

**ESTUDO DE CASO: BLOQUEIO ATMOSFÉRICO OCORRIDO EM 20-25/08/2000 E
SUAS CONSEQÜÊNCIAS PARA A REGIÃO DA ESTAÇÃO ANTÁRTICA
COMANDANTE FERRAZ**

Daniel C. Zacharias¹, Candida de F. Dewes², Leila M. V. Carvalho¹

ABSTRACT

This study analyses the relationship between the atmospheric blocking event that occurred over the South Pacific Ocean and extreme events observed at Comandante Ferraz Antarctic Station (EACF), during 20-25 August 2000. The local scale analysis was done using data collected at EACF. The synoptic scale analysis was based on reanalysis composites at the sea level, 925hPa and 500hPa. During the five days period, the following extreme events were observed: wind speeds above the upper quartile of the seasonal distribution during one day and sustained maximum intensity of 25,6m/s for one hour; sea level pressures above the upper quartile of the seasonal distribution in three days; temperatures below the lower quartile of seasonal distribution during four days and the record of low hourly mean temperature of the year (-18,6°C). This study indicates that the observed local variations occurred due to the synoptic conditions that were generated by the blocking event.

RESUMO

Neste estudo foram analisadas as relações entre o evento de bloqueio atmosférico, ocorrido em 20-25/08/2000 sobre o Pacífico Sul, e os eventos de extremos observados na Estação Antártica Comandante Ferraz (EACF). A análise em escala local foi realizada utilizando dados coletados na EACF. A análise sinóptica do evento baseou-se em reanálises ao nível do mar e em 925hPa e 500hPa e ao nível do mar. Constatou-se no período a ocorrência dos seguintes eventos extremos: ventos com velocidades acima do quartil superior da distribuição sazonal durante um dia e intensidade máxima de 25,6m/s sustentada por uma hora; pressões atmosféricas acima do quartil superior da distribuição sazonal com duração de três dias; temperaturas abaixo do quartil inferior da distribuição sazonal com duração de quatro dias e a menor temperatura média horária do ano, (-18,6°C). O estudo indica que as variações locais observadas ocorreram devido às condições sinópticas geradas pelo evento de bloqueio atmosférico.

Palavras-chave: bloqueio atmosférico, Antártica, eventos extremos.

¹ Instituto Astronômico e Geofísico (IAG/USP) – Dept. Ciências Atmosféricas
Rua do Matão, 1226 Cidade Universitária 05508-900 São Paulo – SP
Fone: (11) 3091-4737 / 4713 – Fax: (11) 3091-4714 E-mail: danizach@usp.br

² Núcleo de Pesquisas Antárticas e Climáticas – NUPAC/UFRGS

INTRODUÇÃO

A definição de Bloqueio Atmosférico ainda não é consenso absoluto entre os pesquisadores de Ciências Atmosféricas, apesar de não ser um tema novo. Uma das clássicas definições foi dada por Rex (1951) e serve de embasamento para estudos mais recentes. Esse autor caracterizou bloqueios em termos da forma do campo de altura geopotencial em 500 hPa, enfatizando a divisão da corrente de jato em dois ramos com considerável transporte de massa, a transição abrupta do escoamento zonal para meridional, a persistência da configuração de bloqueio durante mais de 10 dias e sua extensão em mais de 45° de longitude. Comentando a definição de Rex (1951), White e Clark (1975) argumentam que nem sempre é verificada a divisão da corrente de jato em dois ramos em associação à mudança de sua direção (de zonal para meridional). Claramente, no entanto, tal padrão de onda tem efeito de bloquear a trajetória leste das tempestades. Para contemplar tal detalhe, os autores reformularam a definição acrescentando como critério uma amplitude de onda mínima de 5° de latitude.

Elliott e Smith (1949) definem um Bloqueio Atmosférico como a intrusão de uma célula de alta pressão, estável e persistente, no escoamento normal de oeste das latitudes médias. Para Linacre e Geerts (1997), o Bloqueio Atmosférico está associado às ondas de Rossby de grande amplitude, oscilando sobre grande distância latitudinal. Em contraposição, uma pequena amplitude de onda corresponde a um escoamento de oeste mais linear. Ambos casos se distinguem pela diferença entre a altitude (média de todas as longitudes) do nível de pressão 500 hPa, em 35° e 55° de latitude, respectivamente. Este gradiente chama-se índice zonal. Um alto índice implica em uma corrente de jato com escoamento praticamente zonal, enquanto um baixo índice corresponde a grandes meandros nas ondas de Rossby, equalizando as condições entre tais latitudes. Isto implica em um vento zonal de baixa velocidade e, no seu extremo, em ação de bloqueio. O índice tende a oscilar irregularmente num período de 3 a 8 semanas (*index cycle*).

Barry e Chorley (1992) definem Bloqueio Atmosférico como um padrão de circulação que ocorre irregularmente e possui a tendência de persistir por semanas ou até meses, sendo um elemento essencial do clima. Trata-se do rompimento da circulação zonal das latitudes médias, formando um padrão celular. É comumente associado à divisão da corrente de jato em dois ramos que divergem e à formação de uma célula de baixa pressão no flanco equatorial de uma alta. Esta última recebe o nome de *alta de bloqueio*, uma vez que impede a trajetória normal para leste das depressões no escoamento zonal.

A formação das cristas de bloqueio, segundo Elliott e Smith (1949), estaria relacionada ao acúmulo de calor em baixas latitudes e à necessidade de reajuste na circulação geral para a redistribuição desse calor. Uma das formas de dissipação do Bloqueio Atmosférico seria a formação

de um padrão de onda na atmosfera que estivesse fora de fase com o padrão estável formado pela alta de bloqueio. O Bloqueio Atmosférico é um evento típico de circulação de larga escala, com uma escala de tempo maior do que a escala de tempo sinótico (Liu, 1994). Ele difere de um sistema instável migratório, pois é dinamicamente quase-estável e é capaz de produzir efeitos na circulação geral de oeste a grandes distâncias – corrente abaixo e corrente acima – por um período de vários dias (Elliott e Smith, 1949).

Liu (1994) analisou os campos diários de altura geopotencial em 500 hPa e as respectivas anomalias, nos meses do inverno do Hemisfério Norte (HN), em uma série de 10 anos (DJF, 1982/83-1991/92). O autor constatou que grandes anomalias positivas são associadas a bloqueios, enquanto as negativas são associadas à intensificação do escoamento zonal. O fato de uma grande anomalia positiva do geopotencial se qualificar como bloqueio depende da latitude em que está posicionado o centro da anomalia. Uma configuração padrão é a anomalia positiva estar centrada em torno de 60°N e existir uma anomalia negativa em latitudes baixas, além da alta de bloqueio centrada em torno de 50°N.

Baseado no campo de altura geopotencial em 500 hPa, Blackmon et al (1986) considera como Bloqueio Atmosférico uma anomalia positiva maior do que 100 m, que persiste por mais de 10 dias; ou então, 200 m de anomalia positiva que persiste por mais de 6 dias. Já White e Clark (1975) baseiam o estudo dos bloqueios no campo de altura geopotencial em 700 hPa.

No Hemisfério Sul (HS), pode ocorrer um deslocamento de uma região de alta pressão para o sul, atingindo o cinturão das baixas sub-tropicais (em torno da latitude de 45°S), configurando um padrão de vorticidade anti-ciclônica imerso no escoamento de leste dessa região. Esta região de alta pressão é denominada bloqueio atmosférico. O movimento desta região de alta pressão é reduzido, e ela desloca-se menos de 20° latitude em uma semana. Seu lugar nas latitudes normais é ocupado por uma baixa subtropical. O bloqueio ocorre com o afastamento das correntes de jato polar e subtropical, a primeira formando uma crista em direção ao sul (até 65°S) e a última formando um cavado em torno dos 20°S. Tal padrão impede o deslocamento de oeste dos sistemas frontais, forçando-os a se desviarem para NE ou SE, contornando o bloqueio. Isso acarreta em uma persistência das condições meteorológicas locais na região sob o bloqueio. Esse tipo de evento é mais comum no inverno, e pode levar a períodos de seca em áreas que recebem precipitação de sistemas frontais (Linacre e Geerts, 1997).

Existem duas configurações clássicas de bloqueios atmosféricos para o HS, relacionadas com o afastamento dos jatos subtropical e polar. Quando a região do jato polar assume um escoamento anti-ciclônico em médios e altos níveis, associado a uma região de anomalia de alta pressão, esse padrão é denominado de ômega invertido (Fig.1a), devido à semelhança com a letra grega Ω invertida. Caso ocorra a formação de uma região de baixa pressão ao norte associada a uma

anomalia de alta pressão ao sul, caracterizando uma curvatura ciclônica no escoamento da região do jato subtropical e uma curvatura anti-ciclônica na região do jato polar, forma-se, meridionalmente, um padrão denominado dipolo (Fig.1b):

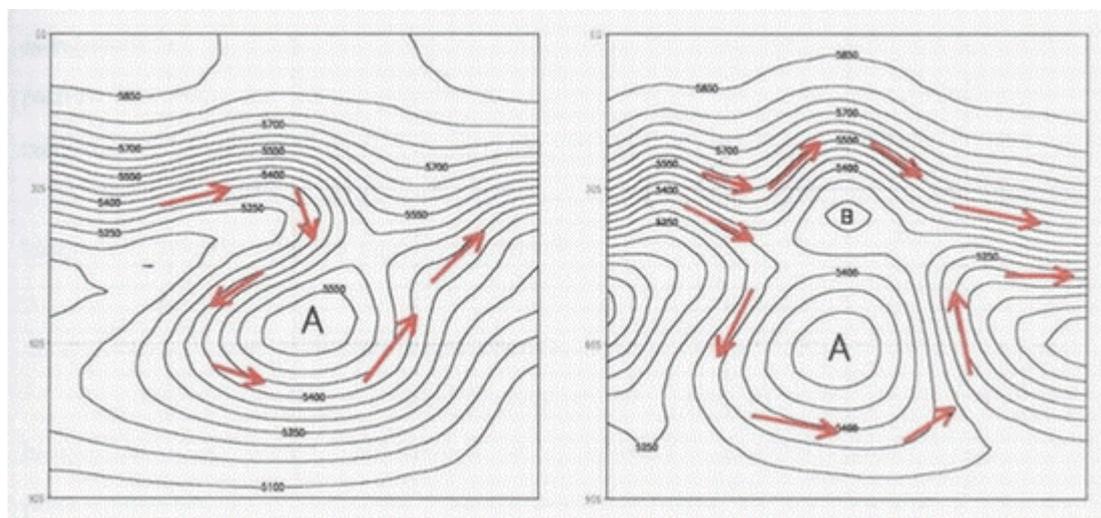


Fig.1a

Fig.1b

Fig.1: Campo de geopotencial em 500 hPa (contornos) e padrões de escoamento em níveis superiores (setas) para o Hemisfério Sul na presença de sistemas de bloqueio: Fig.1a Padrão ômega invertido e Fig.1b Padrão dipolo (Nascimento, 1998).

Em situação de Bloqueio Atmosférico, os sistemas sinóticos ficam enfraquecidos, meridionalmente alongados e zonalmente comprimidos ao aproximarem-se pelo oeste de uma região de bloqueio, podendo inclusive dividir-se em duas células que contornam o bloqueio em direções opostas. Durante toda a seqüência de eventos, na região sob o Bloqueio Atmosférico ocorre a dissipação destes sistemas sinóticos, e a corrente de jato desloca-se em direção às latitudes mais altas, arrastando consigo a trajetória de perturbações atmosféricas transientes (*storm tracks*), que são aí fortalecidas (Blackmon et al, 1986; Liu, 1994). O modelo de Blackmon et al (1986) – gerado para o HN – mostra que, em 75% dos casos, uma seqüência de eventos que culmina na formação de um bloqueio é marcada pela rápida intensificação de um ciclone, imediatamente corrente acima da região de formação do bloqueio. Na média dos eventos, ocorreu uma anomalia negativa de precipitação sob e corrente abaixo do bloqueio e anomalias positivas corrente acima e ao sul.

Altas de bloqueio têm a estrutura de anticiclones quentes com uma pequena inclinação a oeste em altitude. A anomalia máxima de altura geopotencial encontra-se na troposfera superior, enquanto a anomalia máxima de temperatura localiza-se na troposfera inferior (Blackmon et al, 1986). Estes autores afirmam que a estrutura de um Bloqueio Atmosférico não é função da anomalia da temperatura de superfície oceânica (SST), porém esta pode interferir na localização e freqüência dos eventos de bloqueio.

White e Clark (1975) afirmam que qualquer mecanismo utilizado para explicar a formação de bloqueios atmosféricos deve considerar o fluxo de calor sensível entre a atmosfera e o oceano. De acordo com a série temporal analisada por eles, a atividade mais intensa de Bloqueios Atmosféricos ocorre principalmente nos meses de outono e inverno. Outra conclusão é que os bloqueios ocorrem principalmente sobre ambiente marinho, como resultado de uma anomalia na distribuição da transferência de calor sensível do oceano para a atmosfera. Esta anomalia é fortemente correlacionada (inversamente) com a anomalia no campo do geopotencial em níveis médios. Anomalias positivas na troca de calor sensível ocorrem associadas a cavados e anomalias negativas ocorrem sob a própria crista de bloqueio. Esta distribuição anômala do fluxo de calor é uma resposta às flutuações anômalas de temperatura do ar oriundas do desenvolvimento da crista de bloqueio. Sendo os ventos de oeste nas latitudes médias e a transferência de calor sensível mais intensos nos meses de outono e inverno, foi levantada, por estes autores, a hipótese de que a atividade de bloqueio deve-se a processos de instabilidade baroclínica. Tal hipótese já havia sido levantada por Namias (1950), ao caracterizar uma crista de bloqueio como uma manifestação de instabilidade baroclínica. Ele postulou que a crista de bloqueio ocorre em resposta ao acúmulo de ar frio sobre as regiões polares, contido pelo forte escoamento zonal de oeste em níveis médios. O Bloqueio Atmosférico atua no escoamento deste ar frio às regiões subtropicais, mantendo o balanço entre aporte de calor no equador e saída de calor nos pólos. O estudo de White e Clark (1975) sugere ainda uma variabilidade da atividade de bloqueio de um ano para outro orquestrada com a Oscilação Sul.

Nascimento (1998) reuniu algumas comparações entre regimes climatológicos de bloqueios nos hemisférios norte e sul, tais como: duração e frequência dos eventos, sua localização e o papel da orografia de grande escala. No HS a duração dos episódios de bloqueio e a frequência de ocorrência desses eventos são menores do que no HN, devido à presença de ventos troposféricos de oeste mais intensos nas latitudes médias e altas; além disso, no HS os bloqueios estão, em média, localizados em latitudes mais baixas que no HN. A orografia de grande escala é considerada um dos mecanismos mais participativos na forçante de bloqueios no HN. No HS, devido à reduzida presença continental nas latitudes médias, é possível que a forçante térmica, representada aqui pelas variações longitudinais na temperatura da superfície do mar, possua papel tão importante quanto o da orografia.

O objetivo do presente estudo é relacionar o evento sinótico de bloqueio atmosférico ocorrido entre os dias 20 e 25 de agosto de 2000 com as variações das condições atmosféricas locais na Estação Antártica Comandante Ferraz (EACF). A EACF é a estação científica que o Brasil possui em território antártico. Situa-se na ilha Rei George, que por sua vez está à ponta da Península Antártica. A EACF recebe anualmente dezenas de pesquisadores atuando em vários campos da

ciência, cujas atividades muitas vezes dependem das condições meteorológicas locais. A partir da análise do bloqueio atmosférico ocorrido sobre o Pacífico Sul, realizada inicialmente por Castanho et al (2002), estudou-se a influência desse evento nas condições atmosféricas locais da região da ilha Rei George. Observou-se, a partir dos dados obtidos na estação, que no período de 20 a 25 de agosto de 2000 ocorreu o dia mais frio do ano (menor média diária no dia 24/08 e menor temperatura mínima no dia 25/08), um evento extremo de vento no dia 22/08 e um evento extremo de pressão no dia 25/08. No presente trabalho serão discutidos em detalhes os aspectos sinóticos relacionados a esses extremos.

DADOS

Para a análise proposta foram utilizados os dados de intensidade do vento a 10 m, temperatura do ar e pressão em superfície, coletados no período entre 20 e 26 de Agosto de 2000, no abrigo meteorológico “Torre dos Ingleses” da EACF (62°05'07"S, 58°23'33"W e 20 m de elevação acima do nível do mar). Os instrumentos medidores coletam dados com uma resolução temporal de um minuto e armazenam o valor correspondente à média horária dos valores que antecedem a hora cheia (00Z a 23Z). As médias diárias desses dados foram comparadas com as estatísticas feitas sobre a série temporal dessas variáveis para a estação (Zacharias e Setzer, 2003) para a caracterização dos eventos de extremos.

A análise sinótica foi baseada em *composites* geradas a partir das reanálises do *Climate Diagnostic Center* (CDC - NOAA) para o período de 20 a 25/08/2000, utilizando a região do quadrilátero compreendido entre as latitudes 20°S e 85°S e as longitudes 160°W e 0°, das variáveis meteorológicas: Anomalia da pressão atmosférica ao nível do mar, anomalia da temperatura em 925 e 500 hPa, anomalia da altura geopotencial em 500 hPa, vento em 925 e 500 hPa.

METODOLOGIA

A partir de estudos anteriores, que caracterizaram este evento de bloqueio (Castanho et al, 2002) e analisaram estatisticamente a série de médias diárias da intensidade do vento, pressão atmosférica e temperatura do ar na EACF (Zacharias e Setzer, 2003), foram avaliadas, inicialmente, as médias diárias da série temporal de temperatura do ar do ano de 2000, para comparar a intensidade do evento em questão com outros eventos de frio intenso durante o mesmo ano. Observou-se que a menor temperatura registrada no ano de 2000 ocorreu às 05Z do dia 25 de agosto, ou seja, no auge do bloqueio atmosférico ocorrido no Pacífico (Castanho et al 2002). Com base nisso, foi investigada a série temporal de pressão atmosférica em superfície, temperatura do ar

e intensidade do vento a 10 m compreendida entre o dia 20/08/2000 à 01Z e o dia 26/08/2000 às 24Z. Esta série local foi comparada com a análise de larga escala utilizando as *composites* das variáveis supracitadas para descrever o evento na escala sinótica.

ANÁLISES E RESULTADOS

Escala local

O evento descrito neste trabalho é importante não só por tratar da temperatura mínima absoluta do ano, mas também por ser caracterizado como um evento extremo de Temperatura, Pressão e Vento, considerando-se extremos os eventos de 1º e 4º quartil e baseando-se na distribuição dos quartis de médias diárias de Zacharias e Setzer (2003), mostradas na Tab.1 e nas médias diárias observadas na Tab.2.

Distribuição dos Quartis para o Trimestre J-J-A			
<i>Estatísticas</i>	Pressão (em hPa)	Temperatura (em °C)	Vento (em m/s)
Mínimo	957,2	-22,38	0
1º Quartil	983,2	-8,82	3,23
2º Quartil	993,1	-4,54	5,76
3º Quartil	1002,9	-0,97	8,97
Máximo	1031,5	4,88	19,38
Média	993,0	-5,46	6,13

Tab.1 – Distribuição dos quartis (limites superiores) de médias diárias do trimestre J-J-A, para o período de 1994 à 2001 (Zacharias e Setzer, 2003)

Médias diárias do período 20-26 de Agosto de 2000			
<i>Data</i>	Pressão (em hPa)	Temperatura (em °C)	Vento (em m/s)
20/08	991,1	-8,1	6,1
21/08	992,8	-7,9	8,3
22/08	989,3	-9,1	14,2
23/08	999,4	-10,2	2,5
24/08	1005,8	-14,7	5,7
25/08	1007,8	-13,9	2,3
26/08	1006,0	-7,8	2,5

Tab.2 – Valores das médias diárias do trimestre J-J-A, para o período de 20-26 de Agosto de 2000

Na comparação entre as tabelas 1 e 2, podemos verificar que neste período os dias 24, 25 e 26/08 tiveram valor da pressão acima do 3º quartil (extremo positivo), os dias 22, 23, 24 e 25/08 tiveram valor da temperatura abaixo do 1º quartil (extremo negativo) e no dia 22/08 ocorreu um valor de extremo positivo do vento.

Utilizando os gráficos da Fig.2 e as tabelas 1 e 2, constatou-se que no início do período (dias 20, 21 e 22/08), foram observados na estação valores típicos de pressão atmosférica para esta época do ano (valores dentro do 2º quartil), valores de temperatura do ar um pouco abaixo do que é esperado para esta época (próximos ao limite superior do 1º quartil) e valores de vento intenso para a época (valores de 3º e 4º quartil). Nos dias 23 e 24/08 ocorreu uma mudança significativa das condições locais, devido ao aumento da pressão atmosférica, a diminuição da temperatura e o enfraquecimento dos ventos. Nas primeiras horas do dia 25 a pressão chegou ao seu máximo, a temperatura ao mínimo e o vento ficou muito próximo de zero. Nas horas seguintes do dia 25/08 e durante o dia 26/08 ocorreu um gradual retorno dessas variáveis às condições normalmente esperadas para o trimestre J-J-A.

A partir dos gráficos das séries temporais de pressão, temperatura e intensidade do vento (Fig.2), observou-se que o comportamento das três variáveis está relacionado. A temperatura e o vento estão diretamente correlacionados entre si, e a pressão atmosférica está inversamente correlacionada com as outras duas variáveis.

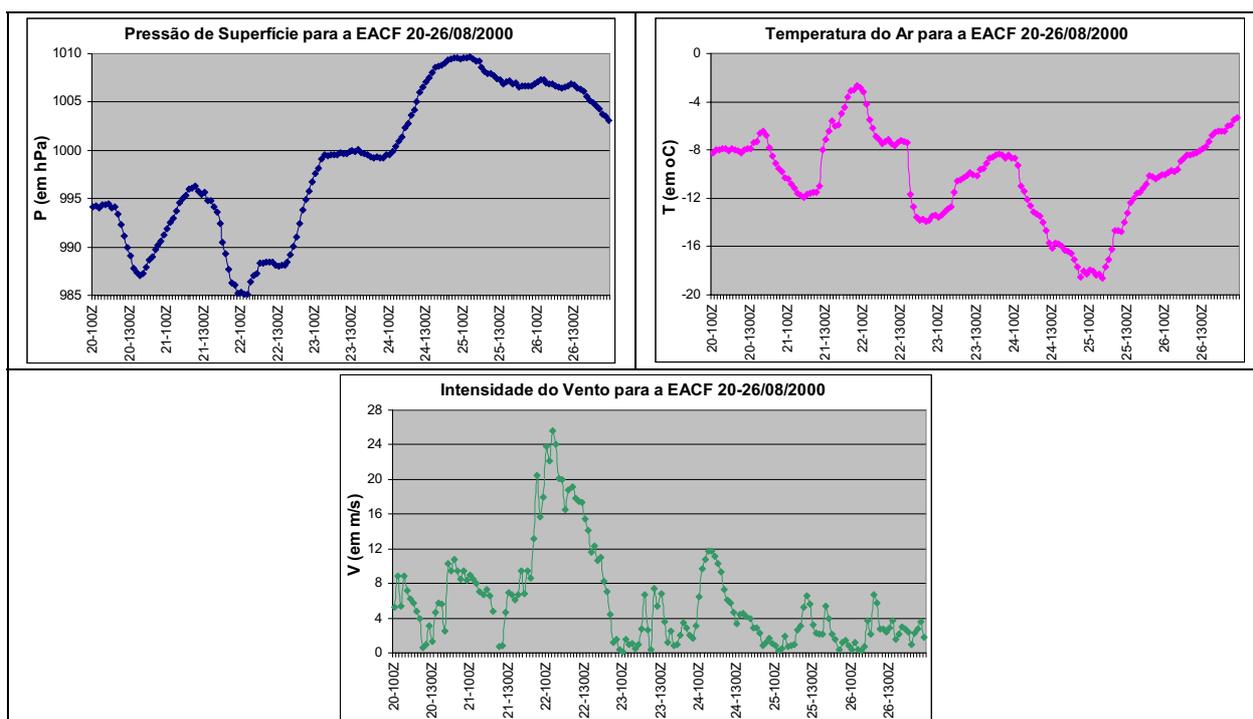


Fig.2 – Evolução Temporal da temperatura do ar, pressão de superfície e vento em 10 m para o período de 20-26/08/2000.

No dia 21/08, foi observada na EACF uma gradual diminuição nos valores da pressão, que precedeu um aumento da temperatura e da intensidade do vento. Este aumento na temperatura e no vento permaneceu até as primeiras horas do dia 22/08, quando a pressão tornou a aumentar, e ocorreu novamente o enfraquecimento dos ventos e a diminuição da temperatura. Nesse ínterim, foram observados valores de 985,1 hPa (22/08 às 02Z), $-2,7^{\circ}\text{C}$ (21/08 às 23Z) e 25,6 m/s (22/08 às

03Z). O vento médio sustentado durante o período de quatro horas em que ocorreu o registro de máxima intensidade do vento foi de 23,9 m/s.

Entre os dias 22 e 23/08, a pressão atmosférica aumentou continuamente, registrando uma variação de 12 hPa em 12 horas, o que é equivalente a uma taxa de praticamente 1 hPa por hora. Durante o dia 23/08 a temperatura do ar e a pressão atmosférica em superfície permaneceram estabilizadas próximas à média do período, ou seja, em torno de $-10,2^{\circ}\text{C}$ e 998,9 hPa, respectivamente.

No final do dia 23/08 e nas primeiras horas do dia 24/08, o vento se intensificou rapidamente, aumentando 10 m/s em 4h, e depois começou a diminuir acompanhando a tendência de queda na temperatura. Conforme o vento e a temperatura diminuíram de intensidade, a pressão aumentou a uma taxa de aproximadamente 0,5 hPa a cada hora, atingindo o máximo de 1009,7 hPa às 03Z do dia 25/08, duas horas antes da ocorrência de mínimo na temperatura, $-18,6^{\circ}\text{C}$, que corresponde à menor temperatura média horária do ano. Durante a ocorrência destes dois eventos, o vento manteve-se próximo de zero.

No dia 25/06, após a ocorrência da máxima pressão e mínima temperatura, bem como no dia 26/08, a temperatura voltou a aumentar e pressão gradativamente diminuiu, enquanto o vento permaneceu enfraquecido.

Escala sinótica

No dia 21/08 a EACF estava localizada entre duas regiões de anomalias da pressão (Fig.3a). A região de anomalia positiva estava situada à oeste da estação, com o seu núcleo localizado em torno de aproximadamente 53°S e 89°W . A região de anomalia negativa estava à leste, com o núcleo localizado em aproximadamente 56°S e 10°W . Para esse mesmo dia, a análise da altura geopotencial (Fig.3b) mostra que, em 500 hPa, as regiões de anomalia no campo geopotencial correspondem muito bem às respectivas anomalias do campo de pressão ao nível do mar. Os gradientes zonais são relativamente intensos, chegando a uma variação de 700 m e 60 hPa entre os dois núcleos.

A partir do dia 22/08, as anomalias do campo de pressão deslocaram-se para leste mais rapidamente do que as anomalias da altura geopotencial. Os núcleos de anomalias positivas da pressão atmosférica em superfície e da altura geopotencial em 500 hPa se aproximaram dos respectivos núcleos negativos, conseqüentemente aproximando-se da região da EACF. Na escala local, a partir do dia 22/08 às 03Z foi registrado um aumento contínuo da pressão atmosférica que se manteve ao longo de todo este dia.

Anomalia da Pressão ao Nível do Mar

Anomalia da Altura Geopotencial

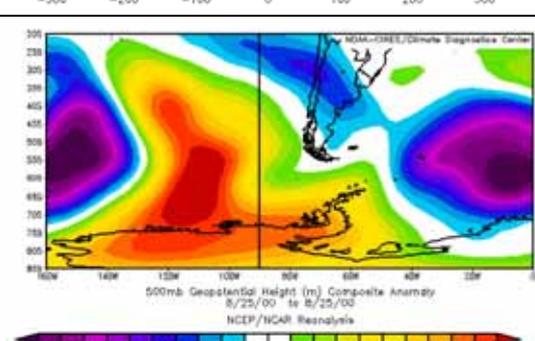
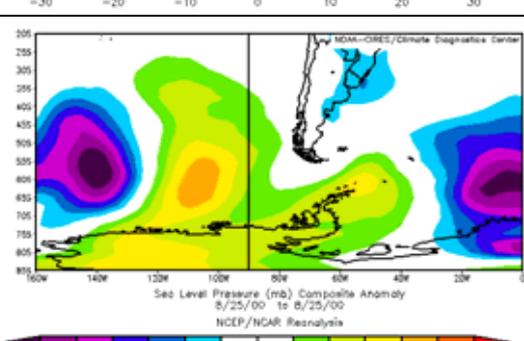
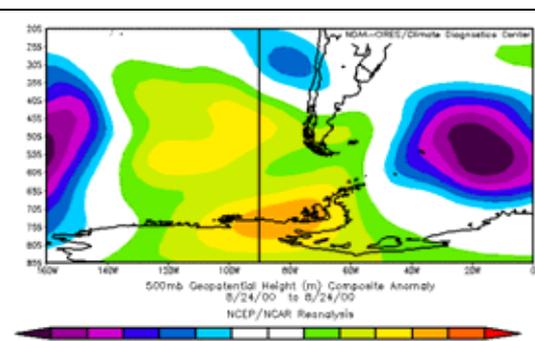
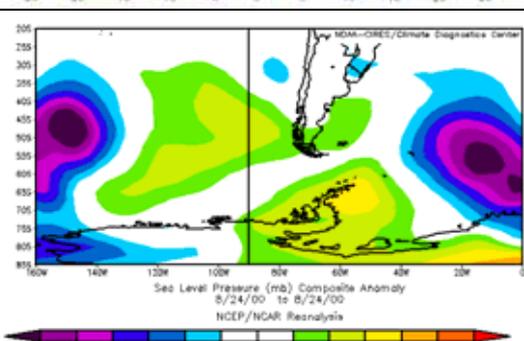
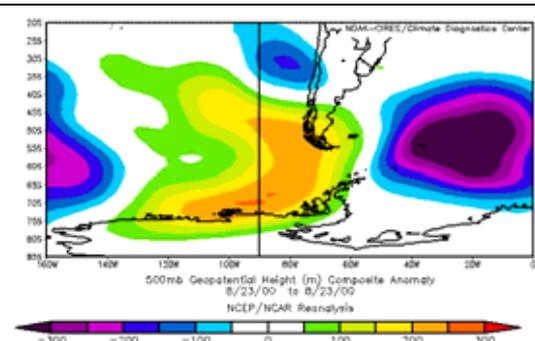
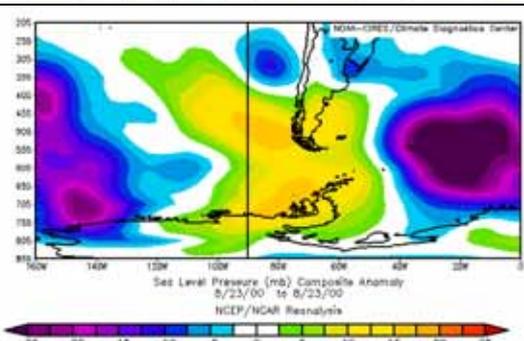
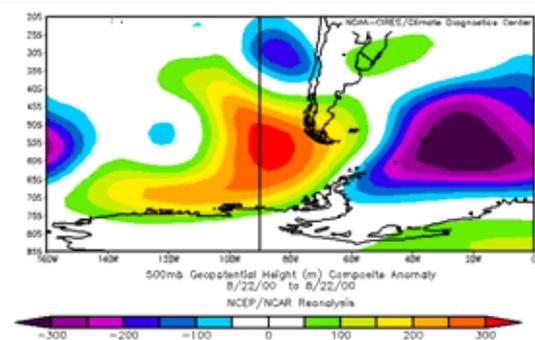
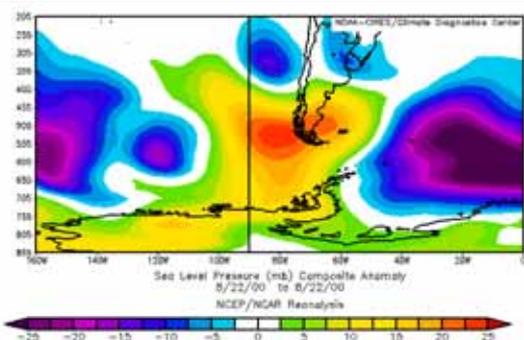
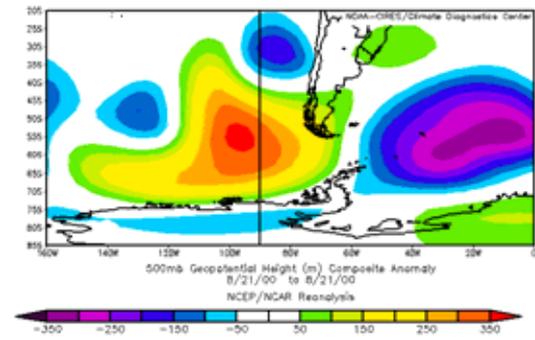
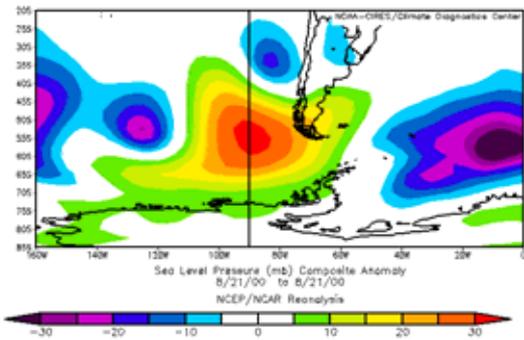


Fig.3a

Fig.3b

Fig.3: Composites diárias para o período de 21-25/08/2000, dos campos de anomalia localizados entre as latitudes 20° e 85°S e as longitudes 160°W e 0°. Fig.3a: Anomalia da Pressão ao Nível do Mar; Fig.3b: Anomalia da Altura Geopotencial em 500 hPa.

No dia 23/08 a anomalia de alta pressão em superfície já estava sobre a EACF, enquanto a anomalia positiva da altura geopotencial em 500 hPa ainda permanecia a oeste da ilha Rei George. Durante a aproximação da anomalia do geopotencial em níveis médios, no dia 24/08, formou-se um núcleo de alta pressão sobre a região norte da Península Antártica, que permaneceu praticamente estacionário até o dia 25/08.

Durante o período estudado, os sistemas de baixa pressão localizados a oeste e ao norte do bloqueio (Fig.3 e 4a) não conseguiram se intensificar devido à atuação do bloqueio atmosférico. Embora o seu deslocamento total tenha sido pequeno, a porção sul do sistema de bloqueio propagou-se para leste mais rapidamente do que a porção localizada mais ao norte. Dessa forma, o bloqueio não só impediu o deslocamento de um sistema de baixa pressão localizado a oeste, como também contribuiu para que o sistema localizado a leste migrasse para adiante no sentido do escoamento, fazendo com que toda a região da Península Antártica e do mar de Weddell praticamente ficasse sob a influência unicamente do bloqueio.

Em baixos níveis os campos de vento e de anomalia de temperatura (Fig.4) mostraram uma anomalia negativa de temperatura e com a atuação do vento de sul sobre a Península Antártica. Essa configuração caracteriza uma advecção significativa de ar frio na região, que se manteve durante todo o período.

O evento do dia 22/08, quando foram registrados ventos horários médios de até 25,6 m/s (Fig.2), ocorreu devido à combinação entre a formação de um núcleo de máxima intensidade do vento em 925 hPa associada com a circulação ciclônica do grande sistema de baixa pressão (Fig.4a) localizado a leste da Península Antártica, juntamente com o deslocamento para a região da EACF de um núcleo semelhante em 500 hPa (Fig.5a), que deu suporte para o núcleo de máxima intensidade em baixos níveis.

Conforme o sistema de bloqueio atmosférico foi se intensificando, no decorrer do período do evento (Fig.3), a anomalia negativa da temperatura do ar em 925 hPa sobre a porção continental da Antártica a oeste da península foi perdendo intensidade, sendo substituída por uma anomalia quente proveniente de uma advecção causada pelo vento de norte e pelo ar mais aquecido sob a região do bloqueio atmosférico (Fig.4). Esse efeito ficou ainda mais significativo nos campos de intensidade do vento e anomalia da temperatura em 500 hPa (Fig.5), onde a anomalia positiva da temperatura abrange uma área muito maior, englobando praticamente toda a região entre o Estreito de Drake e o Pacífico Sul.

A permanência de um núcleo de máxima intensidade do vento em 500 hPa, ao norte da EACF, durante vários dias (Fig.5a), criou uma condição favorável para a subsidência sobre a região da ilha Rei George. A associação da intensificação da anomalia positiva da pressão ao nível do mar, com a intensificação da anomalia positiva da altura geopotencial em 500 hPa (Fig.3) e do núcleo de

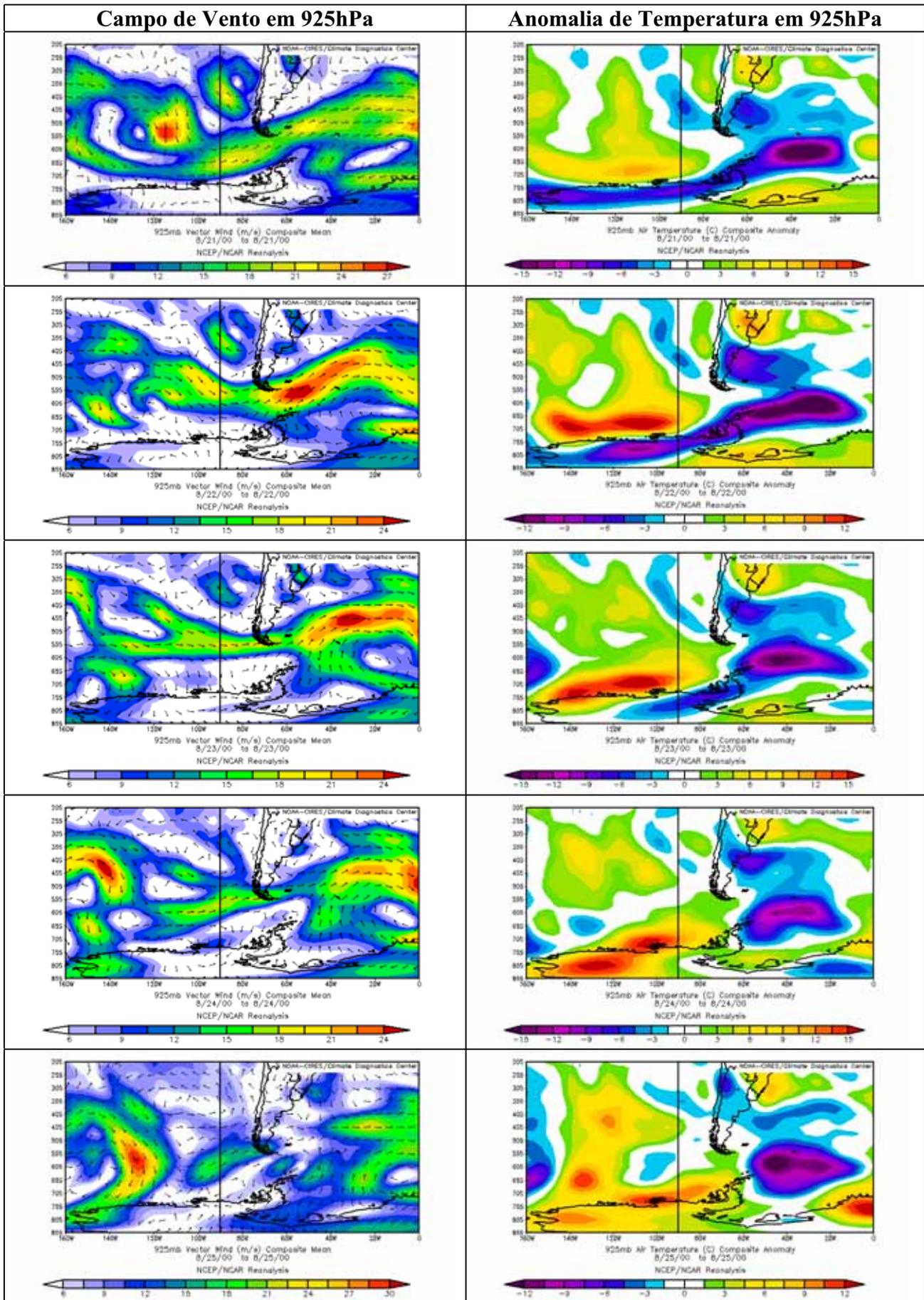


Fig.4a

Fig.4b

Fig.4: Composites diárias, para o período de 21-25/08/2000, para a região entre as latitudes 20° e 85° S e as longitudes 0° e 160° W: Fig.4a Vetor do vento em 925hPa e Fig.4b Anomalia da Temperatura em 925hPa.

máxima intensidade dos baixos e médios níveis gerou condições para a formação do vórtice anti-ciclônico sobre o norte da Península Antártica, observado nos campos de vento em 925 hPa, nos dias 24 e 25/08 (Fig.4a). Esse vórtice se manteve durante esses dois dias apenas nos baixos níveis, não se estendendo até 500 hPa.

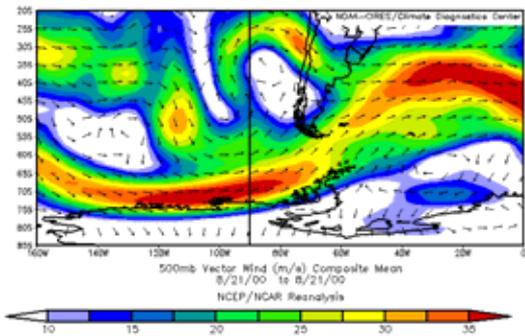
O campo de vento em 925 hPa sugere que uma advecção de vorticidade anti-ciclônica também pode ter influenciado na formação do vórtice anti-ciclônico em baixos níveis observado na EACF nos dias 24 e 25/08. No campo de vento em 925 hPa (Fig.4a), observa-se, no dia 22/08, uma pequena região de divergência, com curvatura anti-ciclônica, no campo de vento, sobre o mar de Bellingshausen (em 73°S e 84°W, aproximadamente). Entre os dias 22 e 23/08 essa divergência intensificou-se e deslocou-se para nordeste, chegando até a costa da península Antártica com a curvatura anti-ciclônica ainda mais pronunciada. No dia 24/08 essa região de divergência em baixos níveis deslocou-se ainda mais para nordeste chegando até a ilha Rei George e fechando um pequeno vórtice anti-ciclônico em baixos níveis. Esse vórtice permaneceu praticamente estacionário sobre a ponta da península Antártica durante todo período compreendido entre os dias 24 e 25/08. Nos dados de pressão atmosférica e temperatura do ar observados na EACF, verificou-se que o máximo de pressão e o mínimo de temperatura ocorreram durante o período em que esse vórtice se manteve sobre a estação (Fig.2).

Na EACF foram registrados valores de intensidade do vento de até 12 m/s durante as primeiras horas do dia 24/08 (Fig.2), período esse que coincidiu com a aproximação do vórtice anti-ciclônico. O máximo do vento foi registrado às 04Z e sustentado durante duas horas. Após isso, o vento perdeu intensidade e manteve-se enfraquecido nos dias subseqüentes.

A configuração e a posição do sistema crista-cavado observada no campo de vento em 500hPa (Fig.5a) está bastante coerente com as advecções, quentes e frias respectivamente, em 925 e 500 hPa (Fig.4a e 5b). Ao norte da crista em 500 hPa observa-se um cavado de pequenas proporções (Fig.5a) localizado a oeste da cordilheira dos Andes. No campo de vento em 925 hPa (Fig.4a) observa-se um vórtice ciclônico fechado nessa mesma posição associado a uma anomalia negativa de pressão ao nível do mar e a uma anomalia negativa da altura geopotencial em 500 hPa (Fig.3), caracterizando muito bem um sistema de baixa pressão em superfície. Esse sistema localizado na borda do bloqueio atmosférico não possuiu intensidade suficiente para cruzar a cordilheira dos Andes como um sistema organizado e passar pela porção nordeste do bloqueio atmosférico localizada desde o estreito de Drake até o litoral Atlântico da América do Sul.

A partir dos mesmos critérios utilizados na identificação do sistema de baixa pressão em superfície localizado a leste da cordilheira dos Andes, foi possível identificar, no dia 21/08, um outro sistema de baixa pressão em superfície com o núcleo localizado em 55°S e 130°W que, devido ao bloqueio atmosférico, perdeu intensidade e dissipou-se completamente.

Campo de Vento em 500hPa



Anomalia da Temperatura em 500hPa

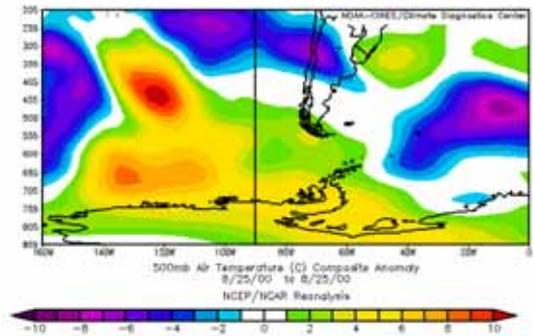
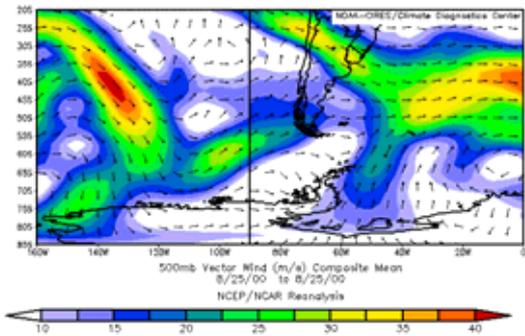
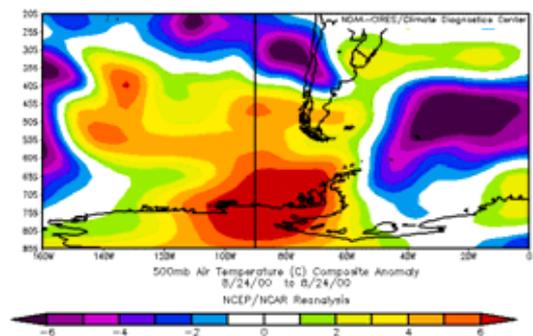
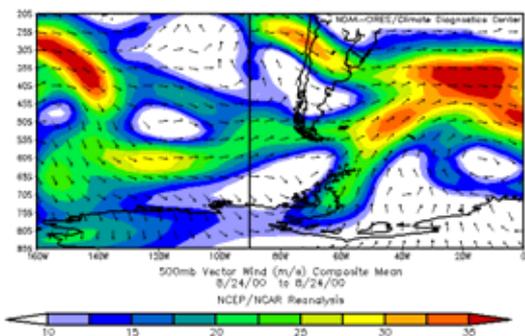
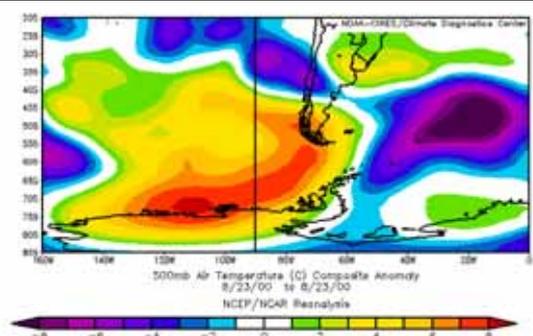
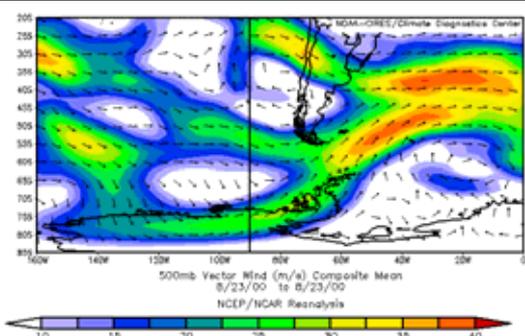
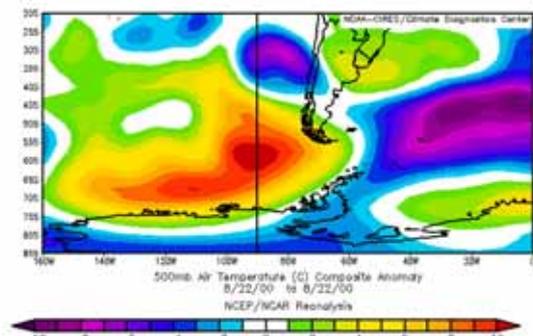
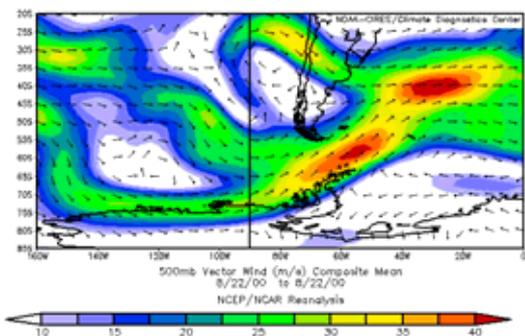
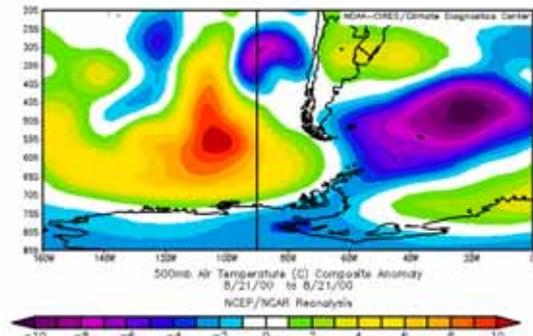


Fig.5a

Fig.5b

Fig.5: Composites diárias, para o período de 21-25/08/2000, para a região entre as latitudes 20° e 85° S e as longitudes 160°W e 0°: Fig.5a Vetor do vento em 500hPa e Fig.5b Anomalia da Temperatura em 500hPa.

CONCLUSÕES

O bloqueio atmosférico ocorrido no Pacífico Sul influenciou diretamente as condições atmosféricas locais da ilha Rei George. Devido à sua localização, o bloqueio atmosférico manteve o sistema de crista-cavado praticamente estacionário durante todo o período do estudo, sendo isso determinante para a ocorrência dos extremos observados na EACF.

O extremo positivo de vento ocorrido no dia 22/08 foi causado pela aproximação de um núcleo de máxima intensidade do vento, presente em médios e baixos níveis, localizado à NE da EACF, associado a um sistema ciclônico localizado à leste da península Antártica. O núcleo de máxima intensidade formou-se devido ao escoamento de S-SW gerado pela circulação do sistema alta-baixa e pelo significativo gradiente do geopotencial em 500 hPa. Os extremos negativos de temperatura do ar ocorridos nos dias 22, 23, 24 e 25/08 aconteceram devido a uma intensa advecção fria gerada pela presença do bloqueio atmosférico à oeste da península Antártica e pelo sistema ciclônico a leste. Os extremos positivos de pressão ocorridos nos dias 24, 25 e 26/08 foram causados pela permanência do bloqueio atmosférico sobre a região da ilha Rei George nesses dias.

O bloqueio inibiu a intensificação e a propagação de três sistemas ciclônicos em baixos níveis com núcleos situados em, aproximadamente, 55°S e 130°W, 35°S e 85°W, 56°S e 10°W, tomando-se como referência as posições dos sistemas no dia 21/08 e em 925 hPa.

O posicionamento do bloqueio atmosférico possivelmente associado com a advecção de vorticidade anti-ciclônica podem ser considerados os fenômenos que possibilitaram a formação do vórtice anti-ciclônico em baixos níveis na região da EACF.

Em 925 hPa e em 500 hPa o vento se manteve de S-SW durante praticamente todo o período e com intensidade significativa. Isso indica que as massas de ar recebidas pela EACF são originárias de latitudes mais altas a oeste da península Antártica, por onde o vento se desloca praticamente sem obstáculos, ou do ar que cruzou sobre as montanhas da península Antártica ou ainda das massas de ar que se deslocaram sobre o mar de Weddell. Climatologicamente, o mar de Weddell, durante esse época do ano fica praticamente inteiro congelado. Dessa forma, as massas de ar que se deslocam por essa região, em geral, perdem calor para a essa camada de gelo marinho.

Em baixos níveis, verificou-se que a temperatura do ar na região do mar de Bellingshausen, do mar de Weddell e da península Antártica, que são climatologicamente mais frias que a ilha Rei George, nesse período estavam com anomalias negativas de temperatura. Com isso e com as informações sobre o vento predominante, conclui-se que a advecção S-SE de temperatura em baixos níveis, gerada pelo posicionamento do bloqueio atmosférico, foi o principal fator responsável pelas temperaturas baixas observadas na região.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem a contribuição a esse estudo do Dr. Ricardo de Camargo, Dr. Alberto W. Setzer e Dr. Pedro Leite da Silva Dias.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BARRY, R.G.; CHORLEY, R.J. 1992. *Atmosphere, Weather and Climate*. 6th ed. Routledge, 392pp.
- BLACKMON, M.L.; MULLEN, S.L.; BATES, G.T. 1986. The climatology of blocking events in a perpetual January simulation of a spectral general circulation model. *Journal of the Atmospheric Sciences* **43**, 1379-1405.
- CASTANHO, A.D.A.; SILVA DIAS, M.A.F.; CAMARGO, R.; SILVA DIAS, P.L.; ARTAXO, P. 2002. Estudo de caso de um sistema de bloqueio e sua influência sobre a poluição da Região Metropolitana de São Paulo. *XII Congresso Brasileiro de Meteorologia*. Foz do Iguaçu.
- ELLIOTT, R.D.; SMITH, T.B. 1949. A study on the effect of large blocking highs on the general circulation in the Northern Hemisphere westerlies. *Journal of the Atmospheric Sciences* **6**, 68-85.
- FUENTES, M.V. 1996. Bloqueios. *Climanalise Especial*. Cap 8, INPE.
- FUENTES, M.V. 1997. *Climatologia de bloqueios próximos a América do Sul e seus efeitos*. Tese de Mestrado. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. São José dos Campos, SP. 70pp.
- LINACRE, E.; GEERTS, B. 1997. *Climates and weather explained: an introduction from a southern perspective*. Routledge, 432pp.
- LIU, Q., 1994. On the definition and persistence of blocking. *Tellus* **46A**, 286-298.
- NAMIAS, J. 1950. The index cycle and its role in the general circulation. *Journal of Meteorology* **7**, 130-139.
- NASCIMENTO, E.L. 1998. *Influência dos bloqueios atmosféricos na propagação de ondas de Rossby em escoamentos de Inverno no Hemisfério Sul*. Tese de Mestrado. Instituto Astronômico, Geofísico e de Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo – IAG/USP.
- REX, D. F. 1951. Blocking activity in the middle troposphere and its effect upon regional climate. *Tellus* **2**, 275-301
- WHITE, W.B.; CLARK, N.E. 1975. On the development of blocking ridge activity over the Central North Pacific. *Journal of the Atmospheric Sciences* **32**, 489-502.
- ZACHARIAS, D.C.; SETZER, A.W., 2003 Características da pressão, temperatura e vento para a Estação Antártica Comandante Ferraz no período de 1994-2001. *XI Seminário sobre Pesquisa Antártica*. Centro de Pesquisas Antárticas, Universidade de São Paulo – CPA/USP.