostra a variação da velocidade vertical em relação ao índice K_p para equinócio, verão e inverno para Huancayo e Fortaleza. A característica mais notável é o aumento nos valores da velocidade vertical, durante o inverno com o aumento do índice K_p , e o aumento do pico de pré-inversão, também no inverno, sobre as duas estações. O máximo nos valores da velocidade, próximo ao pôr-do-Sol, sistematicamente, aumenta com K_p .

A Figura 3.11 mostra a variação da altura virtual da camada F com a hora para equinócio, verão e inverno para Huancayo e Fortaleza, para diferentes valores do índice K_p . As diferenças entre as alturas virtuais de Fortaleza e Huancayo durante o período de equinócio não são muito significativas, mas nos períodos de solstício, de verão e inverno são muito expressivas. O máximo nos valores da altura virtual também aumentam com K_p durante o inverno. Durante o inverno a altura da camada F atinge um máximo mais tarde e com uma amplitude maior em Fortaleza, sendo que em Huancayo o comportamento é invertido; durante o verão a altura da camada F atinge um máximo mais tarde e com uma amplitude maior do que em Fortaleza.

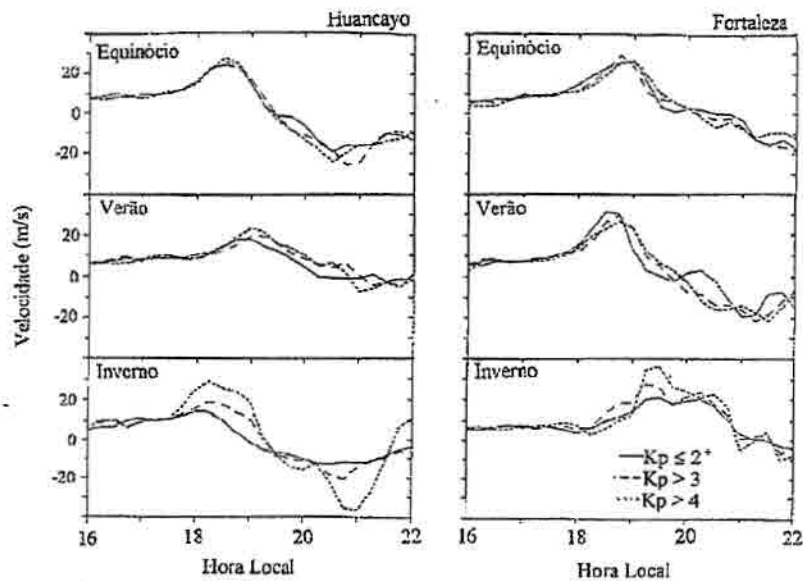


Fig. 3.10- Variação da velocidade vertical com a hora para equinócio, verão e inverno para Huancayo e Fortaleza.

FONTE: Batista et al., 1989

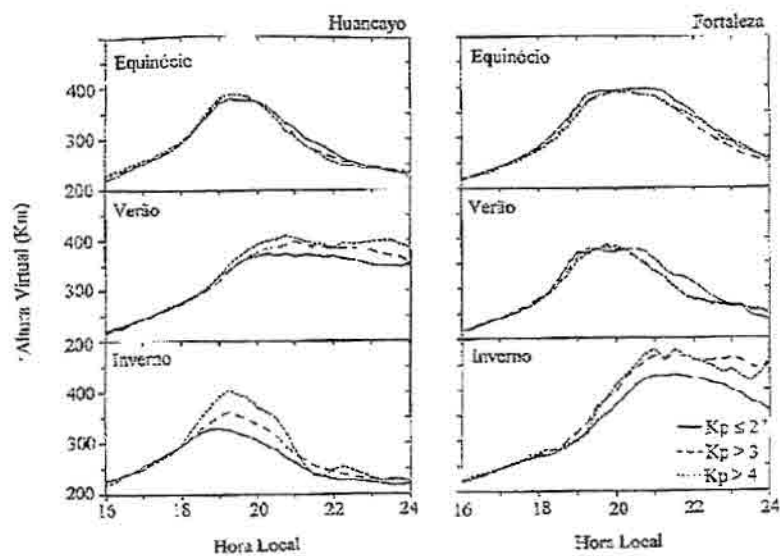


Fig. 3.11- Variação da altura virtual da camada F com a hora para equinócio, verão e inverno para Huancayo e Fortaleza

FONTE: Batista et al., 1989

A Figura 3.12 ilustra as variações diurnas da frequência crítica da camada F₂. As observações foram feitas em Fortaleza em períodos de alta e de baixa atividade magnética. A densidade eletrônica do pico da camada F, N_mF, é proporcional ao quadrado da frequência crítica, fo F₂. Os painéis mostram as observações referentes a inverno de atividade solar máxima (mês de maio de 1989) e mínima (meses de junho e julho de 1989), verão de atividade solar máxima (novembro de 1988 e dezembro de 1991) e mínima (dezembro de 1985 e janeiro de 1986). É possível notar que as frequências críticas da camada F₂ variam com a atividade solar. Nos períodos de atividade solar máxima, tanto durante o inverno quanto durante o verão, as frequências críticas atingem valores maiores que os observados durante atividade solar mínima.

3.5.1- O VENTO TERMOSFÉRICO SOBRE A REGIÃO DE FORTALEZA

Souza (1997) desenvolveu um método para calcular campos e ventos na Região F, a partir de dados ionosféricos de densidade e altura do pico da ionosfera. O método utiliza o modelo ionosférico global da Universidade de Sheffield - SUPIM (Shieffield University Plasmasphere-Ionosphere Model) (veja, por exemplo, Bailey e Balan 1996), e consiste em ajustar os parâmetros de entrada tais como vento e campo elétrico, para que os resultados obtidos coincidam com as observações, na região brasileira. A Figura 3.13 ilustra o comportamento das componentes meridional e zonal magnéticas do vento termosférico sobre Fortaleza, em períodos de alta e baixa atividade solar, em equinócio e solstícios de dezembro e junho, obtidas a partir do modelo HWM90.

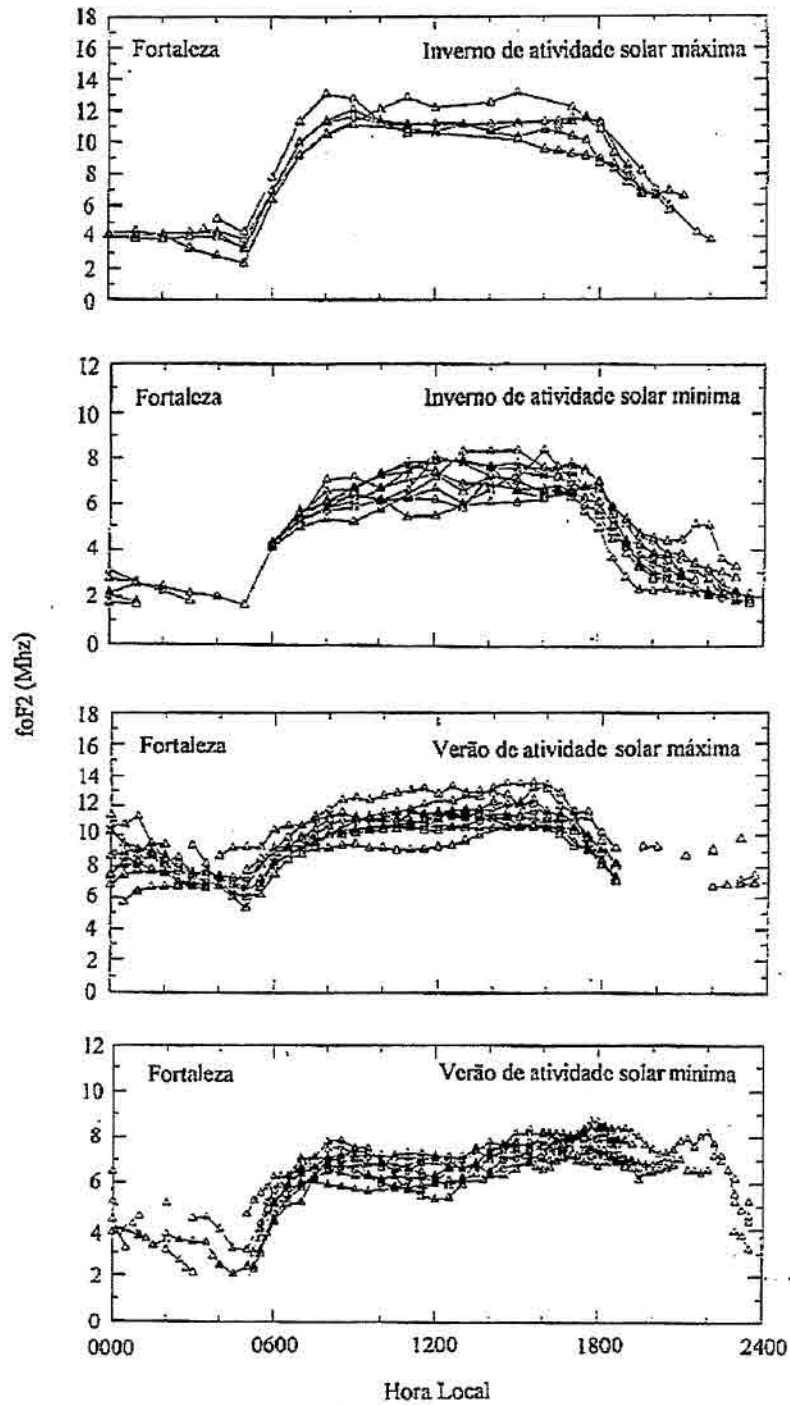


Fig. 3.12 - Variação diurna de foF2 em Fortaleza, durante períodos magnéticamente calmos.

FONTE: Souza, 1997

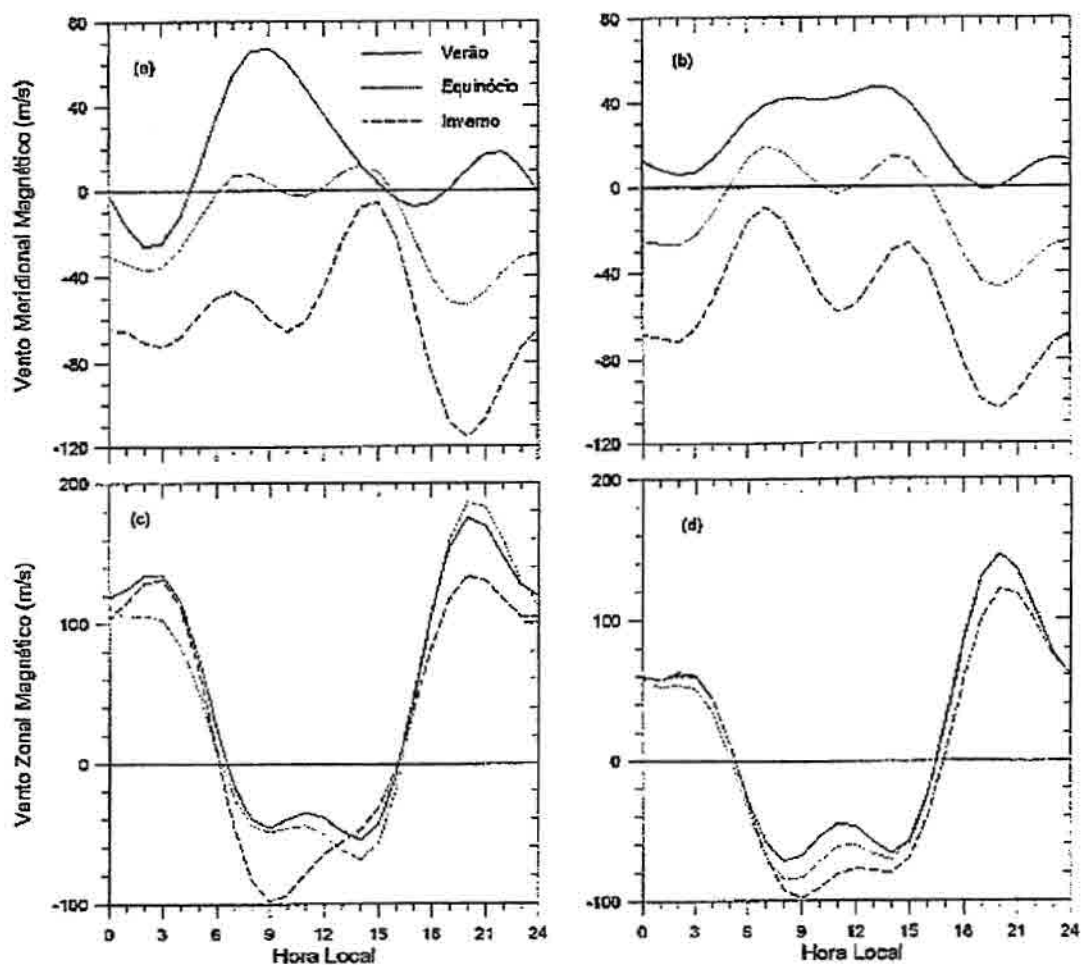


Fig.3.13- Componentes do vento meridional e zonal magnéticos, sobre a região de Fortaleza a 300 km de altura, calculadas a partir do modelo HWM90, para períodos de alta (painéis a e c) e de baixa (painéis b e d) atividade solar.

A Figura 3.14 mostra a comparação entre os ventos do modelo HWM90 sobre Fortaleza, e os calculados por Souza (1999) e Souza et al. (1999), para os períodos de verão e inverno, baixa atividade solar. Os resultados de Souza mostram que, em geral, o vento calculado sobre a região de Fortaleza difere dos resultados do modelo HWM90 de Hedin et al. (1988). As diferenças são mais pronunciadas no período de inverno, durante o dia, quando os ventos calculados por Souza são bem menos negativos que os do modelo HWM90.

Enquanto que o modelo HWM90 mostra ventos sempre negativos (dirigidos para Sul), e da ordem de -50 m/s em torno de 1100 LT, os cálculos de Souza (1999, comunicação pessoal) mostram ventos próximos de zero no mesmo horário.

Apesar das evidências de que o modelo HWM90 não é representativo para todas as regiões, a maioria das modelagens ionosféricas globais utiliza os ventos do modelo HWM90 como parâmetros de entrada.

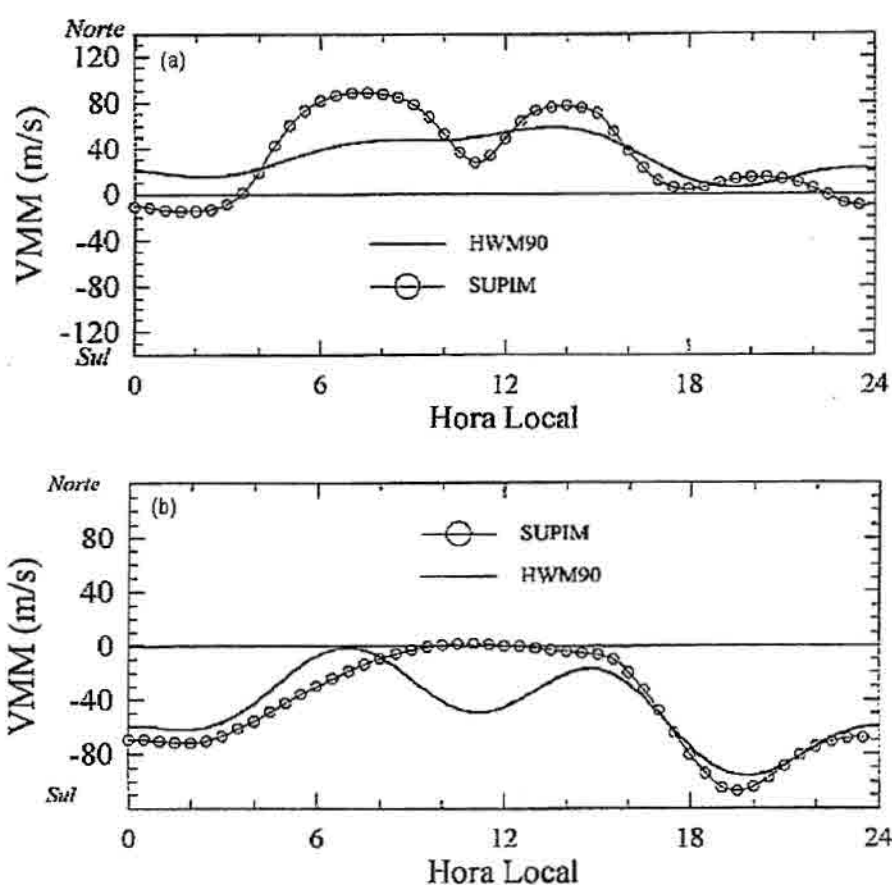


Fig.3.14- Vento meridional magnético na região de Fortaleza do modelo HWM90, comparado com o vento calculado por Souza et al. (1999) para a mesma localidade para verão de baixa atividade solar (a) e inverno baixa atividade solar (b).FONTE: Souza (1999) - comunicação pessoal

4- A CAMADA IONOSFÉRICA F₃

4.1- FONTE EQUATORIAL DE PLASMA

Os campos elétricos gerados pelo dínamo da Região E são mapeados, sem atenuação, para a Região F através das linhas de campo, consideradas como equipotenciais devido a alta condutividade. Esse campo elétrico, na presença do campo magnético na Região F, produz uma deriva $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ que move o plasma para cima ou para baixo de acordo com sua direção.

Então, o plasma localizado no topo da fonte devido à ação da força da gravidade e dos gradientes de pressão difunde-se ao longo das linhas de campo magnético para latitudes maiores (Figura 4.1), onde existe acúmulo de plasma responsável pelos picos da anomalia magnética. Já na região do equador aparece uma depleção porque o plasma flui desta região até o topo, de onde é retirado devido à difusão.

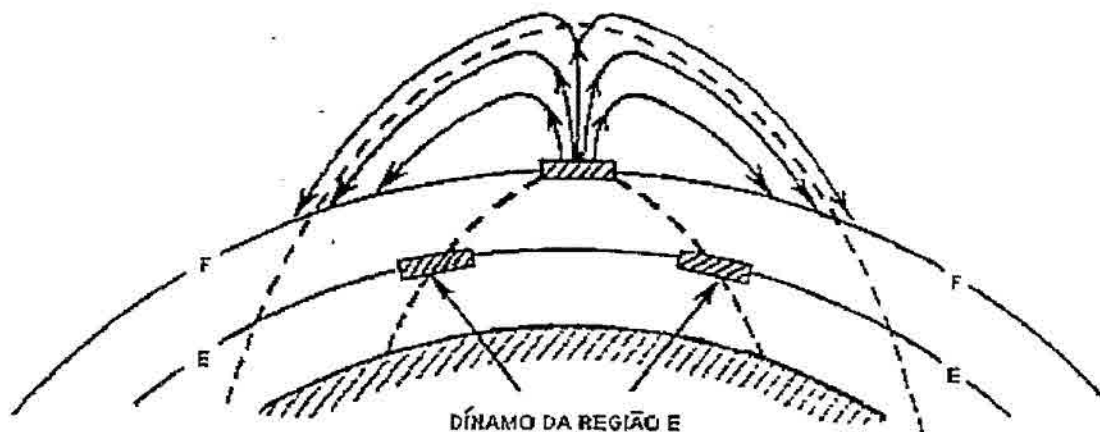


Fig. 4.1 - Desenho esquemático do efeito fonte gerado pela associação do campo elétrico ao campo magnético

O efeito fonte é importante porque sob condições adequadas de ventos e campo elétrico a camada F₃ pode se formar.

A fonte de plasma tem início por volta das 0900LT. As Figuras 4.2 – 4.4 mostram a distribuição altitude-latitude dos fluxos do plasma as 1200, 1900, 2100 LT, sobre a longitude de Fortaleza [Balan et al., 1997], e mostram também que a fonte de plasma, tanto ascendente como descendente, está confinada a uma região restrita de altitude e latitude. Já na região externa, fora do alcance da fonte de plasma, o fluxo de plasma converge em direção do equador em ambos os lados. A deriva perpendicular $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ pode tornar-se assimétrica ao equador magnético devido ao vento neutro.

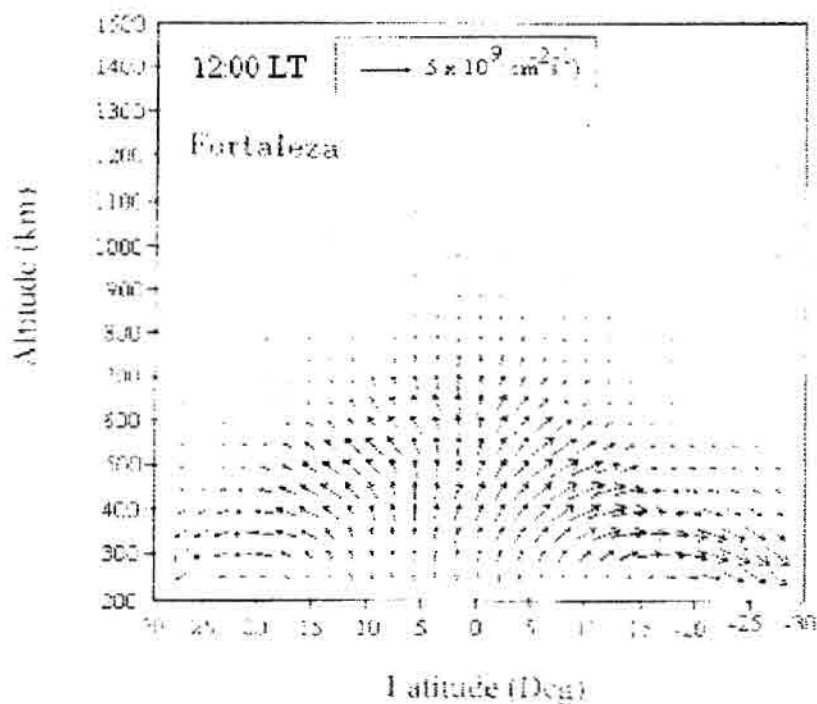


Fig. 4.2 - Vetor dos fluxos de plasma as 1200 LT. FONTE: Balan et al., 1997

Este transporte de plasma, controlado pela deriva perpendicular $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ pode ser ascendente ou descendente de acordo com sua velocidade de deriva (Figura 4.5). A velocidade da deriva vertical é positiva durante o dia, movimento ascendente, e negativa durante a noite, movimento descendente. A Figura 4.5 mostra, ainda, um pico antes da velocidade atingir valores negativos, esse pico é conhecido como pico de pré-inversão.

Durante o período diurno (Figura 4.2) a fonte de plasma eleva-se acima de 700 Km, na região do equador, e alcança mais de 30° de latitude tanto ao sul quanto ao norte do

equador magnético. Na região externa ao equador, fora do alcance da fonte de plasma, o fluxo do plasma segue em direção ao equador, tanto ao sul, quanto ao norte do equador magnético. Este fluxo de plasma no topo da ionosfera, o qual é muito grande comparado ao fluxo existente na ausência da fonte, resulta do efeito combinado dos gradientes de pressão, da deriva $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ ascendente e do vento neutro. Sendo que a pressão do plasma aumenta devido a anomalia equatorial que resulta do efeito fonte.

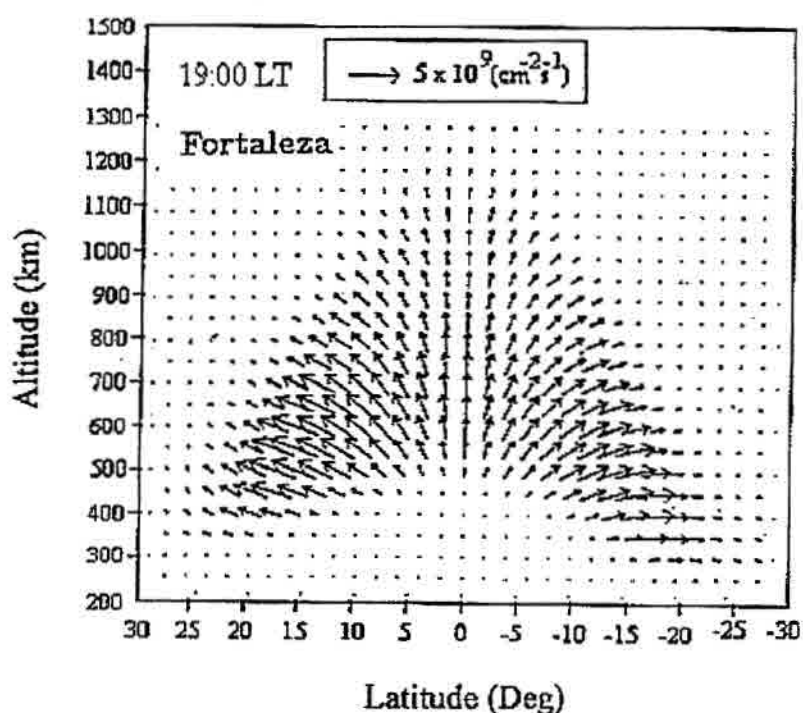


Fig.4.3 - Vetor dos fluxos de plasma as 1900 LT. FONTE: Balan et al., 1997

Após as 1700LT a velocidade de deriva da região F sofre um aumento da pré-inversão ascendente. Neste período a velocidade de deriva, com pico em torno das 1830 LT, possui valores maiores que a velocidade de deriva existente durante o dia. Estas características mostram que durante o período de pré-inversão a ionosfera responde impulsivamente ao súbito fortalecimento da deriva da região F. Esta resposta impulsiva reduz largamente a densidade de plasma na base da região F, em torno do equador, podendo formar e aumentar rapidamente as bolhas de plasma e as irregularidades no espalhamento F.

A Figura 4.3 mostra que o processo que envolve a fonte de plasma as 1900 LT é semelhante ao processo que envolve a fonte de plasma ao meio-dia, porém com algumas diferenças importantes, tais como: a extensão latitudinal é reduzida a uma faixa menor de latitude, menor que 30°; a fonte de plasma eleva-se a 1200 km acima do equador; a fonte torna-se assimétrica em relação ao equador, independente da direção do vento.

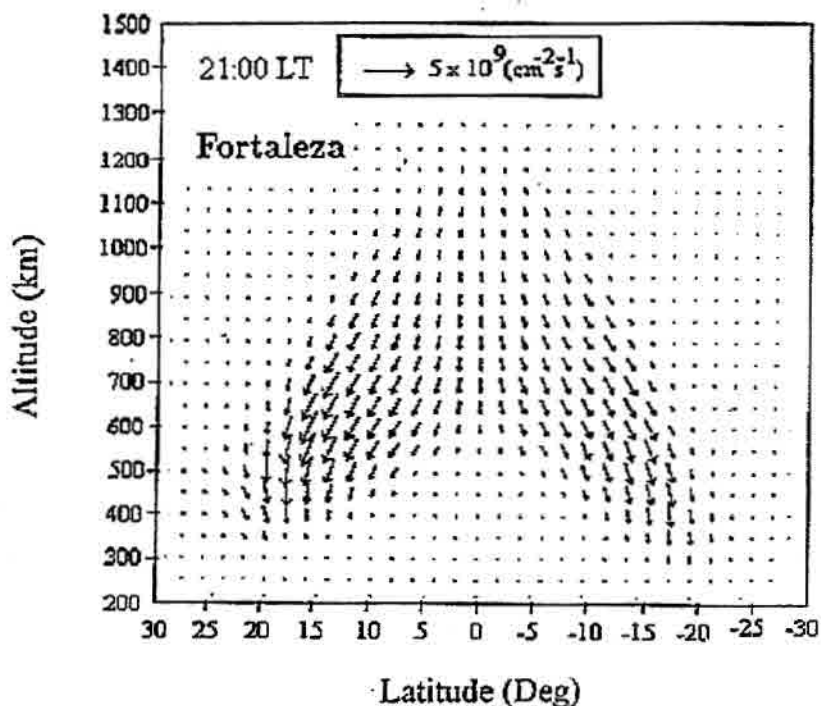


Fig.4.4 - Vetor dos fluxos de plasma as 2100 LT. FONTE: Balan et al., 1997

No período que antecede o pico pré-inversão da velocidade da deriva ascendente da região F, o plasma da região da fonte tenta difundir-se para baixo ao longo das linhas de campo magnético, contudo a difusão ocorre por um pequeno período de tempo, pois, a deriva torna-se rapidamente ascendente.

A fonte de plasma, que é a principal responsável pelo aumento noturno da ionização nas latitudes do equador, também proporciona condições favoráveis para a geração e propagação das bolhas de plasma e irregularidade. As bolhas e as irregularidades formam-se na base da região F, próxima ao equador, por volta do período de reversão da fonte de

plasma e propagam-se para cima como bolhas de ar na água. Depois de alcançar o topo da região F, as bolhas e irregularidades podem propagar-se para alturas maiores.

No período da reversão, como mostra a Figura 4.4, a região de ionização que se encontrava no topo da região F em torno do equador, é empurrada para baixo através das linhas de campo magnético pela deriva $E \times B$ descendente e desse modo cria-se uma região de baixa pressão de plasma do topo da ionosfera. Para preencher esta região de baixa pressão, o plasma flui em direção do equador, tanto do sul, quanto do norte. Este plasma é novamente empurrado para baixo através das linhas de campo. Este processo acumulativo aumenta com o aumento da deriva descendente. A fonte reversa torna-se fraca após as 2100 LT quando a deriva descendente diminui.

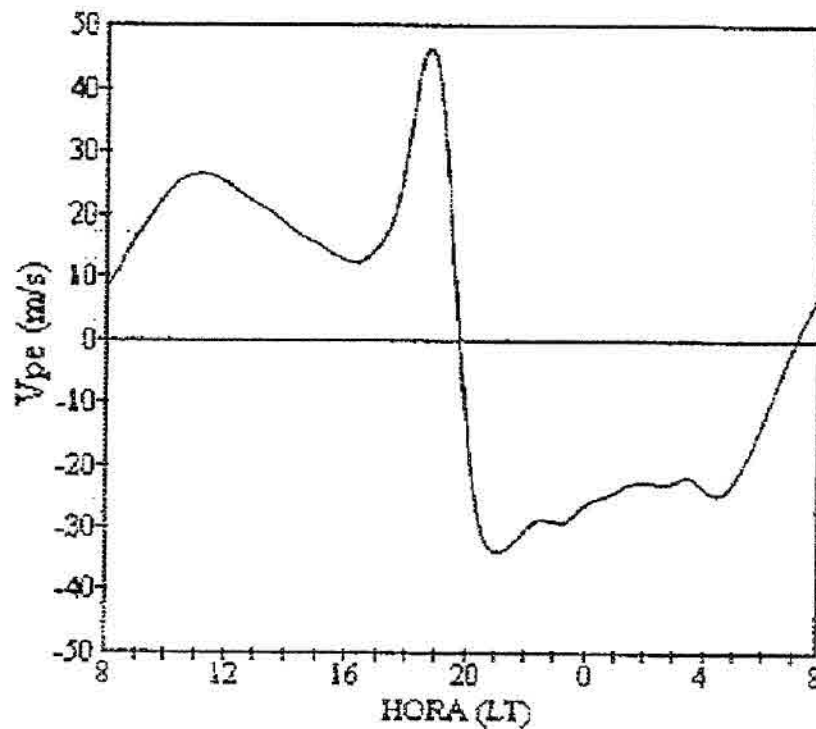


Fig. 4.5 - A velocidade padrão da deriva $E \times B$.

FONTE: Balan et al., 1997

4.2 - CAMADA F₃

A associação entre o campo geomagnético norte-sul, quase horizontal à superfície terrestre, e o campo elétrico leste-oeste diurno produz uma deriva perpendicular **ExB** ascendente que controla o transporte do plasma através das linhas do campo magnético. Durante o período diurno a deriva **ExB** é ascendente possui uma velocidade média de aproximadamente 20 m/s; durante o período noturno a deriva **ExB** é ligeiramente maior mas possui direção oposta.

Os resultados apresentados, calculados por Balan et al. [1998], são baseados nos valores modelados para a longitude da estação de Fortaleza (38° W) calculados pelo Sheffield University Plasmasphere-Ionosphere Model (SUPIM) no qual o campo magnético é representado por um dipolo excêntrico que reproduz de maneira razoável o deslocamento do equador magnético com o relação ao equador geográfico e o ângulo de declinação. O modelo resolve as equações, acopladas e dependentes do tempo, da continuidade, momento e balanço de energia, as quais descrevem a física e a química da ionosfera terrestre, ao longo das linhas fechadas de campo magnético entre altitudes preestabelecidas e utilizadas como base. O SUPIM também fornece os valores das concentrações, dos fluxos alinhados ao campo magnético e das temperaturas dos íons O⁺, H⁺, He⁺, N₂⁺, NO⁺. Os parâmetros importantes para a formação da camada F₃ são a velocidade da deriva **ExB** e a velocidade do vento neutro ao longo do meridiano magnético [Batista et al., 1999].

Durante as primeiras horas da manhã a deriva **ExB** ascendente levanta o plasma, em latitudes próximas ao equador, elevando o pico de ionização e transportando ionização para latitudes maiores, uma vez que o plasma converge no topo da ionosfera. Este fluxo não resulta apenas do aumento da deriva **ExB** ascendente, mas do efeito combinado do aumento da deriva, do aumento da pressão e do vento neutro, cuja presença torna a fonte assimétrica em relação ao equador; este processo acumulativo que aumenta com o aumento da deriva

ExB ascendente é responsável pela formação da camada F₃. Uma vez formada, a camada adicional pode manter-se durante várias horas, principalmente, devido a convergência do plasma no topo da ionosfera. No seu período de desenvolvimento a concentração máxima de plasma da camada F₃ pode tornar-se maior que a concentração máxima da camada F₂ por um curto período de tempo, algumas horas antes do meio-dia e antes do decréscimo da velocidade de deriva, como mostra a Figura 4.6.

A camada F₃ é gerada devido aos processos químicos e dinâmicos, durante o dia, na região equatorial. Os perfis de densidade eletrônica, cujos valores foram modelados pelo SUPIM e mostrados na Figura 4.6, elucidam o mecanismo físico que controla a formação e a manutenção da camada F₃. A camada adicional forma-se durante a manhã, pouco antes do meio-dia, período onde a produção de ionização é maior que a perda e onde existe um grande fluxo ascendente de ionização ocasionado pelo efeito da combinação da deriva **ExB** ascendente com o vento neutro. Durante o período da manhã, das 0830 LT às 0930 LT, existe apenas um único pico na Região F da ionosfera equatorial, a camada F₂; com o decorrer das horas a densidade da camada F₂ aumenta devido a grande produção de ionização e devido aos efeitos dinâmicos. O pico da camada F₂ também aumenta rapidamente em termos da altitude, devido ao fluxo ascendente, e atinge uma faixa de altitude onde os efeitos químicos e os efeitos dinâmicos são importantes na manutenção da estrutura de um único pico. Acima desta faixa de altitude a região é dominada por processos dinâmicos. Dessa forma enquanto o pico F₂ original continua crescendo em altitude devido aos efeitos dinâmicos, forma-se outro pico, devido os efeitos químicos e dinâmicos, abaixo do pico inicial, ou seja, este novo pico desenvolve-se na altitude usual da camada F₂, e o pico que se deslocou para cima forma a camada F₃. As duas camadas tornam-se distintas antes do meio-dia, em torno das 1030 LT; após este período o pico de densidade eletrônica da camada F₃ decresce com o decorrer das horas devido, principalmente, às perdas químicas e à difusão. Por outro lado o pico da densidade eletrônica da camada F₂ continua crescendo, crescimento ocasionado pelos efeitos químicos e dinâmicos. No período entre 1030 LT e 1230 LT, quando a camada F₃ permanece maior

que a camada F₂, ambas as camadas podem ser registradas em ionogramas pelas ionossondas [Batista et al., 1999].

A camada F₃ forma-se na região equatorial e concentra-se nas localidades onde existe uma velocidade de plasma verticalmente ascendente próxima e acima do pico da camada F₂ durante o período da manhã, pouco antes do meio-dia [Batista et al., 1999]. A velocidade do plasma verticalmente ascendente é necessária porque caso contrário o plasma difundir-se-ia ao longo das linhas de campo geomagnético para outras latitudes, além disso a velocidade também deve possuir uma magnitude suficientemente grande para que a densidade da camada F₃ exceda a densidade da camada F₂. A velocidade de plasma é determinada pela combinação da velocidade da deriva $E \times B$ ascendente com a velocidade do vento neutro no meridiano magnético, mas uma vez que a velocidade de deriva é quase constante no período da manhã em todas as estações, e supostamente simétrica em relação ao equador magnético, o fator principal que determina a localização e a extensão latitudinal da camada F₃ deve ser o vento neutro.

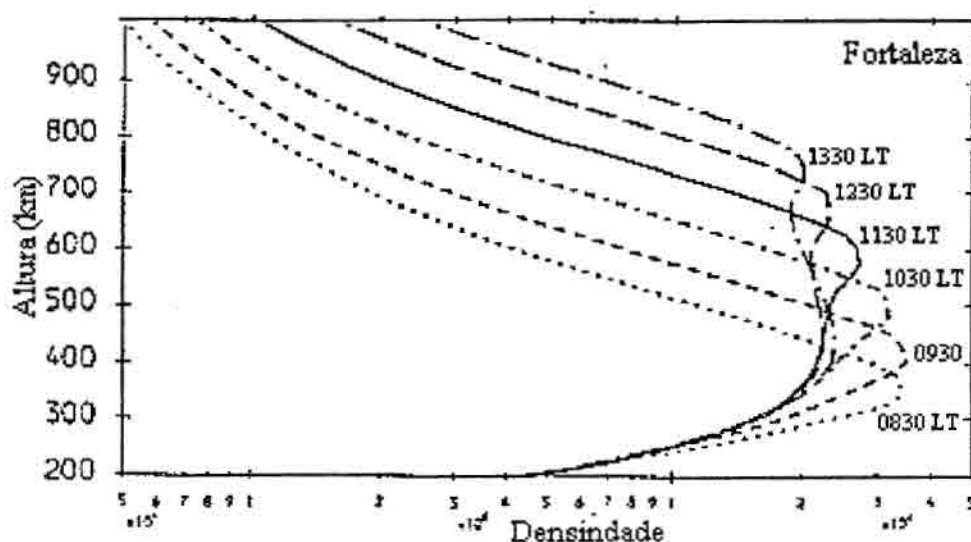


Fig.4.6 - Perfil de densidade eletrônica que mostra a camada F₃.

FONTE: [Balan et al., 1997]

Os resultados da modelagem de Balan et al. [1998] para a longitude de Fortaleza, onde o equador geomagnético é localizado ao sul do equador geográfico, mostram que a camada F₃ concentra-se ao sul do equador magnético em dezembro, ao norte do equador magnético em junho e durante o período de equinócio espera-se uma concentração da camada adicional próximo ao centro do equador magnético. Estes resultados são mostrados na Figura 4.7, na qual observa-se a localização e a extensão latitudinal da camada F₃ as 1100 LT durante solstícios e equinócios para baixa atividade solar. Os losangos preenchidos representam a extensão latitudinal da camada F₃ modelada e os centros dos losangos representam os centros latitudinais da camada. Portanto, de acordo com a modelagem de Balan et al. (1998) a camada F₃ desenvolve-se preferencialmente no hemisfério de verão, ou seja, no hemisfério sul em dezembro e no hemisfério norte em junho.

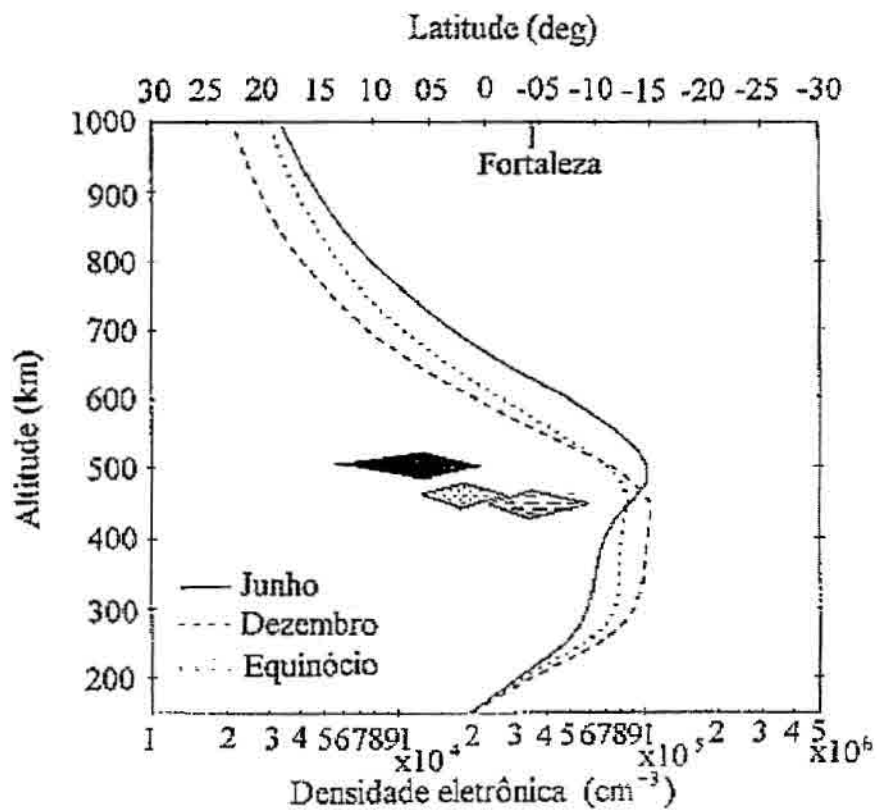


Fig. 4.7 - Localização e a extensão latitudinal da camada F₃ as 1100 LT em Fortaleza durante solstícios e equinócios para baixa atividade solar.

FONTE: Balan et al. 1998

A Figura 4.8 mostra o perfil de densidade eletrônica para diferentes níveis de atividade solar, os valores foram calculados por Balan et al. [1998] para as 1100 LT a 4° N de latitude magnética para a longitude de Fortaleza. Nota-se que a camada F3 não é tão bem definida durante a média e a alta atividade solar quanto o perfil de densidade eletrônica durante a baixa atividade solar. Estas diferenças surgem porque a ionosfera, durante o período da manhã, torna-se mais densa e mais extensa com o aumento da atividade solar e por outro lado a deriva $E \times B$ e o vento neutro permanecem quase constante, portanto a força ascendente, resultante da combinação entre a deriva e o vento neutro, torna-se insuficiente para elevar a altitude da camada F2 e formar a camada F3.

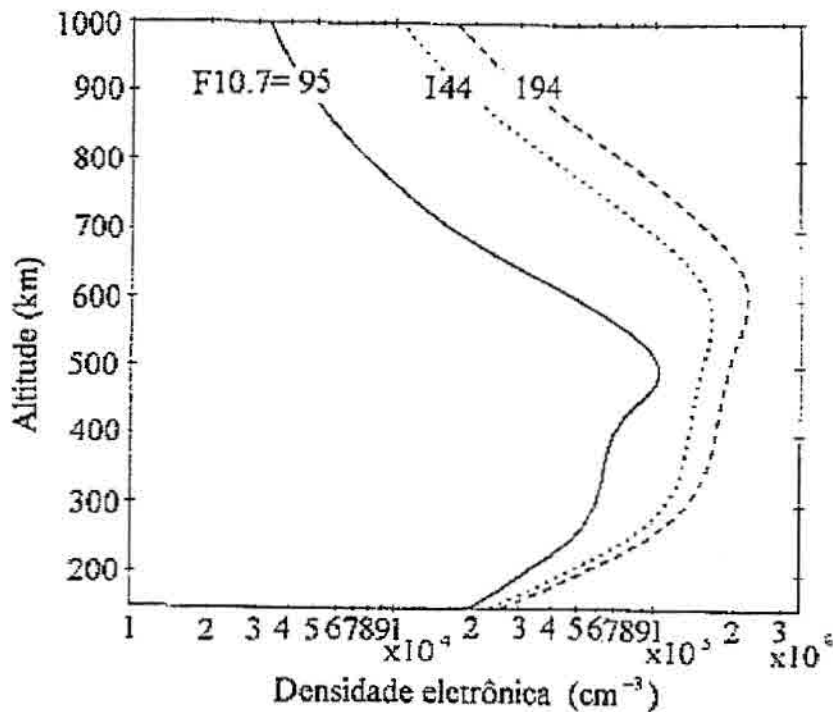


Fig. 4.8 - Perfil de densidade eletrônica para diferentes níveis de atividade solar

FONTE: Balan et al. 1998

5- OBSERVAÇÕES DA CAMADA F₃ SOBRE FORTALEZA

Vários estudos de modelagem e experimentos observacionais vêm sendo realizados para tentar entender a importância da difusão, da deriva eletrodinâmica e do vento neutro na formação e manutenção da fonte de plasma e da anomalia equatorial. Em alguns destes estudos foi mostrada a existência de uma camada adicional: a camada F₃. Nos primeiros trabalhos, [Balan e Bailey, 1995 e Balan et al, 1997], a camada adicional era chamada de camada G, porém, observou-se que a camada formava-se devido aos processos dinâmicos da Região F, então, passou-se a chamá-la de camada F₃, considerando a nomenclatura usual da ionosfera. Já os estudos mais recentes, [Balan et al., 1998 e Batista et al., 1998] procuram explicar mais detalhadamente os mecanismos físicos responsáveis pela ocorrência da camada adicional na região do equador.

A camada adicional forma-se durante o dia, no período antes do meio dia, acima do pico da região F₂ devido ao movimento ascendente do plasma causado pela combinação entre a deriva $E \times B$ e o vento neutro. A densidade da camada F₃ excede a densidade da camada F₂, possibilitando assim seu registro nos ionogramas da estação de Fortaleza, sendo que os resultados observacionais mostram boa concordância com os resultados gerados pelo modelo.

Neste trabalho será apresentada uma estatística detalhada da frequência de ocorrência, do horário de formação, o tempo de duração e da frequência crítica da camada F₃ em Fortaleza nos anos de 1994, 1995 e 1996. Estes dados serão complementados com os dados registrados pela ionossonda, também instalada em Fortaleza, em anos anteriores para determinar se existe dependência da ocorrência da camada adicional com a latitude magnética. Será analisada, ainda, a influência de alguns parâmetros geofísicos sobre sua ocorrência.

As Figuras 5.1 e 5.2 mostram uma sequência de ionogramas registrados em Janeiro

(verão) e Agosto (inverno), os quais mostram o desenvolvimento e o decaimento da camada adicional.

15 DE JANEIRO DE 1995

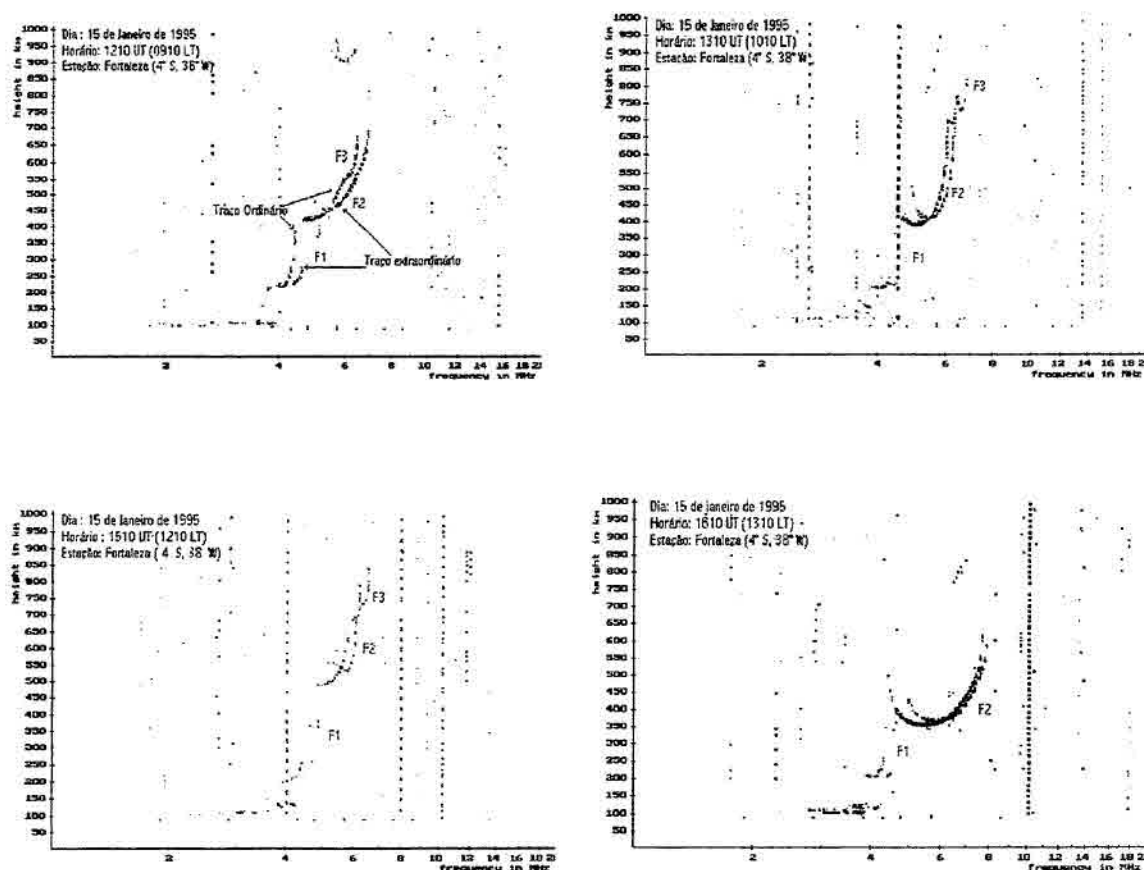


Fig. 5.1- Sequência de ionogramas que mostram a formação e o decaimento da camada F3 em 15 de janeiro de 1995

15 DE AGOSTO DE 1995

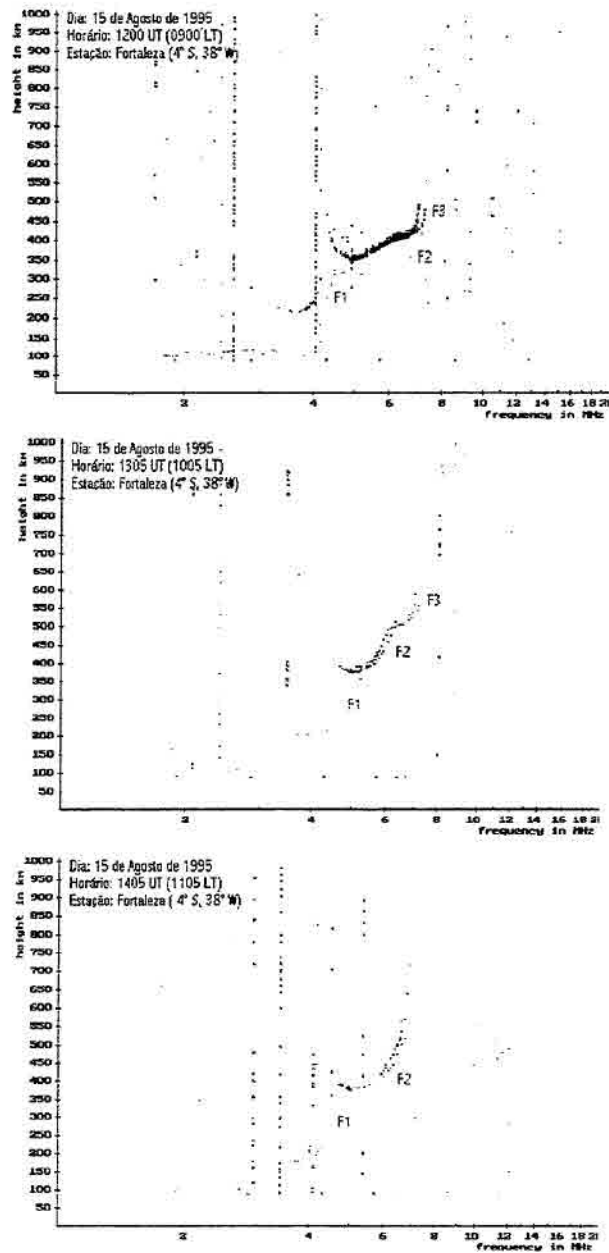


Fig. 5.2- Sequência de ionogramas que mostram a formação e o decaimento da camada F3 em 15 de agosto de 1995

5.1 – APRESENTAÇÃO DOS DADOS

A Figura 5.3 mostra a ocorrência da camada F₃ em cada mês analisado nos anos de 1994, 1995 e 1996 (note que não houve dados nos meses de janeiro a setembro de 1994, abril, novembro e dezembro de 1996). É possível perceber que a ocorrência da camada F₃ é influenciada pela estação do ano. Nos gráficos que mostram a ocorrência da camada adicional, os números ao lado dos meses, sob a barra colorida, indicam o número de dias em que houve dados, sendo que em 1994 a camada ocorre em 39% dos dias analisados, 49% em 1995 e 52% em 1996. Em 1995 a camada adicional apresentou uma grande ocorrência no verão (dez/jan/fev – 72%), a maior ocorrência do ano de 1995, seguido de uma queda nos meses de equinócio (mar/abr/mai – 30%, set/out/nov – 33%) e um novo incremento no inverno (jun/jul/ago – 61%). No verão a camada F₃ ocorreu 86% em dezembro; no inverno 70% em agosto e no período de equinócio a maior ocorrência foi em outubro (42%). Para o ano de 1996 a tendência se repete: o maior número de registro ocorreu no verão 73%, seguido também de uma queda no período de equinócio (mar/mai – 42%, set/out – 39%) e um aumento, entretanto um pouco menor que em 1995, no inverno 52%. Para o ano de 1994 foram analisados apenas 4 meses, o que torna os resultados deste ano menos relevantes, mas contudo para os meses de out/nov houve uma ocorrência de 25% dos dias analisados, seguindo, aparentemente, a tendência dos anos de 1995 e 1996.

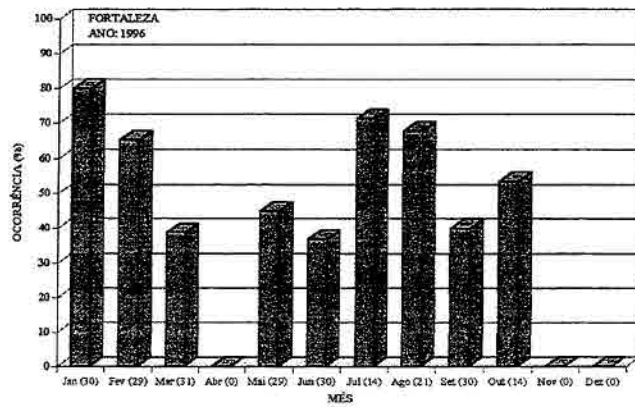
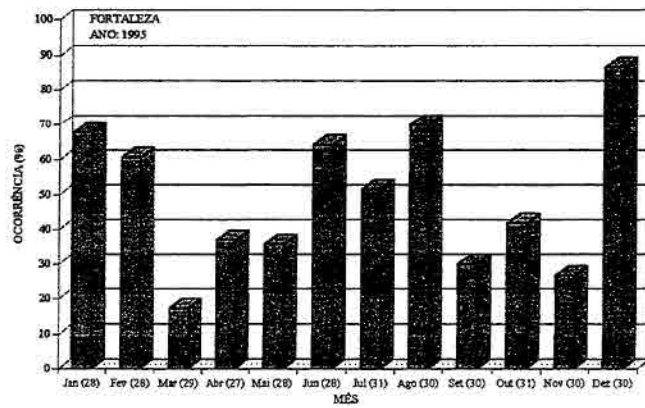
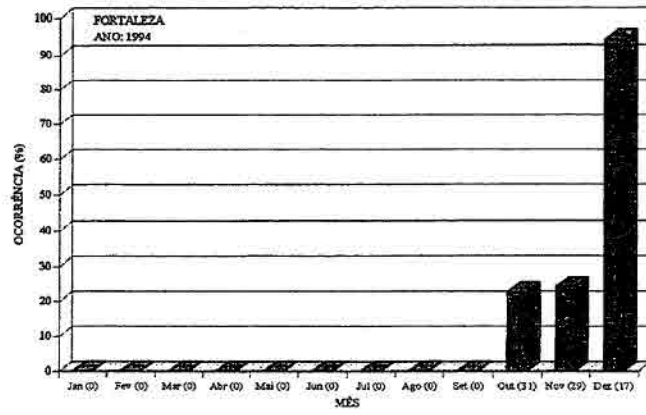


Fig. 5.3- Porcentagem de ocorrência da camada F₃ em cada mês, nos anos de 1994, 1995 e 1996

O horário preferencial para a formação da camada F₃, no período em que ela pode ser registrada em ionogramas, varia de 0630 LT a 1430 LT, sendo a faixa mais frequente de 0800 LT a 0955 LT, como mostra a Figura 5.4.

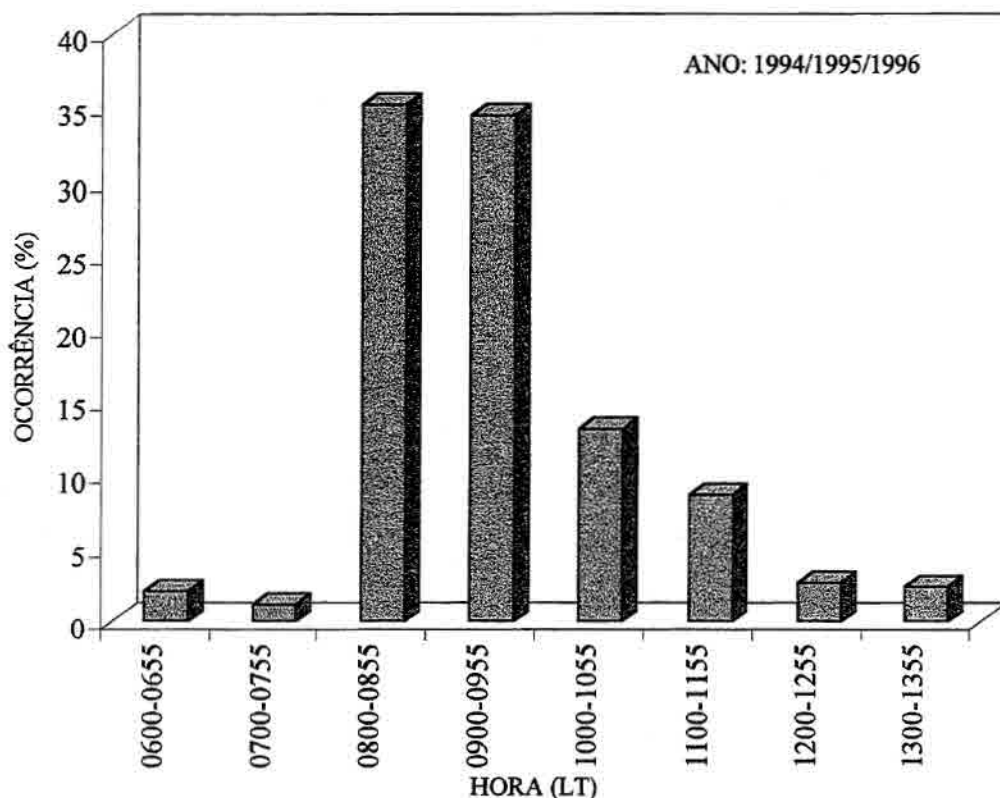


Fig. 5.4- Horário preferencial para a formação da camada F₃

As Figuras 5.5, 5.6a, 5.6b, 5.7a e 5.7b mostram o horário preferencial para a formação da camada F₃ em cada um dos meses analisados neste trabalho. Observando as Figuras nota-se que a camada tende a iniciar-se mais cedo no verão e mais tarde no inverno. O horário preferencial para a formação da camada foi o intervalo de 0800-0855 LT (52%) no verão e 0900-0955 LT (40%) no inverno de 1995. O intervalo de 0800-0855 LT (53%) se repete no verão de 1996 como faixa preferencial, porém no inverno o intervalo preferencial foi o de 1000-1055 LT (37%), ou seja, formando-se 1 hora mais tarde que no inverno anterior. O período de duração da camada é maior no verão, diminui no equinócio e apresenta um pequeno aumento durante o inverno.

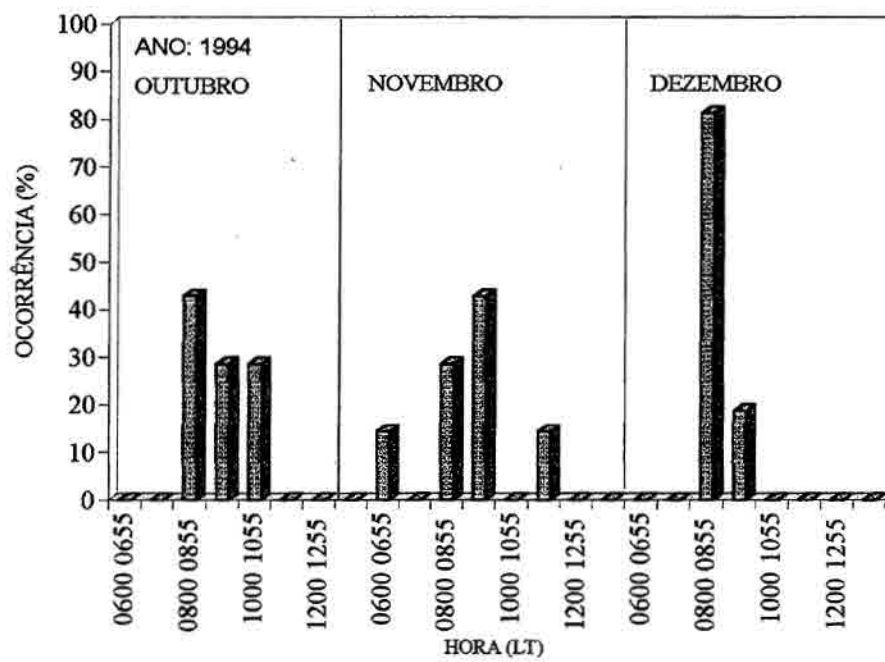


Fig. 5.5 – Horário preferencial para a formação da camada F₃, para os meses analisados em 1994

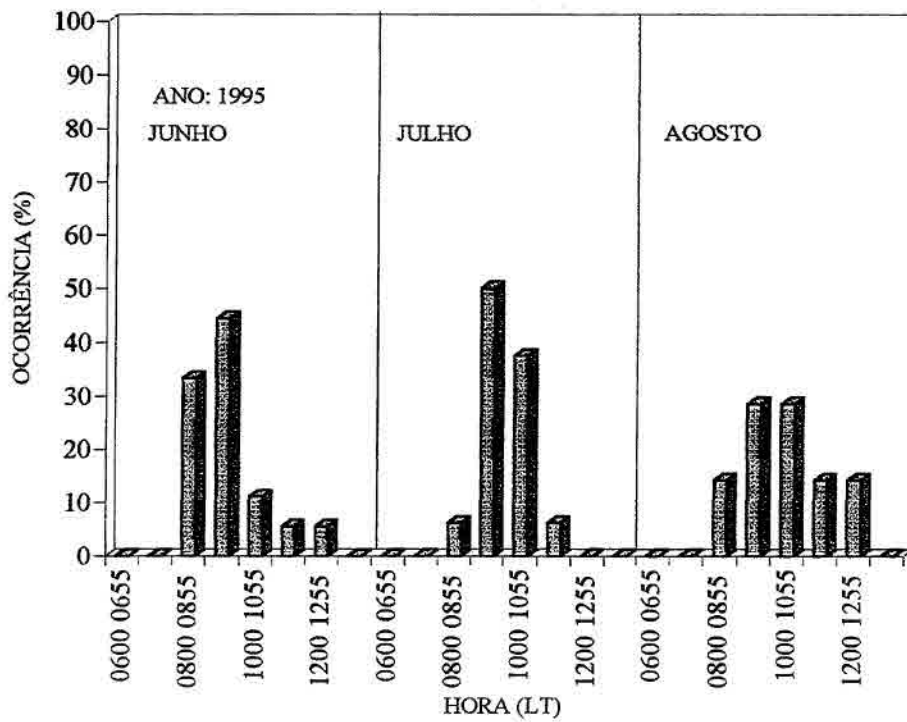
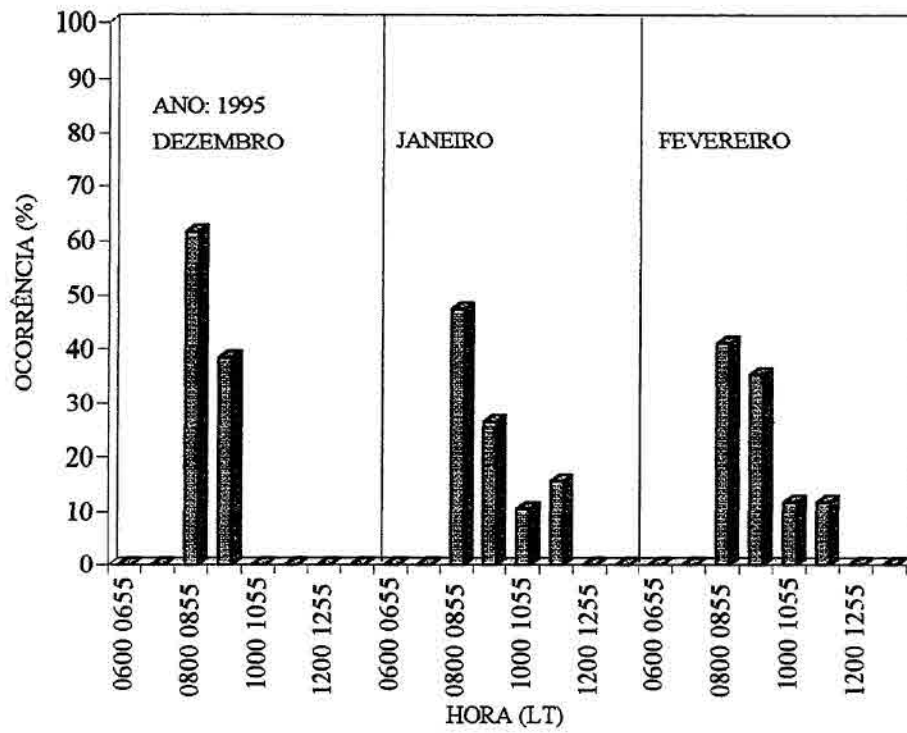


Fig. 5.6a – Horário preferencial para a formação da camada F₃, para os meses analisados em 1995 (dez/jan/fev e jun/jul/ago)

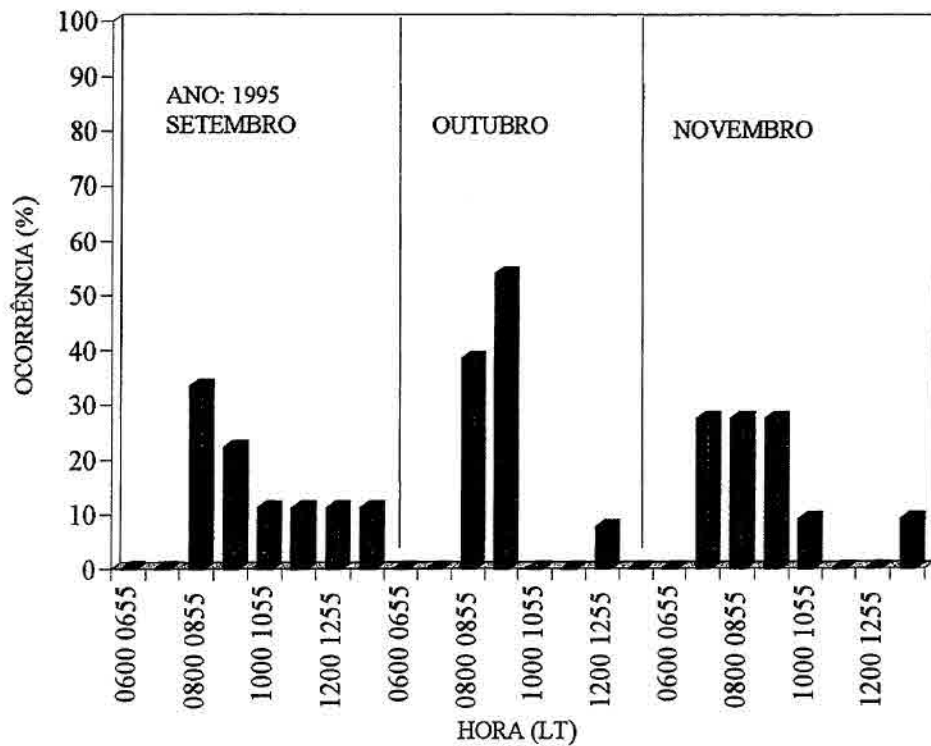
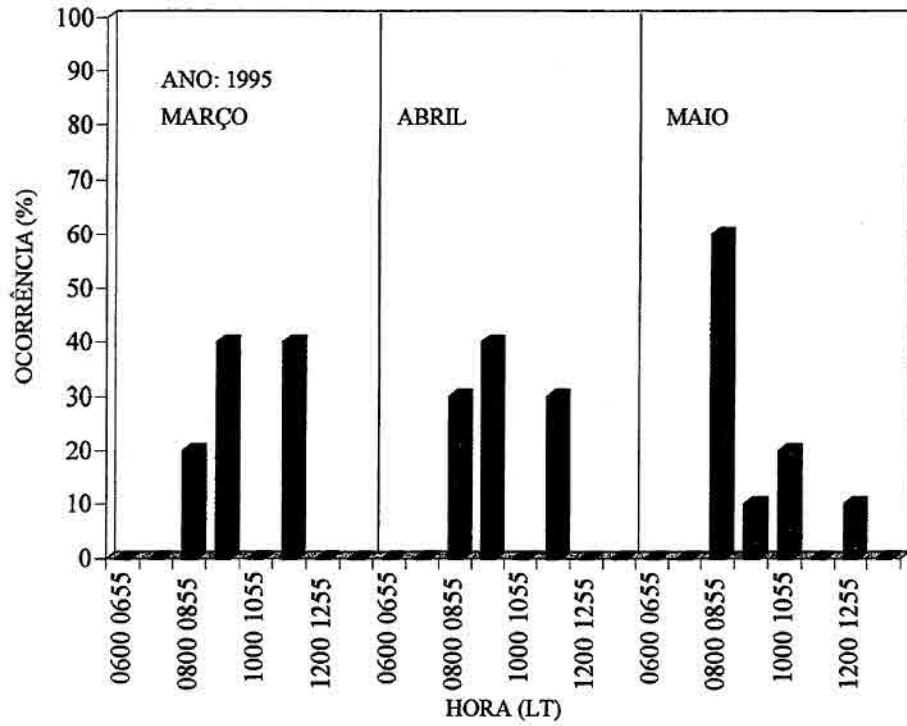


Fig. 5.6b – Horário preferencial para a formação da camada F₃, para os meses analisados em 1995 (mar/abr/mai e set/out/nov)

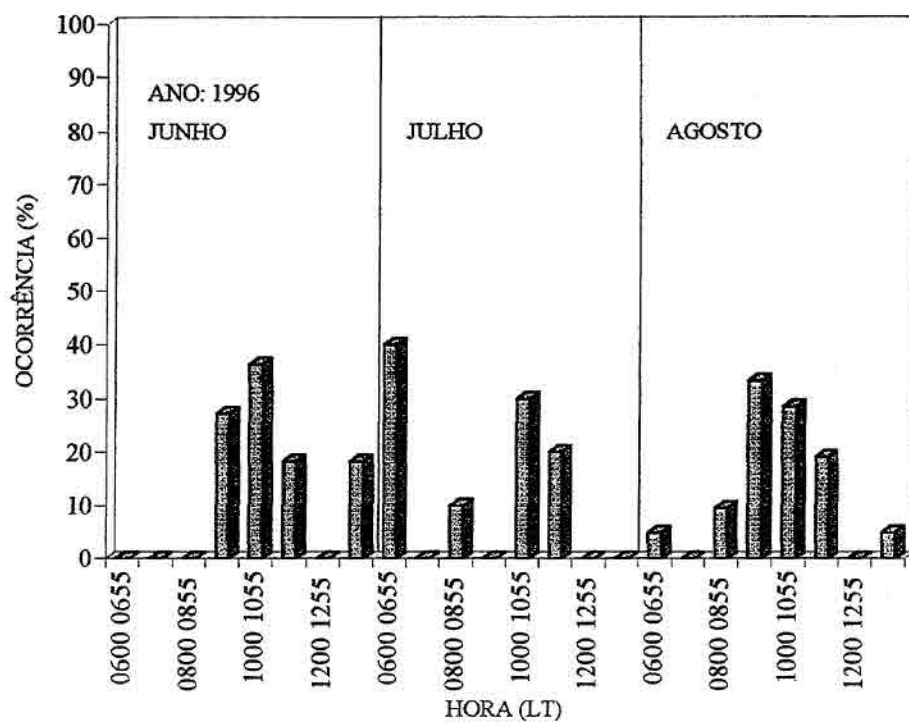
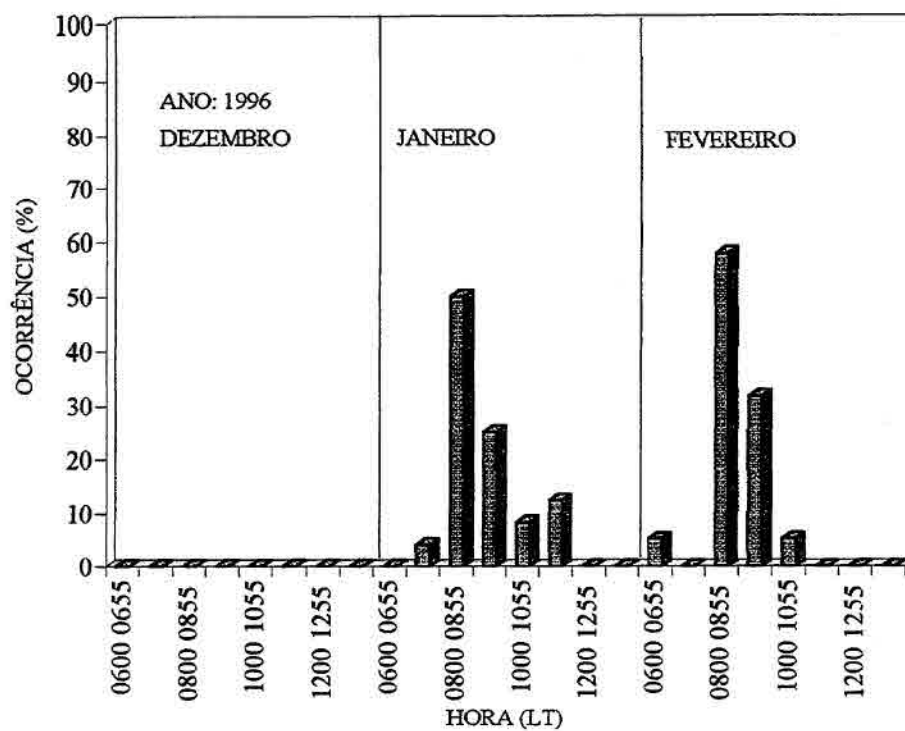


Fig. 5.7a – Horário preferencial para a formação da camada F₃, para os meses analisados em 1996 (dez/jan/fev e jun/jul/ago)

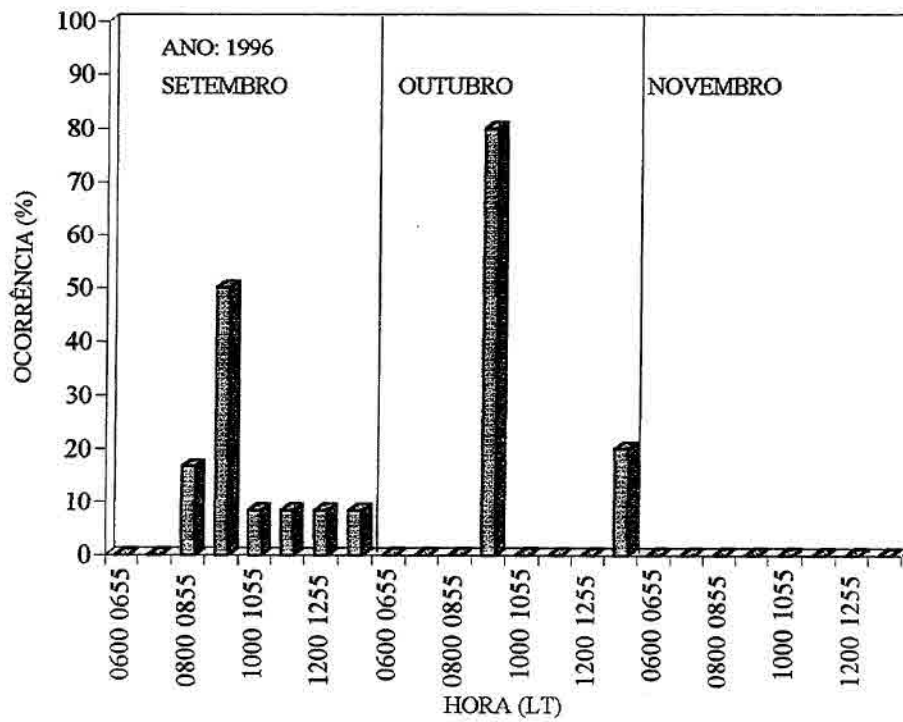
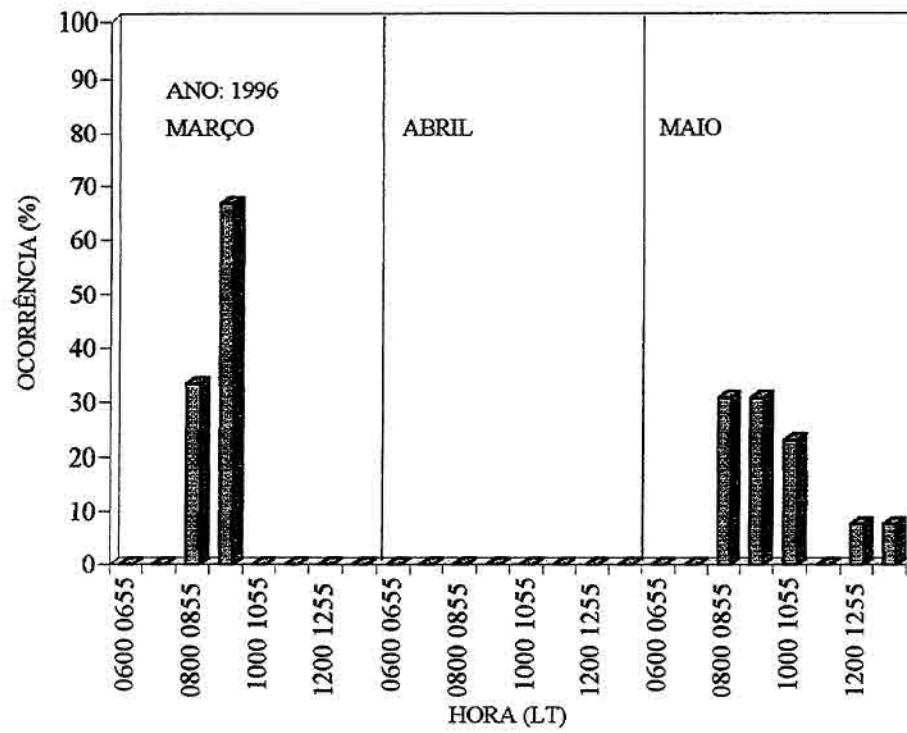


Fig. 5.7b – Horário preferencial para a formação da camada F3, para os meses analisados em 1996 (mar/abr/mai e set/out/nov)

A Figura 5.8 mostra os intervalos de tempo em que a camada F₃ ocorreu, em todos os dias analisados nos anos de 1994, 1995 e 1996. Na Figura as linhas tracejadas indicam os dias onde não houve dados. A linha contínua na Figura une em que a camada foi observada pela primeira vez naquele dia, com o horário em que foi observada pela última vez, no mesmo dia. Dessa forma, o comprimento da linha contínua, em escala temporal, representa o intervalo de duração da camada F₃ nos ionogramas, em um dado dia. Pode-se observar que a camada pode durar desde 15 min (dia 04 de julho de 1995, por exemplo) até várias horas (dia 06 de dezembro de 1995, por exemplo). Observa-se também que em alguns dias a camada F₃ aparece nos ionogramas por algum tempo; deixa de ser observada em alguns ionogramas e a seguir, volta a ocorrer. Eventos deste tipo podem ser observados nos dias 06 de agosto de 1995 e 07 de janeiro de 1996. Apenas observando os ionogramas não se pode concluir se a camada F₃ realmente desapareceu naquele intervalo de tempo, ou se sua densidade de pico decresceu a valores menores que a densidade do pico da camada F₃, impossibilitando a sua observação por ionossondas instaladas na superfície da Terra.

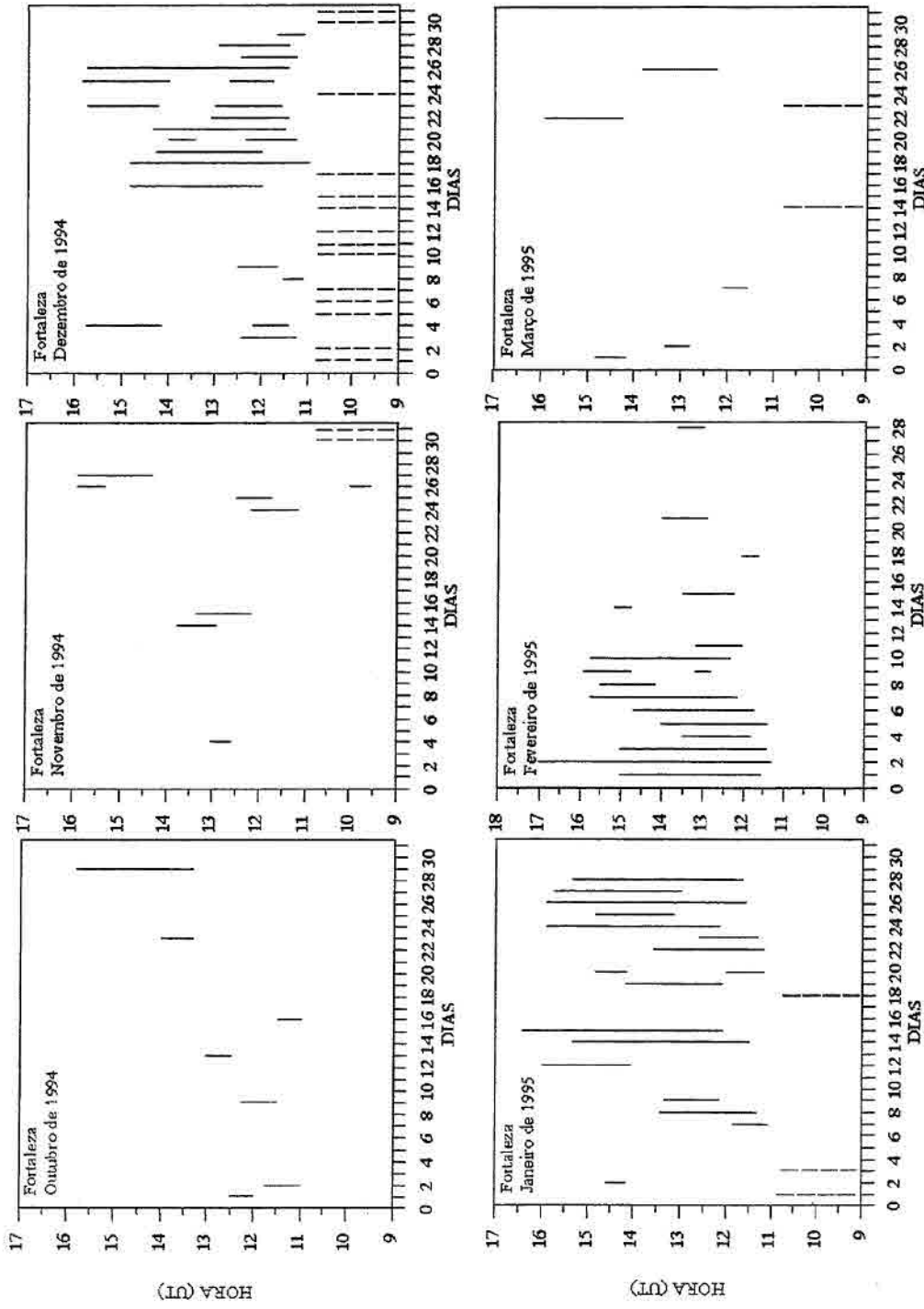


Fig. 5.8- Intervalo de tempo em que a camada F3 foi observada nos ionogramas de Fortaleza

continua

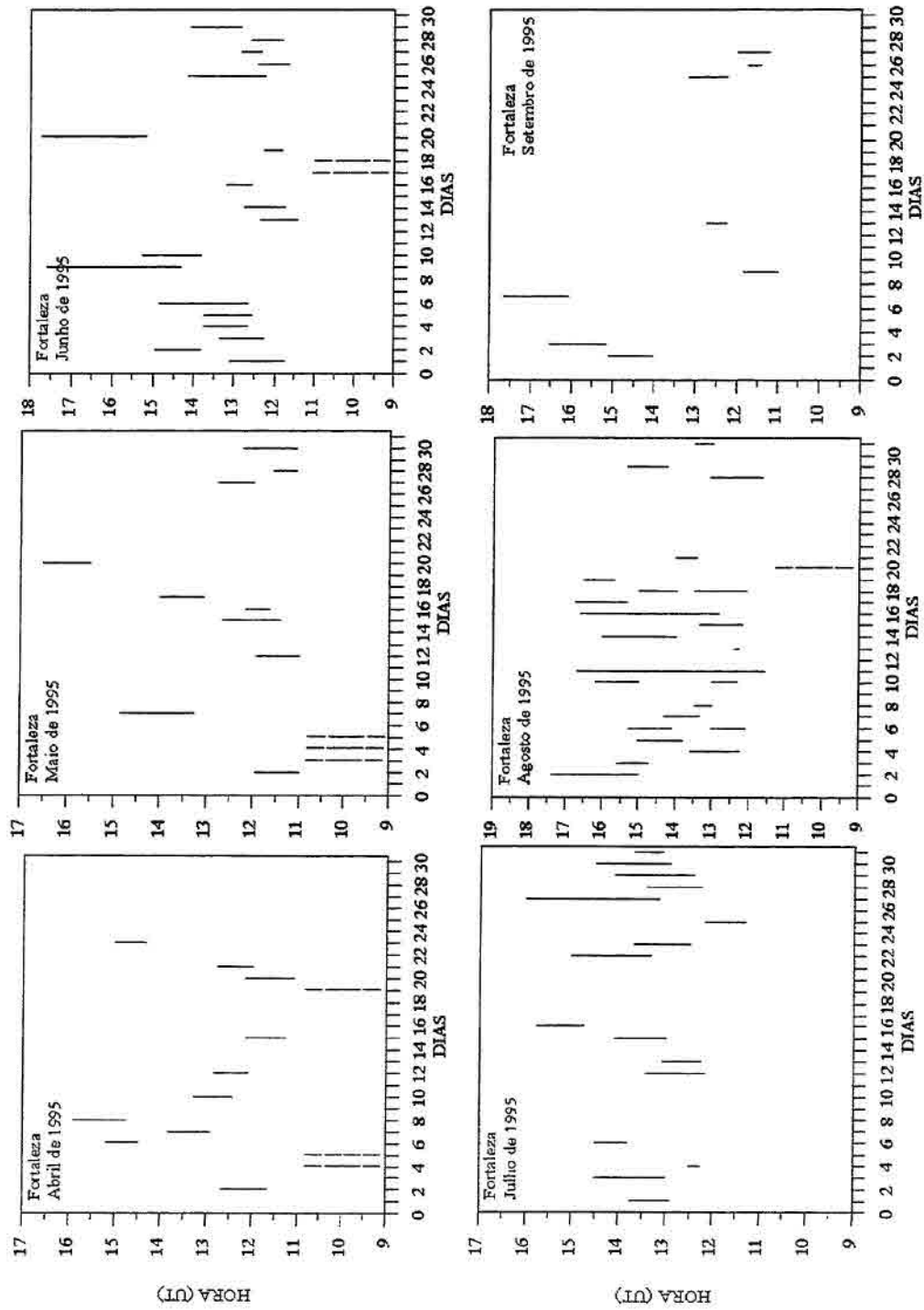


Fig. 5.8- Continuação

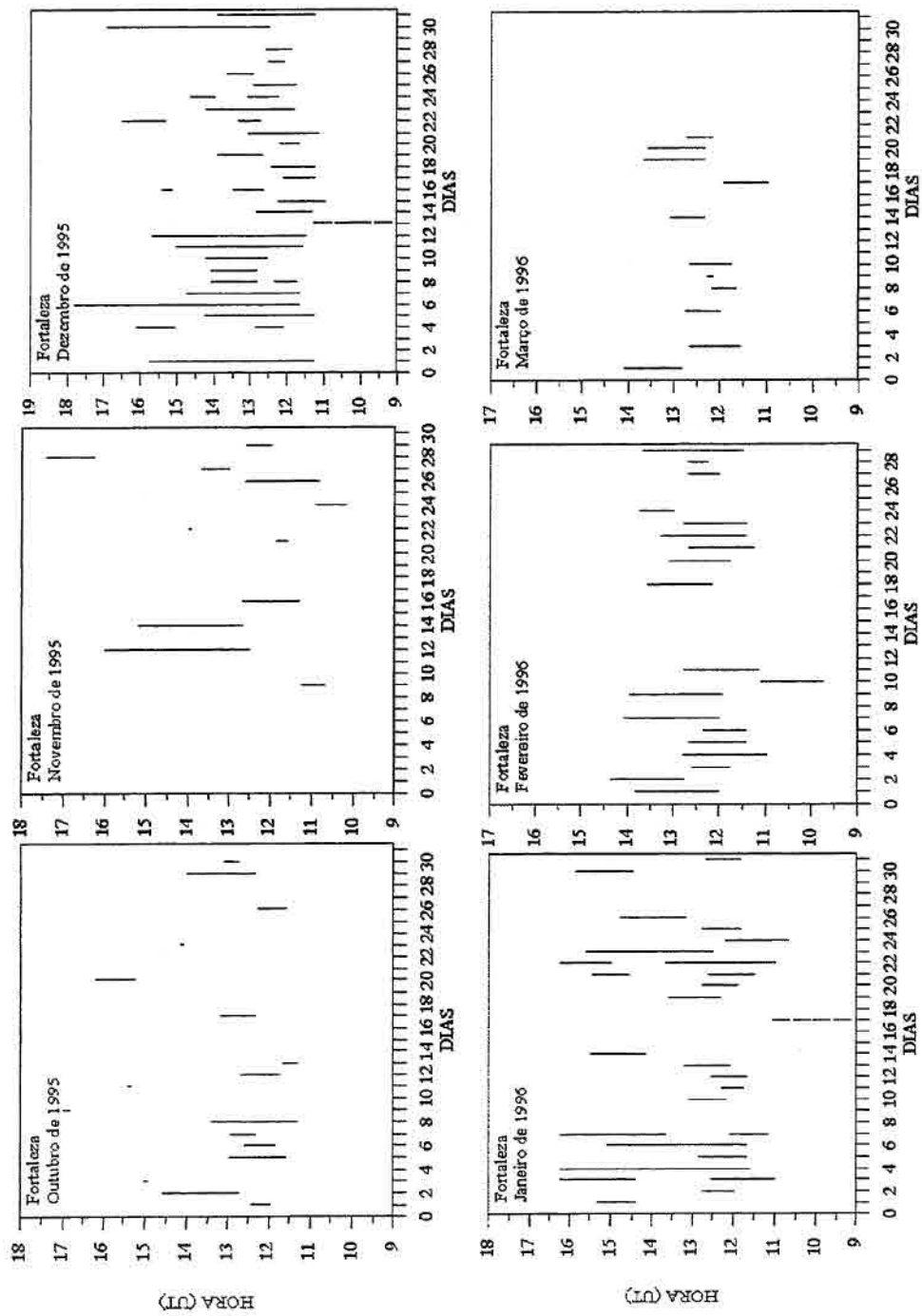


Fig. 5.8- Continuação

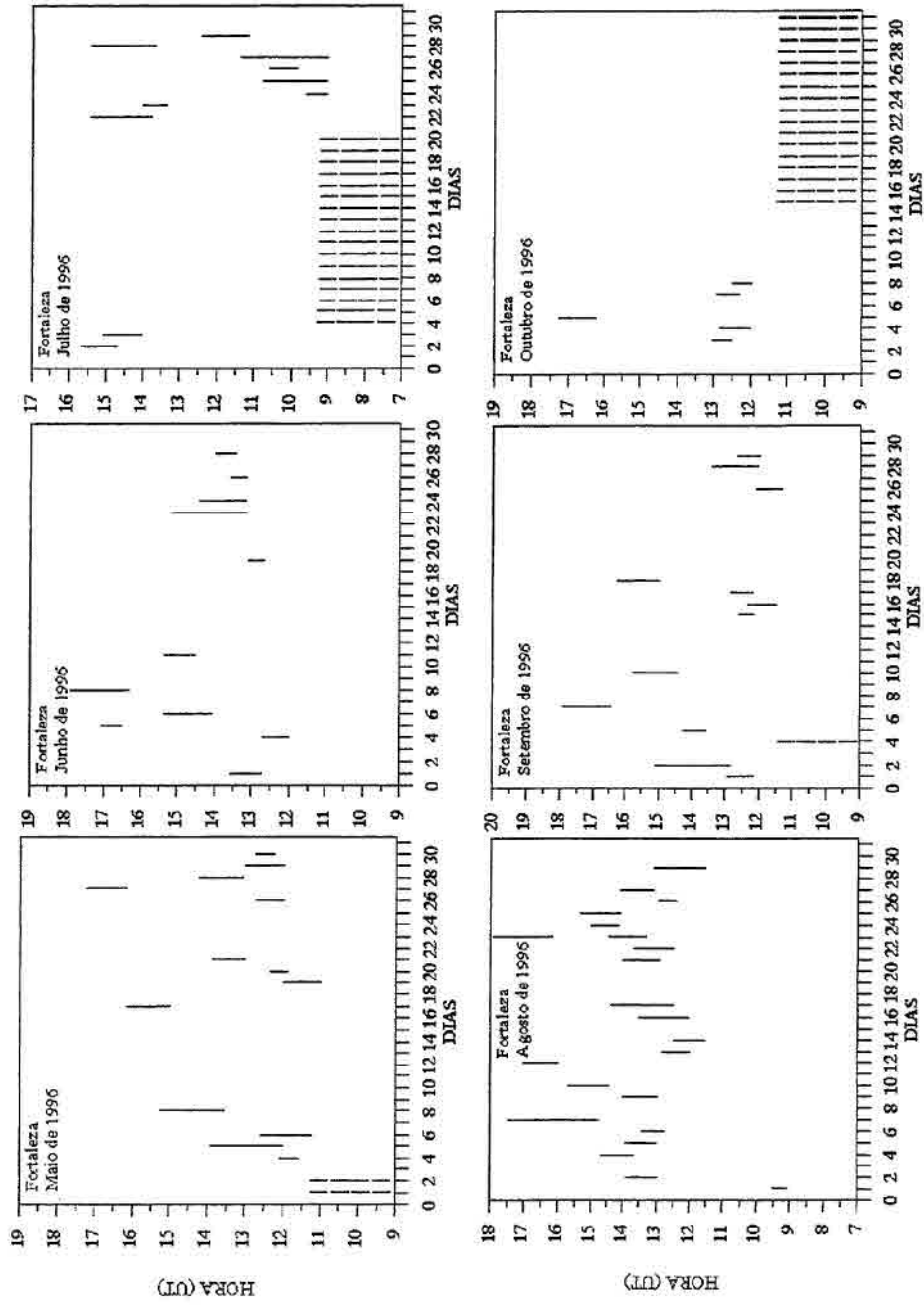


Fig. 5.8- Continuação

A Figura 5.9 mostra em azul a frequência crítica da camada F₂ e em vermelho a frequência crítica da camada F₃ para o mês de dezembro de 1994. A frequência da camada F₃ pode exceder a frequência da camada F₂ em até 1.75 MHz. O valor da frequência da camada F₃ excedeu a frequência da camada F₂ em até 1.75 MHz em alguns dias de maio de 1995, 1,5 MHz em janeiro de 1996 e 1 MHz em alguns dias em dezembro de 1994.

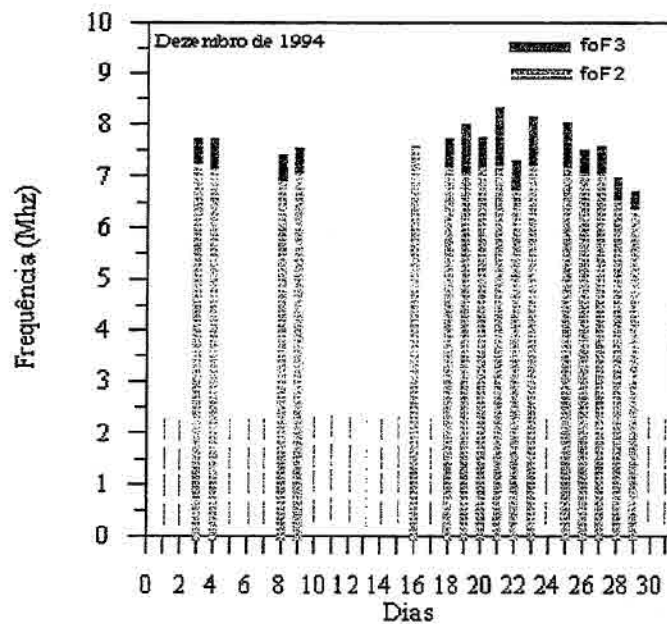


Fig. 5.9 – Comparação entre a frequência crítica da camada F₂ e a frequência crítica da camada F₃

A Figura 5.10 mostra o intervalo de ΣKp preferencial para a formação da camada adicional, para todos os dias de dados analisados. A camada F₃, nos anos analisados, ocorreu mais vezes na faixa de $10 < \Sigma Kp < 20$ (46% dos dias analisados), e aproximadamente 60% dos dias em que a camada F₃ foi observada, a soma do índice Kp era menor que 20 indicando que, de uma forma geral, a camada ocorreu em períodos magneticamente calmos ou fracamente perturbados.

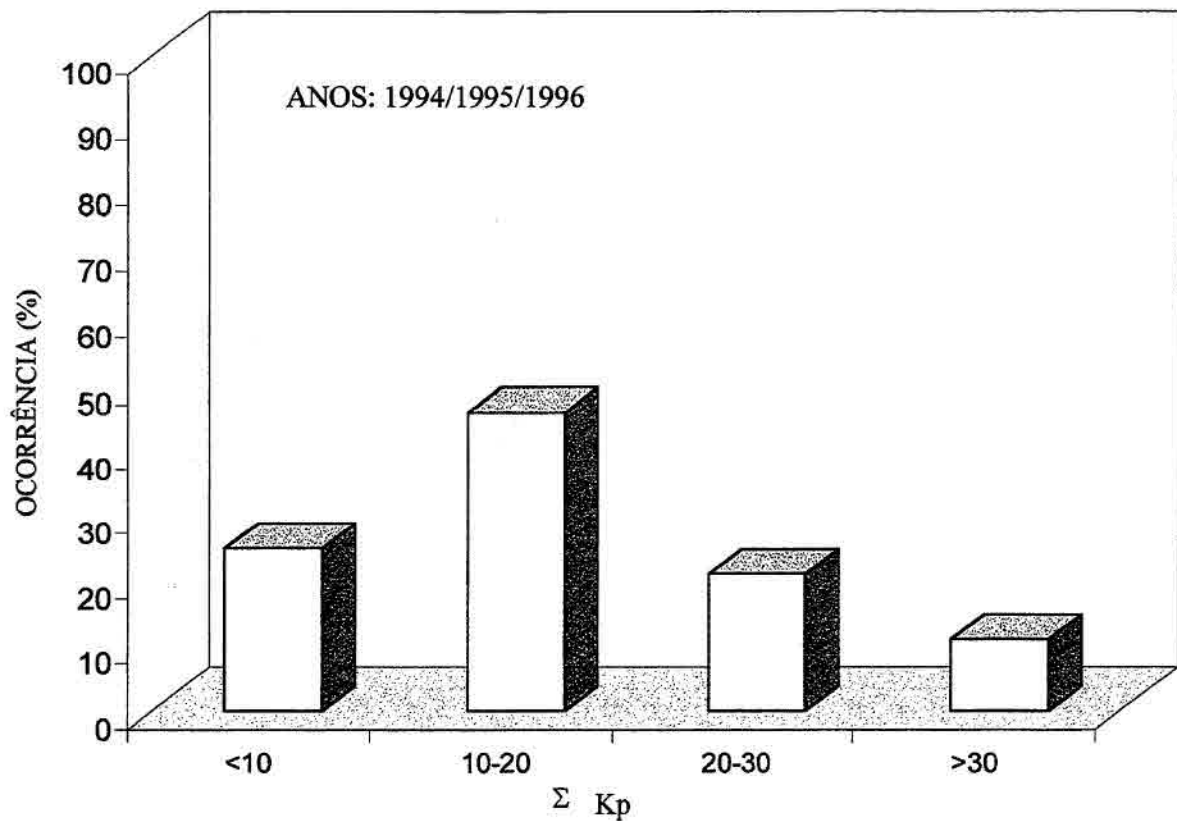


Fig. 5.10 - Intervalo de ΣKp preferencial para a formação da camada F₃

As Figuras 5.11a e 5.11b mostram o intervalo de ΣKp preferencial para a formação da camada F₃, agrupando os dados de todos os anos em períodos de 3 meses. A tendência observada no conjunto total dos dados (Figura 5.10) é mantida nos solstícios de dezembro e junho, ou seja, a camada ocorreu preferencialmente em períodos de $\Sigma Kp < 20$. A medida que ΣKp cresce acima de 20, a ocorrência da camada decresce. Para os períodos de equinócio, no entanto, embora continue predominando a ocorrência da camada F₃ em períodos com $\Sigma Kp < 20$, observa-se uma tendência de aumento na ocorrência da camada F₃ para períodos com $\Sigma Kp > 30$ (março/abril/maio) e uma distribuição bastante uniforme entre os vários níveis de atividade de atividade magnética (setembro/outubro/novembro).

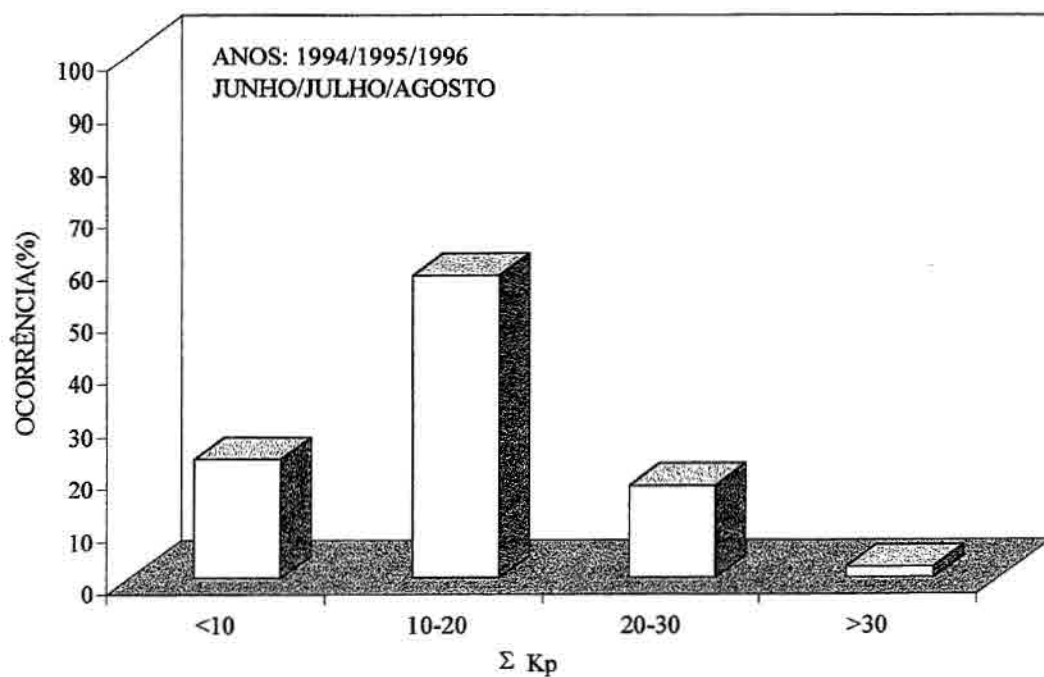
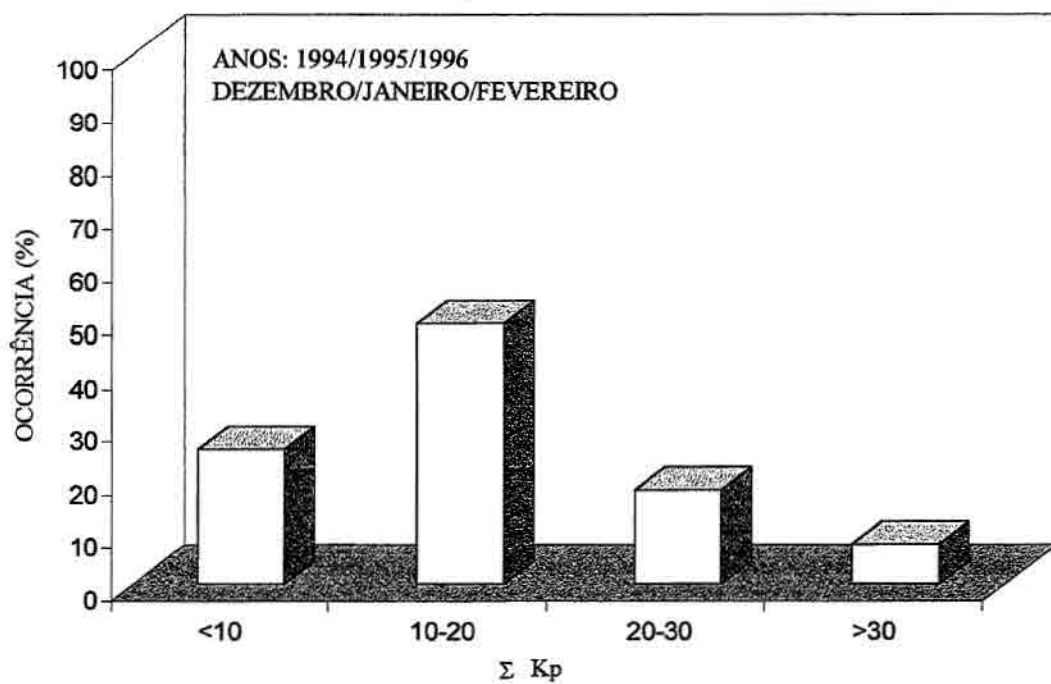


Fig. 5.11a - Intervalo de ΣKp preferencial para a formação da camada F₃, agrupados em períodos de 3 meses (dez/jan/fev e jun/jul/ago)

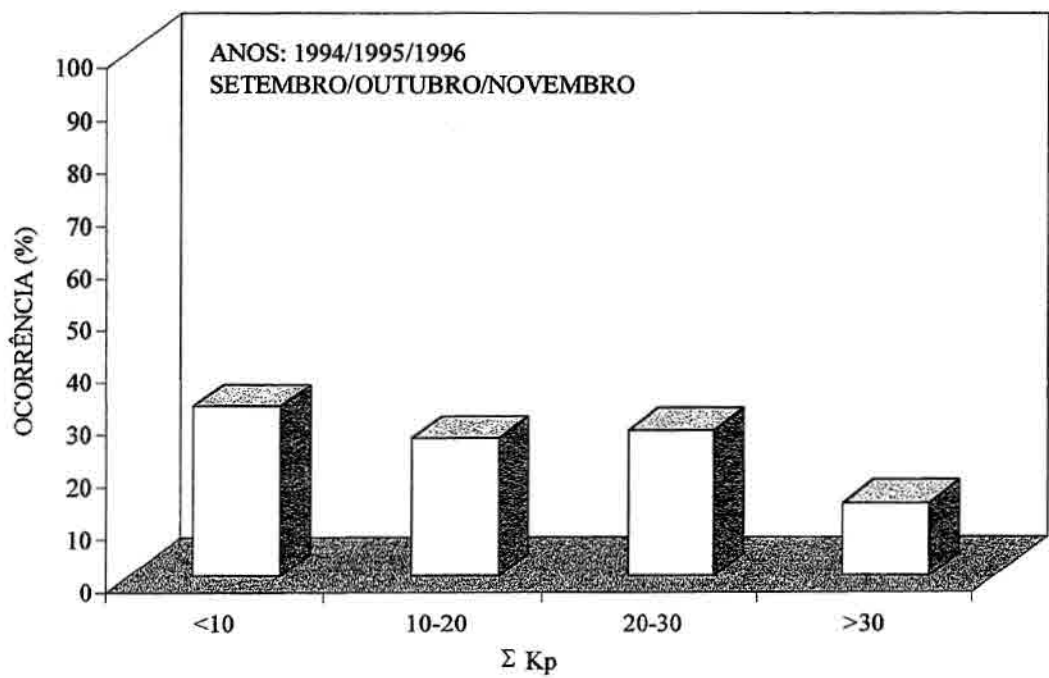
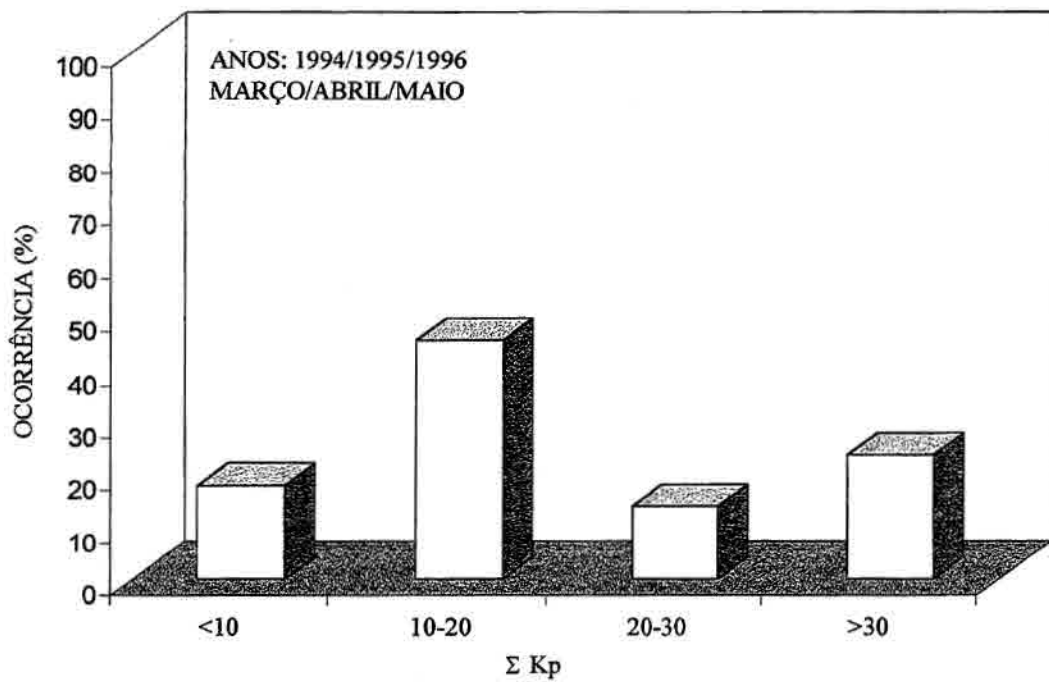


Fig. 5.11b - Intervalo de ΣK_p preferencial para a formação da camada F₃, agrupados em períodos de 3 meses (mar/abr/mai e set/out/nov)

A Figura 5.12 mostra a ocorrência da camada adicional nas décadas de 70, 80 e 90 e tenta ilustrar a dependência da ocorrência da camada adicional com o deslocamento do equador magnético e com a atividade solar. Foram analisados os ionogramas registrados em Fortaleza de 15 em 15 min. pela ionossonda nos meses de janeiro, março e agosto.

Para o mês de janeiro e agosto observa-se uma clara dependência entre a ocorrência da camada F_3 e o índice de atividade solar, $F_{10.7}$. Em janeiro a camada não ocorre durante períodos de alta atividade solar (1978-81 e 1990-93); sua ocorrência é intensificada em torno do mínimo no ciclo solar (1986 e 1995-1996). Além dessa tendência, observa-se que a ocorrência aumenta à medida que o equador magnético se afasta de Fortaleza. Dessa forma, em 1976, ano de mínimo na atividade solar, a inclinação de Fortaleza era $I = -3^\circ$, não se observou a ocorrência da camada F_3 nos ionogramas. Em 1986 a inclinação aumentou para -7° , e a camada foi observada em 9 dias do mês de janeiro. Em 1996, a inclinação era de -10.5° , e a ocorrência cresceu para 24 dias.

Para o mês de março a variação é bem distinta da observada em janeiro. Para o período entre 1975 e 1985, em que o ângulo de inclinação magnética em Fortaleza variou entre -2.5° e -6.5° , as observações mostram que a camada F_3 ocorreu principalmente nos períodos de atividade solar média ou alta, apresentando ocorrência mínima durante o período mínimo no ciclo solar. Porém essa característica não se repete na década seguinte, de 1986 a 1996, (I entre -7.3° e 10.5°), na qual se observa uma maior ocorrência da camada F_3 nos períodos de atividade solar média ou baixa.

Para o mês de agosto as correlações são semelhantes ao mês de janeiro. A ocorrência é muito baixa ou nula entre 1975 e 1983, há um leve aumento nos anos de 1984 e 1988, e um aumento considerável nos anos de 1995 e 1996. Há também uma tendência da ocorrência da camada F_3 aumentar à medida que o equador magnético se afasta da estação de Fortaleza.

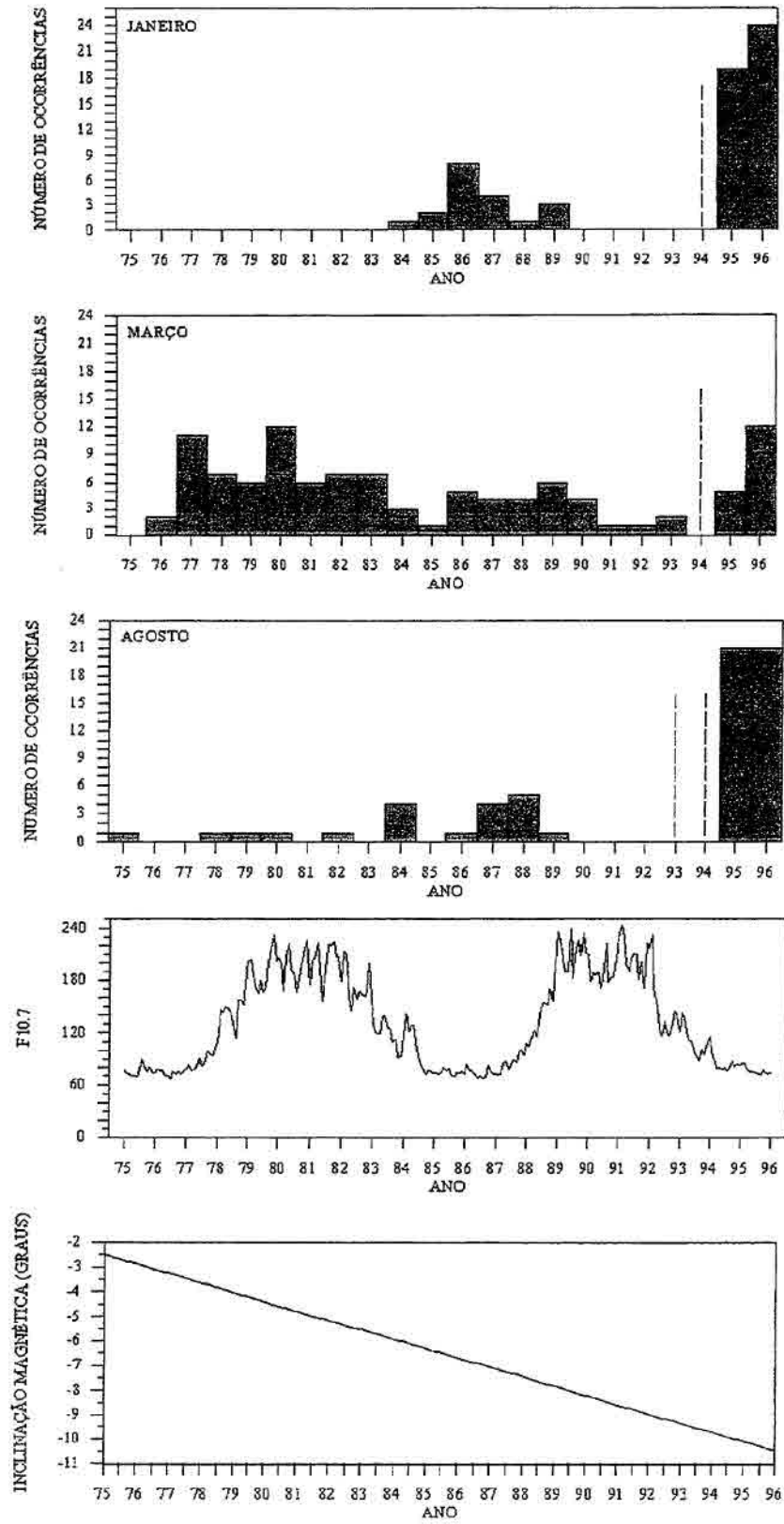


Fig. 5.12- Número de ocorrência da camada F3 nos meses de janeiro, março e agosto das décadas de 70, 80 e 90 comparada com a atividade solar e a inclinação magnética de Fortaleza, as linhas pontilhadas indicam os dias onde não houve dados

5.2 DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

A análise detalhada de 2 anos de dados ionosféricos (outubro de 1994 a outubro de 1996) registrados pela ionossonda digital CADI em Fortaleza, mostra que a ocorrência da camada F_3 é bastante frequente, principalmente nos solstícios de dezembro (verão) e de junho (inverno).

De acordo com Balan et al. (1998), o mecanismo de formação da camada F_3 envolve uma combinação adequada de campos elétricos e ventos, na região próxima ao equador magnético, a qual produz uma velocidade ascendente da ionização da região F equatorial. As simulações feitas por Balan et al. (1998) e Jenkins et al. (1997) prevêem ocorrência máxima da camada F_3 , durante o solstício de dezembro, na latitude magnética próxima de -5° (Figura 4.7), a qual está bem próxima da latitude magnética de Fortaleza durante o período de análise detalhada neste trabalho. Entre 1994 e 1996, a latitude magnética de Fortaleza variou entre -5° e $-5,3^\circ$. Ainda para o solstício de dezembro, os autores mostram que a ocorrência da camada F_3 em latitudes muito próximas ao equador magnético ($< 2^\circ$) é muito baixa. O modelo prevê ainda que a camada tem mais probabilidade de ser formada durante períodos de baixa atividade solar, que durante períodos de atividade solar média ou alta. A concordância entre os resultados do modelo e nossas observações da camada F_3 para Fortaleza, para o solstício de dezembro, é excelente, conforme pode-se deduzir da Figura 5.12 (resultados do mês de janeiro). A camada F_3 não ocorre no período de mínimo solar em torno de 1976, porque a latitude magnética de Fortaleza naquela época era muito baixa ($I = -3^\circ$, latitude magnética = $-1,5^\circ$). No ciclo solar seguinte, em torno de 1986, a latitude magnética de Fortaleza era $-3,5^\circ$ ($I = -7^\circ$) e a camada ocorre em aproximadamente 30% dos dias. No próximo mínimo que ocorre em 1995-1996 a latitude magnética cresceu para -5° e a porcentagem de ocorrência aumentou para 70%. Nos períodos de máximo do ciclo solar (1979-1980, 1991-1992) não se observa a ocorrência da camada F_3 nos ionogramas de Fortaleza.

Para o solstício de junho (inverno), os resultados do modelo não concordam com as

observações. O modelo de Balan et al. (1998) não prevê a formação da camada F₃ na região de Fortaleza, mas apenas no hemisfério de verão, ou seja, no hemisfério norte (Figura 4.7). No entanto, nossos resultados mostram que a camada ocorre com muita frequência nos meses de junho a agosto, chegando a ocorrer em aproximadamente 70% dos dias em agosto de 1995 e em julho de 1996. O modelo de Balan et al. (1998) utiliza a deriva vertical de Jicamarca e o vento do modelo HWM90 como parâmetros de entrada. As derivas são positivas durante o dia (ver Figura 3.3), porém os ventos são negativos (para o sul) durante todo o dia, passando por um mínimo relativo por volta das 1100 LT. Balan et al. (1998) fizeram simulações modificando o vento e a deriva, e constataram que o modelo pode simular a formação da camada F₃ no inverno se a deriva utilizada for maior, e se o vento para o pólo for menos intenso (menos negativo). É muito provável que o vento fornecido pelo modelo HWM para estas condições não seja apropriado para Fortaleza, conforme pode ser visto na Figura 3.14, onde observa-se que entre aproximadamente 0900 e 1400 LT, o vento calculado por Souza (comunicação pessoal, 1999) é maior (menos negativo) que aquele fornecido pelo HWM. O vento calculado, com valores próximos de zero, por Souza seria suficiente para gerar a camada F₃ no período de inverno, baixa atividade solar, sobre Fortaleza.

Em relação à variação anual da ocorrência da camada F₃ no mês de agosto (Figura 5.12), observa-se uma intensificação nos anos de 1995-1996. A provável causa desse aumento é a declinação magnética de Fortaleza que, nessa época, atingiu valor mais favorável para o desenvolvimento da camada, da mesma forma que ocorreu no mês de dezembro. Novamente essa característica não foi prevista pela simulação de Balan et al. (1998), por estar usando modelo inadequado de vento.

Os dados analisados mostram que durante o período de equinócio a ocorrência da camada é mínima. As simulações de Balan et al. (1998) e Jenkins et al. (1997) para baixa atividade solar, equinócio, mostram que a ocorrência da camada fica restrita a uma faixa de latitude entre $\pm 4^\circ$ em torno do equador. Para alta atividade solar, equinócio, Balan et al. (1997) previram a ocorrência da camada entre $\pm 10^\circ$ de latitude magnética sendo que a latitude onde a intensidade é máxima está levemente deslocada

em relação ao equador magnético. Estes resultados mostram uma concordância razoável com as observações para o mês de março durante o período 1975-1986 (Figura 5.12). No entanto nossos dados mostram uma nova intensificação da ocorrência da camada F₃ no período 1995-1996, esta intensificação não é marcante em relação as ocorrências em outros anos em março.

Conforme já mencionado anteriormente, durante o equinócio de março observa-se um aumento na ocorrência da camada F₃ para valores altos de K_p ($\Sigma K_p > 30$). Portanto, parte das ocorrências de F₃ durante o mês de março de 1995 e 1996 corresponde a períodos perturbados. Sabe-se que durante períodos magneticamente perturbados tanto os ventos quanto as derivas verticais (campos elétricos zonais) podem sofrer profundas alterações. Pode ocorrer penetração direta de campos elétricos magnetosféricos de altas para baixas latitudes, podem ser gerados campos elétricos pelo dínamo perturbado, e os próprios ventos termosféricos podem sofrer alteração, devido à injeção de energia que ocorre nas altas latitudes (veja por exemplo, Batista et al., 1991). Sabe-se que o modelo de Balan et al. (1998) trata apenas dos comportamentos médios, sem levar em conta variações com atividade magnética. Portanto, parte das diferenças entre modelo e observações, nos períodos de equinócio, podem ser atribuídas às perturbações magnéticas.

A ocorrência da camada F₃ nos meses de janeiro e agosto, nos anos de 1995 e 1996, é muito maior que em outros anos. Além dos fatores já discutidos para explicar esta diferença, deve-se lembrar também que os dados dos anos anteriores eram registrados a cada 15 minutos. Em alguns períodos os dados passaram a ser a cada meia hora ou a cada hora. Já em 1995 e 1996 os dados foram obtidos pela CADI, a qual produz um ionograma a cada 5 minutos. Esta diferença na frequência de obtenção dos dados pode ter alguma influência nos resultados, pois eventos de duração menor que 15 minutos são às vezes observados, porém não se espera que isso chegue a afetar as conclusões deste trabalho.

6 - CONCLUSÕES

Neste trabalho foi feita a análise detalhada de 24 meses de dados ionosféricos registrados pela CADI em Fortaleza, para um período de atividade solar mínima (novembro de 1994 a outubro de 1996), com o objetivo de estudar a ocorrência da camada F₃ naquela localidade. Esta análise foi complementada com o estudo da ocorrência da camada nos meses de janeiro, março e agosto, durante 22 anos consecutivos de dados, na estação de Fortaleza, o qual abrange 2 ciclos solares completos.

Os dados observacionais mostram que a camada F₃ ocorreu em 50% dos dias analisados no período de 1994/1996. A maior ocorrência aparece no verão (dez/jan/fev de 1995: 72% e dez/jan/fev de 1996: 73%) especialmente em dezembro (86% em 1995), uma vez que o vento neutro direcionado para o equador durante o verão cria condições ideais para a formação da camada F₃. A alta ocorrência da camada adicional durante o verão e ocorrência mais baixa durante o equinócio (mar/abr/mai de 1995: 30% - set/out/nov de 1995: 33% e mar/mai de 1996: 42% - set/out de 1996: 39%) sobre Fortaleza para baixa atividade solar estão de acordo com os resultados modelados, porém não se esperava que a camada adicional ocorresse durante o inverno. Mas, entretanto, a camada ocorreu em jun/jul/ago de 1995 em 61% dos dias e em jun/jul/ago/ em 52% dos dias, ou seja, na maioria dos dias analisados. Esta diferença entre os resultados observados e os resultados modelados pode ser ocasionada porque a deriva **ExB** sobre Fortaleza, durante o inverno, pode ser mais forte que a deriva utilizada como input do modelo ou o vento neutro pode ser menor que o calculado pelo HWM90, como foi mostrado por Souza (1997), cujos resultados mostram que este modelo não é apropriado para a região equatorial sobre Fortaleza. Porém, a explicação mais provável é a de que os ventos neutros do modelo HWM90, usado como parâmetro de entrada em várias simulações numéricas, não estejam apropriados para a região de Fortaleza, durante o solstício de junho, em baixa atividade solar. A frequência crítica da camada F₃ excede a frequência da camada F₂ em até 1,75 MHz, em alguns dos dias analisados.

O desenvolvimento da camada adicional ocorreu, preferencialmente na faixa das 0800-0855 LT, mas também desenvolveu-se mais cedo, 0600-0655 LT, e mais tarde 1400-1455 LT. Em alguns dias a camada voltou a aparecer após o seu decaimento, como por exemplo nos dias 10 de agosto de 1995 e 07 de janeiro de 1996. A duração da camada adicional também acompanha a variação dos meses do ano, possui uma duração menor no inverno além de iniciar seu desenvolvimento mais tarde, em torno de 1 hora mais tarde que no verão.

A camada adicional desenvolve-se com mais frequência em dias onde a atividade magnética é menos intensa, os resultados observacionais mostraram que a ocorrência é maior na faixa de $\sum Kp < 20$ (aproximadamente 60% dos dias analisados). A camada F₃ ocorreu preferencialmente na faixa de $10 < \sum Kp < 20$ (46% dos dias analisados) especialmente no período de verão (dez/jan/fev: 49%) e inverno (jun/jul/ago: 57%), já nos períodos de equinócio embora a tendência se repita ($\sum Kp < 20$ em mar/abr/mai: 63% e $\sum Kp < 20$ em set/out/nov: 58%) é possível observar um aumento na ocorrência para os períodos de atividade magnética mais intensa, na faixa de $\sum Kp > 30$ (dez/jan/fev: 8%, jun/jul/ago: 2%, mar/abr/mai: 24% e set/out/nov: 14%). Existe, ainda, para os meses de setembro, outubro e novembro uma distribuição uniforme das ocorrências entre os vários níveis de atividade magnética. Portanto a camada F₃ é basicamente um fenômeno de período geomagneticamente calmo. Porém, durante os equinócios, época em que a camada ocorre com menos frequência, há uma tendência de aumento da ocorrência, com o aumento da atividade magnética.

Após analisar os dados digitais, registrados pela CADI, definiu-se que os meses que seriam observados nos filmes, registrados em Fortaleza (de 15 em 15 min.) pela ionossonda, seriam os meses de janeiro, março e agosto por serem representativos do solstício de verão, equinócio e solstício de inverno, respectivamente. Os resultados mostram que a formação da camada depende da localização da estação de Fortaleza em relação ao equador. Para o mês de janeiro a ocorrência da camada adicional F₃ é nula no período de 1975 a 1983 e no período de 1984 a 1989, já no período de 1990 a 1994 (sendo que em 1994 não existem dados) existe uma intensificação na ocorrência da

camada adicional. Para o mês de agosto a tendência parece se repetir: no período de 1975 a 1983 e de 1990 a 1994 (sendo que em 1993 e 1994 não existem dados) a ocorrência da camada F_3 é menor que a ocorrência no período de 1986 a 1989 e de 1993 a 1996. Para esses meses fica claro que com o aumento da inclinação magnética, uma vez que a inclinação era de -2.36° em 1975 e de -10.36° em 1996, ocorre uma intensificação na formação da camada adicional. Com relação a atividade solar, a ocorrência é maior nos períodos onde a atividade solar é baixa e menor onde a atividade solar é mais intensa. Para janeiro de 1984 ($F_{10.7}=112.4$) a ocorrência foi de 6%, já em 1986 ($F_{10.7}=70.9$) a ocorrência aumentou para 25% dos dias analisados, já em agosto o comportamento é semelhante: em 1978 ($F_{10.7}=116.9$) a ocorrência foi de 3% aumentando para 68% em 1996 ($F_{10.7}=74.2$), ou seja para os meses de inverno e verão o fenômeno ocorre preferencialmente em períodos de baixa atividade solar.

Para o mês de março (equinócio) a ocorrência da camada F_3 possui um comportamento distinto do comportamento apresentado nos meses de janeiro e agosto. Para os anos de 1977, 1980 e 1996 as ocorrências foram da mesma ordem (a ocorrência em 1977 foi de 35% e 39% em 1980 e 1996), embora o ângulo de inclinação estivesse diminuindo com o passar dos anos. Com relação a atividade solar o comportamento de março (equinócio) também é diferente do comportamento apresentado nos meses de janeiro e agosto. Para o mês de março (equinócio) é possível observar que no período de 1975 a 1985 a camada adicional ocorreu quando a atividade solar era alta e a estação de Fortaleza localizava-se mais próxima do equador, já para o período de 1986 a 1996 a camada adicional ocorreu quando a atividade solar era baixa e a estação de Fortaleza localizava-se mais afastada do equador magnético. Para março (equinócio) os dados mostram que a formação da camada adicional ocorre com a atividade solar alta e um ângulo de inclinação menor e também ocorre com atividade solar baixa, porém para um ângulo de inclinação maior. Para uma resposta mais conclusiva para os meses de equinócio seria necessário analisar os anos seguintes (1997, 1998 e 1999) para observar se, de fato, durante o período de equinócio aquela relação entre o ângulo de inclinação e a atividade solar realmente se repete.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abdu M.A, Bittencourt J.A., Batista I.S., Magnetic declination control of the equatorial F region dynamo electric field development and spread-F, *J. Geophys. Res.*, 86, 11443, 1981.
- Abdu M.A, Bittencourt J.A., Batista I.S., Longitudinal differences in the spread F characteristics, *Res. Brasil. Fís.*, 13,4,1983b.
- Abdu M.A., Batista I.S, Sobral B. H., A new aspect of magnetic declination control of equatorial spread F and F region dynamo, *J. Geophys. Res.* 97, 14897, 1992.
- Abdu M.A, Medeiros R.T., Bittencourt J.A, Batista I.S., Vertical ionization drift velocities and range type spread F in the evening equatorial ionosphere, *J. Geophys. Res.*, 88, 399, 1983a.
- Appleton, E. V., Two anomalies in the ionosphere, *Nature* 157, 691, 1946.
- Bailey, D.K., The geomagnetic nature of the F2 layer longitude effect, *Terrest. Magn. Atmospheric Elec.*, 53, 35, 1948.
- Bailey, G.J., Balan, N., A low latitude ionosphere-plasmasphere model, in *STEP Handbook*, editado por R.W.Schunk, Utah State University, 1996.
- Balan, N., Bailey, G.J., Equatorial plasma fountain and its effects: Possibility of an additional layer, *J.Geophys.Res.*, 100, 21,421, 1995.
- Balan, N., Bailey, G.J., Abdu, M.A., Oyama, K.I., Richards, P.G., Macdougall, J., Batista, I.S., Equatorial plasma fountain and its effects over three location: Evidence for additional layer, the F₃ layer, *J.Geophys.Res.*, 102, 2047, 1997.

- Balan, N., Batista, I.S., Abdu, M.A., Macdougall, J., Bailey, G.J., Physical mechanism and statistic of occurrence of an additional layer in the equatorial ionosphere, *J. Geophys. Res.*, 103, 29169, 1998.
- Balsley B.B, Electric field in the equatorial ionosphere: A review of techniques and measurements, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 35, 1035, 1973.
- Banks, P.M., Kockarts, G. *Aeronomy*. New York, Academic Press, 1973.
- Batista, I.S, de Paula, E.R., Abdu, M.A., Trivedi, N.B., Grenspan, M.E., Ionospheric effects of the March 13, 1989 magnetic storm over low and equatorial latitudes, *J. Geophys. Res.*, 96, 13953, 1991.
- Batista I.S., Abdu M.A., Simulação numérica das componentes zonais da deriva do plasma e do vento termosférico em regiões equatoriais, *Rev. Bras. Geof.*, 4, 135, 1986.
- Batista I.S., Abdu M.A., Assimetrias sazonais e longitudinais na deriva da camada F em Fortaleza e Huncayo, Inpe, 20 pp, 1984.
- Batista I.S., Dínamo da região F equatorial: Assimetrias sazonais e longitudinais no setor americano, Tese de Doutorado, Rep. INPE-3760-TDL/206, INPE, São José dos Campos, SP, Brasil, 1986.
- Batista I.S., Abdu M.A., Bittencourt J.A., Equatorial F region vertical plasma drifts: seasonal and longitudinal asymmetries in the American sector, *J. Geophys. Res.*, 91, 12055, 1986.

- Batista I.S., Balan N., Abdu M.A., MacDougal J., Barbosa Neto P.F., F₃ observations at low and equatorial latitudes in Brazil, *Geofísica Internacional*, no prelo, 1999.
- Batista I.S., Medeiros R.T., Abdu M.A., Souza J.R., Equatorial ionospheric vertical drift model over the Brazilian region, *J. Geophys. Res.*, 101, 10887, 1996.
- Biondi, M.A, Meriwether Jr., J.W, Fejer, B.G, Gonzalez, S.A., Sesonal variations in the equatorial thermospheric wind measured at Arequipa, Peru, *J. Geophys. Res.*, 95, 12243, 1990a.
- Biondi, M.A, Meriwether Jr., J.W, Sahai, Y., Takahashi, H., Thermospheric neutral winds at low latitudes during the September-October 1986 SUNDIAL compaign: Optical interferometer results, *Ann. Geophys.* , 8, 409, 1990b.
- Biondi, M. A., Sipler, D.P., Horizontal and vertical winds and temperatures in the equatorial thermosphere: measurements from Natal, Brasil during August-September 1982, *Planet. Space Sci.*, 33, 817, 1985.
- Bittencourt, J.A., The low latitude ionosphere: A dynamic computer model, São José dos Campos, INPE, julho de 1996. INPE-5965-rpq/674.
- Evans, J.V., Incoherent scatter contributions to studies of the dynamics of the lower thermosphere, *Rev. Geophys. Space Sci.*, 16, 195, 1978.
- Fejer B.G., Farley D.T., Woodman R.F., Calderon C., Dependence of equatorial F region vertical drifts on season and solar cycle, *J. Geophys. Res.*, 84, 5792, 1979.
- Fejer B.G., de Paula, E.R., Heelis, R.A., Hanson, W.B., Global equatorial ionospheric plasma drift musurements by AE-E satellite, *J. Geophys. Res.*, 100, 5769, 1995.

Fejer B.G., de Paula, E.R., Gonzalez, S.A., Woodman, R.F., Average vertical and zonal F region plasma drifts over Jicamarca, *J. Geophys. Res.*, 96, 13901, 1991.

Hedin, A.E., Spencer, N.W., Kileen, T.L., Empirical global model of upper thermosphere winds based on Atmosphere and Dynamics Explorer satellite data, *J. Geophys. Res.*, 93, 9959, 1988.

Heelis R.A., Kendall P.C., Moffet R.J., Windle D.W., Rishbeth H., Electrical coupling of the E and F region and its effect on F region drifts and winds. *Planet. Space Sci.*, 22, 743, 1974.

Ionossonde Network Advisory Group, Bulletin n° 60, 21, 1994.

Jenkins B., Bailey G.J., Abdu M.A., Batista I.S., Balan N., Observation and model calculations of an additional layer in the topside ionosphere above Fortaleza, Brazil, *Ann. Geophys.*, 15, 753, 1997.

Kirchhoff, V.W.J.H, *Introdução à geoffísica espacial*, Nova Stella, Editora da Universidade de São Paulo, 1991.

Norton, R.B., Van Zandt, T.E., The daytime equatorial F layer, *J. Atmospheric Terrest. Phys.*, 26, 1047, 1964.

Raghavarao R., Wharton L.E., Spencer N.W., Mayr H.G., Brace L.H., An equatorial temperature and wind anomaly (ETWA), *J. Geophys. Res. Lett.*, 18, 1193, 1991.

Rajaram, G., Structure of the equatorial F region, topside and bottomside - A review, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 39, 1125, 1977.

Rishbeth, H., Garriott, O.K., *Introduction to ionospheric physics*. New York, Academic, 1969.

Ratcliffe, J.A., An introduction to the ionosphere and magnetosphere, Cambridge University Press, 1972.

Roble, R.G., Dickinson, R.E., Ridley, E.C., Kamide Y., Thermosphere circulation models, Eos, Trans. AGU, 62, 19, 1981.

Souza, J.R., Modelagem ionosférica em baixas latitudes no Brasil, INPE, São José dos Campos, 1997, Tese de Doutorado.

Souza, J.R., Bailey G.J., Abdu, M.A., Batista, I.S. Ionospheric modelling at low latitudes over Brazil during summer solar minimum. Advances in Space Research, [in press], 1999.

Woodman R.F., Vertical drift velocities and east-west electric field at magnetic equator, J. Geophys. Res., 75, 6249, 1970.