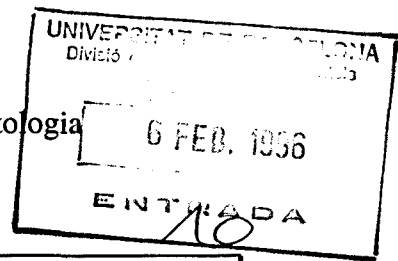


Departament de Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia
UNIVERSITAT DE BARCELONA



GEOLOGIA DE L'ILLA DE LIVINGSTON
(SHETLAND DEL SUD,
ANTÀRTIDA)
Del Mesozoic al Present

Treball fet per RAIMON PALLÀS i SERRA

dins del Departament de Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia
de la Universitat de Barcelona
sota la direcció del Dr. Francesc Sàbat i el Dr. Joan Manuel Vilaplana
per optar al grau de Doctor en Geologia.

Barcelona, Gener de 1996

El Doctorand
Raimon Pallàs i Serra

Els Directors
Francesc Sàbat

Joan Manuel Vilaplana

043 PALLAS SERRA

Aquest treball ha estat finançat per una beca
de Formació de Personal Investigador
del Ministeri d'Educació i Ciència
i s'emmarca dins de les Accions Especials ANT89-822E i ANT90-1095E
i el Projecte d'Investigació ANT91-1270
de la Comissió Interministerial de Ciència i Tecnologia (CICYT)

2.2. GEOLOGIA DE LA TERRA DE GRAHAM, ILLES SHETLAND DEL SUD I CONCA DE BRANSFIELD

En aquest apartat fem un repàs de les unitats lito-estratigràfiques registrades a la zona de l'extrem nord de la Península Antàrtica i les Illes Shetland del Sud. Tal com indiquen Storey & Garrett (1985) la història geològica de la Península Antàrtica ha estat determinada pels processos tectònics d'acreció al marge continental, magmatisme i extensió. Els diferents materials que formen la Península Antàrtica i les àrees veïnes es poden agrupar en els següents elements o ambients tectònics: basament, prisma d'acreció, avant-arc, arc magmàtic, rere-arc, zones d'extensió intra-arc.

2.2.1. Basament

En un orogen tal com el de la Península Antàrtica, desenvolupat de forma possiblement continuada des de com a mínim finals del Paleozoic, el concepte de basament és força ambigu i forçosament arbitrari; les roques deformades en fases antigues poden funcionar com a basament en fases posteriors del mateix procés orogènic. De forma similar al que proposen Storey & Garrett (1985), considerem com a basament aquelles roques de l'escorça continental que es van formar anteriorment al desenvolupament Mesozoic i Cenozoic de la Península Antàrtica.

A la Península Antàrtica, únicament s'hi coneix una localitat amb aflorament del basament. Aquesta localitat (Target Hill) se situa a la banda est de la península, al sud dels 65° de latitud i hi afloren ortogneisos emplaçats durant el Devonian inferior (410 Ma) i metamorfitzats a fàcies anfíbolita durant el Carbonífer inferior (311±8 Ma, Fig. 2.6.) (Milne & Millar 1991).

Hi ha, però, d'altres evidències indirectes de la presència d'un basament continental paleozoic. En àrees properes a l'extrem nord de la Península Antàrtica es troben còdols de granòfir inclosos en les successions sedimentàries del *Grup de la Península de Trinity* (vegeu més avall) els quals tenen una edat radiomètrica devoniana (368±39 Ma) (Pankhurst 1983). Hi ha plutons mesozoics amb xenòlits de gneisos i anfíbrites que donen edats de metamorfisme corresponent al trànsit Carbonífer-Permià (300 Ma) (Hervé et al 1991b). La composició dels granats d'origen metamòrfic presents en les roques volcàniques del *Grup Volcànic Península Antàrtica* (vegeu més avall) també constitueix una evidència clara de la presència de basament continental pre-mesozoic al llarg de tota la part est de la Península Antàrtica (Moyes & Hamer 1983).

2.2.2. Prisma d'acreció

Complex Metamòrfic de Scotia

A l'illa de Smith i a la major part de les illes del grup d'Elephant hi afloren roques metamòrfiques que varien entre filites, esquists, metachert, roques metavolcàniques i alguns nivells de marbre (Dalziel 1984). A l'illa de Gibbs hi aflora un mantell de dunita-serpentinita (DeWitt et al. 1977). Totes aquestes roques, conjuntament amb d'altres litològicament similars però possiblement més antigues que afloren a les Illes Orkney, s'agrupen sota el nom de *Complex Metamòrfic de Scotia* (Tanner et al. 1982) (Fig. 2.7.).

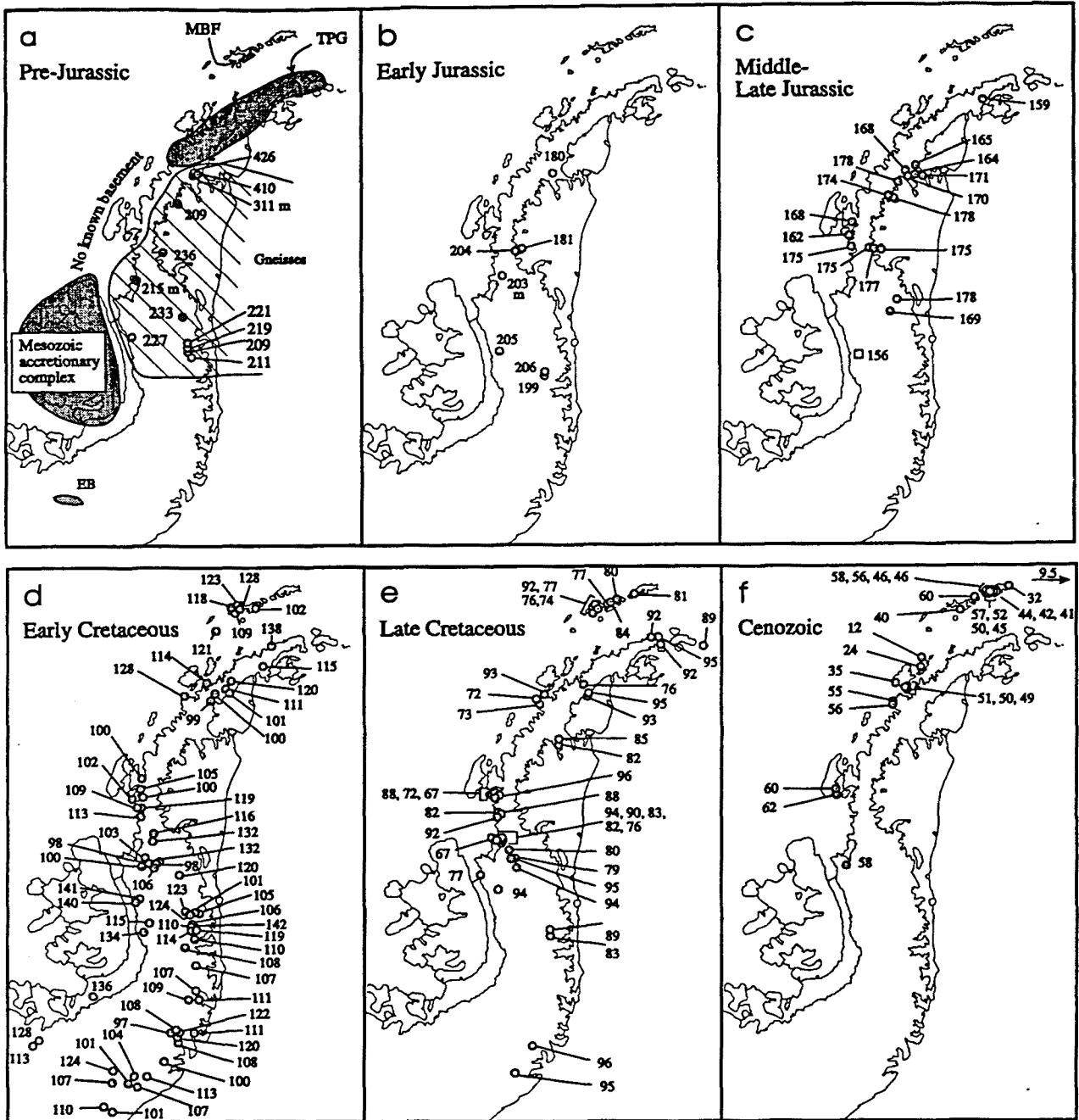


Figura 2.6. Mapes esquemàtics de la Península Antàrtica que mostren la distribució geogràfica del Batòlit de la Península Antàrtica i de les roques que n'han estat datades (els números corresponen a edats en Ma). El requadre superior esquerre, mostra la situació de les roques corresponents al basament pre-mesozoic (m indica edat de metamorfisme), TPG mostra l'àrea aproximada en què es troben afloraments del Grup de la Península Trinity i (MBF) indica la situació de la Formació Miers Bluff (Illa de Livingston). Extret de Leat et al. (1995).

Fig. 2.6. Sketch maps of the Antarctic Peninsula at different time intervals showing the geographic distribution of rocks corresponding to the Antarctic Peninsula Batholith together with their emplacement ages (numbers are in Ma). The upper-left map shows the distribution of the pre-Mesozoic basement rocks (m indicates age of metamorphism) as well as the approximate distribution of the Trinity Peninsula Group (TPG) and the Miers Bluff Formation (MBF). From Leat et al. (1995).

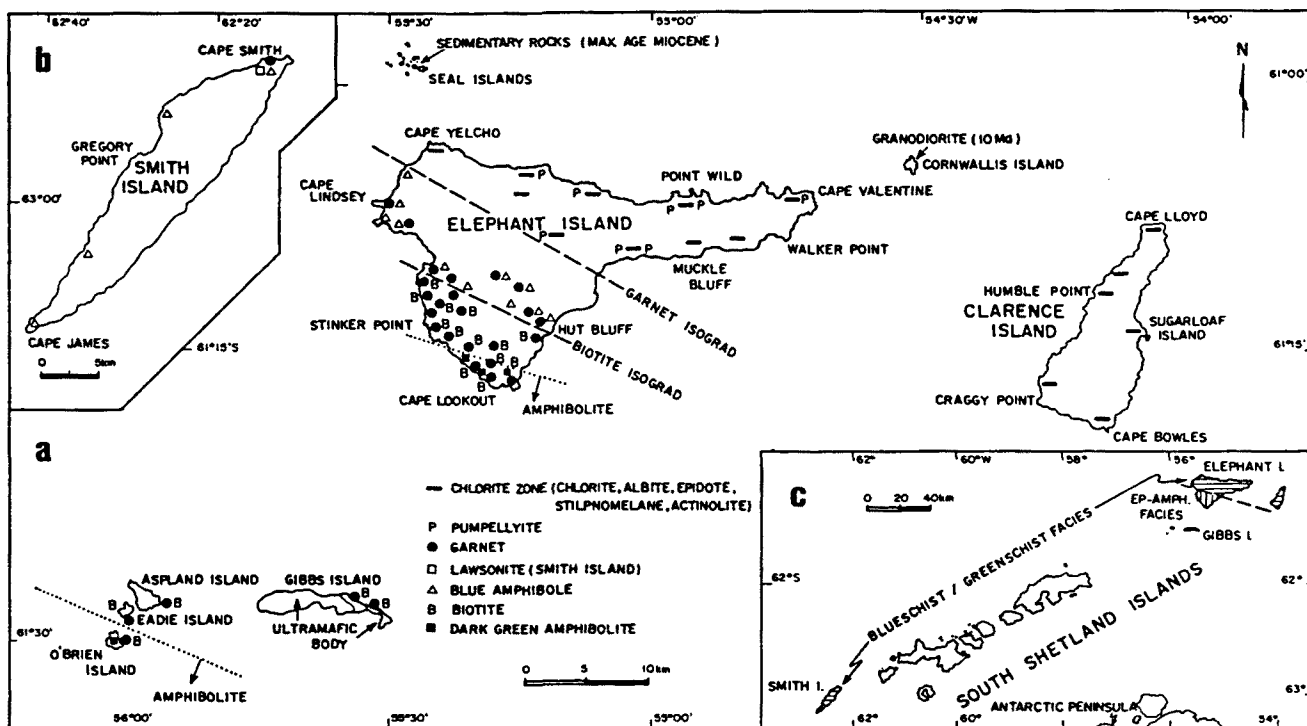


Figura 2.7. Distribució de les facies metamòrfiques del *Complex Metamòrfic de Scotia* a les Illes Shetland del Sud. **a)** Grup de l'illa Elephant on hi ha un clar augment del grau metamòrfic de nord-est cap a sud-oest, **b)** Illa Smith i **c)** distribució general en el conjunt de l'arxipèlag. Extret de Trouw et al. (1991).
Fig. 2.7. Sketch maps of the South Shetland Islands showing the distribution of rocks corresponding to the Scotia Metamorphic Complex. **a)** Elephant Island group, **b)** Smith Island and **c)** general setting in the archipelago. From Trow et al. (1991).

A l'illa d'Elephant (on aquestes roques han estat estudiades amb més detall) s'hi distingeixen tres zones metamòrfiques separades per les isogrades de la biotita i el granat (Throw et al 1991). La zona de la clorita (amb pumpellita) ocupa la banda NE de l'illa d'Elephant, la del granat (amb anfibol blau) ocupa la zona central i la de la biotita (amb granat, hornblenda i albita) ocupa l'extrem SO. Aquesta disposició indica que hi ha un increment gradual del grau metamòrfic de NE cap al SO. Les roques de l'illa de Clarence són comparables a les de la zona de la clorita, mentre que les roques de l'illa de Smith són equivalents a les de la zona del granat (Throw et al 1991) (Fig. 2.7.). A l'illa de Powell (Illes Orkney) és l'única localitat on el *Complex Metamòrfic de Scotia* i el *Grup de la Península de Trinity* (vegeu més avall) es troben en contacte i, segons Trouw & Pankhurst (1995), s'hi observa un increment gradual en el grau metamòrfic entre les dues unitats.

L'edat del *Complex Metamòrfic de Scotia* ha estat força discutida. Anteriorment, per similitud amb d'altres roques metamòrfiques que afloren a les Illes Orkney i al sud d'Amèrica del Sud, es considerava que la part del *Complex Metamòrfic de Scotia* que aflora a les Illes Elephant i Smith havia de tenir una edat anterior al Juràssic mitjà (Adie 1964, Dalziel 1984). Tot i que es pot considerar que la majoria del *Complex Metamòrfic de Scotia* deriva d'àrees font amb edats compreses entre el Carbonífer superior i el Permià inferior (Hervé et al. 1991a), a les Illes Elephant i Smith no hi ha evidències directes que suportin una edat de metamorfisme anterior al Cretaci (Tanner et al. 1982).

Segons aquest autor, la majoria d'edats radiomètriques (K-Ar i Rb-Sr) indiquen que la fase de metamorfisme principal va tenir lloc durant el Cretaci *mitjà* (70 a 100 Ma), però part del metamorfisme es va produir durant el Cenozoic. Dades recents indiquen edats de metamorfisme de 180-200 Ma (Juràssic inferior) per la part del *Complex Metamòrfic de Scotia* de la part oest de les Illes Orkney del Sud, 80-120 Ma (Cretaci *mitjà*) per les roques de l'Illa Elephant, i 47-58 Ma (Paleocè superior-Eocè *mitjà*) per les de l'Illa Smith (Trouw & Pankhurst 1995).

Les roques del *Complex Metamòrfic de Scotia* de l'Illa de Smith i del grup d'illes d'Elephant es troben afectades per tres fases de deformació (Dalziel 1984, Trouw et al. 1991). Durant la primera d'aquestes fases es forma una foliació penetrativa paral·lela a l'estratificació o al bandejat composicional i es produeix una intensa deformació per cisalla dúctil. Durant la segona fase hi ha la formació de plects vergents cap al sud o SE. La tercera fase de deformació és posterior al metamorfisme i és registrada per la formació de plects, entre oberts i apretats, d'orientació i distribució molt variable.

S'interpreta que les roques del *Complex Metamòrfic de Scotia* corresponen a un complex d'acreció associat a la zona de subducció pacífica. Recentment es considerava que part del *Complex Metamòrfic de Scotia* (les roques que afloren a les Illes Orkney) corresponien a la zona de subducció anterior al trencament de Gondwana, mentre que la resta del *Complex Metamòrfic de Scotia* (les roques que afloren a l'Illa de Smith i el grup d'Elephant) s'haurien format en el complex d'acreció amb posterioritat al trencament del supercontinent. Les datacions recents de Trouw & Pankhurst (1995) indiquen, però, que l'edat del metamorfisme en cap cas és anterior al Juràssic inferior i, per tant, tot el *Complex Metamòrfic de Scotia* es pot associar a la deformació tot just posterior a les fases inicials del trencament de Gondwana. Segons aquests autors, el *Complex Metamòrfic de Scotia* és constituït per roques del *Grup de Península Trinity* (vegeu més avall) que, de forma associada al funcionament perllongat de la subducció d'escorça pacífica, van anar sent metamorfitzades diacrònicament.

Trouw et al. (1991) destaquen que la vergència sud i SE dels plects associats a la segona fase de deformació no és coherent amb la deformació en les parts frontals del complex d'acreció. Segons aquests autors la vergència sud i SE es pot atribuir a (1) la formació de retro-encavalcaments lligats a la zona de subducció pacífica o (2) a la deformació local associada a la subducció de les proto-zones de fractura de Shackleton i Hero (la traça de les quals s'interromp a les illes Elephant i Smith respectivament).

2.2.3. Sedimentació d'avant-arc

Grup de la Península de Trinity, Formació Graywacke Shale i Formació Miers Bluff

Al nord de la Península Antàrtica hi ha una sèrie de successions sedimentàries siliciclàstiques de característiques molt similars; el *Grup de la Península de Trinity* aflora de forma extensa a l'extrem nord de la Península Antàrtica (*Formació Legoupil*, *Formació Hope Bay*, *Formació View Point*), la *Formació Graywacke Shale* aflora a les Illes Orkney i la *Formació Miers Bluff* aflora a la Península de Hurd de l'Illa de Livingston (Figs. 2.6., 2.8. i 2.9.). Aquestes successions constitueixen els afloraments més extensos de roques sedimentàries prèvies al Juràssic superior de la zona de l'Arc de Scotia i la Península Antàrtica.

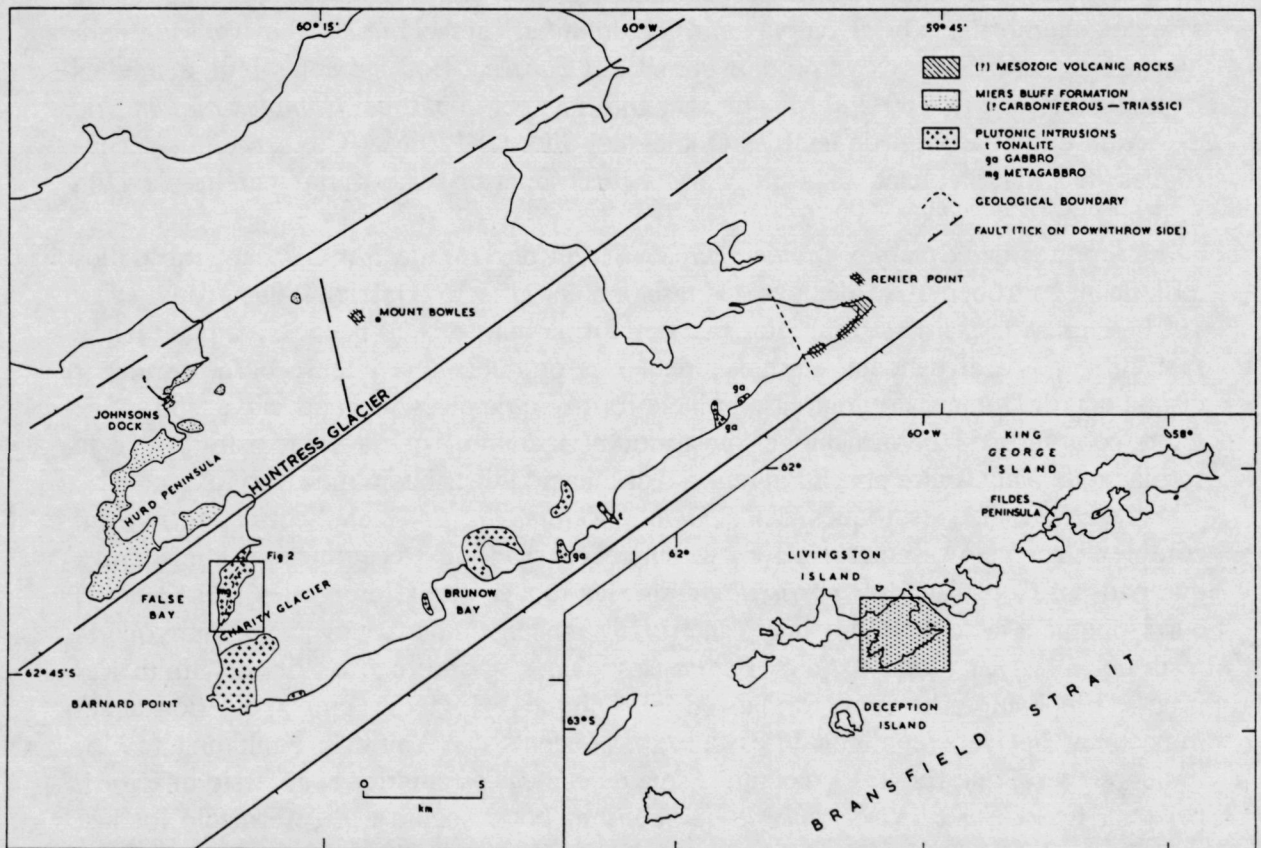


Figura 2.8. Mapa esquemàtic en què es mostra la distribució de les unitats litoestratigràfiques que afloren a la banda est de l'Illa de Livingston. En aquest esquema la Formació Miers Bluff s'estén en tota l'àrea de la Península de Hurd (compareu amb la figura 2.9.). Noteu la distribució de les roques volcàniques de suposada edat mesozoica a la Punta Renier i a l'oest del Mount Bowles, que cal atribuir-les al Grup Volcànic de la Península Antàrtica. Entre les puntes de Barnard i de Renier hi ha aflorament de roques plutòniques, on s'hi distingeixen gabros i tonalites que corresponen al Batòlit de la Península Antàrtica. Al nord de la Glacera de Charity (àrea marcada en rectangle de la Badia Falsa) el gabro està intruït per la tonalita i es troba metamorfitzat de contacte (metagabro). Extret de Smellie (1983).

Fig. 2.8. Map showing the lithostratigraphical units cropping out on eastern Livingston Island, according to Smellie (1983). Compare the distribution of the Miers Bluff Formation to that shown in figure 2.9. Volcanic rocks at Renier Point (thought to be Mesozoic) are included in the Antarctic Peninsula Volcanic Group. Plutonic rocks (gabros and tonalites) located between Barnard and Renier points correspond to the Antarctic Peninsula Batholith. North of Charity Glacier (area shown in box), gabbro is intruded by tonalite and displays contact metamorphism (metagabbro). From Smellie (1983).

Les característiques més importants de les successions del Grup de la Península de Trinity, la Formació Graywacke Shale i la Formació Miers Bluff són:

- a) Estan formades principalment per gresos i lutites dipositats a partir de fluxos turbidítics, i quantitats menors de conglomerats, quarcita, chert, esquistos verds i rarament calcàries i roques volcàniques-subvolcàniques bàsiques (*pillow lavas*) (Hyden & Tanner 1981).

- b) En cap dels afloraments hi és observable la base de la successió i el conjunt del *Grup de la Península de Trinity* té una potència mínima de diversos km (Hyden & Tanner 1981).
- c) Les successions són recobertes discordantment per roques sedimentàries i volcàniques del Juràssic mitjà (Hyden & Tanner 1981).
- d) Les roques han estat afectades per un metamorfisme regional de baix grau i han experimentat deformació polifàsica (Hyden & Tanner 1981)
- e) L'edat està pobrament definida. Tot i que sembla que l'edat de sedimentació més comuna pot ser el Triàsic, les parts més antigues podrien correspondre al (?)Permià (Adie 1957, Thomson 1975, Dalziel et al. 1981, Pankhurst 1983). L'edat de la deformació, aixecament i erosió se situa entre el Triàsic superior i el Juràssic mitjà (Dalziel 1984).

La composició petrològica dels gresos del *Grup de la Península de Trinity*, la *Formació Graywacke Shale* i la *Formació Miers Bluff* (predominantment quarsfeldspàtics amb components lítics) indica àrees font formades, en primer lloc, per roques plutòniques de gra groller i roques metamòrfiques, en segon lloc, roques volcàniques de composició àcida a intermèdia i, en tercer lloc, roques sedimentàries quarsítiques (Smellie 1987, 1991). Se suggereix una àrea font continental amb aflorament principal de batòlits, la seva aurèola metamòrfica i edificis volcànics. La major part de les mostres (petrofàcies II de Smellie 1987) indiquen que l'àrea font havia de ser constituïda per un arc magmàtic, però part de les mostres (petrofàcies I de Smellie 1987) han de procedir del reciclatge d'àrees orogèniques i basament continental. Segons Smellie (1991) el conjunt d'anàlisis petrològiques és indicador d'una àrea font constituïda per un arc magmàtic en què hi ha aflorament de blocs de basament continental (*horst* o bé un arc frontal no volcànic) però no es pot descartar la possibilitat que les diferents petrofàcies poguessin correspondre a àrees inicialment allunyades entre sí, posteriorment acostades a causa d'un moviment tectònic al llarg d'estructures direccionals. Els estudis petrogràfics més recents de Doktor et al. (1994) i Andreis et al. (1995) proposen que l'arc magmàtic que va funcionar com a àrea font del *Grup de la Península de Trinity* i de les formacions correlatives hauria pogut formar part d'un marge passiu.

El *Grup de la Península de Trinity*, la *Formació Graywacke Shale* i la *Formació Miers Bluff* estan afectades per dues fases de deformació dúctil (Hyden & Tanner 1981, Dalziel 1984). La primera i principal d'aquestes fases és representada per plecs mesoscòpics amb plans axials de cabussament suau i clivatge de pla axial. El conjunt d'aquestes estructures defineix cossos de roca isoclinals amb unes dimensions de *nappe* i localment recumbents. En moltes localitats hi ha registrada una segona fase de deformació, representada per plecs generalment més oberts, amb eixos subparalels als de la fase anterior. El *Grup de la Península de Trinity* i la *Formació Miers Bluff* estan dominats per plecs amb eixos de direcció NE-SO i plans axials de cabussament entre fort i suau cap al NO o O i una clara vergència cap al SE (Hyden & Tanner 1981, Dalziel 1984, Tokarski 1989). La *Formació Graywacke Shale* té una estructura més heterogènia i s'hi poden distingir diversos dominis estructurals.

Les roques del *Grup de la Península de Trinity*, la *Formació Graywacke Shale* i la *Formació Miers Bluff* varien entre grauques i lutites pràcticament inalterades, no recristal·litzades i esquistos psamítics, pelites i esquistos verds totalment recristal·litzats. Al *Grup de la Península de Trinity* aquestes variacions es produeixen de forma gradual, amb un increment de la intensitat del metamorfisme des del NE (fàcies prenhita-pumpellita) cap al SO (fàcies d'esquistos verds) (Smellie 1987). Segons aquest darrer

autor, les variacions en el grau de deformació i en la fàcies metamòrfica semblen indicar que a la part SO de la Península de Trinity hi afloren els nivells estructurals més baixos del conjunt del *Grup de la Península de Trinity*. L'absència de fàcies d'esquistos blaus fa pensar en un gradient P/T intermedi.

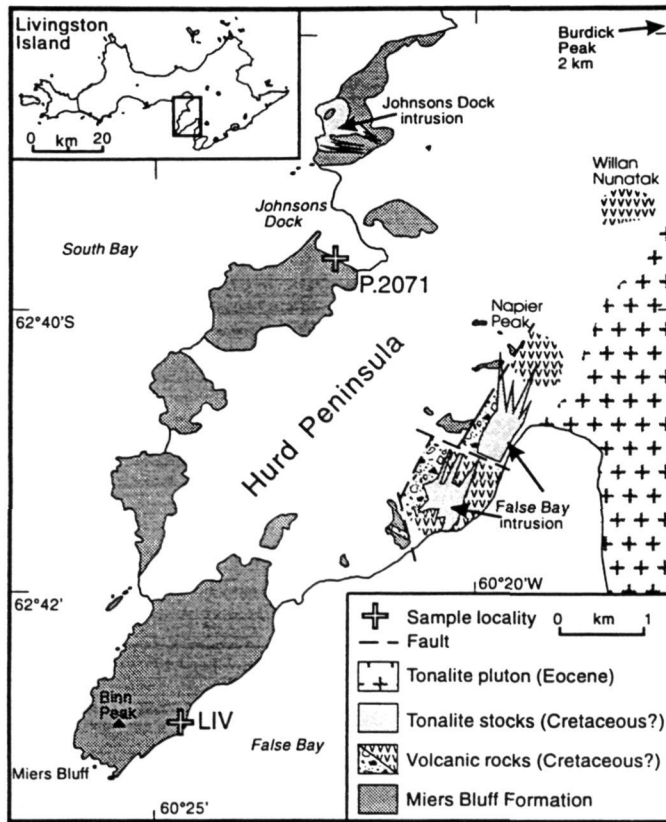


Figura 2.9. Mapa esquemàtic de la Península de Hurd que mostra la distribució de les diferents unitats litoestratigràfiques que afloren a la Península de Hurd (Illa de Livingston), segons Willan et al. (1994). A la banda est de la península, la *Formació Miers Bluff* està en contacte amb roques volcàniques de suposada edat cretàcia. Segons Willan el contacte entre aquestes unitats és probablement per falla. Compareu la distribució de la *Formació Miers Bluff* respecte la figura 2.8. i noteu la distribució dels diferents cossos plutònics. El *stock* de Johnsons Dock ha estat datat recentment com a cretaci superior per Kamenov (1995), mentre que les intrusions de la Badia Falsa podrien formar part del plutó de dimensions batolítiques i edat eocena que s'estén a l'altra banda de la badia. Extret de Willan et al. (1994).

Fig. 2.9. Geological sketch map of Hurd Peninsula (Livingston Island). At the False Bay side of the peninsula, the Miers Bluff Formation is in contact with volcanic rocks of alleged Cretaceous age. According to Willan (1994) this is a fault contact. Compare the distribution of the Miers Bluff Formation and plutonic rocks with the distribution shown in figure 2.8. The Johnsons Dock intrusion has been recently K-Ar dated as upper Cretaceous by Kamenov (1995). Intrusions at eastern Hurd Peninsula may be part of the batholithic tonalite intrusion of Eocene age cropping out at the eastern coast of False Bay. From Willan et al. (1994).

L'ambient geotectònic en què es van dipositar els materials del *Grup de la Península de Trinity* és molt discutit. Les anàlisis sedimentològiques i petrològiques no permeten de discernir si el *Grup de la Península de Trinity*, la *Formació Graywacke Shale* i la *Formació Miers Bluff* es van sedimentar entre la zona de subducció proto-pacífica i el marge actiu de Gondwana, bé en conques d'avant-arc properes al complex de subducció (Suárez 1976), en conques de fossa o talús (Dalziel 1982) o en un conjunt compost de conques discontinues d'avant-arc (Smellie 1979, Hyden & Tanner 1981) separades de la zona de subducció per un alt estructural no volcànic (Smellie 1991). També s'ha proposat que les parts més antigues de la successió s'haurien pogut sedimentar en un marge passiu, el qual hauria esdevingut actiu posteriorment (Dalziel & Elliot 1973, Smellie 1987, Trouw et al. 1995). Cap d'aquestes possibilitats, però, explica de forma adequada totes les observacions:

- a) Les dades estructurals mostren que la vergència general de les successions és cap al sud-est, contrària a la direcció esperable en una zona dominada per la suposada subducció d'escorça oceànica pacífica. Tot i que la conca d'avant-arc pot ser afectada per retro-encavalcaments, és difícil d'explicar el domini absolut d'aquestes estructures al llarg de la majoria d'afloraments (Dalziel 1984, Tokarski 1989).
- b) Les roques volcàniques i subvolcàniques incloses en el *Grup de la Península de Trinity* tenen una composició alcalina, que contrasta clarament amb la composició calco-alcalina esperable en una conca d'avant-arc (Hyden & Tanner 1981).

Així doncs, resulta evident que els ambients geotectònics de deposició i deformació del *Grup de la Península de Trinity* encara estan sota discussió i, per tant, el fet que els haguem inclòs en l'apartat de sedimentació d'avant-arc és únicament temptatiu.

Grup de Byers

A la Península de Byers (extrem oest de l'Illa de Livingston) hi aflora una successió sedimentària i volcànica que constitueix el registre més complet de la sedimentació juràssica superior a cretàcia inferior de la zona d'avant-arc de la Península Antàrtica (exceptuant el registre de l'Illa d'Alexander) (Smellie et al. 1980, Crame et al. 1983 i Hathway & Lomas 1995a i b). Aquesta successió havia estat interpretada inicialment com a una conca d'intra-arc (Smellie et al. 1980) però actualment és interpretada com a part d'una conca d'avant-arc (Macdonald & Butterworth 1990). El conjunt de la successió s'inclou actualment dins del *Grup de Byers* (Figs. 2.10. i 2.11.).

A la part aflorant més baixa del *Grup de Byers*, la *Formació Anchorage* és formada principalment per sediments marins de gra fi dipositats parcialment en condicions anòxiques i té una edat de Kimmeridgià a Titonià (Juràssic superior) (Crame et al. 1993, Crame 1984). Aquesta formació té unes característiques sedimentològiques molt similars a les de la *Formació Nordenskjöld*, que aflora a la banda est de la Península Antàrtica, amb la qual és correlacionable temporalment (vegeu més avall).

La resta del *Grup de Byers* és constituïda per una successió de roques sedimentàries, detrítiques marines (Fig. 2.10.), que passen verticalment a una successió no marina formada predominantment per roques vulcanoclàstiques epiclàstiques amb intercalació d'ignimbrites (Crame et al. 1993, Hathway & Lomas 1995). L'edat d'aquesta part de la successió és Berriasià a (?)Aptià (trànsit Juràssic-Cretaci a Cretaci inferior) (Hathway & Lomas 1995).

En l'apartat 3.2.1. presentem descripcions més completes del *Grup de Byers*.

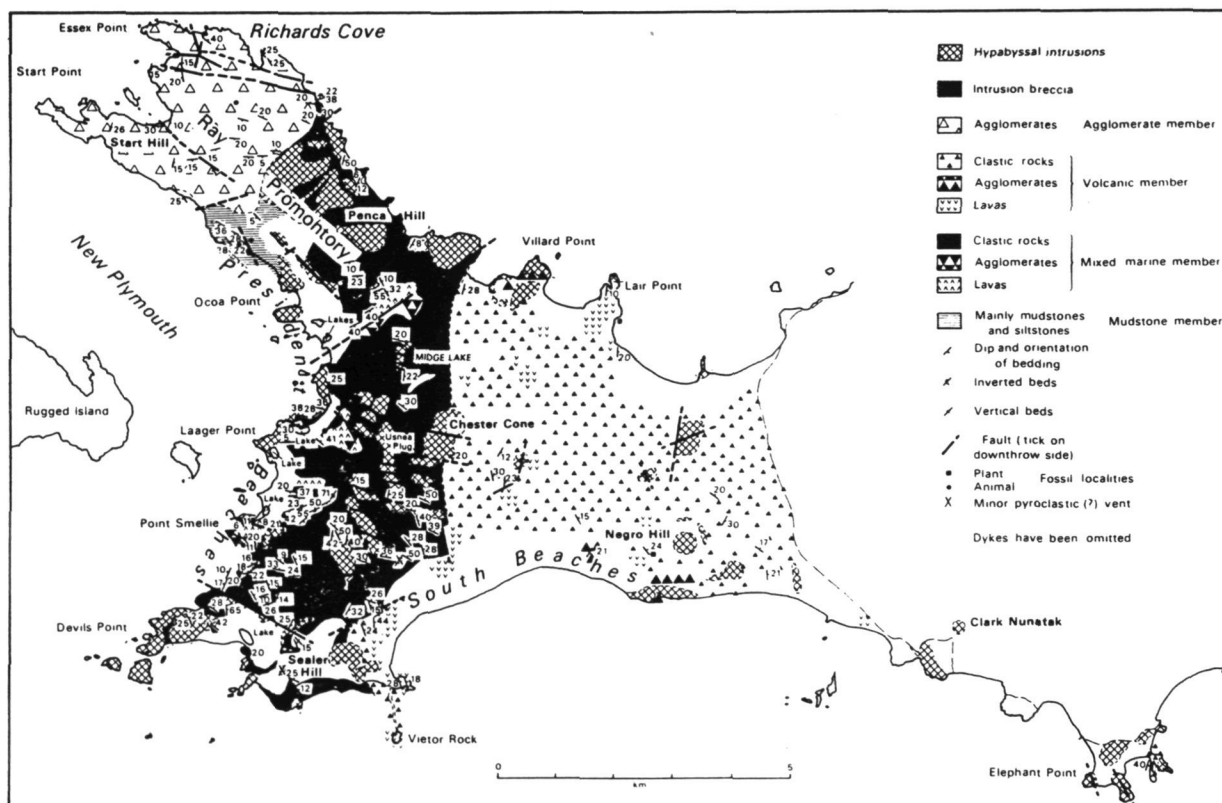


Figura 2.10. Mapa geològic esquemàtic de la Península de Byers (Illa de Livingston) amb la divisió estratigràfica proposada per Smellie et al. (1980). La successió, d'origen sedimentari i volcànic, cabussa lleugerament cap a l'est. A la banda oest de la península hi afloren roques sedimentàries detrítiques d'origen marí amb una edat compresa entre el Kimmeridgià i el Valanginià inferior (Juràssic superior a Cretaci inferior). Cap a la banda central i est de la península hi ha facies continentals i predomini de roques volcanoderivades i subvolcàniques amb edats compreses entre l'Aptià i el Valanginià (Cretaci inferior). Tots els materials que afloren en aquesta localitat van ser inclosos dins del Grup de Byers per Crame et al. (1993), els quals van redefinir el Mudstone Member de Smellie et al. (1980) com a Formació Anchorage. Els treballs més recents de Hathway & Lomas (1995a, b i en curs) inclouen la part més alta de la successió dins la Formació Negro Hill, la qual interpreten que és dominada pels processos sedimentaris, no pas pels volcànics (vegeu el text). Esquema extret de Smellie et al. (1984).

Fig. 2.10. Geological sketch map of Byers Peninsula (Livingston Island) showing the stratigraphic subdivision suggested by Smellie et al. (1980). The whole sedimentary and volcanic succession dips gently towards the east. Sedimentary detritic rocks of marine origin, dated as Kimmeridgian to lower Valanginian, crop out at the western part of the peninsula. In the central and eastern areas there is a transit from marine to continental facies with a predominance of volcanoclastic and subvolcanic rocks ranging in age from Aptian to Valanginian. The whole succession was included in the Byers Group by Crame et al. (1993) who redefined and renamed the Mudstone Member of Smellie et al. (1980) as Anchorage Formation. Recent and more detailed studies include the upper part of the succession (roughly the Volcanic Member of Smellie et al. 1980) in the newly defined Negro Hill Formation (Hathway & Lomas 1995a, b, in progress). This part of the Byers Group, has a maximum Valanginian age and a minimum Aptian age and is interpreted as dominated by sedimentary rather than volcanic processes. From Smellie et al. (1980).

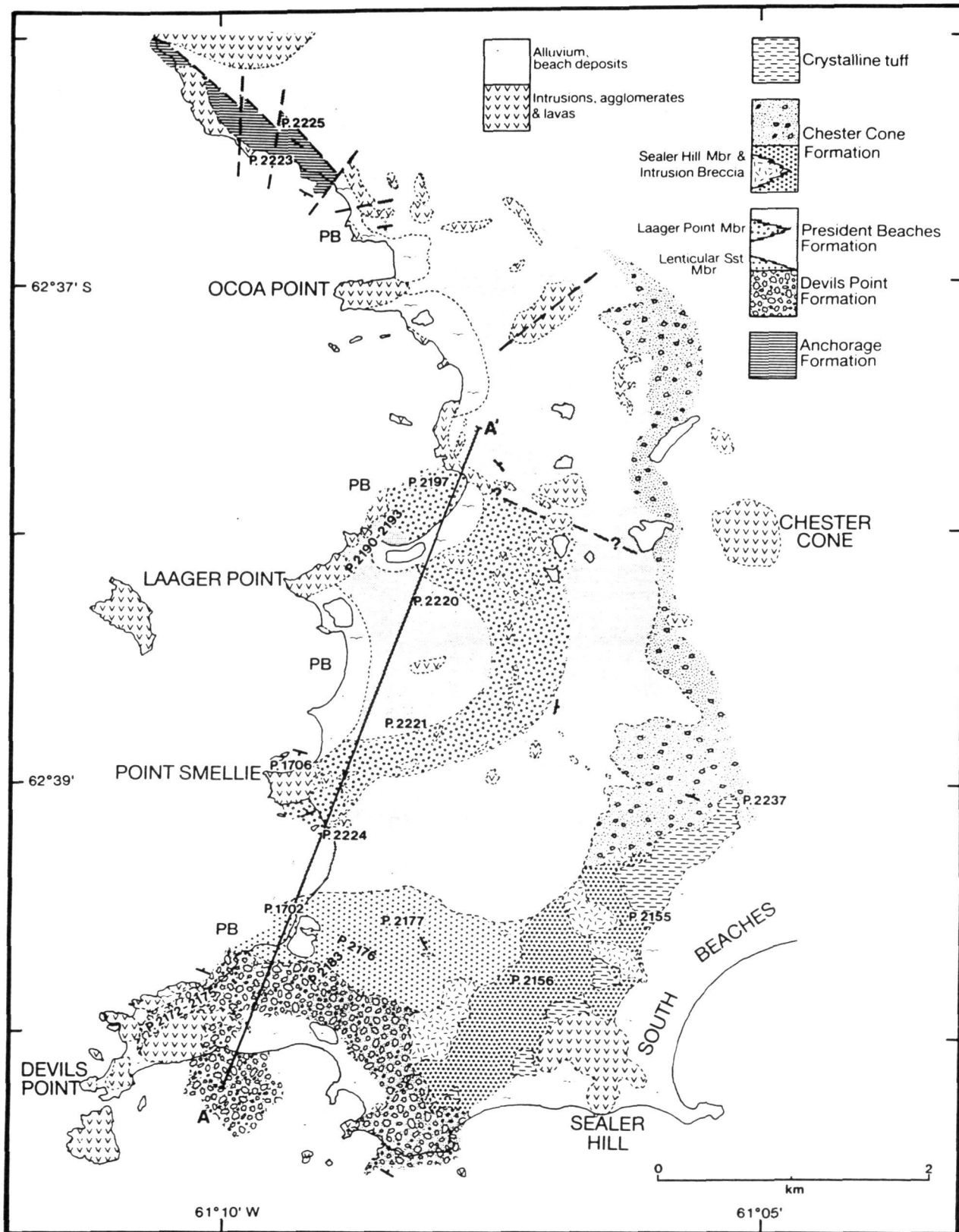


Figura 2.11. Mapa geològic de la banda sud-oest de la Península de Byers en què es mostra la distribució de les diferents unitats estratigràfiques definides per Crame et al. (1993). Noteu que la Formació Anchorage es troba en contacte per falla amb els materials de la Formació President Beaches. En la nova subdivisió estratigràfica proposada per Hathway & Lomas (1995 a i b) s'inclou la Formació Devils Point dins de la Formació Chester Cone (Membre Devils Point). Extret de Crame et al. (1993).

Fig. 2.11. Geological map of south-western Byers Peninsula (Livingston Island) showing the stratigraphic subdivision suggested by Crame et al. (1993). Note that the Anchorage Formation is in fault contact with the sediments of the President Beaches Formation. Recent work by Hathway & Lomas (1995 a & b) suggests including the Devils Point Formation within the Chester Cone Formation (Devils Point Member). From Crame et al. (1993).

Nivells sedimentaris de la Punta Williams

A la Punta Williams (extrem nord de l'Illa de Livingston) hi afloren uns nivells de reduïda potència (inferior a 50 m) de roques sedimentàries detrítiques. Aquesta successió té un origen parcialment volcànic i a partir del seu contingut paleontològic va ser atribuït al Triàsic (Fig. 2.12.) (Orlando 1968). Tot i la reduïda extensió i potència, l'edat triàsica d'aquests sediments donava a aquesta localitat una importància cabdal de cara a les reconstruccions paleogeogràfiques de Gondwana. Recentment, però, la successió de la Punta Williams ha estat redatada com a cretaci (Rees & Smellie 1989) i, per tant, constitueix una petita part del registre de la sedimentació d'avant-arc representat a les Illes Shetland del Sud durant aquest període.

En l'apartat 3.5.1. presentem descripcions més completes dels *Nivells sedimentaris de la Punta Williams*.

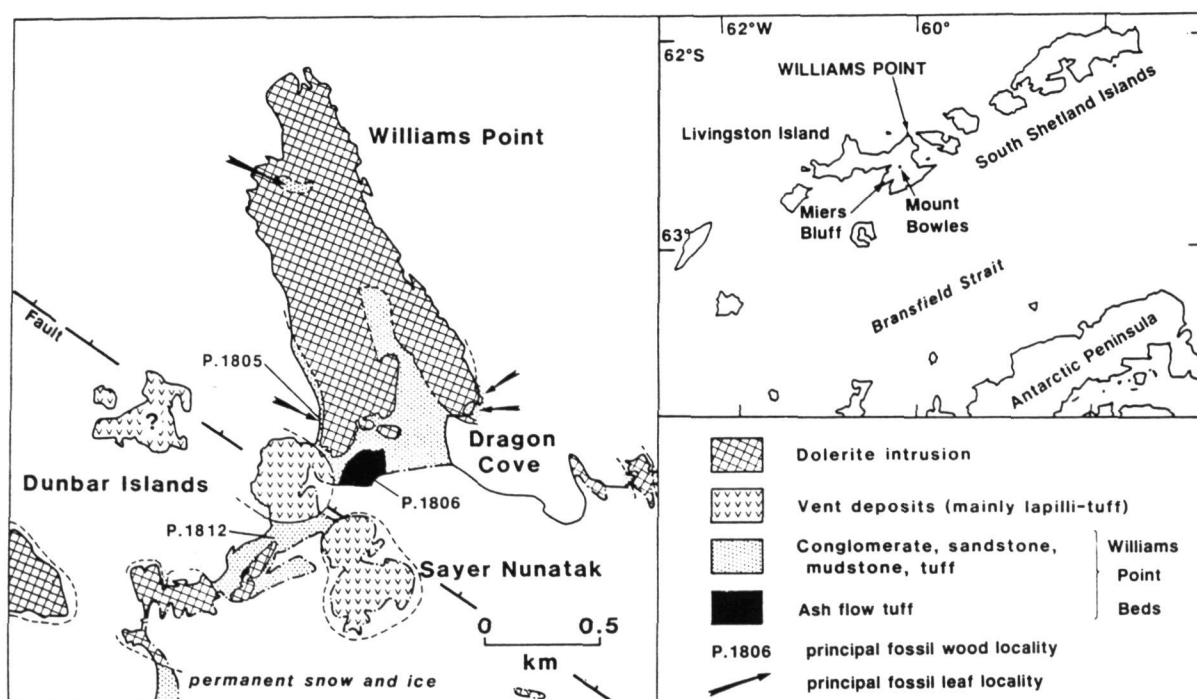


Figura 2.12. Mapa geològic esquemàtic de la Punta Williams (Illa de Livingston). Les roques sedimentàries d'aquesta localitat tenen una edat Cretaci mitjà a superior (Rees & Smellie 1989). L'extensa intrusió de dolerita probablement té una edat cretàtica superior, i es pot correlacionar amb d'altres intrusions múltiples que s'estenen al llarg de les costes nord de les illes Robert i Greenwich, agrupades per Smellie et al. (1984) sota el nom de *Formació Coppermine*. Extret de Chapman & Smellie (1993).

Fig. 2.12. Geological sketch map of Williams Point (Livingston Island). According to Rees & Smellie (1989), the Williams Point Beds have a mid to upper Cretaceous age. The extensive outcrops of dolerite probably have an upper Cretaceous age and are correlated with other multiple intrusions commonly found along northern Robert and Greenwich Islands. All these outcrops have been included by Smellie et al. (1984) in the *Coppermine Formation*. From Chapman & Smellie (1993).

2.2.4. Arc magmàtic

A la Península Antàrtica el magmatisme d'arc està representat tant per roques plutòniques hipabissals com per roques volcàniques. El conjunt de roques plutòniques i hipabissals s'inclouen sota el nom de *Batòlit de la Península Antàrtica* (Leat et al. 1995), mentre que les roques volcàniques s'inclouen dintre del *Grup Volcànic de la Península Antàrtica* (Thomson 1982). Ambdós grups de roques tenen edats en gran part equivalents i estan genèticament lligades a la subducció d'escorça oceànica pacífica.

Batòlit de la Península Antàrtica

Els plutons de la Península Antàrtica comprenen una associació màfica-fèlsica constituïda majoritàriament per diorites, granodiorites i granits corresponents a la sèrie calco-alcalina. L'edat d'aquestes roques està compresa entre el Triàsic mitjà i el Cenozoic (~240 i 35 Ma) (Rex 1976, Pankhurst 1982, Gledhill et al. 1982, Hole et al. 1991) (Fig. 2.6.). A grans trets, segons Saunders et al. (1982) hi ha una migració de l'activitat plutònica d'est a oest i de sud a nord. Els plutons més antics (>160 Ma, Triàsic i Juràssic) afloren majoritàriament a la banda oriental de la Península Antàrtica, els d'edat cretàcica es distribueixen al llarg de tota la península, mentre que els plutons més moderns (<90 Ma) es troben al llarg de la banda pacífica (Hole et al. 1991).

Els estudis geocronològics indiquen que l'etapa més intensa del plutonisme a la Península Antàrtica se situa entre 142 i 97 Ma (Juràssic superior-Cretaci inferior), mentre que hi ha dos *gaps* en el registre que se situen entre 189-191 Ma (Juràssic inferior) i 156-142 Ma (Juràssic superior) (Leat et al. 1995).

A l'extrem est de l'Illa Livingston hi ha un plutó d'edat eocena de possibles dimensions batolítiques (Fig. 2.8.)

Grup Volcànic de la Península Antàrtica

Les roques volcàniques corresponents a l'arc magmàtic de la Península Antàrtica i les Illes Shetland del Sud són majoritàriament basalts, andesites basàltiques, andesites, dacites i, en menys proporció, riolites. Totes aquestes roques corresponen a la sèrie calco-alcalina, tenen una edat de Juràssic inferior a Cenozoic inferior i han estat incloses en el *Grup Volcànic de la Península Antàrtica* (Rex 1976, Thomson & Pankhurst 1983). El *Grup Volcànic de la Península Antàrtica* forma afloraments de més de 3 km de potència (Dewar 1970).

A la Península Antàrtica, el *Grup Volcànic de la Península Antàrtica* hi aflora de forma discontinua i no s'hi han efectuat subdivisions estratigràfiques formals. Contràriament, els treballs més detallats efectuats a les Illes Shetland del Sud, hi han permès la subdivisió estratigràfica. Malauradament, però, les diferències en l'escala de treball dels diferents autors s'han traduït en diferències de criteris sobre com s'ha de fer la jerarquització estratigràfica. A més, aquest problema ha estat complicat per la dificultat d'interpretació de les datacions absolutes, en una àrea en què les proporcions isotòpiques de les roques volcàniques sovint es troben alterades a causa de l'existència de diverses fases d'intrusió magmàtica posteriors. Així doncs, les divisions estratigràfiques establertes fins aquest moment no convergeixen en un esquema coherent i dificulten la sintetització del registre geològic. Tot i que Birkenmajer (1991) subdivideix el conjunt de roques volcàniques i sediments associats d'edat (?) mesozoica i cenozoica de l'Illa de King George en més d'una desena de grups estratigràfics, cal considerar que tota aquesta successió forma part del *Grup Volcànic de la Península Antàrtica* tal com va ser definit per Thomson (1982). Per tant, en un futur caldrà, o bé

apujar de rang estratigràfic aquest grup o, amb més probabilitat, disminuir de rang totes les categories estratigràfiques establertes per Birkenmajer.

A continuació, ens centrem en els trets principals de les successions que afloren a la zona de les Illes Shetland del Sud. És en aquestes illes on el registre del vulcanisme d'arc es troba més complet de tota l'àrea de la Península Antàrtica (Weaver et al. 1982). El *Grup Volcànic de la Península Antàrtica* hi té una edat compresa entre el Juràssic-Cretaci inferior i el Cenozoic inferior (Pankhurst & Smellie 1983, Smellie et al. 1984). Pankhurst & Smellie (1983), a partir d'unes 70 datacions K-Ar de roques procedents del conjunt de l'arxipèlag indiquen que les roques més antigues de la successió afloren a la banda occidental de l'arxipèlag (Illa Snow i oest de l'Illa Livingston), mentre que les roques més modernes predominen a la banda oriental (Illa de King George). Aquests autors interpreten aquesta disposició com a resultat d'una migració dels focus volcànics cap al NE al llarg del temps, o bé una migració al llarg del temps de l'aturada del vulcanisme.

Les roques volcàniques i subvolcàniques (majoritàriament basalts i andesites) associades a la successió d'avant-arc de la Península de Byers (oest de l'Illa Livingston) (Fig. 2.10.) tenen edats compreses entre 126 i 90 Ma (Cretaci inferior a mitjà, vegeu apartat 3.2.1. per més detalls) (Pankhurst et al. 1979, Smellie et al. 1984).

A l'Illa de Robert hi afloren laves (basalts olivínics frescos, andesites piroxèniques) i roques vulcanoclàstiques del Cretaci superior (~80 Ma, Smellie et al. 1984). Associades amb les roques volcàniques hi ha intrusions múltiples que s'estenen al llarg de les costes nord de les illes Robert, Greenwich i Livingston (intrusions de la Punta Siddons i intrusions de la Punta Williams, Fig. 2.12., vegeu apartats 3.5.1. i 3.6.1.). A partir de criteris de distribució geogràfica i d'edat, Smellie et al. (1984) agrupen tot aquest conjunt de roques dins la *Formació Coppermine*, d'edat cretàica superior.

Contràriament a l'opinió de Birkenmajer et al. (1983), que consideren que a l'Illa King George hi ha roques corresponents al Cretaci superior, Smellie et al. (1984) interpreten que no hi ha indicis de roques amb edats anteriors al Terciari inferior. Segons aquests darrers autors, a l'Illa King George les edats se situen majoritàriament entre 45-60 Ma i s'hi poden distingir dues formacions: La *Formació Hennequin* és constituïda gairebé exclusivament per andesites amb piroxè, de composició calcoalcalina. La *Formació Fildes* és constituïda per basalts i andesites basàltiques amb afinitats tant calcoalcalines com de toleïtes d'arc d'illes, en què s'hi intercalen conglomerats i lutites d'origen continental (Smellie et al. 1984). Ambdúes formacions són parcialment contemporànies i l'activitat volcànica que donà lloc a la *Formació Hennequin* sembla que hauria continuat posteriorment al final de la sedimentació de la *Formació Fildes*.

Interestratificats dins de la successió volcànica terciària de l'Illa de King George, hi ha sediments d'origen tant marí com continental. Segons Birkenmajer et al. (1989) i Birkenmajer (1991, 1992a) les fàcies i contingut polínic d'aquestes successions permet de deduir l'existència de 4 glaciacions i 3 períodes interglacials entre l'Eocè inferior (52-50 Ma) i el Miocè inferior (26-20 Ma). Les fases glacials (de 52-50 Ma, 32-30 Ma o més antic, 30-26 Ma i 22-20 Ma) són registrades per sediments glàcio-marins i glàcio-fluvials. Els períodes interglacials són representats per sediments tant continentals com marins els quals o bé tenen un contingut florístic indicador de climes càlids o temperats o bé no mostren sediments indicadors de condicions glacials. La fase glacial considerada més important és l'anomenada Glaciació Polonez, la qual està registrada pels sediments

de la *Formació Polonez Cove* (Birkenmajer 1992a). A partir d'anàlisis K-Ar de les laves de la formació, Birkenmajer & Gazdzicki (1986) i Birkenmajer et al. (1986) obtenen edats miocenes (23.6-22.4 Ma). Aquests autors consideren que el resultat de les anàlisis corresponen a l'edat d'alteracions posteriors i, utilitzant criteris de correlació litoestratigràfics, finalment proposen que la *Formació Polonez Cove* té una edat oligocena inferior. Actualment aquestes datacions estan sotmeses a revisió i noves anàlisis Ar-Ar (més fiables) són coincidents amb els resultats obtinguts mitjançant el mètode K-Ar. Per tant, tant la *Formació Polonez Cove* com la Glaciació Polonez proposada per Birkenmajer (1991, 1992a) podrien tenir una edat de Miocè inferior (Smellie com. pers.). Tot i que l'esquema cronològic de les glaciacions proposat per Birkenmajer és possiblement incorrecte, l'existència durant el Terciari de períodes glacials a les Illes Shetland és perfectament acceptable.

2.2.5. Sedimentació de rere-arc

Els afloraments de formacions sedimentàries i les dades aeromagnètiques (Paterlini et al. 1984, Renner et al. 1985) indiquen que a l'est de la Terra de Graham hi ha una extensa conca de rere-arc. Aquesta conca forma part de la Conca de Weddell i és anomenada Conca de Larsen (Macdonald et al. 1988).

Tot i que les parts exposades subaèriament no superen els 6 km de potència, s'estima que el reompliment de la Conca de Larsen pot tenir un gruix de l'ordre dels 10 km (Renner et al. 1985).

Grup de Botany Bay

En diverses localitats del nord de la Península Antàrtica, l'Illa Joinville i les Illes Orkney hi ha un conjunt de formacions (*Formació Mount Flora*, *Formació Camp Hill*, *Formació Tower Peak*) constituïdes per materials detrítics grollers que es caracteritzen pel fet de situar-se estratigràficament per damunt del *Grup de la Península de Trinity* i per sota del *Grup Volcànic de la Península Antàrtica*. Totes aquestes formacions van ser incloses per Farquharkson (1984) dins del *Grup de Botany Bay* (Fig. 2.13.)

Les principals característiques d'aquestes formacions són les següents (Farquharkson 1984):

- a) A la Península Antàrtica i l'Illa Joinville es disposen discordantment o en contacte per falla respecte les metagrauvaques deformatades del *Grup de la Península de Trinity*. A les Illes Orkney es troben damunt les roques del *Complex Metamòrfic de Scotia* i la *Formació Graywacke Shale*.
- b) A Hope Bay, Camp Hill i Tower Peak la successió sedimentària és recoberta concordantment per les roques vulcanoclàstiques i ignimbrites del *Grup Volcànic de la Península Antàrtica* (Hamer 1983).
- c) La litologia dominant són els conglomerats, especialment cap a la base de la successió. Cap al sostre de la successió sovint hi ha gresos, lutites i argiles amb presència de fragments de plantes. La majoria de les successions, en les seves parts altes, inclouen roques volcàniques.
- d) Els còdols que constitueixen els conglomerats provenen de l'erosió de les roques metasedimentàries del *Grup de la Península de Trinity* i el *Complex Metamòrfic de Scotia*.

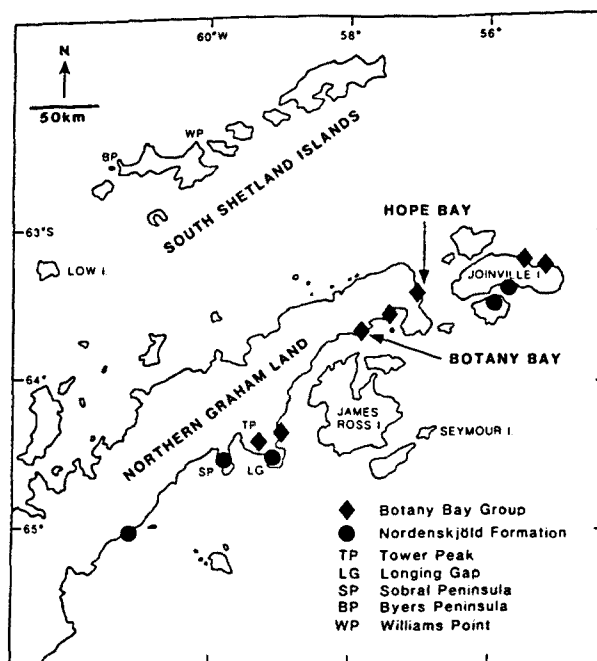


Figura 2.13. Esquema cartogràfic de la Terra de Graham i les Illes Shetland del Sud en què es mostra la situació de les localitats en què afloren el Grup Botany Bay i la Formació Nordenskjöld. Extret de Rees (1993).

Fig. 2.13. Sketch map of northern Graham Land and the South Shetland Islands showing the sites where the Botany Bay Group and the Northenskjöld Formation crop out. From Rees (1993).

S'interpreta que aquestes successions representen la sedimentació en ventalls al.luvials subaeris, localitzats en conques generalment limitades per falles (Elliott & Wells 1982, Farquharkson 1982a).

A les Illes Orkney les fàcies continentals tenen una intercalació marina que conté *ammonites* i que permeten datar la successió com a Cretaci inferior (Neocomià) (Thomson 1981). Tot i això, a Botany Bay i a Hope Bay, la datació radiomètrica de laves corresponents al Grup Volcànic de la Península Antàrtica que les recobreixen (152 ± 8 Ma, Juràssic mitjà a superior, Millar et al. 1990), conjuntament amb el contingut paleontològic de les successions (el més antic de tota l'àrea del nord de la Península Antàrtica) suggereixen que part del Grup de Botany Bay té una edat juràssica inferior (Rees 1993). Així doncs, segons aquest darrer autor, el Grup de Botany Bay té una edat compresa entre el Juràssic inferior (a Botany Bay i Hope Bay) i el Cretaci inferior (a les Illes Orkney).

Hem optat per situar el Grup de Botany Bay en l'apartat corresponent a la sedimentació de rere-arc a partir de criteris de proximitat geogràfica. Tot i això, les noves interpretacions (Rees 1993, Pirrie & Crame 1995) semblen indicar que el Grup de Botany Bay correspon a una sedimentació en conques d'extensió local, possiblement compatible amb un ambient tectònic d'extensió intra-arc (vegeu més avall).

Formació Nordenskjöld

La *Formació Nordenskjöld* és una successió alternant de cendres volcàniques i argiles negres riques en radiolaris que aflora en cinc localitats de la banda oriental de la Península Antàrtica (Fig. 2.13.) (Farquharkson 1982b, 1983b).

Malgrat que no hi ha aflorament ni de la base ni del sostre, la formació es considera discordant damunt dels materials deformats del *Grup de la Península de Trinity*. La inclusió de fragments de la *Formació Nordenskjöld* en successions més joves suggereix que, com a mínim a les vores de la conca, el sostre de la formació és també constituït per una discordança.

L'edat de la *Formació Nordenskjöld* ha estat determinada a partir del contingut en microfòssils com a Oxfordià-Berriasià (Juràssic superior a Cretaci inferior).

La *Formació Nordenskjöld* està relacionada amb un període de condicions anòxiques reconegut de forma àmplia en la regió del Mar de Weddell i l'Atlàntic Sud entre l'Oxfordià i l'Albià (Juràssic superior a Cretaci mitjà). Farquharkson (1983a) proposa la correlació de la *Formació Nordenskjöld* amb el *Mudstone member* de la *Formació Byers* de l'Illa de Livingston (actualment *Formació Anchorage* dins del *Grup de Byers*, vegeu més amunt). Farquharkson (1982b), basant-se en la gran distribució d'aquestes fàcies anòxiques i el fet de tractar-se de sediments fins (amb molt poc contingut detrític més groller) suggereix que durant el Juràssic superior difícilment hi hauria pogut haver un arc volcànic continu, amb relleu subaeri apreciable. Les dades més recents no recolzen, però, aquesta hipòtesi:

- a) el contingut en grans detrítics de la *Formació Nordenskjöld* és superior a l'observat anteriorment (Whitham & Doyle 1989)
- b) hi ha unes diferències grans en el contingut total de carboni orgànic entre els sediments anòxics de les formacions *Anchorage* i *Nordenskjöld* (Macdonald et al. 1988)
- c) no hi ha afloraments de fàcies anòxiques en les parts centrals de la península
- d) tant la mateixa *Formació Nordenskjöld* com les formacions juràssiques inferiors del Botany Bay tenen un contingut florístic important
- e) la transició entre sediments anaeròbics i sediments disaeròbics en les formacions *Anchorage* i *Nordenskjöld* és fortament heteròcrons. Mentre que a la Península de Byers es produeix entre el Kimmeridgià superior i el Titonià inferior, a la Conca de Larsen es produeix més tard, durant el Titonià superior o el Berriasià inferior (Pirrie & Crame 1995).

Segons Rees (1993) i Pirrie & Crame (1995) a partir d'aquests punts es pot considerar la presència, durant el Juràssic superior, d'un arc magmàtic continu que hauria tingut la mateixa posició que l'actual Península Antàrtica. Aquest relleu subaeri es trobava densament vegetat i possiblement tenia un gradient topogràfic suau.

Anteriorment a Rees (1993), es considerava que la *Formació Nordenskjöld* s'havia sedimentat prèviament al desenvolupament de l'arc magmàtic i, per tant, anteriorment a la diferenciació de la Conca de Larsen com a conca de rere-arc (p.ex. Macdonald et al. 1988 i Dalziel 1989). Les noves interpretacions permeten considerar la *Formació Nordenskjöld* com a la primera unitat del reompliment de la Conca de Larsen que té una distribució contínua a nivell regional.

Tot i que hi ha una certa coincidència geogràfica entre els afloraments de la *Formació Nordenskjöld* i els del *Grup de Botany Bay*, no hi ha cap localitat en què es trobin en contacte i per tant es desconeix quina relació hi ha entre totes dues.

Grup de Gustav, Grup de Marambio i Grup de Seymour Island

Per damunt de la *Formació Nordenskjöld* hi ha una successió de formacions sedimentàries detrítiques que formen una seqüència someritzant amb una edat compresa entre l'Hauterivià o el Barremià (Cretaci inferior) i l'Oligocè (Thomson & Farquharkson 1984, Feldman & Woodburne 1988).

Bona part del *Grup de Gustav* està format per roques detrítiques derivades de l'erosió de l'arc magmàtic i sedimentades en un sistema de talús-ventall submarí de grans dimensions) (Ineson et al. 1986). Els materials d'aquesta formació inclouen fragments, blocs i olistòlits (de fins a 800 × 200 m) procedents de la *Formació Nordenskjöld* (Ineson 1985). La part superior del *Grup de Gustav* està constituïda per fàcies de ventall al.luvial i plataforma mareal (Ineson et al. 1986).

Les successions del *Grup de Marambio* i del *Grup de Seymour Island* són concordants sobre el *Grup de Gustav* i estan dominats per la sedimentació detrítica en ambients variables entre marí som i deltaic. L'Illa de Seymour constitueix una localitat única per a l'estudi del registre bioestratigràfic del trànsit Cretaci-Cenozoic.

L'estructura a gran escala dels grups de *Gustav*, *Marambio* i de *Seymour Island* indica que, sincrònicament al reompliment sedimentari, es va produir un aixecament tectònic de la vora nord-oest de la conca, adjacentment a l'arc magmàtic de la Terra de Graham.

2.2.6. Zones d'extensió intra-arc

Des del Cenozoic superior i posteriorment a l'aturada de la subducció activa al llarg del marge continental pacífic, l'escorça de la Península Antàrtica experimenta una important extensió. A la zona de la conca de l'Estret de Bransfield i a la banda est de la Península Antàrtica (zona de l'Illa de James Ross) hi ha un important vulcanisme associat a aquesta deformació extensiva intra-continental.

Vulcanisme quaternari de la conca de Bransfield i les Illes Shetland del Sud

A la zona de la conca de Bransfield s'hi troba un conjunt de roques volcàniques quaternàries amb edats inferiors a 300 ka. Aquestes roques volcàniques constitueixen les illes Decepción, Penguin i Bridgeman (Weaver et al. 1979), afloren de forma dispersa a les illes de King George, Livingston i Greenwich (Fig. 2.14.) (Smellie et al. 1984, Smellie 1990, Smellie et al. 1995) i també formen un conjunt de *seamounts* rectilinis situats entre les Illes de Decepción i Bridgeman (Fisk 1990, Keller et al. 1994).

El vulcanisme a l'Illa Decepción és històricament actiu (Smellie 1990), el de l'illa Penguin es considera que té una antiguitat màxima de 300 anys (Birkenmajer 1980a) i tots els *seamounts* de la conca que han estat dragats estan constituïts per basalts frescos amb textura vítria (Fisk 1990, Keller et al. 1994).

Les roques volcàniques quaternàries que afloren dins la conca de Bransfield són principalment constituïdes per basalts olivínics i andesites basàltiques, però a l'Illa Decepción hi ha representada una sèrie completa de basalt a traquiandesita (Keller & Fisk 1992).

Les laves quaternàries de la conca de Bransfield i les Illes Shetland del Sud generalment es diferencien de les roques del *Grup Volcànic Península Antàrtica* per tenir una certa tendència alcalina, amb composicions que es poden considerar transicionals entre els basalts d'arcs d'illes i els basalts de dorsals oceàniques. Aquesta composició es considera compatible amb el pas d'una situació tectònica corresponent a

un arc magmàtic cap a un règim expansió intra-placa i/o d'expansió de fons oceànic (Smellie et al. 1984, Lawver et al. 1995).

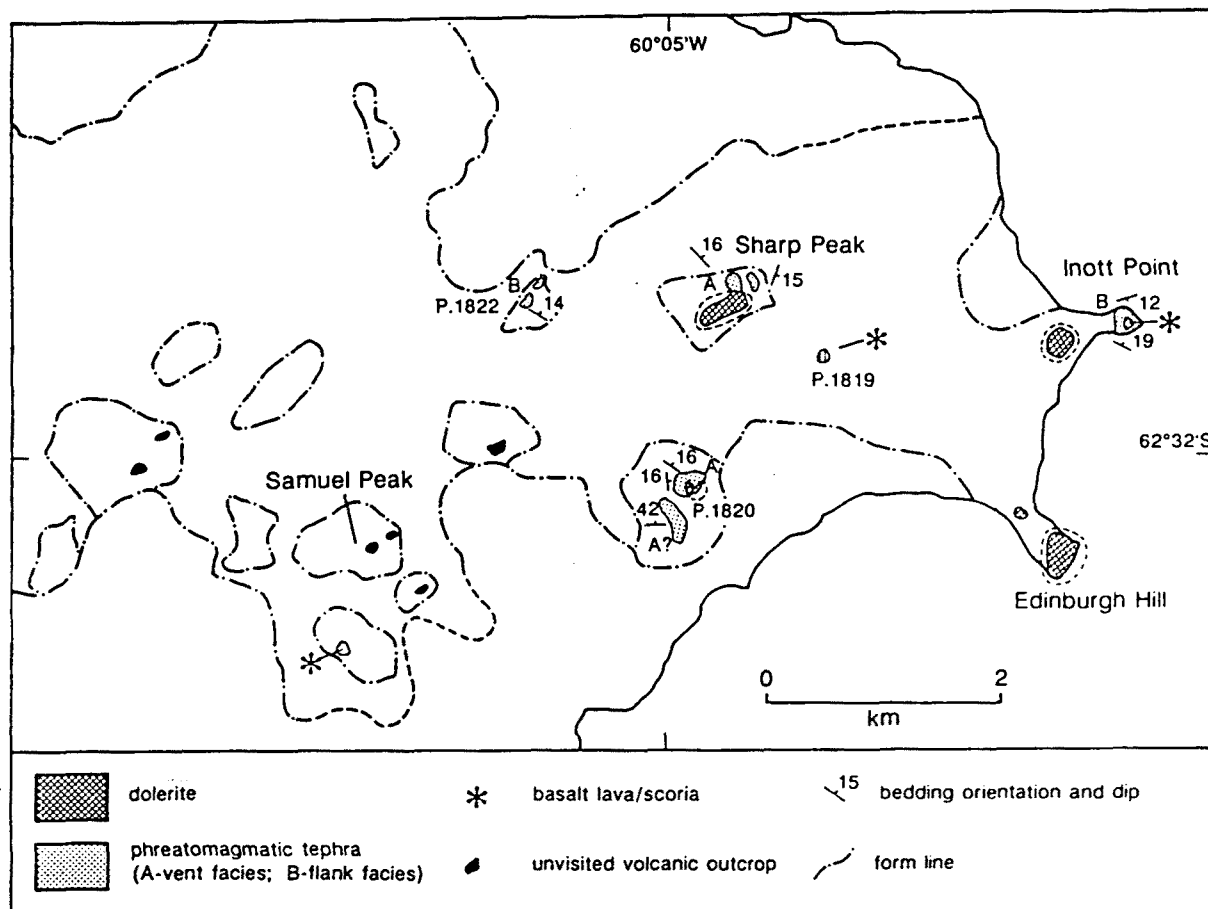


Figura 2.14. Esquema de la distribució dels afloraments de roques volcàniques quaternàries en la zona NE de l'illa de Livingston. Extret de Smellie et al. (1995).
Fig. 2.14. Geological sketch map of north-eastern Livingston Island showing the outcrops of quaternary volcanic rocks. From Smellie et al. (1995).

Grup Volcànic de James Ross Island

A l'extrem nord de la Península Antàrtica i en nombroses illes de la zona del mar de Weddell hi aflora un conjunt de roques volcàniques que s'han agrupat sota el nom de *Grup Volcànic de James Ross Island*. L'edat màxima de les roques datades d'aquesta unitat és de 7 Ma (Miocè superior), mentre que l'edat mínima és de 0.3 Ma (Pleistocè). La majoria d'afloraments del *Grup Volcànic de James Ross Island* estan constituïts per hialoclastites basàltiques palagonititzades, bretxes en coixí i colades de basalts de composició predominantment alcalina (Lawver et al. 1995).

Els basalts alcalins del *Grup Volcànic de James Ross Island* contrasten clarament amb les roques volcàniques del *Grup Volcànic de la Península Antàrtica* i les roques volcàniques quaternàries de la conca de Bransfield per la seva composició geoquímica. El *Grup Volcànic de James Ross Island* tendeix a tenir una proporció menor en SiO_2 , proporcions més elevades de K_2O i TiO_2 i, contràriament a les laves de la conca de Bransfield i les del *Grup Volcànic de la Península Antàrtica*, mostren un pic de Nb molt ben desenvolupat en el gràfic N-MORB-normalitzat (Lawver et al. 1995).

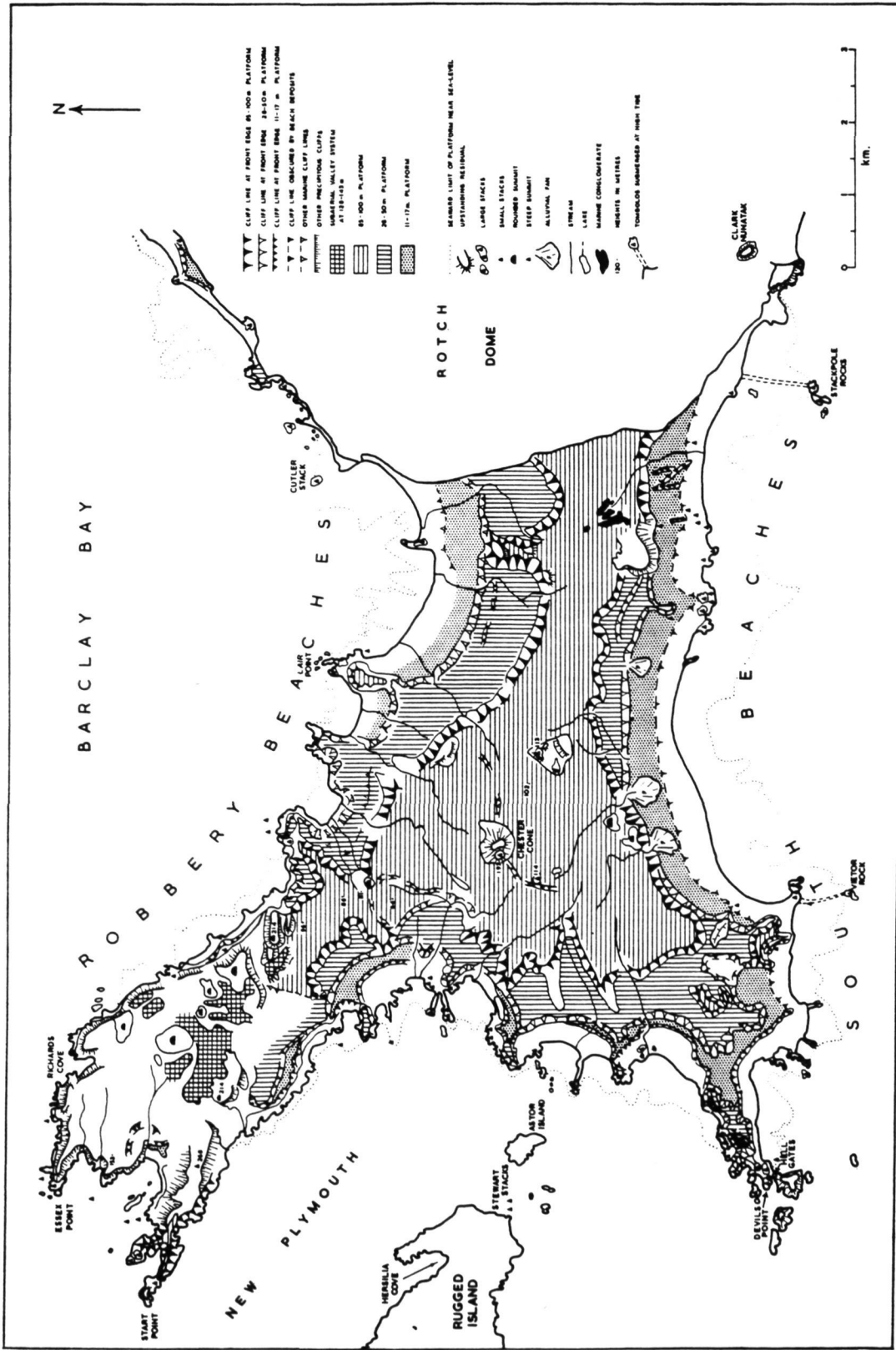


Figura 2.15. Esquema geomorfològic de la Península de Byers segons John & Sugden (1971). El tret més característic d'aquesta àrea és el bon desenvolupament de plataformes d'erosió marina emergides. Es distingeixen clarament un nivell de plataforma superior (85-100 m), un nivell intermediari (28-50 m) i el nivell inferior (11-17 m). Cal destacar la presència local de conglomerats marins sobre la plataforma superior (en negre). Extret de John & Sugden (1971).

Fig. 2.15. Geomorphological sketch map of Byers Peninsula. Marine emerged platforms are the most striking morphological feature of Byers Peninsula. The map shows the upper platform (85-100 m above sea level), an intermediate platform (28-50 m) and a lower platform (11-17 m). Note the marine conglomerates (local distribution) on the upper platform (in black). From John & Sugden (1971).

2.3. GEOMORFOLOGIA DE LES ILLES SHETLAND DEL SUD

John & Sugden (1971) fan un estudi rigorós de la geologia del quaternari i la geomorfologia del conjunt de les Illes Shetland del Sud. Aquest és l'únic estudi geomorfològic que tracta tot l'arxipèlag en conjunt. Els treballs posteriors, tenen un abast gairebé sempre local i en cap cas discuteixen en profunditat els aspectes de tipus més general sobre l'evolució geomorfològica de l'arxipèlag establerts per John & Sugden.

2.3.1. Elements geomorfològics

Plataformes

El tret més característic de la geomorfologia de les Illes Shetland del Sud són les plataformes. Es tracta de superfícies properes a l'horitzontal, planars i regulars, tallades en la roca del substrat i que es localitzen predominantment per sota dels 120 m d'altitud. Les altituds de les plataformes són variables entre les diferents localitats, però segons John & Sugden (1971) es poden agrupar, a grans trets, en els intervals altitudinals de 182-197 m, 85-102 m, 27-50 m, 11-17 m (Fig. 2.15.). Per damunt dels 120 m les plataformes tendeixen a ser menys regulars, tenen un relleu suaument ondulat i es troben a altituds de fins a 275 m (p.ex. Noel Hill, Illa King George).

Les plataformes per sota de 120 m, a partir de la seva disposició adjacent a la costa actual, la lleugera inclinació cap a mar, la truncació de les estructures del substrat i la seva associació amb elements típicament intermareals com són els *stacks* són interpretades com a plataformes d'erosió marina. Segons John & Sugden (1971) les plataformes per sobre dels 120 m podrien tenir un origen subaeri, potser associat a la dinàmica fluvial.

Trets glacials

Els estrets que separen les diferents illes de l'arxipèlag i les badies estretes de les costes de l'Illa Livingston (badies Sud i Falsa) i de l'Illa King George (badies Admiralty i Maxwell), tenen profunditats de més de 300 m. Alguns d'aquests solcs s'interpreten com a resultat de l'erosió glacial produïda per fluxos de gel de direcció aproximadament transversal respecte l'arxipèlag (John & Sugden 1971). Al llarg de tot l'arxipèlag hi ha roques amoltonades, turons residuals estriats, drumlinoides de roca i petits estanys que evidencien que el conjunt de les illes han estat sotmeses a un modelat glacial (Curl 1980).

A la Península de Fildes (Illa King George) hi ha eixams de canals que travessen colls i turons, els quals tenen unes dimensions molt superiors a les explicables per la seva activitat actual, gairebé nul·la. John & Sugden (1971) interpreten aquests canals com a canals d'aigües de fusió subglacial (Fig. 2.16.).

Les zones de l'arxipèlag que actualment no estan enllaçades sovint es troben recobertes per blocs erràtics i till. Les vores dels casquets glacials normalment mostren un o diversos cordons morrènics, el més intern dels quals acostuma a tenir nucli de gel. (John & Sugden 1971).

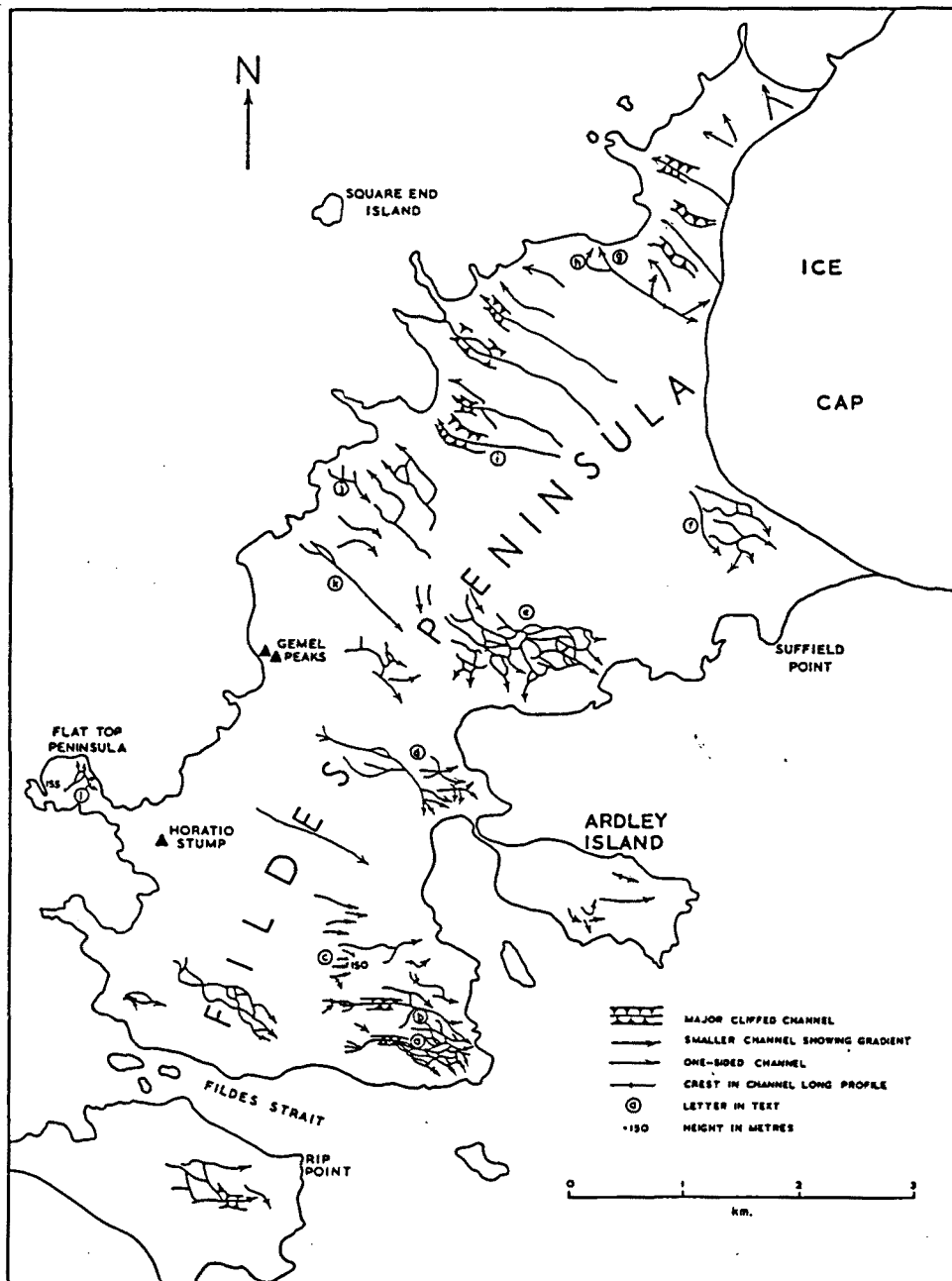


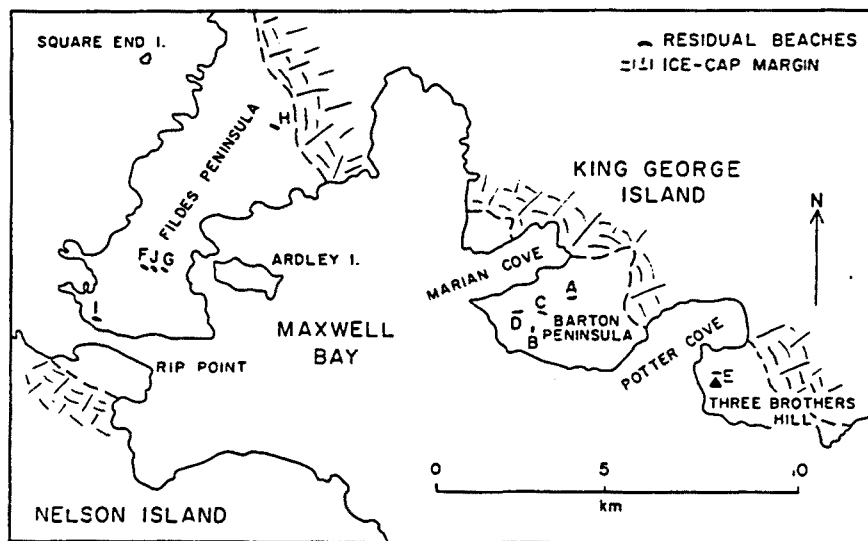
Figura 2.16. Interpretació segons John & Sugden (1971) de la disposició de canals d'aigües de fusió observables a la Península de Fildes (extrem oest de l'Illa de King George). Segons John & Sugden (1971) aquests canals reflecteixen el moviment transversal respecte l'arxipèlag d'un flux glacial dirigit de NO cap al SE. L'anastomosament dels canals en les àrees properes a la costa est coincideix amb la part més alta de la península. En aquesta zona els canals s'encaixen formant els colls que bretxen la carena. Extret de John & Sugden (1971).

Fig. 2.16. Channel-like features in Fildes Peninsula were interpreted by John & Sugden (1971) as subglacial meltwater channels (western King George Island). According to these authors the channels were cut into bedrock when ice was flowing from NW to SE across the peninsula. It is in the highest portions of the peninsula where the anastomosing pattern and the more deeply incised channels appear. From John & Sugden (1971).

Platges residuals

Les platges residuals són dipòsits de còdols arrodonits, que es troben en afloraments de reduïdes dimensions enmig d'àrees recobertes per sediments glacials. La majoria d'aquests dipòsits es troben en altituds de 55-60 m, però també se'n troben fins a 275 m d'alçada (Fig. 2.17.). Aquests sediments s'interpreten com a dipòsits de platja (John & Sugden 1971).

Els còdols arrodonits de les platges residuals de vegades es troben estriats i incorporats en els tills de les àrees adjacents indicant que, posteriorment a la seva formació, aquests dipòsits han estat recoberts pel gel. Per tant, les platges residuals constitueixen les úniques restes *in situ* d'uns dipòsits que deuriem ocupar unes extensions molt més grans. En els cordons morrènics dels marges glacials actuals es troben de forma dispersa còdols molt ben arrodonits, anàlegs als de les platges residuals. (John & Sugden 1971).



Altitudes (determined by aneroid barometer) and sites of residual beaches on King George Island around Maxwell Bay.

| Site | Altitude (m.) | Locality |
|------|---------------|---|
| A | 275 | Barton Peninsula; southern slope of Noel Hill summit. |
| B | 166 | Barton Peninsula; undulating rock surface 1 km. north-east of penguin rookery. |
| C | 150 | Barton Peninsula; north slope of peninsula at southern entrance to old nivation hollow. |
| D | 143 | Barton Peninsula; north slope of peninsula west of C. |
| E | 104-118 | Foot of northern cliff of Three Brothers Hill volcanic plug. |
| F | 66 | Fildes Peninsula, northern flank of through valley north of Horatio Stump. |
| G | 60 | Fildes Peninsula, northern flank of through valley north of Horatio Stump. |
| H | 60 | Fildes Peninsula, at foot of narrow east-west ridge on western side of broad col near ice-cap margin. |
| I | 55 | Fildes Peninsula, gully overlooking western end of Fildes Strait. |
| J | 55 | Fildes Peninsula, northern flank of through valley north of Horatio Stump. |

Figura 2.17. Localització, segons John & Sugden (1971) dels dipòsits de platges residuals en la zona de la Badia de Maxwell. Les platges residuals en aquesta zona arriben a altituds de 275 m. Extret de John & Sugden (1971).

Fig. 2.17. Distribution of the residual beaches in the deglaciated emerged areas around Maxwell Bay. These marine deposits were found by John & Sugden (1971) at a maximum height of 275 m. From John & Sugden (1971).

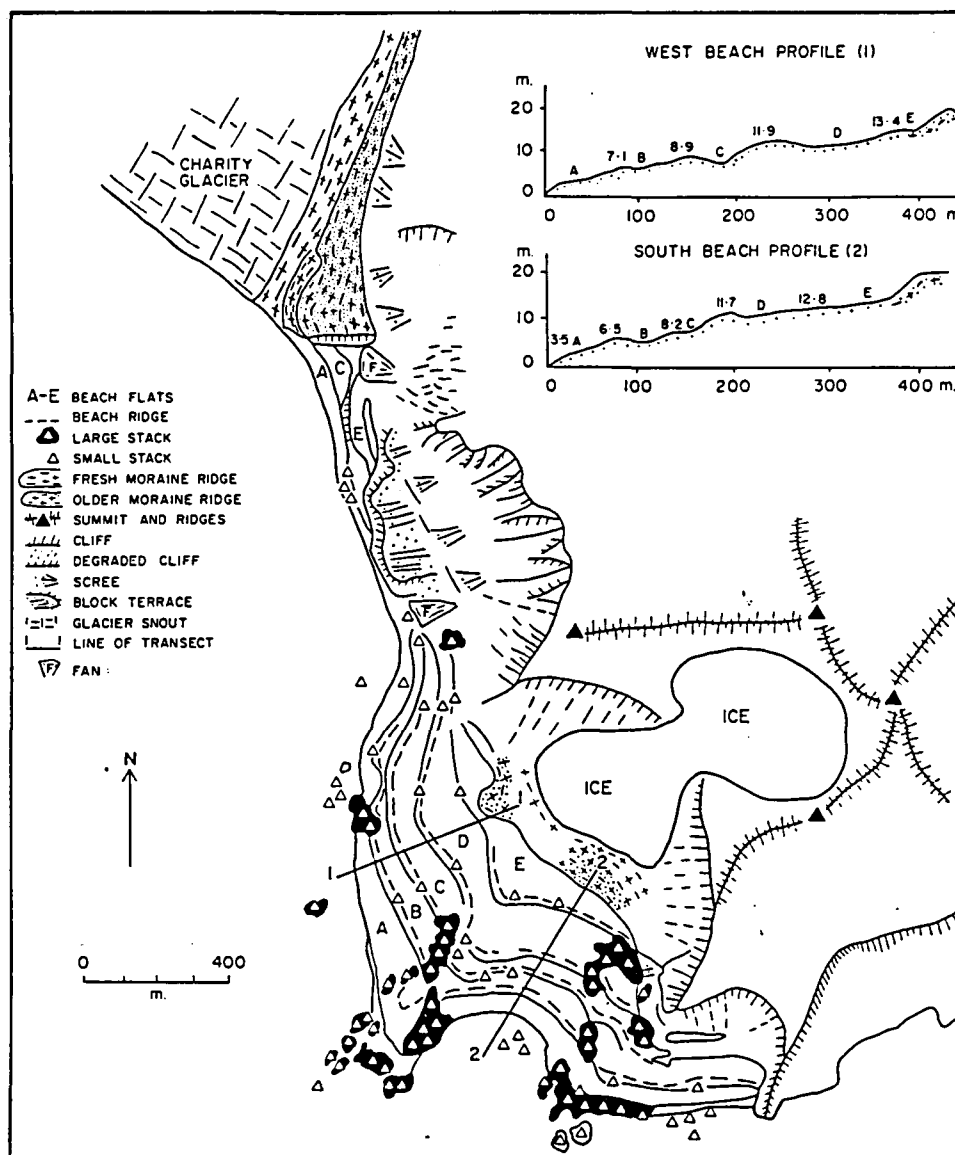


Figura 2.18. Esquema geomorfològic segons John & Sugden (1971) de la localitat de la Punta Barnard (Illa de Livingston). Aquesta zona mostra un bon exemple de les platges emergides que es troben de forma comuna en les badies i cales al llarg de tot l'arxipèlag de les Illes Shetland del Sud. La sèrie de platges emergides generalment consisteix en una successió de terrasses de platja i bermes que sovint arriben a una altitud de 18-20 m (vegeu perfils a l'angle superior dret). Sovint hi ha relleus rocosos residuals que afloren a través dels sediments de platja (en negre). Extret de John & Sugden (1971).

Fig. 2.18. Geomorphological sketch map of Barnard Point (Livingston Island). This site shows a good example of the raised beaches that are commonly found in coves and bays all along the South Shetland archipelago. Raised beaches generally form a series of terraces and berms which in several places reach maximum heights of between 18 and 20 m (see profiles in upper-right corner). Stacks protruding through beach sediments are common (shown in black). From John & Sugden (1971).

Platges fresques aixecades

En les badies i cales de tot l'arxipèlag s'hi troben, de forma generalitzada, sediments de platja aixecats diversos metres per sobre del nivell del mar. Aquests platges conserven la morfologia deposicional i es disposen en cordons aproximadament paral·lels a la línia de costa (Fig. 2.18.). El sediment consisteix en còdols i blocs arrodonits i heteromètrics inclosos en una matriu sorrenca o gravosa. Generalment es troben per sota dels 20 m d'altitud però excepcionalment també se'n troben fins a una altitud de 54 m (Badia de Maxwell, Illa King George). Com més altes són les platges, més alterades es troben i menys se'n reconeix la morfologia deposicional.

A les Illes Shetland del Sud hi ha pocs nivells de platges que hagin pogut ser datades. D'entre aquestes, la més alta i antiga correspon a la platja de 18 m de la Badia de Maxwell la qual proporciona una edat radiocarbònica aproximada de 6.5 ka BP (Barsch & Mäusbacher 1986). Per tant, les platges situades a altituds inferiors als 20 m són clarament holocenes. La preservació parcial de la morfologia de les platges situades per sota dels 54 m, fa pensar a John & Sugden (1971) que aquestes també són posteriors a la darrera glaciació i per tant també són considerades holocenes.

A partir de criteris de similitud morfològica, John & Sugden (1971) suggereixen que el nivell de 18.5 m de l'Illa King George és correlacionable amb nivells de platja que a l'Illa Livingston es troben a una altitud de fins a 3 m per damunt. Segons aquests autors, el nivell de 6 m sembla de l'Illa King George es pot correlacionar amb nivells de l'Illa de Livingston que es troben entre 1 i 2 m per sota.

2.3.2. Esquema evolutiu

John & Sugden (1971) consideren que el fallament de les illes i el vulcanisme a les Illes Shetland del Sud es produeixen durant el Terciari, anteriorment a la formació de les superfícies i plataformes. Les plataformes més baixes es troben més ben conservades que les plataformes més altes i, a grans trets, es pot considerar que registren una regressió marina continuada (John & Sugden 1971). La interrelació entre les plataformes i els elements glacials (erosius i acumulatius) indica que les plataformes d'erosió marina són anteriors a les fases glacials.

L'erosió glacial de gran escala i els canals d'aigües de fusió subglacials s'haurien d'haver format sota l'efecte d'un casquet de gel de dimensions molt superiors als casquets que recobreixen les illes actualment (John & Sugden 1971). Tant la direcció dels solcs glacials corresponents als estrets entre les illes com la direcció i sentit dels canals de fusió indiquen l'existència d'un flux glacial NO-SE transversal a l'arxipèlag. Això indica a John & Sugden (1971) que el conjunt de l'arxipèlag i l'àrea de plataforma continental situada al nord hauria d'haver estat coberta per un casquet glacial amb una extensió de 65 × 250 km (Fig. 2.19.). Aquesta fase glacial (o fases) és anomenada *Glaciació Principal*. L'existència d'aquest casquet glacial és també suggerida per observacions de l'amoltonament en *stoss & lee* de les roques del substrat, *rock-drumlins*, i estriacions glacials efectuades per Curl (1980) a les penínsules de Fildes i Byers. Aquest autor, a partir de l'aplicació d'un model simple de la morfologia teòrica d'un casquet glacial en estat d'equilibri calcula que una glacera d'aquestes dimensions hauria pogut tenir un gruix d'aproximadament 1500 m i hauria pogut produir una depressió glàcio-isostàtica de 300 ± 50 m.

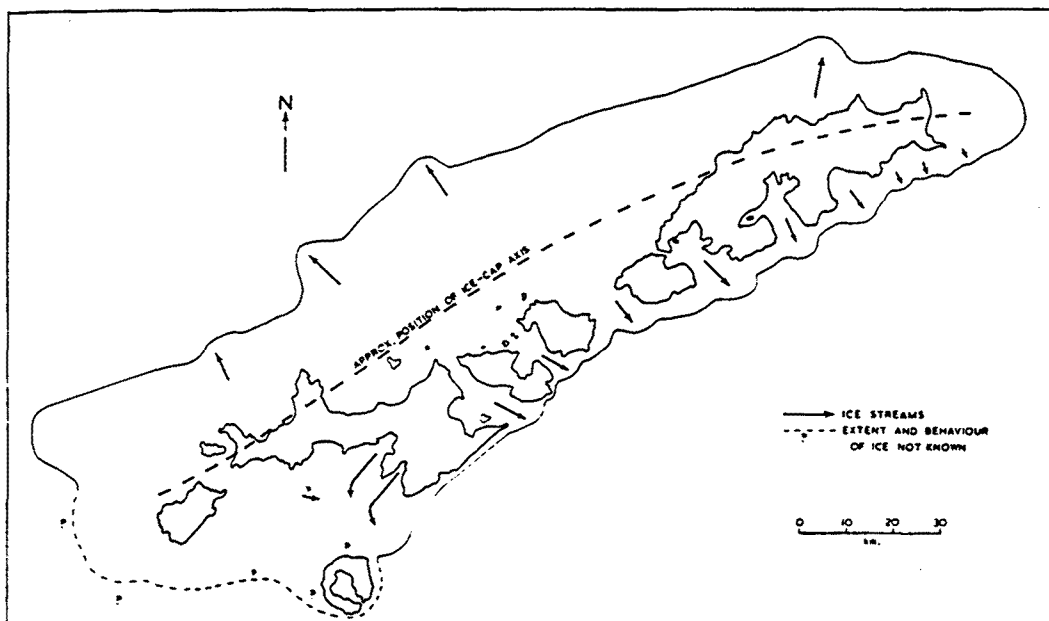


Figura 2.19. Reconstrucció segons John & Sugden (1971) de les dimensions que hauria tingut el casquet glacial durant la fase de major enllaçament. Els estrets que separen les illes i les marcades badies que les solquen s'interpreten com antigues valls glacials parcialment submergides (*fiords*). Conjuntament amb els canals d'aigües de fusió subglacial aquests elements erosius suggereixen que l'eix del casquet glacial havia d'estar centrat al nord de l'arxipèlag per tal que el flux glacial s'hagués pogut dirigir cap al SE. Extret de John & Sugden (1971).

Fig. 2.19. Extent of the ice-cap covering the central South Shetland Islands during the period (or periods) of maximum ice volume, as interpreted by John & Sugden (1971). Straits separating the islands and the elongated bays are interpreted as partially drowned glacial valleys. Together with the meltwater channels at Fildes Peninsula (see Fig. 2.17.), the distribution of these features suggests that the ice-cap axis was located to the north of the islands. From John & Sugden (1971).

La fusió massiva del casquet corresponent a la *Glaciació Principal* deuria ser molt ràpida de manera que les aigües de fusió van poder originar els canals subglacials de la Península de Fildes (Fig. 2.16.). John & Sugden (1971) interpreten que aquesta fusió generalitzada deuria portar a un període en què el nivell relatiu del mar es trobava molt alt i va permetre la sedimentació de les *platges residuals* fins a una altitud de 275 m. John & Sugden (1971) consideren que les platges residuals es van haver de sedimentar posteriorment a la *Glaciació Principal* perquè n'hi ha que es disposen en àrees que van ser intensament erosionades durant aquesta fase glacial (per exemple els flancs de la Badia de Maxwell, Fig. 2.17.).

Segons John & Sugden (1971), l'emersió de les *platges residuals* es pot explicar mitjançant un ascens tectònic generalitzat que hauria afectat l'arxipèlag en bloc. Per contra, Sugden & John (1973) consideren que l'altitud de 275 m de les platges residuals podria ser deguda a l'emersió de la protuberància marginal al voltant del casquet antàrtic, la qual cosa s'hauria produït durant el procés d'enllaçament associat a la darrera glaciació. Curl (1980) considera explicable aquesta emersió mitjançant un mecanisme d'aixecament glàcio-isostàtic lligat a la fusió del casquet associat a la *Glaciació Principal*. Aquest autor, però, no descarta la influència de possibles components eustàtics i tectònics d'importància menor.

Segons John & Sugden (1971), el recobriment de blocs erràtics i tills així com la distribució de cordons morrènics a distàncies variables respecte als actuals marges dels casquets glacials, registren una disminució en el gruix de gel i una retracció dels marges glacials cap a zones més internes. La direcció del flux glacial a la Península de Byers (radialment respecte a l'illa en lloc de transversalment a l'arxipèlag) indica que els blocs erràtics es van sedimentar per l'acció d'un casquet local, poc més extens que la gelera actual. Aquesta fase glacial és anomenada *Glaciació Local* i possiblement està associada a un descens ràpid del nivell del mar. La preservació de les platges residuals en àrees relativament protegides fa pensar que aquesta glaciació hauria estat poc eficaç de cara a modelar el relleu i possiblement deuria ser relativament curta (John & Sugden 1971).

La gran altitud de les platges residuals (fins a 275 m) indica que el nivell relatiu del mar es trobava elevat i és el criteri utilitzat per John & Sugden (1971) per interpretar que les platges residuals corresponen a un període interglacial o un interstadi que separa les glaciacions *principal* i *local*. John (1973) i Sugden & John (1973) consideren que les platges residuals es van haver de sedimentar durant un període interglacial ja que els canals de les aigües de fusió subglacial indiquen un escalfament climàtic massa important per poder-lo associar simplement a un interstadi de la darrera glaciació. Aquests darrers autors proposen les següents correlacions amb els estats definites a l'hemisferi nord (nord d'Europa i Amèrica del Nord):

| | |
|--|---------------------------------|
| Glaciació Principal (o glaciacions) | Saale / Illinois* (i anteriors) |
| Interglacial indicat per les platges residuals | Eemià / Sangamon |
| Glaciació Local | Weichsel / Wisconsin |

Posteriorment a la *Glaciació Local*, la deglaciació de les penínsules actualment desglaçades es va produir durant l'Holocè, possiblement al voltant de 8 ¹⁴C ka BP (Mäusbacher et al. 1989) i anteriorment a 4 ¹⁴C ka BP (Björk et al. 1991a).

John & Sugden (1971) consideren que l'inici d'aquesta deglaciació es va produir en un moment en què el nivell del mar es trobava per sobre de 54 m respecte al nivell del mar actual. La interrelació de nivells de platges i cordons morrènics indica que el descens relatiu del nivell del mar ha anat acompanyat de la retracció dels casquets glacials i suggereix que l'emersió de les platges es deu produir per un moviment glàcio-isostàtic, lligat a la descàrrega de gel dels casquets locals (John & Sugden 1971). La retracció dels fronts glacials fa que cada cop hi hagi més àrees de costa en què s'hi puguin sedimentar platges i que les platges més baixes siguin les més ben representades en la sèrie. Mäusbacher et al. (1989), a partir de l'estudi de les associacions de diatomees de llacs a diverses alçades a la Península de Fildes i de la distribució de les platges, suggereixen la possibilitat que el límit marí holocè se situï prop de 18 m, molt per sota de l'indicat pels autors anteriors.

La relació entre sediments morrènics i platges emergides permet de deduir l'existència de fluctuacions glacials holocenes (també anomenades *neoglacials*). Segons Clapperton & Sugden (1988), al llarg dels darrers 9 ka hi ha hagut dues fases d'avenç glacial corresponents a la Petita Edat del Gel, una que culmina entre els segles 13 i 16

* Recordem que la glaciació Weichsel / Wisconsin corresponen a la darrera glaciació pleistocena o estats isotòpics 2-4 (aproximadament 64-10 ka B.P.), mentre que les glaciacions Saale / Illinois corresponen a la penúltima glaciació o estatge isotòpic 6 (195-128 ka B.P.). L'Eemià i el Sangamon corresponen al darrer període interglacial o estatge isotòpic 5 (128-75 ka B.P.).

(1250-1500 AD) i una altra de menys important que té lloc entre els segles 15 i 19 (1550-1850 AD). A la Badia de Maxwell, la primera d'aquestes pulsacions glacials és la més intensa i provoca un avenç d'entre 2 i 3 km del front d'una de les llengües glacials locals amb front marí.

John & Sugden (1971) consideren que els nivells de platges més ben desenvolupats corresponen a curts períodes d'estabilització relativa del nivell del mar o, en els casos de les platges amb bermes més prominents (platges de 18.5 i 6 m), a lleugeres transgressions que s'intercalen dins d'una regressió continuada. Segons les interpretacions d'aquests autors seria possible que la transgressió corresponent a la platja de 18'5 m hagués estat originada per un moviment d'ascens glàcio-eustàtic lligat a un període de deglaciació especialment ràpid, mentre que la possible lleugera transgressió deduïble a partir de la platja de 6 m podria ser deguda a una depressió glàcio-isostàtica, d'acord amb la fase de reavenç neoglacial més antiga.

