

东南极 Lambert 冰盆-Amery 冰架区域雪面 相对高程变化的精确监测*

效存德^{**} 秦大河 卞林根 周秀骥 I. Allison 阎明

(① 北京大学物理学院大气科学系, 北京 100871; ② 中国气象科学研究院, 北京 100081; ③ 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所冰芯与寒区环境重点实验室, 兰州 730000; ④ Australian Antarctic Division and Antarctic Climate and Ecosystems CRC, Private Bag 80 Hobart, Tasmania, 7001, Australia; ⑤ 中国极地研究中心, 上海 200129)

摘要 采用自动气象站对东南极冰盖 Lambert 冰盆-Amery 冰架雪面相对高程(SSH)变化进行了连续监测, 通过 Argos 卫星传输的逐时数据精确分析了冰盖 LGB69 地点和 Amery 冰架 G3 地点 SSH 的年内变化过程. 2002 年 2 月至 2003 年 1 月一个整年资料得出, LGB69 全年积累量为 0.68 m, 与花杆网阵所得结果接近. 10 月至次年 4 月南极夏季为主要积累期, 占全年 SSH 变化量的 101.6%; 5~9 月南极冬季期间雪面高度几无变化, 雪层密实化作用使之略有下降, 为全年 SSH 变化量的 -1.6%. LGB69 和 G3 雪面上升主要由雪面突升事件导致, 而且在 LGB69 较 G3 更频发. G3 点每年有 2~3 次雪面突升事件, 均发生在夏季, 1999~2002 年共发生 8 次明显突升事件. 2002 年 LGB69 点 4 次突升事件均伴随空气湿度增加和太阳总辐射下降, 说明因降水过程导致. 下降风对 LGB69 点 SSH 变化有正向作用, 主要积累期风速的增大伴随着积雪增加, 大于 7 m/s 的吹雪临界风速引起表面高程的显著增加. 因大风天气有时伴随降水过程, 目前尚难于精确计算吹雪再堆积在全年物质积累中的百分比, 但估计其贡献率在 35%以上.

关键词 南极冰盖 Lambert 冰盆 Amery 冰架 积累率 下降风

南极冰盖约占全球陆地总冰量的 90%, 其物质平衡变化是影响全球海平面变化最大的潜在因素. 在全球变暖背景下, 南极冰盖将趋于“增长”还是“消退”尚无定论. 不同研究方法表明, 当前南极冰盖年

均物质平衡略呈负, 介于 -20~ +10%之间, 对海平面的贡献为 $+0.5 \pm 1 \text{ mm/a}$ ^[1], 估计误差在 100% ~ 200%之间, 该不确定性部分地源于对广袤南极冰盖表面物质平衡实测数据匮乏、测算不准确, 以及对物

2003-09-04 收稿, 2004-03-09 收修稿

* 国家自然科学基金(批准号: 40305007)、科学技术部国际合作重点研究项目(批准号: 2001CB711003)和中国科学院知识创新工程项目(批准号: KZCX2-303)资助

** E-mail: cdxiao@cams.cma.gov.cn

质积累季节分配过程认识不足,使用大气环流或大气/冰盖耦合模式计算水汽通量值时往往较粗略.因此,现场监测南极各主要地理单元表面物质积累年内过程的研究具有重要价值.

截止目前,在南极冰盖共运行着 90 多台自动气象站,但放置了冰面高程探测传感器的还只是少数.在西南极冰盖和 Ross 冰架连续记录的表面物质积累过程变化的研究准确显示了该地区表面积量的年内分配,其结果被成功用于大气环流模式对大范围冰盖物质平衡的估算以及冰芯内长时间序列积累率变化的解释^[2-4].在东南极冰盖,澳大利亚南极考察队在 Wilks 地、Amery 冰架和附近区域布设了数个探测冰面高程的自动气象站^[2-6].

“Lambert 冰盆-Amery 冰架”系统是东南极冰盖最大的冰流系统,面积 $1.55 \times 10^6 \text{ km}^2$,其中 Amery 冰架面积 $7.1 \times 10^4 \text{ km}^2$ ^[7].本文通过中、澳合作在东南极 Lambert 冰盆 LGB69 地点架设的自动气象站记录的一个年周期和 Amery 冰架 G3 地点连续 4 年表面相对高程变化过程,分析其季节分配特点并探讨影响季节分配的因子,为使用模式估算该地区表面物质平衡奠定了基础,并将为合理解释在该地区业已钻取的排钻冰芯气候记录以及验证卫星测高仪的测量结果提供直接的地面依据.

1 研究区基本特征和自动气象站概况

2002 年 1 月 22 日中国第 18 次南极考察期间,在东南极冰盖 Lambert 冰盆西侧的 Princess Elizabeth 地 LGB69 点 ($70^\circ 50' \text{S}$, $77^\circ 04' \text{E}$; 海拔 1850 m) 建立了自动气象站.该地点距离海岸 160 km,雪面分布高度介于 0~0.2 m 的雪波纹,其长轴走向与主风向一致,为 60° ,垂直于等高线指向 Lambert 冰盆.图 1(a)所示为中国南极内陆冰盖考察断面以及 LGB69 自动气象站位置.过去 5 年间,在该条断面上进行了一系列冰川学综合考察^[8].

图 2 显示了 1996~1998 年冰盖边缘 470 km 断面年积累率空间分布.从图中可见, LGB69 气象站位于冰盖边缘高积累区,年积累率约 70 cm/a ,距冰盖边缘 200~350 km 间则为下降风盛行区(虚框部分),风蚀作用使该高度带年积累率很低,平均约 20 cm/a .

从 350 km 向南,随着距离海岸愈来愈远且又不受下降风扰动,积累率呈递减趋势.

Amery 冰架 G3 自动气象站 ($70^\circ 53' \text{S}$, $69^\circ 52' \text{E}$, 海拔 84 m) 建立于 1999 年 1 月,位于 Amery 冰架中部,雪面平坦.

图 1(b) 为 1999 年 1 月在 LGB69 布设的物质积累花杆观测网阵以及与自动气象站位置关系示意,其中花杆布设成 6×6 网阵,间隔 20 m,即整个网阵呈 $100 \text{ m} \times 100 \text{ m}$ 的正方形.表 1 给出了花杆网所测年积累量及标准偏差.1999~2001 年平均积累率为 75 cm/a ,最大值 83 cm/a ,最小值 59 cm/a ,标准偏差 5.8 cm/a .取表层雪平均密度 $0.38 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$,则平均积累率相当于 28.5 cm/a 水当量.2002~2003 年南极夏季,对花杆网进行了第 3 次测量(秦翔,个人交流).本年度 327 天平均积累量为 47.7 cm ,最大值 66 cm ,最小值 33 cm ,标准偏差 8.1 cm .花杆网阵现场观测值可与下文自动气象站观测值作对比.

表 1 LGB69 花杆网阵测得的 1999~2001 年平均积累率和 2002 年度 327 天积累量^{a)}

花杆 编号	P_m / $\text{cm} \cdot \text{a}^{-1}$	P_{02} / cm	花杆 编号	P_m / $\text{cm} \cdot \text{a}^{-1}$	P_{02} / cm	花杆 编号	P_m / $\text{cm} \cdot \text{a}^{-1}$	P_{02} / cm
1	68	50	14	71	60	27	80	40
2	73	43	15	80	49	28	81	45
3	76	44	16	78	45	29	77	64
4	75	33	17	81	40	30	78	39
5	83	33	18	76	50	31	69	46
6	78	36	19	59	57	32	71	50
7	69	55	20	68	61	33	80	43
8	75	42	21	79	38	34	76	46
9	76	52	22	78	44	35	78	47
10	73	43	23	74	58	36	78	48
11	80	49	24	80	43			
12	83	48	25	61	46	平均值	75	47.4
13	66	55	26	68	66	σ	5.8	8.1

a) 3 次测量时间分别为 1999 年 1 月 29 日, 2002 年 1 月 21 日和 2002 年 12 月 17 日.花杆编号及排列见图 1(b)

LGB69 和 G3 气象站为澳大利亚南极局自行研制组装的 098 型自动气象站, LGB69 和 G3 记录参数包括 1, 2 和 4 m 高度气温、风速;另外,在 4 m 高度安装有太阳短波辐射,风向和湿度以及冰面高程传感器,雪面以下安装有气压传感器以及雪层温度传感器.表 2 列出了各主要传感器型号及检测下限.该气

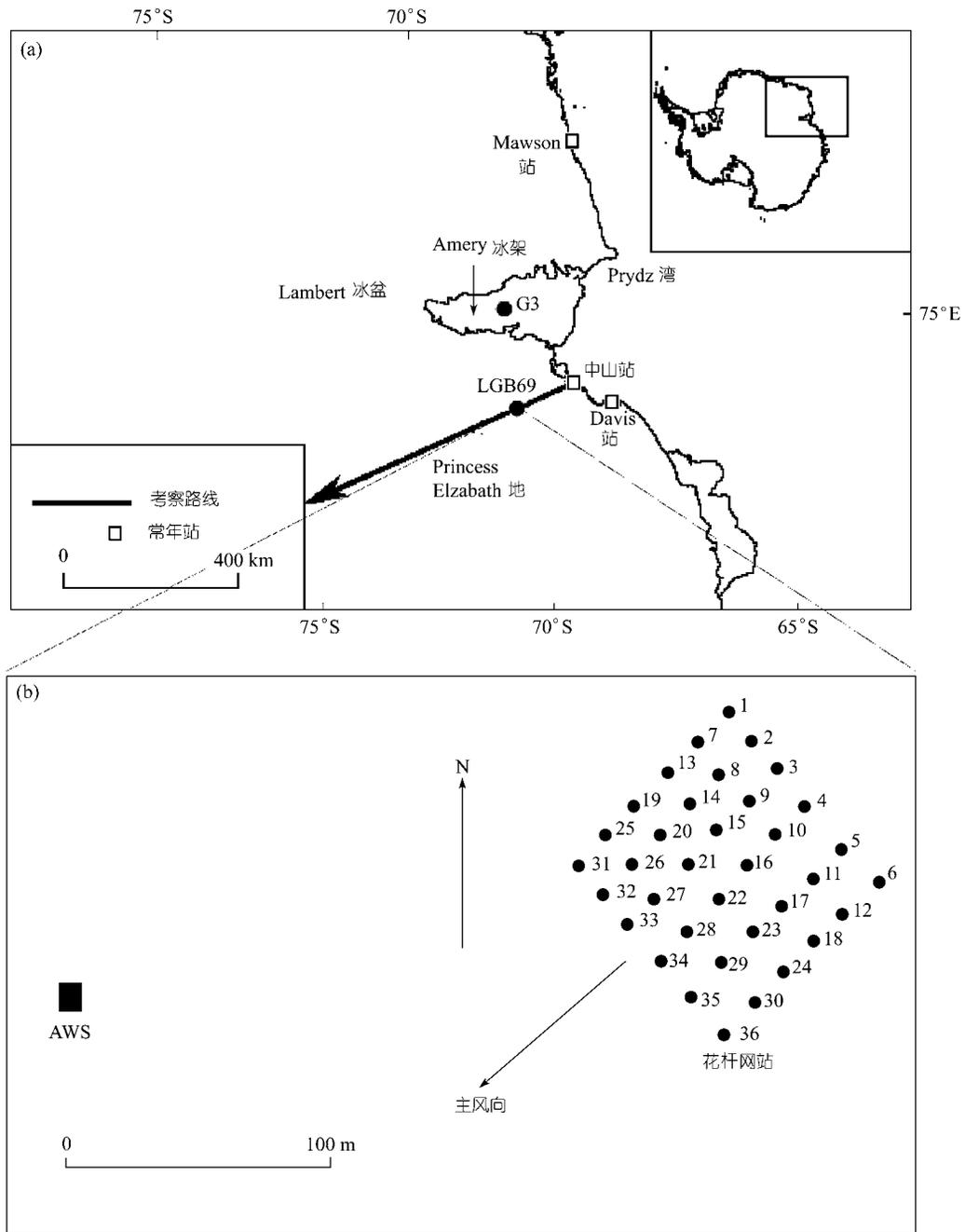


图 1 (a) 研究区和自动气象站地点, (b) LGB69 花杆网阵布置与自动气象站位置关系示意图
图中箭头线为中国南极考察内陆冰盖考察路线, 黑圆点表示 LGB69 和 G3

象站能够对上述参数以 1 次/200s 频率连续记录, 这些记录实时发送至 NOAA 卫星网络(ARGOS), 并通过世界气象组织(WMO)所属全球电讯系统(GTS)传

送至室内供读取研究。

本文主要针对架设于两个气象站 4m 高度的超声探测传感器 (SR50-45) 记录的连续雪面高程(snow

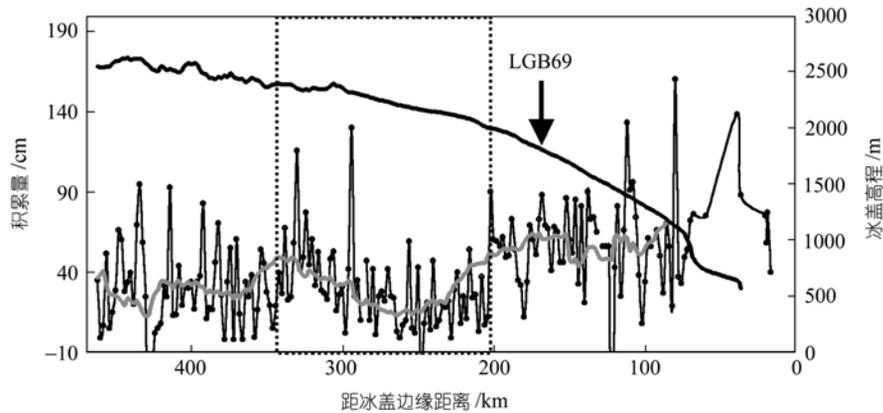


图 2 从冰盖边缘至内陆考察(图 1(a)中箭头线)470 km 沿线表面积累率空间分布
虚框为东南极冰盖普遍的低积累高度带

表 2 LGB69 和 G3 自动气象站各传感器类型及检测下限

传感器	检测下限	型号
气温/ $^{\circ}\text{C}$	0.02	FS23D thermistor
湿度/%	3	Vaisala HMP45D
风速/ $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$	0.2	AAD 风杯
风向/ $^{\circ}$	6	Aanderra 3590B
雪面高度/cm	1	Campbell Scientific SR50-45
太阳辐射/ $\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2}$	0.1	Middleton EP08
气压/hPa	0.1	Paroscientific Digi quartz 6051A
雪温/ $^{\circ}\text{C}$	0.02	FS23D thermistor

surface height, 下文简称 SSH) 变化, 研究雪面积累率的年内分配规律. 该传感器以超声波探测传感器与雪面之间的距离变化, 视角 22° , 探测精度 10 mm. SR50-45 以 1/200 秒频率所得数据完整度优于 99%. 这里需说明两点: (1) SSH 变化指相对高程的变化, 因为自动气象站随冰盖一起流动, 因此不计冰盖流动造成 Z 轴方向的变化; (2) 因雪积累后会发生密实化、升华和凝结过程, 所以严格地说, 短时相对高程的变化并不完全等同于积累量变化, 但升华和凝华作用在冰盖边缘积累量中所占比例很小, 可以忽略不计, 而且这些变化也能够后期记录中得到反映, 因此可近似认为 SSH 变化就是积累量的变化. 为研究影响 SSH 变化的因子, 除了 LGB69 和 G3 自动气象站资料(LGB69: 2002 年 1 月 22 日至 2003 年 2 月 28 日; G3: 1999 年 2 月 5 日至 2002 年 12 月 31 日)外, 下文还使用了距离该地点最近的探空气象台站——Davis 站在 2002 年 1 月 1 日至 2002 年 12 月 31 日一个整年内的气象记录, 记录间隔为 3 h, 本文仅使用云遮蔽

度和云层高度记录.

2 SSH 的年内变化特征

2.1 LGB69 点 SSH 变化

为消除短暂记录间隔引起的误差, 将 LGB69 记录的 2002 年 1 月 22 日至 2003 年 2 月 28 日逐时 SSH 作日平均处理, 再经统计得到逐月变化(表 3). 图 3 显示了逐日累积 SSH 变化. 由图可见, 全年 SSH 变化表现出如下特点:

(1) 气象站建站初期 10 天内冰面高程下降, 这是因为在建站时需挖取雪坑, 气象站建立后虽做到使雪面与周围平齐, 但表层雪层受到人为扰动, 密度变小、空隙度增大, 风蚀作用使雪面侵蚀变低. 因此,

表 3 LGB69 点 2002 年 2 月至 2003 年 1 月冰面高程逐月变化统计

月份	月积累率/m	距平 /m	逐月积累率占全年(2002-02~2003-01)积累量百分比/%
2	0.07	0.02	11
3	0.15	0.09	22
4	0.09	0.03	12
5	-0.07	-0.13	-11
6	0.05	-0.01	7
7	0.03	-0.03	4
8	-0.07	-0.13	-10
9	0.05	-0.00	8
10	0.11	0.05	16
11	-0.00	-0.06	-1
12	0.16	0.10	23
1(2003 年)	0.12	0.07	18

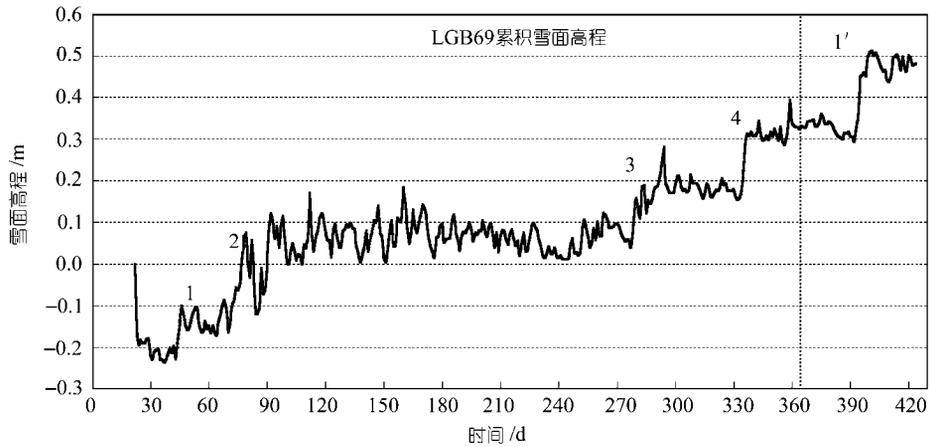


图 3 LGB69 累积冰盖表面高程变化过程

竖点线为年界线, 图中数字 1~4 和 1' 分别代表 2002 年 4 次和 2003 年 1 次 SSH 突升事件

下文讨论全年 SSH 年内变化时不涉及该时段, 主要讨论 2002 年 2 月至 2003 年 1 月时段.

(2) 10 月至次年 3 月为主要积累期, 积累过程并非持续增加, 而是表现为数次突变, 在此我们称之为“突升事件”(表 4). 如 2002 年 2 月 7~15 日(事件 1), 2002 年 3 月 11~23 日(事件 2), 10 月 4~21 日(事件 3), 11 月 28 日~12 月 9 日(事件 4)以及 2003 年 1 月 27 日~2 月 7 日(事件 1')期间表现为 SSH 突然升高, 5 次事件中 SSH 升高值介于 0.13~0.14 m 之间, 日变幅介于

1.4~1.8 × 10⁻² m/d. Braaten^[4]亦测量到 1996~1997 年西南极冰盖 AGO2 (85.67°S, 46.38°W) 5 次突升事件. 由下文讨论可知, LGB69 点突升事件与主要降水过程有关; 但夏季雪面也有相对稳定的时段, 如 2002 年 11 月雪面几无变化.

(3) 冬季 SSH 相对稳定, 这种稳定可以解释为无显著降水和风蚀/再堆积作用, 也可以解释为降水与升华、风蚀作用相抵消. 但因南极冰盖升华作用的发生条件是高温、大风天气, 因此它局限于南极冰盖边缘且主要发生在南极夏季. 距离海岸 150 km 以南的内陆地区, 年升华量降低为零^[9], 所以可排除此因素, 由此可以判断冬季 SSH 保持稳定的主要原因是降水量小. 表 3 还给出了 2002 年 2 月至 2003 年 1 月 SSH 变化的逐月距平统计值. 2002 年 2 月 1 日至 2003 年 1 月 30 日一整年积累量为 68 cm, 取表层 1m 平均密度 370 kg/m³, 则积累率约合 252.7 kg · m⁻² · a⁻¹ 水当量. 其中 10 月至次年 4 月期间积累率为 69.4 cm, 占全年 SSH 变化量的 101.6%, 5 月至 9 月之间冬季积累量为 -1.1 cm, 为全年 SSH 变化量的 -1.6%. 此微弱降低可能归因于雪的密实化作用, 雪层在上覆压力和风力摩擦作用下引起的密实化过程可导致雪面微弱降低. 中国第 19 次南极考察队从 LGB69 花杆网阵新获 2002 年 327 天内积累率为 63 cm, 与自动气象站记录结果十分接近. 又从该点花杆网阵 1999 年 1 月 29 日至 2002 年 12 月 18 日约 4 年积累量得出年平均积累量

表 4 LGB69 和 G3 点 SSH 突升事件的日期、持续时间、变化量和变率

事件	发生时间	年内天数 (1 月 1 日算起)	持续日 数/d	SSH 变化 量/m	SSH 变率 × 10 ⁻² /m · d ⁻¹
LGB69(Lambert 冰盆)					
1	2002 年 2 月	38~46	9	0.13	1.4
2	2002 年 3 月	70~82	13	0.22	1.7
3	2002 年 10 月	277~294	18	0.24	1.4
4	2002 年 11~12 月	332~343	12	0.19	1.6
1'	2003 年 1~2 月	27~38 ^{a)}	12	0.22	1.8
G3(Amery 冰架)					
1	1999 年 3 月	59~85	27	0.21	0.8
2	1999 年 10 月	316~319	3	0.09	4.5
3	2000 年 1 月	1~19	20	0.09	0.5
4	2000 年 5 月	145~155	11	0.06	0.5
5	2000 年 10 月	310~311	2	0.07	4.0
6	2001 年 1~2 月	23~43	21	0.23	1.0
7	2001 年 10~11 月	333~358	36	0.50	1.4
8	2002 年 4 月	118~121	4	0.26	6.5

a) 图 3 和图 5(b), (c) 中示为 392~403(自 2002 年 1 月 1 日起)

为 68 cm/a, 与自动气象站的记录相吻合.

2.2 Amery 冰架 G3 点 SSH 变化特征

同样, 对 Amery 冰架 G3 点 1999~2002 年 SSH 变化的逐时记录作了日平均处理, 图 4 给出了逐日雪面累积高程变化. 由图可见, 4 年中 SSH 变化表现出如下特点:

(1) SSH 表现为一系列突升事件, 而非逐渐升高, 这与 LGB69 所记录的变化过程相似. 突升事件均发生在夏季, 尤其表现为每年夏初和夏末各有 1~2 次突升事件. 表 4 列出了 G3 点 SSH 在 4 年 8 次突升事件期间的雪面变化、发生日期和持续时段, 8 次突升事件期间日变幅介于 $0.5\sim 6.5 \times 10^{-2}$ m/d.

(2) SSH 变化的年际差异很大, 1999~2002 年 G3

点积累量分别为 0.32, 0.14, 0.54 和 0.02 m. 与 LGB69 不同, 突升事件之间 SSH 变化很微小, 这极可能与冬季降水小以及平坦的冰架区雪的再堆积作用较弱有关. 1999 年和 2000 年冬季 SSH 变化很小, 2001 年和 2002 年冬季有明显雪面下降趋势(图 4(b)), 可能由冰架上覆雪层消融以及雪的密实化过程引起.

3 SSH 变化与气象要素的关系

沿南半球高纬海区活动的气旋强度是决定南极冰盖降水及其变化的主要因子^[2]. 南极冰盖边缘地带降水表现为阶段性并常与气旋、锋面活动紧密相关, 这与冰盖边缘由于地形变化急骤而造成海平面与内陆高原间巨大的温、压、湿梯度有关, 在边缘地带形成活动频繁的气旋或锋面. 但用常规方法测量南

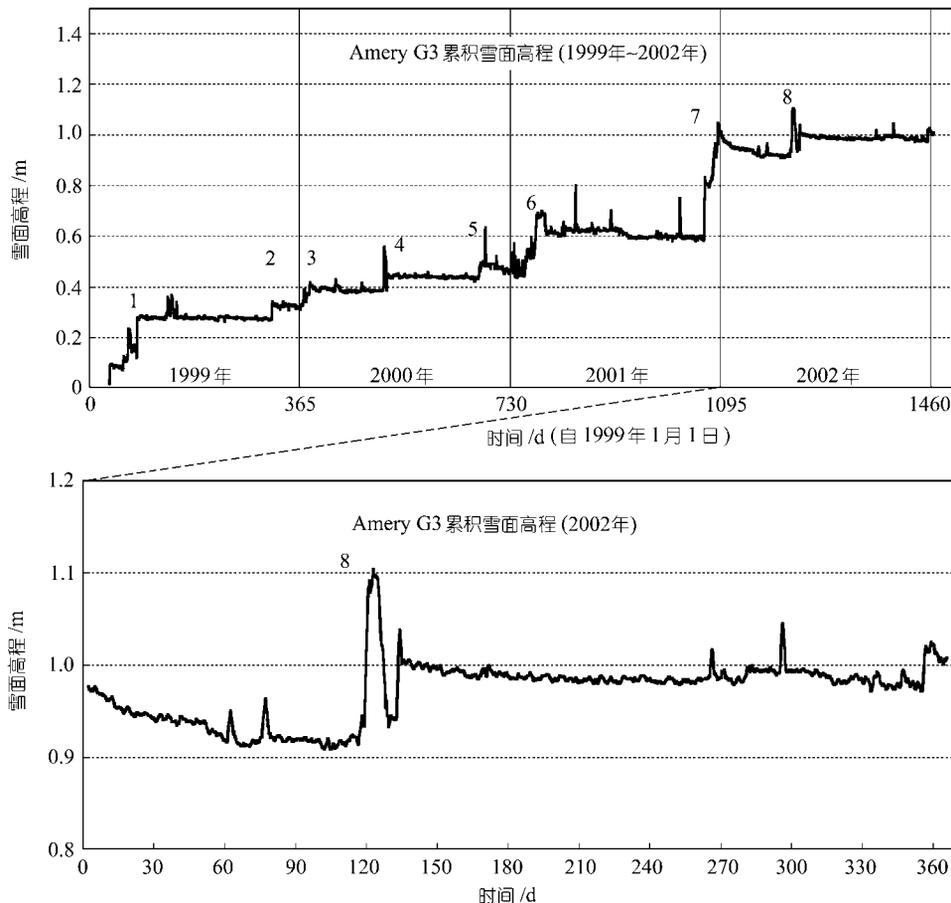


图 4 G3 点累积 SSH 变化过程

竖线为年界线, 图中数字 1~8 代表 1999~2002 年共 8 次 SSH 突升事件. 下图为放大的 2002 年 SSH 变化过程

极冰盖表面降水是不可行的, 因为降水与吹雪往往相伴, 使得难以真正区分实际降水所占百分比. 对于两极冰盖, 已形成了一些测算吹雪的经验方法^[3,10~13], 但这类测算均针对粒雪在风力作用下离开雪面的过程与通量, 并没有解决吹雪再堆积作用占积累率百分比的问题. 通过自动监测方法辅以人工标记雪面变化的方法在南极下降风带进行了有益的尝试^[2,10~13]. 这些实验证明, 由冰川学单点测量得出的积累量与降水量变化虽然在数值上有差异, 但二者间的年际变化是大致同步的.

南极冰盖降水量分布可由经验方程得以粗略描述, 比如, 按Oerlemans经验公式计算可得现代降水量 P ^[14]:

$$P = 920 \times (0.3 + 14S - 4 \times 10^{-5}h)/C, \quad (1)$$

其中 S 为冰盖表面坡度, h 为海拔高度(m), C 为大陆度指数, 边缘地带取 1.5, 内陆高原取 2. 经计算, LGB69 点处年降水量为 410 mm/a. 则这一数值相当于 2002 年实测积累量的 60%, 换句话说, 约有 40% 的积累量来自吹雪、凝华等过程.

3.1 LGB69 点 SSH 与风速

LGB69 风向记录显示主风向为 60°, 指向 Amery 冰架区. 2002 年 1 月至 12 月 4 m 高度风速分别为: 1 月 8.3 m/s(自 22 日起), 2 月 10.0 m/s, 3 月 8.2 m/s, 4 月 10.2 m/s, 5 月 11.1 m/s, 6 月 10.6 m/s, 7 月 10.4 m/s, 8 月无记录, 9 月 11.8 m/s(9 月 16 日起), 10 月 9.6 m/s, 11 月 8.7 m/s 和 12 月 7.1 m/s. 年平均风速约 9.6 m/s, 日风速在 0~17.7 m/s 之间波动.

高风速可引起表雪重新分配, 依下垫面粗糙度不同, 雪粒吹离雪面的临界风速介于 7~13 m/s 间^[7,15]. 图 5(a) 为大于 7 m/s 的 1 m 高度逐日风速与逐日积累率之间的对应关系(因冬季低温导致风速传感器停止运转, 故 2002 年 6 月 23 日至 9 月 25 日期间无数据). 由此可见, 大风速对应于当日积累量的显著升高, 因该地区雪面较典型且下降风带平坦, 从图 2 可见, 距离海岸 200~300 km 典型下降风带积累率很低, 低于 300 km 以北和 500 km 以南断面的积累率, 没有遵循东南极冰盖自边缘向内陆积累率空间变化呈线形递

减的总趋势, 这一风蚀区的部分积雪在风力作用下在下风区再堆积, 造成 LGB69 所在地区积累量的增大, 占该地区年积累量的 40% 左右. 低降水、高风速引起距离冰盖边缘 300~500 km 地带积累率下降并使其下风区积累量增加的现象在东南极冰盖诸多地点实测中得到证实^[16,17].

因风吹雪临界风速介于 7~13 m/s, 若抽取大于 13 m/s 风速的日积累量作为再堆积年积累量的下限(因冬季雪面几无变化且风速记录丢失, 此计算仅针对夏季), 则得其总量为 24 cm, 占年积累量的 35.6%, 这一结果较经验公式(1)得出的估算值略小.

3.2 LGB69 点 SSH 与空气湿度

大气湿度是表征降水、空气对流和吹雪等天气现象的另一参量^[13]. SSH 突升阶段空气湿度明显上升, 尤其 SSH 突升事件 3, 4 和 1' 对应空气湿度的“脉冲”式上升, 这从另一侧面印证了几次主要降水过程是冰盖表面高程突然升高的原因. 图 5(b) 以 2002~2003 年度夏季为例, 逐日积累量变化与空气湿度波动十分一致. 但已有研究证明, 降水过程和风吹雪都可引起空气湿度的增加^[13], 所以仅以图 5(b) 难于判断哪些归因于降水过程. 通常认为, 4m 高度处大于 70% 的空气湿度与下降风引起的吹雪无关, 而是代表降水过程. 从图 5(b) 可见, 湿度大于 70% 的日数对应表面高程的快速升高, 与从图 4 得出的结论完全一致. 全年空气湿度的总体变化趋势是冬季低值, 且从夏季向冬季逐步递减. 在 3~5 月间一些次一级雪面升高事件也对应着空气湿度增大, 是降水事件、还是风暴天气或者二者共同引起, 尚难于判断.

3.3 LGB69 点 SSH 与云量

为反映积累量与降水过程的关系, 图 5(c) 给出了太阳短波辐射日变化与日积累量之间的对应关系. 图中横坐标 120~240 天之间短波辐射为零的区间指示了南极 70°S 纬度线, 亦即 LGB69 所在纬度线的冬季区间. 夏季初期和末期均出现过短波辐射为零的记录, 极可能是传感器蒙冰所致, 在研究中予以剔除. 图中太阳短波辐射曲线的上、下廓线指示了太阳高度的变化, 上下廓线间的次一级波动显示了云遮蔽

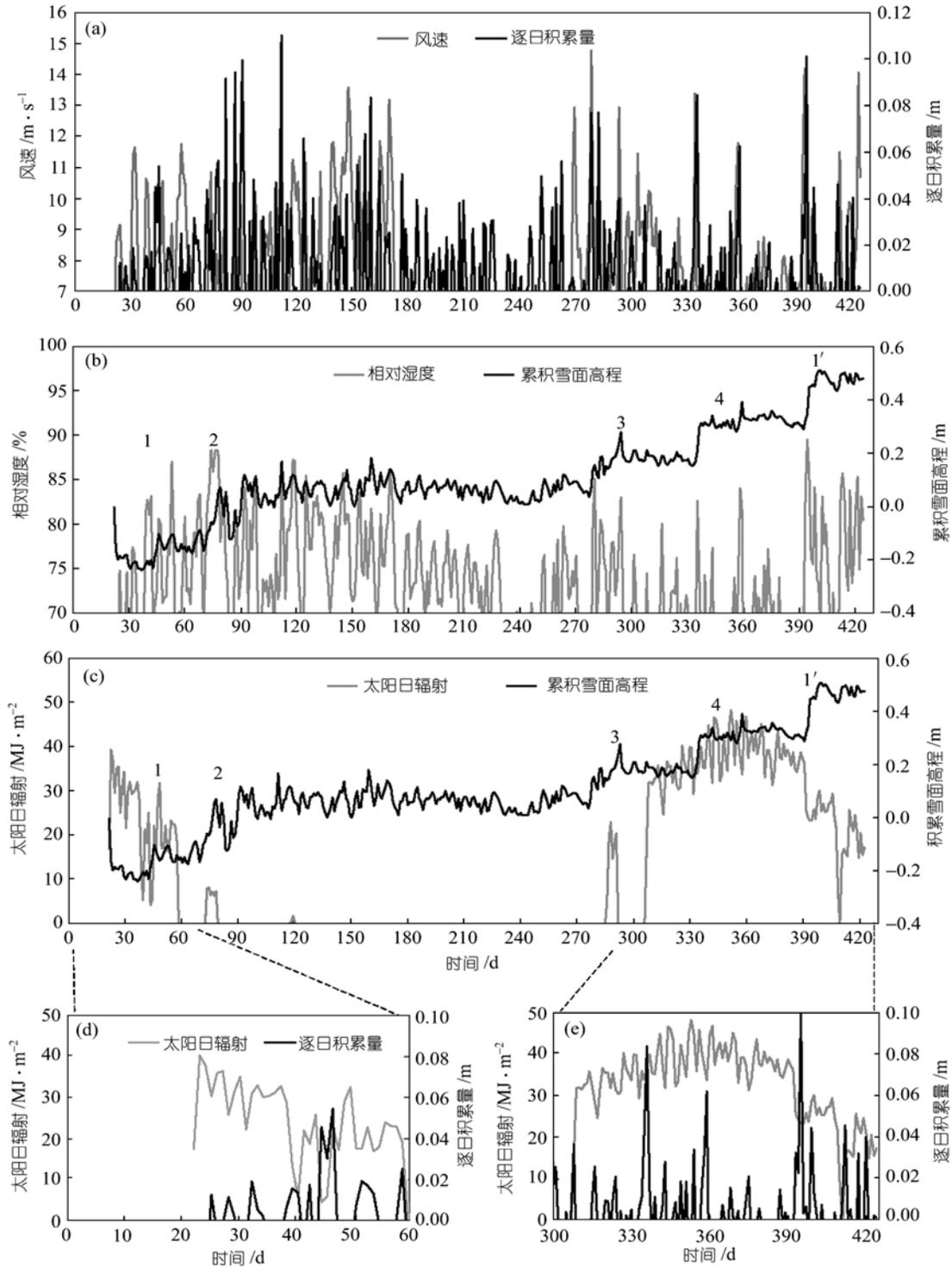


图 5 (a) LGB69 点 1 m 高度大于 7m/s 风速与逐日积累率(仅显示正值)的对应关系(横坐标 173~269 之间无风速值); (b) 累积 SSH 与空气相对湿度的关系; (c) 累积 SSH 与太阳短波辐射之间的对应关系; (d), (e) 两个夏季时段逐日 SSH 变化与太阳短波辐射变化的关系

度的变化. 从图中可看出如下特点: (1) 冬季冰盖高程变化较小, 冬季后期略有下降, 此下降值约占全年高程变化量的-1.6%; (2) 南极春、夏季节和秋季冰盖表面高程持续升高, 是全年主要积累期. 整个夏季日积累量的多数高值与太阳辐射日总量低值之间明显对应(图 5(d), (e)), 积累量的显著升高与云量增大对应良好, 表明降水过程是这一时期冰盖高程变化的主导因子. 但因云量大、辐射下降并不总是意味着降水, 所以并非一一对应.

那么, 该地区降水的主要源区何在? 是南极边缘海区还是中低纬度海区呢? 为此, 我们结合位于冰盖边缘、距离 LGB69 点 160 km 的 Davis 站气象观测资料加以印证. 图 6 为 Davis 站总云量日变化与 LGB69 积累量间 10 天滑动平均曲线的对应关系, 以及 Davis 站每日探测的第 1 云层高度与 LGB69 积累

率变化 10 天滑动平均的对应关系. 对于 SSH 与云量, 滑动平均后的相关系数和置信度分别为: $r = 0.29, p < 0.001$; 而对于 SSH 与云层高度, 则为: $r = -0.25, p < 0.001$. 显而易见, 覆盖度高的低层云对应冰盖积累量的升高. 第 1 云层指高度介于 500 m~1500 m 之间的云层, 是形成降水的主要云层. 气象学和冰川学研究表明, 近岸带低层气团切入冰盖边缘后, 在地形抬升作用下形成冰盖边缘地带的高降水带^[18]. 我们分析该地区的排钻冰芯记录后认为, 位于 Prydz 湾以北的南印度洋低压中心(约 62°S, 85°E)是影响该地区长期水汽传输的主要天气系统^[17].

3.4 G3 点 SSH 与气象要素

因冰架区远离下降风区, SSH 突变与降水事件以及夏季消融、密实化过程相联系. SSH 突升事件对

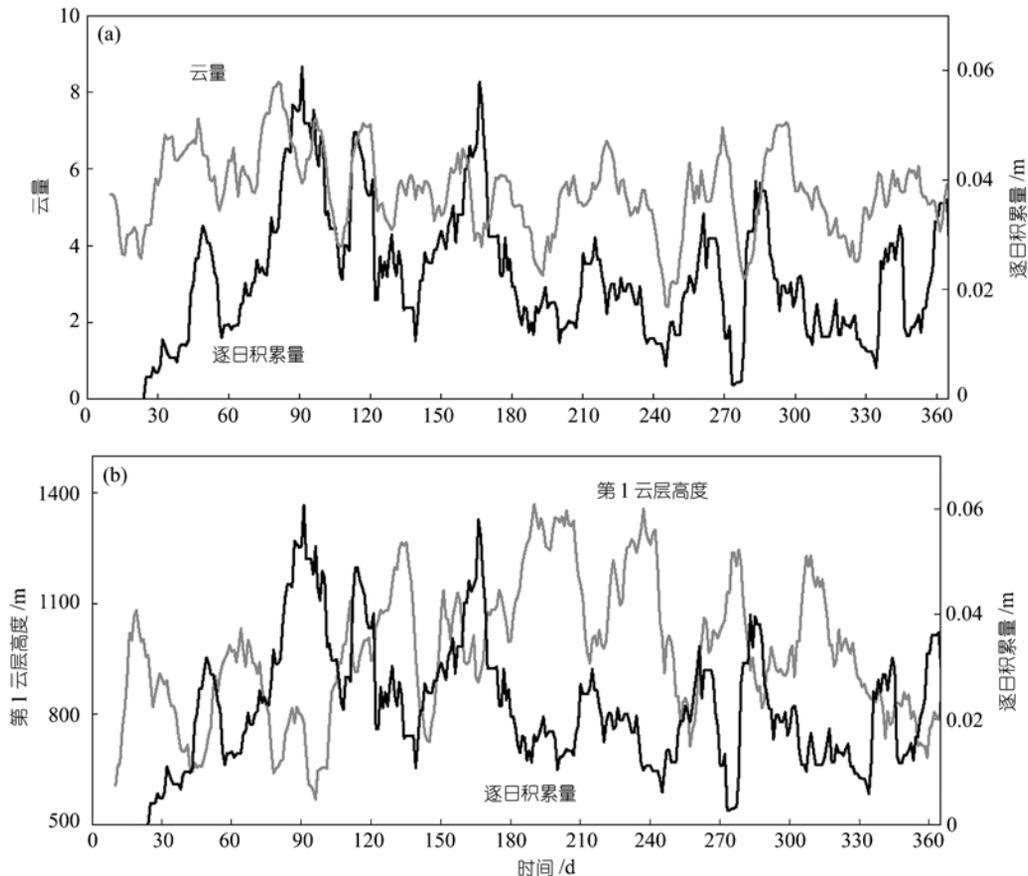


图 6 LGB69 逐日雪面积累率变化 (仅显示正向变化) 与 Davis 站总云量(a)和第 1 云层高度(b)的对应关系
SSH, 云量和云层高度均为 10 天滑动平均后的变化

应大气湿度的突然升高, 却与风速无明显对应关系. 我们也对比了 G3 点 SSH 与 Davis 站云量以及云层高度的对应关系, 未发现有任何关联. 因此判断 LGB 东侧与冰架区局地大气环流并不相同. 有关 LGB-AIS 地区局地气候的复杂性问题, 已通过冰芯记录作过详细的探讨^[17,19].

4 结语

东南极冰盖 Lambert 冰盆东侧和 Amery 冰架 SSH(或积累率)年内变化的共同规律是: 夏季为积累期, 冬季为稳定期. 与主要降水过程相伴随, 积累期表现为冰盖表面高程的数次突变. 气象学综合分析表明, 水汽主要源于南印度洋高纬海区. 南极冰盖不同地区水汽的季节分配关系取决于南极地区大气环流形式的季节演变, 例如位于南大西洋和南印度洋的低压中心影响 Mary Byrd 地和 Princess Elizabeth 地的水汽传输, 而位于 Bingley 海和 Amundsen 海的低压中心影响西南极冰盖和南极半岛地区的水汽输送^[20]. Lambert 冰盆东侧 SSH 的上述季节分配关系并不是东南极冰盖的共性, 比如, 与 Wilks 地、Mizuho 高原, Dronning Maud 地^[21~23]等地之间有相似季节分布, 但与 Kamp 地以及西南极 Mary Byrd 地有相反的季节相位^[19, 24, 25], 与 Ross 冰架地区^[4, 6]的季节分配也完全相反. Amery 冰架雪面高程变化过程表现为冬季之前和之后各 1~2 次突升事件, 突升事件期间雪面保持恒定, 极可能归因于吹雪再堆积作用较小, 但雪面消融以及雪温较高条件下密实化作用较快等因素, 突升事件后雪面下降明显, 如 2001 年 2002 年就是极好的例证.

本研究对吹雪作用占全年总积累量的比例估计(35%~40%)仍较粗略, 但与东南极冰盖边缘多数地点的估计值接近, 如在 Mirny, Molodetzhnaya 和 Novolazarevskaya 估计的校正系数(非降水过程所占比例)约 30%, 内陆站 Vostok 则为 37%^[26,27]. 要更准确估算吹雪作用在年积累量中所占比例及其季节变化特点, 需要设计专门的监测系统, 这是以后工作中需要补充和完善的.

致谢 澳大利亚南极局 Doug Sheperd 提供并整理了 Davis 站 2002 年全年气象资料. 秦翔博士提供了 2002

年 LGB69 点花杆网阵实测资料. 徐霞兴、夏立民、高新生、王福东参加了自动气象站野外安装, 在此一并致谢.

参 考 文 献

- 1 IPCC. Climate Change 2001, the scientific basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. In: Houghton J T, Ding Y, Griggs D J, et al, eds. Cambridge: Cambridge University Press, 2001. 1~881
- 2 Fujii Y, Kusunoki K. The role of sublimation and condensation in the formation of ice sheet surface at Mizuho Station, Antarctica. *Journal of Geophysical Research*, 1982, 87 (C6): 4293~4300
- 3 McConnell J R, Bales R C, Davis D R. Recent intra-annual snow accumulation at South Pole: implications for ice core interpretation. *Journal of Geophysical Research*, 1997, 102 (D18): 21947~21954[DOI]
- 4 Braaten D A. Direct measurement of episodic snow accumulation on the Antarctic polar plateau. *Journal of Geophysical Research*, 2000, 105 (D8): 10119~10128[DOI]
- 5 McMorrow A J, Curran M A J, van Ommen T D, et al. Features of meteorological events preserved in a high resolution Law Dome snow pit. *Annals of Glaciology*, 2002, 35: 463~470
- 6 Braaten D A. A detailed assessment of snow accumulation in katabatic wind areas on the Rose Ice Shelf, Antarctica. *Journal of Geophysical Research*, 1997, 102(D25): 30047~30058[DOI]
- 7 Fricker H A, Allison I, Craven M, et al. Redefinition of the Amery Ice Shelf, East Antarctica, grounding zone. *Journal of Geophysical Research*, 2002, 107 (B5): 2092, doi:10.1029/2001JB000383: EPM 6-1~6-9
- 8 Qin Dahe, Ren Jiawen, Kang Jiancheng, et al. Primary results of glaciological studies along an 1100 km transect from Zhongshan Station to Dome A, East Antarctic ice sheet. *Annals of Glaciology*, 2000, 31: 198~204
- 9 Bromwich D H. Snowfall in high southern latitudes. *Review of Geophysics*, 1988, 26 (1): 149~168
- 10 Pomeroy J W, Jones H G. Wind-blown snow: sublimation, transport and changes to polar snow. In: Wolff E W, Bales R C, eds. *Chemical Exchange Between the Atmosphere and Polar Snow*. NATO ASI Series, Vol. 143. Berlin-Heidelberg: Springer-Verlag, 1996. 453~489
- 11 Bintanja R. The contribution of snowdrift sublimation to the surface mass balance of Antarctica. *Annals of Glaciology*, 1998, 27: 251~259
- 12 Bintanja R. The interaction between drifting snow and atmospheric turbulence. *Annals of Glaciology*, 1998, 26: 167~173
- 13 Mann G W, Anderson P S, Mobbs S D. Profile measurements of blowing snow at Halley, Antarctica. *Journal of Geophysical Research*, 2000, 105(D19): 24491~24508[DOI]

- 14 Oerlemans J. Response of the Antarctic ice sheet to a climatic warming: a model study. *Journal of Climate*, 1982, 2: 1~11
- 15 Pettré P, Pinglot J F, Pourchet M, et al. Accumulation distribution in Terre Adelie, Antarctica: effect of meteorological parameters. *Journal of Glaciology*, 1986, 32 (112): 486~500
- 16 van den Broeke M R, Winther J G, Isaksson E, et al. Climate variables along a traverse line in Dronning Maud Land, East Antarctica. *Journal of Glaciology*, 1999, 145: 295~302
- 17 Xiao Cunde, Ren Jiawen, Qin Dahe, et al. Complexity of the climatic regime over the Lambert Glacier basin of the East Antarctic ice sheet: firn core evidences. *Journal of Glaciology*, 2001, 47(156): 160~162
- 18 Hogan A. A synthesis of warm air advection to the South Polar Plateau. *Journal of Geophysical Research*, 1997, 102 (D12): 14009~14020[DOI]
- 19 Xiao Cunde, Qin Dahe, Li Zhongqin, et al. Different climatic regimes over the coastal regions of the eastern Antarctic ice sheet. *Polar and Ocean Research*, 2002, 24(3): 227~236
- 20 Kruetz K J, Mayewski P A, Pittalwala I I, et al. Sea level pressure variability in the Amundsen Sea region inferred from a West Antarctic glaciochemical record. *Journal of Geophysical Research*, 2000, 105 (D3): 4047~4059[DOI]
- 21 Allison I, Wendler G, Radok U. Climatology of East Antarctic Ice Sheet (100°E to 140°E) derived from automatic weather stations. *Journal of Geophysical Research*, 1993, 98 (D5): 8815~8823
- 22 Fujii Y, Ohata T. Possible causes of the variation in microparticle concentration in an ice core from Mizuho Station, Antarctica. *Annals of Glaciology*, 1982, 3: 107~112
- 23 Noone D, Turner J, Mulvaney R. Atmospheric signals and characteristics of accumulation in Dronning Maud Land, Antarctica. *Journal of Geophysical Research*, 1999, 104 (D16): 19191~19211 [DOI]
- 24 van den Broeke M R. On the interpretation of Antarctic temperature trends. *Journal of Climate*, 2000, 13: 3885~3889[DOI]
- 25 任贾文, Allison I, 效存德, 等. 东南极冰盖 Lambert 冰川流域物质平衡研究. *中国科学, D 辑*, 2002, 32(2): 134~140 [摘要] [DPF]
- 26 Bryazgin N N. Atmospheric precipitation in Antarctica. *Polar Geography and Geology*, 1982, 6: 210~218
- 27 Bryazgin N N. Method of preparing monthly charts of atmospheric precipitation in Antarctica. In: Dolgin I M, et al, eds. *Climate of Antarctica*. New Delhi: Oxonian, 1986. 109~116