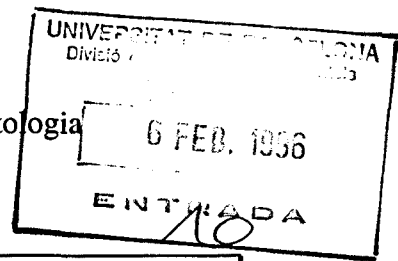


Departament de Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia
UNIVERSITAT DE BARCELONA



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)

CAPÍTOL 3

GEOLOGIA DEL MESOZOIC

I EL TERCIARI

DE L'ILLA DE LIVINGSTON

En aquest capítol fem una revisió del que coneixem sobre el registre geològic del Mesozoic i el Cenozoic de l'Illa de Livingston (sense incloure el Quaternari) tot resseguint les diferents localitats que han estat estudiades tant per d'altres autors com per nosaltres mateixos. Fins ara s'han publicat molts treballs sobre la roca del substrat d'aquesta illa i, per tant, bona part del contingut d'aquest capítol és forçosament bibliogràfic. Una part significativa de la bibliografia més recent és el resultat del treball efectuat en el si del nostre projecte, sovint en col.laboració amb geòlegs del *British Antarctic Survey*. La major part dels resultats sobre la geologia del substrat obtinguts a partir del nostre projecte ja han estat publicats per Pallàs et al. (1992), Muñoz et al. (1992), Santanach et al. (1992), Smellie et al. (1995) i Smellie et al. (in press), amb participació de l'autor d'aquest treball. La informació procedent d'aquests estudis propis la introduïrem de forma resumida dins dels apartats anomenats *antecedents*, conjuntament amb la informació provinent dels treballs d'altres autors. Algunes de les dades de les localitats que hem estudiat al camp no han estat encara publicades i són únicament aquestes les que presentem dins dels apartats anomenats *descripció i interpretació*.

La discussió sobre alguns aspectes de les relacions entre les diferents unitats litoestratigràfiques corresponents a les diferents localitats i alguns trets sobre l'evolució estructural a gran escala els presentem en el capítol 5.

3.1. PENÍNSULA DE HURD I ZONA CENTRAL-EST

Després de la Península de Byers, la Península de Hurd i la costa est de la Badia Falsa constitueixen les àrees amb menor recobriment glacial de l'Illa de Livingston i unes de les més accessibles des del mar. Això fa que s'hagin efectuat estudis sobre diversos aspectes de la geologia del substrat d'aquesta zona i que se'n tingui una informació relativament àmplia. Contràriament, a les parts centrals de l'illa, els únics afloraments de roca es troben en *nunataks* aïllats que fins recentment no havien estat explorats ni mostrejats de forma sistemàtica. La proximitat de la base antàrtica espanyola ens ha permès d'efectuar un treball geològic relativament detallat de la Península de Hurd i la zona central-est de l'illa. Aquest treball l'hem basat en les descripcions d'afloraments, presa de mostres i cartografia, de manera que hem efectuat els treballs de mostreig i estratigràfic simultàniament amb la recollida de dades estructurals. Els resultats d'aquests estudis ja han estat publicats o estan en vies de ser publicats actualment (Pallàs et al. 1992, Muñoz et al. 1992, Santanach et al. 1992, Smellie et al. 1995 i Smellie et al., in press) i, per tant, conjuntament amb la informació aportada per d'altres autors, els incloem a continuació dins de l'apartat *antecedents*.

3.1.1. Antecedents

Formació Miers Bluff

La major part d'afloraments de la Península de Hurd són constituïts per la *Formació Miers Bluff* una successió de roques detrítiques amb alternança de gresos, lutites i presència menor de conglomerats. Es tracta d'una successió de tipus *flysch* intensament deformada (Fig. 3.1.) (Hobbs 1968, Dalziel 1969 i 1972). En alguns dels afloraments corresponents als *nunataks* aïllats situats al nord de la Península de Hurd també hi afloren materials d'aquesta formació (Fig. 3.2.) (Smellie et al. 1995).

Estratigrafia

La *Formació Miers Bluff* té una potència mínima estimada d'aproximadament 3 km. Segons Hobbs (1968) i Smellie et al. (1984) no afloren ni la base (submergida a la Badia Sud) ni el sostre de la formació (en direcció a la Badia Falsa) i és possible que la successió es trobi limitada per falles.

Pallàs et al. (1992) fan per primer cop una cartografia, descripció i subdivisió estratigràfica del conjunt de la Península de Hurd que els permet de diferenciar la successió de roques sedimentàries en tres unitats diferents (Fig. 3.1.). Posteriorment, Doktor et al. (1994) proposen restringir la *Formació Miers Bluff* únicament a la unitat inferior de la successió (unitat 1 de Pallàs et al. 1992). Aquesta nova definició de la formació no es basa en el coneixement del conjunt de la sèrie i per tant no és considerada acceptable per Smellie et al. (1995). Aquests darrers autors redefeixen de nou la *Formació Miers Bluff* tot diferenciant formalment dos membres (*Membre Johnsons Dock* i *Membre Napier Peak* corresponents a les unitats 1 i 2 de Pallàs et al., 1992). Smellie et al. (1995) destaquen que la unitat 3 de Pallàs et al. (1992) (reanomenada *Bretxes del Pic Moores*) tant pot formar part de la *Formació Miers Bluff* com constituir una unitat estratigràfica a part (Figs. 3.1. i 3.3.).

El *Membre Johnsons Dock* de Smellie et al. (1995) es caracteritza per un predomini de nivells de gresos de gra fi a groller i intercalacions de materials de gra fi (lutites i gresos de gra molt fi). El *Membre Napier Peak* és format principalment per materials de gra fi en què s'hi intercalen capes de gresos i conglomerats (Smellie et al. 1995) (Fig. 3.3.).





El *Membre Johnsons Dock* aflora en la part occidental i meridional de la Península de Hurd (Fig. 3.1.) amb una potència mínima aproximada de 1700 m. La base no aflora (és submergida a la Badia Sud) i el sostre es troba en contacte amb el *Membre Napier Peak*. La part aflorant més baixa del membre és formada per bancs de gres de gra mitjà a groller de potència decamètrica organitzats en capes amalgamades predominantment planoparal·leles de potència mètrica i decimètrica. Els nivells de gresos són generalment pobrament seleccionats, sense estructures i donen un aspecte massiu als afloraments.

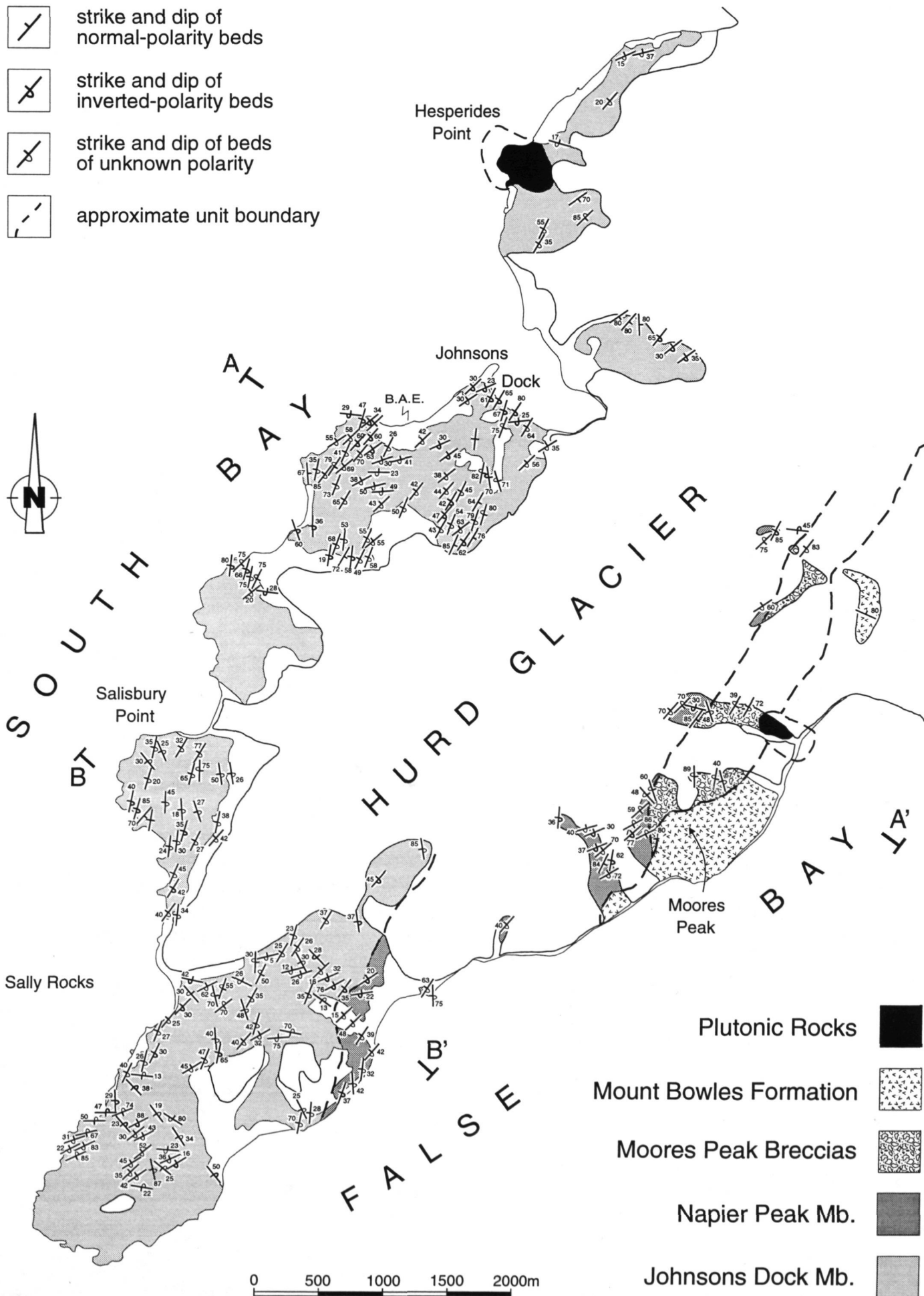
En les parts mitges i superiors del *Membre Johnsons Dock*, els gresos (anàlegs als de les parts basals) mostren intercalacions de nivells de potència centimètrica (≤ 10 cm) constituïts per gresos de gra fi i lutites que generalment mostren seqüències de Bouma (T_{ace} , T_{ac} , T_{ae}). Arche et al. (1992b), Pallàs et al. (1992) i Smellie et al. (1995) indiquen direccions de paleocorrents NE-SO i N-S (calculats un cop feta la correcció estructural). Les estructures de tipus *slump* són freqüents.

Al llarg del *Membre Johnsons Dock*, de forma poc freqüent hi ha nivells de fins a diversos metres de potència de bretxes amb suport de matriu i base erosiva, que contenen còdols angulosos i arrodonits de gresos quarzítics i argiles. Aquests nivells de bretxes rarament mostren granoselecció, la qual consisteix en gradació inversa a la base i gradació normal cap al sostre dels nivells. Les parts amb gradació normal passen de gresos amb còdols, a la base, cap a conglomerats o bretxes amb còdols tous i gresos amb laminació encreuada cap a la part superior (Fig. 3.3.) (Pallàs et al. 1992 i Smellie et al. 1995).

El *Membre Napier Peak* de Smellie et al. (1995) aflora al llarg de la costa sud-est de la Península de Hurd i al llarg del marge oriental de la Glacera de Hurd (Fig. 3.1.). Aquesta unitat és formada per trams de capes detrítiques de gra fi en què s'hi intercalen nivells de conglomerats (Fig. 3.3.). Els trams amb predomini de granulometria fina són formats per una alternança de lutites i gresos de gra fi a molt fi. L'estratificació a escala d'aflorament és tabular i la potència dels nivells és centimètrica a decimètrica. Els nivells de gresos tenen base erosiva, sovint mostren marques de base, gradació positiva de la mida de gra i laminació encreuada formant, conjuntament amb els nivells de lutites, seqüències de Bouma de tipus Tace i Tce. Els gresos de gra més fi formen nivells centimètrics amalgamats caracteritzats per seqüències de Bouma de tipus Tacd i Tac. Tant els nivells lutítics com els de gres incorporen grànuls i còdols de forma dispersa (Pallàs et al. 1992).

Els nivells de granulometria grollera predominen a la part alta del *Membre Napier Peak*, estan constituïts per conglomerats i gresos, tenen potència decimètrica a mètrica (≤ 1 m) i sovint mostren base erosiva i geometria lenticular amb base canaliforme (Fig. 3.3.). Sempre s'hi observa gradació positiva de la mida de gra. Els còdols dels conglomerats són arrodonits, amb dimensions predominants properes a 1 cm, que excepcionalment arriben a 10 cm. Hi ha predomini dels còdols de quars, tot i que també s'hi observen granitoides i roques porfíriques àcides (Pallàs et al. 1992).

-  strike and dip of normal-polarity beds
-  strike and dip of inverted-polarity beds
-  strike and dip of beds of unknown polarity
-  approximate unit boundary








- Plutonic Rocks 
- Mount Bowles Formation 
- Moores Peak Breccias 
- Napier Peak Mb. 
- Johnsons Dock Mb. 

Figura 3.1. Mapa de les unitats litoestratigràfiques aflorants a la Península de Hurd, amb indicació de la traça aproximada dels límits entre unitats estratigràfiques per sota de les zones enllaçades o submergides. La situació del contacte entre els membres *Johnsons Dock* i *Napier Peak* és aproximada. Noteu el traç prim del símbol d'inversió en els casos en què es desconeix la polaritat. En blanc es representen les àrees submergides, enllaçades o cobertes per sediments quaternaris. A-A' i B-B' mostra la situació dels talls geològics de la figura. 3.4. La geometria del mapa correspon a la del mapa a escala 1:25000 del *Servicio Geográfico del Ejército* (1991b).

Fig. 3.1. Geological map of Hurd Peninsula. Approximate boundary between Johnsons Dock and Napier Peak members. Areas below sea level and areas which are glaciated or covered by quaternary sediments are shown in white. Location of cross sections shown in fig 3.4. indicated by A-A' and B-B'. The geometry corresponds to the topographic map at 1:25000 scale of the Servicio Geográfico del Ejército (1991b).

Ambient deposicional i àrea font

Tant les anàlisis sedimentològiques de més detall efectuades per Arche et al. (1992b) i Doktor et al. (1994) (que abracen únicament les parts baixes i mitjanes de la successió) com les de conjunt de la formació (Smellie et al. 1995) indiquen que les associacions de fàcies corresponen a la deposició en parts entre distals i proximals de ventalls submarins.

La *Formació Miers Bluff* és principalment constituïda per lutites, grauvaques arcòsiques i arenites arcòsiques (Hobbs 1968). La composició de les litologies grolleres és indicadora d'una àrea font formada principalment per roques metamòrfiques (filites i gneisos), quars policristal·lí i una proporció secundària de roques d'origen plutònic i volcànic (Smellie et al. 1984, Smellie 1991, Arche et al. 1992a i 1992b, Doktor et al. 1994). Contràriament a les interpretacions d'Arche et al. (1992a, 1992b), els estudis més recents consideren que no hi ha indicis de la presència de vulcanisme actiu a l'àrea font (Doktor et al. 1994).

Estructura

Dalziel (1969, 1972) mostra per primer cop que la *Formació Miers Bluff* té polaritat majoritàriament invertida. Segons aquest autor el conjunt de la successió correspon al flanc capgirat d'un plec recumbent de dimensions quilomètriques de direcció NE-SO, vergència SE i pla axial amb cabussament de 10 a 30° cap l'oest. El flanc capgirat és afectat per dues fases posteriors de plegament menor, resultant-ne plecs asimètrics amb eixos inclinats suaument cap al NE i el SO els quals reinverteixen la polaritat localment (Dalziel 1972).

Segons Muñoz et al. (1992) i Smellie et al. (1995) tot i que els cabussaments varien entre 0 i 90°, el conjunt de la formació, a gran escala, cabussa al voltant de 45° cap al NO (Fig. 3.4.). El clivatge és desenvolupat únicament en les xarneres d'alguns plecs. La majoria de plecs són oberts, de gran escala (desenes a centenars de metres de longitud d'ona) i localment també hi ha plecs mesoscòpics i *kink bands*. L'anàlisi de les observacions a les escales d'aflorament i cartogràfica permet de distingir quatre sistemes de plecs que es poden agrupar en tres fases de plegament (Figs. 3.5. i 3.6., Fotografia 1 de l'Annex A) (Muñoz et al. 1992 i Smellie et al. 1995). Dos dels sistemes (2 i 3a) són presents en la majoria de localitats de la Península de Hurd, mentre que els sistemes 1 i 3b tenen una importància únicament local. Els eixos dels plecs de fase 1 es troben

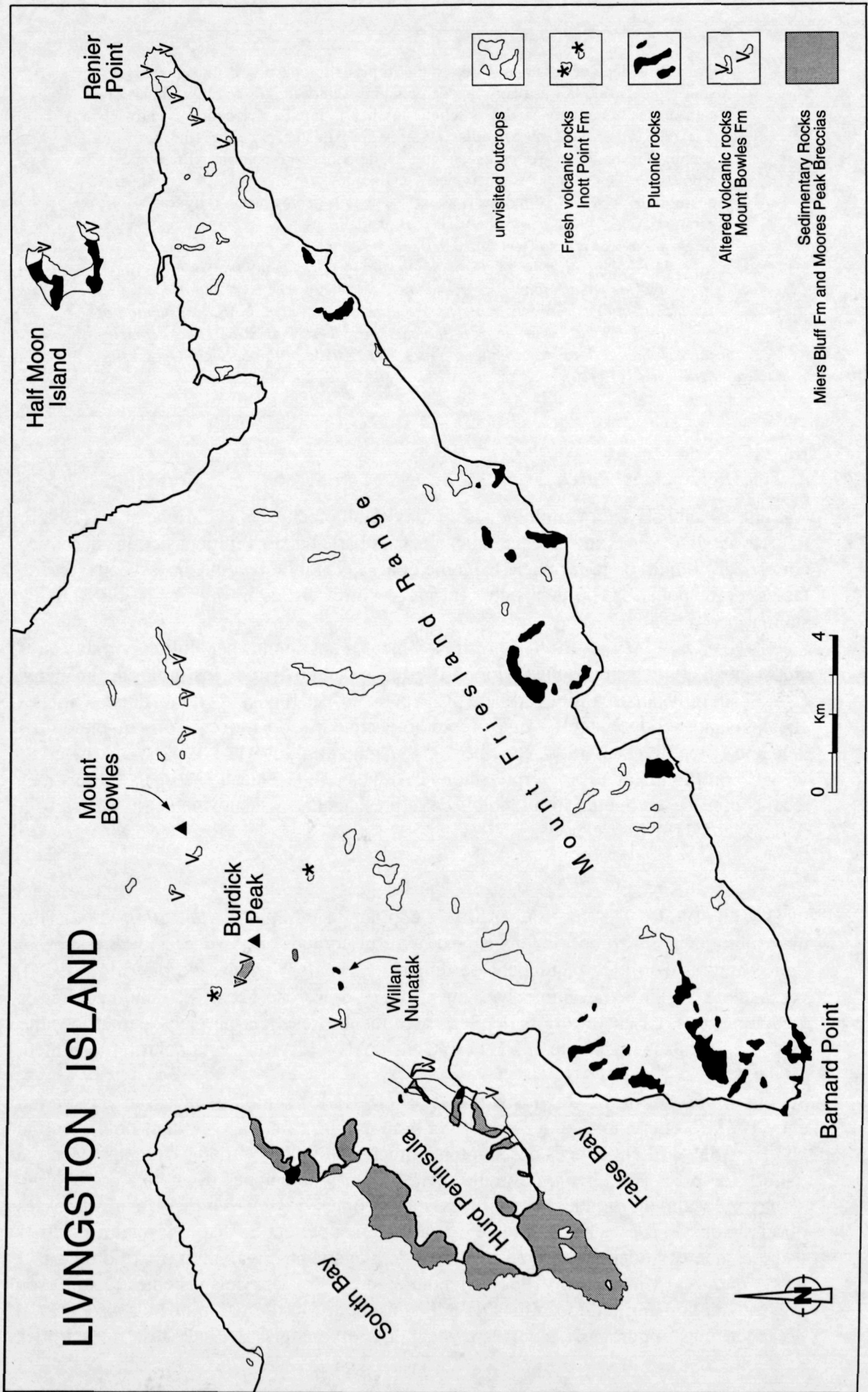


Figura 3.2. Mapa de les litologies i unitats estratigràfiques que afloren a la part sud-est de l'Illa de Livingston. La major part de la superfície és coberta per glacera i únicament hi ha aflorament de la roca del substrat en algunes de les àrees costaneres, parets de roca i en nunataks aïllats. Noteu que hi ha roques de la *Formació Miers Bluff* que afloren al sud i oest del Pic Burdick. En aquesta darrera localitat les roques sedimentàries deformades es troben recobertes discordantment per roques volcàniques corresponents a la *Formació Mount Bowles*. Aquest mapa inclou informació pròpia ja publicada per Smellie et al. (1995), i d'altres dades recollides a partir de Smellie (1983) i Smellie et al. (1984) (roques plutòniques de la serralada del Mont Friesland, roques volcàniques de la Punta Renier i Illa de Half Moon). Els afloraments de difícil accés que no han estat mai visitats són marcats en blanc. La figura 3.1. mostra un detall més gran dels afloraments de la Península de Hurd.

Fig. 3.2. *Lithologic and lithostratigraphic map of south-eastern Livingston Island. Most of the area is covered by ice, and outcrops are restricted to coastal areas, steep mountain slopes and nunataks. The Miers Bluff Formation crops out mainly on Hurd Peninsula but also south and west of Burdick Peak. West of Burdick Peak, these highly deformed sedimentary rocks are unconformably covered by altered volcanic rocks included within the Mount Bowles Formation. This map is a compilation of our own data (published in data Smellie et al. 1995) together with data from Smellie (1983) and Smellie et al. (1984) (plutonic rocks of the Mount Friesland Range and volcanic rocks of Half Moon Island and Renier Point). Fig. 3.1. shows greater detail in Hurd Peninsula.*

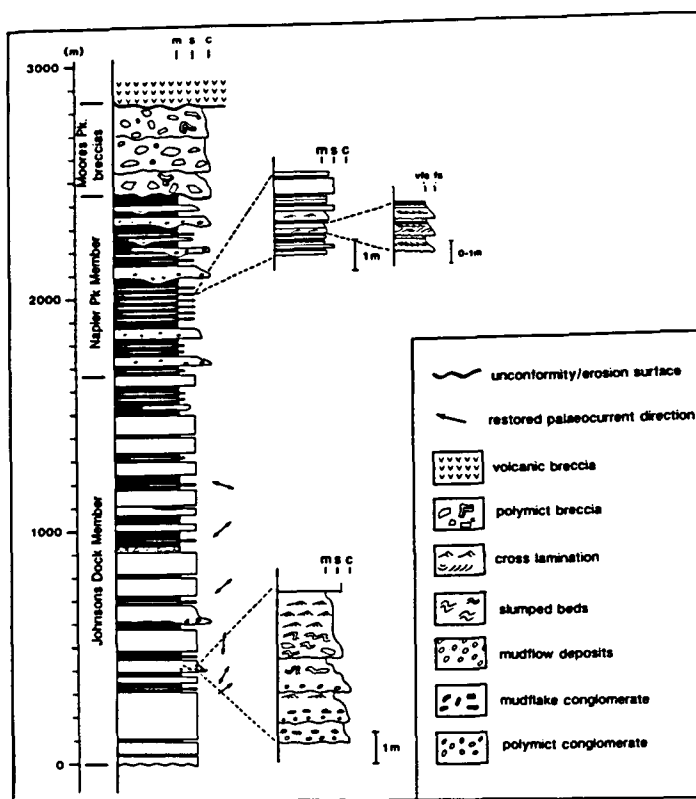


Figura 3.3. Perfil estratigràfic sintètic de les unitats de roques sedimentàries de la Península de Hurd, construït a partir dels talls geològics de la figura 3.4. Els membres *Johnsons Dock* i *Napier Peak* són part de la *Formació Miers Bluff*, mentre que les *Bretxes del Pic Moores* tant poden constituir part d'aquesta formació com ser una unitat estratigràfica independent. *m* = lutites, *s* = gresos, *c* = conglomerats, *vfs* = gresos molt fins, *fs* = gresos fins. Extret de Smellie et al. (1995), modificat a partir de Pallàs et al. (1992).

Fig. 3.3. *Composite stratigraphic profile of the sedimentary units cropping out on Hurd Peninsula. The Johnsons Dock and Napier Peak members are included within the Miers Bluff Formation. The Moores Peak breccias may be part of the Miers Bluff Formation or may be a different unit. Abbreviations: m = mudstone, s = sandstone, c = conglomerate, vfs = very fine sandstone, fs = fine sandstone. From Smellie et al. (1995), modified after Pallàs et al. (1992).*

inclinats cap a l'oest i les superfícies axials cabussen fortament cap al sud (Fig. 3.6.b). Aquests plecs estan desenvolupats únicament a la part sud de la península. Les superfícies axials dels plecs de fase 2 (d'escala meso i superior) tenen direcció NO-SE i cabussen cap al NE, mentre que els eixos s'inclinen cap al NNO. Els plecs de fase 3, que corresponen a la fase principal de plegament, consisteixen en dos sistemes pràcticament coaxials de plecs oberts amb eixos subhorizontals de direccions NE-SO (fase 3a) i N-S (fase 3b). Aquests plecs tenen vergència cap al SE i els seus plans axials també cabussen cap al SE (fase 3a) i cap a l'est (3b) (Fig. 3.6.a i b). Els plecs de fase 3 generalment només produeixen variacions en el grau de cabussament, mentre que les variacions en les direccions de les traces cartogràfiques són principalment degudes als plecs de fase 2 (Fig. 3.5.). Hi ha falles contraccionals de petita escala que estan associades a les fases de plegament 2 i 3.

L'absència gairebé total de clivatge i la naturalesa oberta dels plecs no és compatible amb la hipòtesi de Dalziel (1972) segons la qual la inversió de la successió hauria estat causada per la formació d'un plec recumbent (Muñoz et al. 1992 i Smellie et al. 1995).

Aquests darrers autors proposen que el capgirament del conjunt de la successió ha de ser degut a un basculament del conjunt cap al SE (Fig. 3.6.c). Aquest basculament general podria haver estat associat a la fase 3 de plegament o ser posterior i deguda a d'altres mecanismes. Per restituir la disposició dels plecs de les fases 1 i 2 a la seva posició abans de la fase 3 cal fer una rotació de 140° al voltant d'un eix horitzontal. Aquesta rotació inclou la formació dels plecs de fase 3 i el basculament. D'aquesta forma es pot veure que originalment els plecs de fase 1 haurien tingut una direcció NNO-SSE i una lleugera vergència cap a l'est, mentre que els plecs de fase 2 deuriem tenir una direcció E-O i ser lleugerament vergents cap al nord (Fig. 3.6.d) (Muñoz et al. 1992, Smellie et al. 1995). No es descarta que els plecs de fase 1 corresponguin a deformació sindeposicional.

Edat

L'edat de sedimentació de la *Formació Miers Bluff* està mal acotada i se situa entre el Carbonífer mitjà (edat de l'àrea font) i el Juràssic mitjà (edat mínima de la deformació); L'edat màxima de sedimentació es dedueix a partir de circons detrítics inclosos en la successió, els quals han estat datats mitjançant el mètode U-Pb com a $322 \pm 7/-8$ Ma (Carbonífer mitjà). Aquesta edat s'interpreta que correspon a l'edat de cristallització de granitoides de l'àrea font (Loske et al. 1988, Hervé et al. 1991a). Restes mal preservats de plantes fòssils suggereixen una edat post-carbonífera, possiblement mesozoica (Schopf 1973). Anàlisis Rb-Sr d'argiles (conjunt de la roca) indiquen edats de 197 ± 23 Ma, 204 ± 19 Ma i 221 ± 34 Ma (Triàssic superior - Juràssic inferior), les quals poden correspondre a l'edat tant de la diagènesi, com de la deformació o incipient metamorfisme (Dalziel 1972, Pankhurst 1983, Smellie et al. 1984 i Hervé 1992). Les anàlisis Rb-Sr d'argiles poc alterades efectuades recentment per Willan et al. (1994) indiquen edats properes a 243 ± 8 Ma i fan pensar que, probablement, l'edat de sedimentació de la *Formació Miers Bluff* cal situar-la en el Triàssic inferior. La deformació de la *Formació Miers Bluff* ha de ser anterior a l'edat de les successions sedimentàries no deformades més antigues que afloren a l'Illa Low, a les quals s'atribueix una edat de Juràssic mitjà (Thomson 1992). L'edat probablement Triàssic inferior i en qualsevol cas anterior al Juràssic mitjà, fa que la *Formació Miers Bluff* constitueixi la unitat litoestratigràfica més antiga tant de l'Illa de Livingston com del conjunt de les Illes Shetland del Sud.

Bretxes del Pic Moores

A la zona del Pic Moores (costa oriental de la Península de Hurd) hi aflora una unitat de bretxes d'origen sedimentari, molt heteromètriques, d'aspecte massiu i amb suport de matriu que inicialment van ser considerades part de la *Formació Miers Bluff* (Figs. 3.1. i 3.3., Fotografia 2 de l'Annex A) (unitat 3 de Pallàs et al. 1992). Aquesta unitat és anomenada *Bretxes del Pic Moores* per Smellie et al. (1995) els quals consideren que tant poden formar part de la *Formació Miers Bluff* com d'una unitat estratigràfica a part. La qualitat dels afloraments no permet de conèixer en detall les relacions geomètriques entre aquesta unitat i les unitats adjacents però, en qualsevol cas, es tracta d'una unitat situada estratigràficament per damunt del *Membre Napier Peak* que té una potència mínima de 200 m (Fig. 3.3.). Malgrat l'aspecte generalment massiu, localment s'hi observen seqüències granodecreixents d'ordre mètric, limitades inferiorment per nivells amb bases erosives recobertes per còdols arrodonits de mida centimètrica i constituïts per quars i granitoides. La part central de les seqüències és formada per nivells

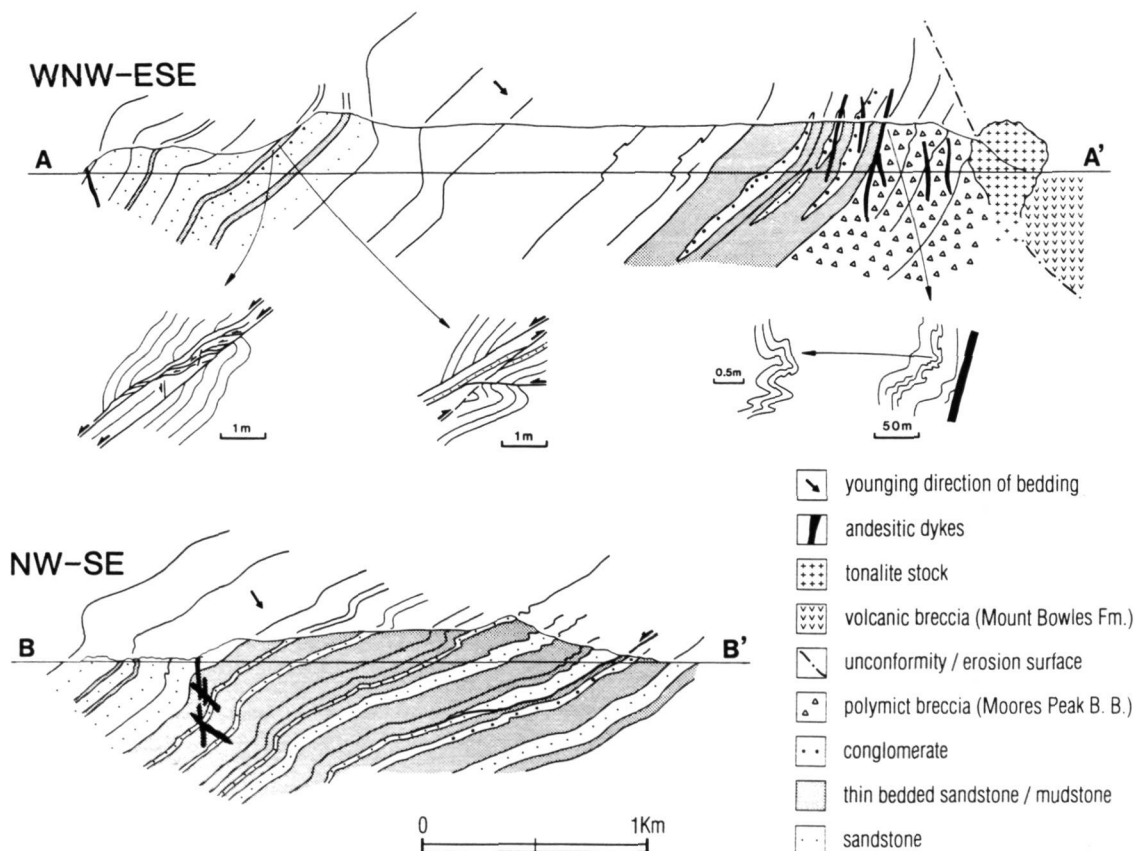


Figura 3.4. Talls geològics del conjunt de la Península de Hurd (vegeu situació a la figura 3.1.). La Formació Miers Bluff es troba majoritàriament capgirada (noteu sentit de la polaritat), amb la base situada cap al NO i el sostre cap al SE. Els plecs de magnitud major mostrats en aquests talls corresponen a plecs de segon ordre corresponents a la fase 3 i se situen en el flanc capgirat d'un plec de primer ordre, de diversos quilòmetres de longitud d'ona i corresponent a la mateixa fase. Vegeu la figura 3.6. Modificat a partir de Muñoz et al. (1992) i Smellie et al. (1995).

Fig. 3.4. Geological cross sections through Hurd Peninsula (see location on Fig. 3.1.). The Miers Bluff Formation is mainly overturned (see arrow showing polarity). The main folds shown here correspond to phase 3 second-order folds, found in the overturned limb of a phase 3 first order fold (several kilometres in wavelength). See Fig. 3.6. Modified after Muñoz et al. (1992) and Smellie et al. (1995).

decimètrics a mètrics de bretxes amb suport de matriu. La part superior d'alguna d'aquestes seqüències és constituïda per nivells de gresos. Els fragments angulosos de mida còdol i bloc (entre 10 cm i 90 cm de diàmetre) corresponen gairebé exclusivament a dipòsits de lutites i gresos anàlegs a les unitats estratigràfiques inferiors en què es reconeixen la laminació i les granoseleccions originals característiques del *Membre Napier Peak*. Ocasionalment s'hi observen còdols de roques amb textura porfírica de possible origen volcànic, la proporció de les quals augmenta notablement cap a la part

superior de la unitat, i també còdols de gres amb un lleuger clivatge. La matriu de les bretxes és formada fonamentalment per gresos heteromètrics i lutites, amb un contingut important d'epidot (Pallàs et al. 1992, Smellie et al. 1995)

Formació Mount Bowles

Hobbs (1968) descriu una mostra de bretxa vulcanoclàstica procedent de la carena SO del Mount Bowles. Els fragments de la bretxa són constituïts majoritàriament per traquita i secundàriament per fragments de gres. El gres és litològicament semblant als de la *Formació Miers Bluff* i els cristalls de feldspats mostren una deformació que s'hauria hagut de produir anteriorment a la inclusió del fragment de roca en la bretxa. Una característica d'aquestes bretxes és que mostren una intensa alteració dels minerals originals a calcita, quars, epidot, òxids i leucoxè i venes d'oligoclasa, epidot i clorita. Smellie et al. (1984) inclouen la bretxa vulcanoclàstica dins del grup de roques volcàniques amb edats compreses entre el Juràssic superior i el Cretaci inferior i destaquen que deuen estar separades de la *Formació Miers Bluff* per una discordança.

A la Punta Renier hi ha laves (majoritàriament basalts i andesites basàltiques) sense estratificació clara, diaclassades i endurides i roques clàstiques sense fòssils. La successió té una alteració a epidot i piritita sovint important (Hobbs 1968, Smellie et al. 1984). Utilitzant criteris de similitud en el grau d'alteració i aflorament, aquestes roques van ser correlacionades de forma àmplia per Smellie et al. (1984) amb les successions volcàniques que afluïren a l'Illa de Half Moon, per les quals s'ha deduït una edat de pre-Cretaci *mitjà* ja que són intruïdes per plutons tonalítics datats com a 102 Ma mitjançant el mètode K-Ar (Grikurov et al. 1970).

A la costa est de la capçalera de la Badia Falsa hi afluïren bretxes vulcanoclàstiques que es troben en contacte amb la unitat de *Bretxes del Pic Moores* (Pallàs et al. 1992, Willan 1994) (Fig. 3.1.). Segons Smellie et al. (1995) aquest contacte és sub-vertical, té una direcció NNE-SSO i se situa a l'oest d'una complexa *zona de transició* d'aproximadament 200 m d'ample que afluïra al vessant nord del Pic de Moores. La *zona de transició* és complicada per una intensa fracturació, nombroses intrusions hipabissals d'andesita i micro-tonalita i una forta alteració. Al seu llarg, d'oest cap a est, hi ha una disminució de la proporció de fragments de roques d'origen sedimentari de manera que en el seu extrem oriental tots els fragments són d'origen volcànic.

A la part més baixa de l'esperó situat al sud-oest del Pic de Moores també hi afluïren bretxes vulcanoclàstiques que es troben en contacte amb les roques sedimentàries del *Membre Napier Peak* de la *Formació Miers Bluff* (Fig. 3.1.). Aquestes roques són anàlogues a les de la zona de transició del Pic de Moores.

Al *nunatak* situat 1 km a l'oest del Nunatak Willan hi afluïra una successió en què s'hi intercalen roques vulcanoclàstiques, sedimentàries i volcàniques/hipabissals (Fig. 3.2., Fotografies 5 i 6 de l'Annex A). Tot i que l'aspecte és majoritàriament massiu a grans trets s'hi distingeixen nivells de l'ordre de diverses desenes de metres de potència que cabussen uns 45 graus cap al SO. Aquesta estructura tant pot correspondre al cabussament general de la successió com a la disposició de dics de potència mètrica que la tallen.

De forma aïllada es troben d'altres afloraments de roques volcàniques alterades al Pic Burdick i el Mont Bowles (Fig. 3.2.). A l'esperó situat a l'oest del Pic Burdick hi ha andesites que se superposen discordantment a gresos de la *Formació Miers Bluff*. Aquesta és l'única localitat en què es pot observar el contacte discordant entre aquesta formació i els materials volcànics. Als vessants oest i sud del Mont Bowles i al llarg de

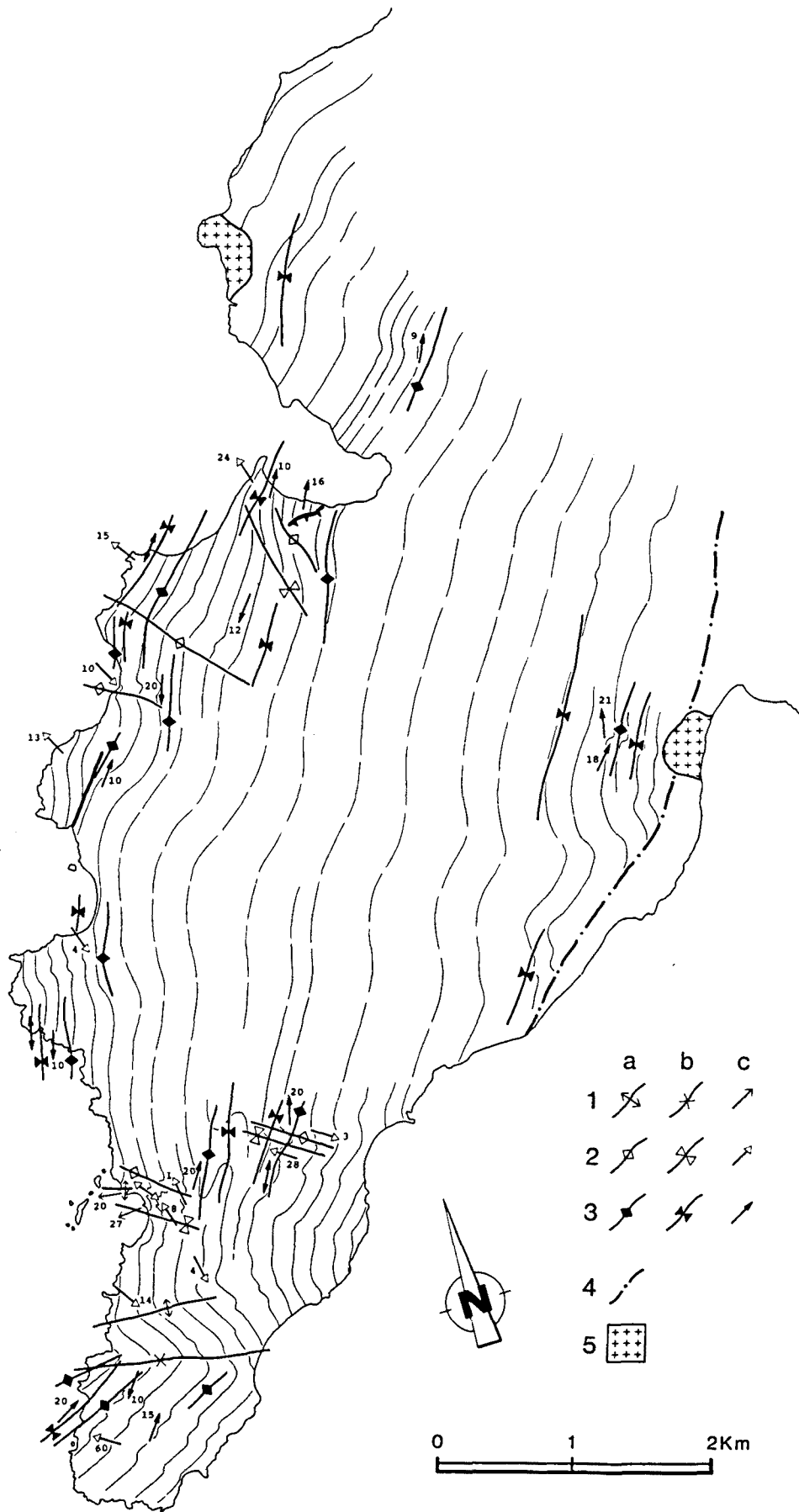


Figura 3.5. Esquema estructural i mapa de traces de l'estratificació de les roques sedimentàries que afloren a la Península de Hurd (*Formació Miers Bluff* i *Bretxes del Pic Moores*). El mapa de traces no té en compte l'efecte del relleu i per tant les línies no corresponen a contactes litològics. En aquesta figura es considera que les *Bretxes del Pic Moores* són concordants amb *Formació Miers Bluff*. (1, 2 i 3) fases de plegament 1, 2 i 3 respectivament, (a)- anticlinals, (b)- sinclinals, (c)- eixos dels plecs amb indicació del grau i sentit d'inclinació, (4)- contacte aproximat entre les *Bretxes del Pic de Moores* i els materials de la *Formació Mount Bowles*, (5)- roques plutòniques. L'esquema està construït a partir de la geometria de la foto aèria i per tant és distorsionat respecte al mapa de la figura 3.1. Extret de Muñoz et al. (1992).

Fig. 3.5. *Structural scheme and bedding trace map of the sedimentary units cropping out on Hurd Peninsula (Miers Bluff Formation and Moores Peak Breccia Beds). The trace map does not consider the topographical effect and, consequently, lines do not fit the lithological boundaries. In this sketch, the Moores Peak Breccias are thought to be conformable on the Miers Bluff Formation. (1, 2 and 3) correspond to fold phases 1, 2 and 3 respectively. (a) anticlines, (b) synclines, (c) fold axes and their plunge, (4) approximate location of the boundary between the Moores Peak Breccias and the Mount Bowles Formation, (5) plutonic rocks. Drawing geometry corresponds to aerial photographs and not to the geological map on figure 3.1. From Muñoz et al. (1992).*

l'esperó situat a l'est, hi ha diversos afloraments aïllats d'andesites i roques vulcanoclàstiques alterades.

Tots els afloraments de roques volcàniques intensament alterades que afloren a la Península de Hurd i la part central de l'Illa de Livingston, incloent la *zona de transició* del Pic Moores, han estat inclosos dins de la *Formació Mount Bowles* per Smellie et al. (1995). Tot i que els afloraments de la Punta Renier no han estat inclosos explícitament en aquesta formació, la gran similitud dels materials permet d'incloure'ls en aquest apartat.

Segons Smellie et al. (1995), les característiques més importants dels materials de la *Formació Mount Bowles* són les següents: Els afloraments són dominats per roques vulcanoclàstiques fosques, majoritàriament lapilli consolidat i bretxes amb fragments de roca de fins a 35 cm de diàmetre. Generalment les bretxes es troben interestratificades amb laves i gresos vulcanoclàstics verds i intruïts per sills i dics. Totes les roques es troben intensament diaclassades i alterades. Les superfícies d'estratificació rarament es preserven i la disposició de l'estratificació cal establir-la a partir d'una apreciació aproximada de la disposició de les diferents litologies. Els estrats generalment tenen diversos metres de potència (fins a 20 m) però poden ser de pocs centímetres de gruix en el cas dels nivells de gres.

Les roques clàstiques són pobrament seleccionades, estàn formades per lapilli, toves i bretxes vulcanoclàstiques de composició predominantment andesítica. Els fragments tenen suport de matriu i són angulosos. Els fragments de roca accidentals consisteixen en gresos anàlegs als de la *Formació Miers Bluff*, lutites i roques plutòniques. Tot i que els fragments accidentals es troben de forma generalitzada, no constitueixen més d'un 5 % de la roca, exceptuant la *zona de transició* del Pic Moores en què poden constituir una proporció de més del 50 % del volum total de la roca. Els fragments juvenils

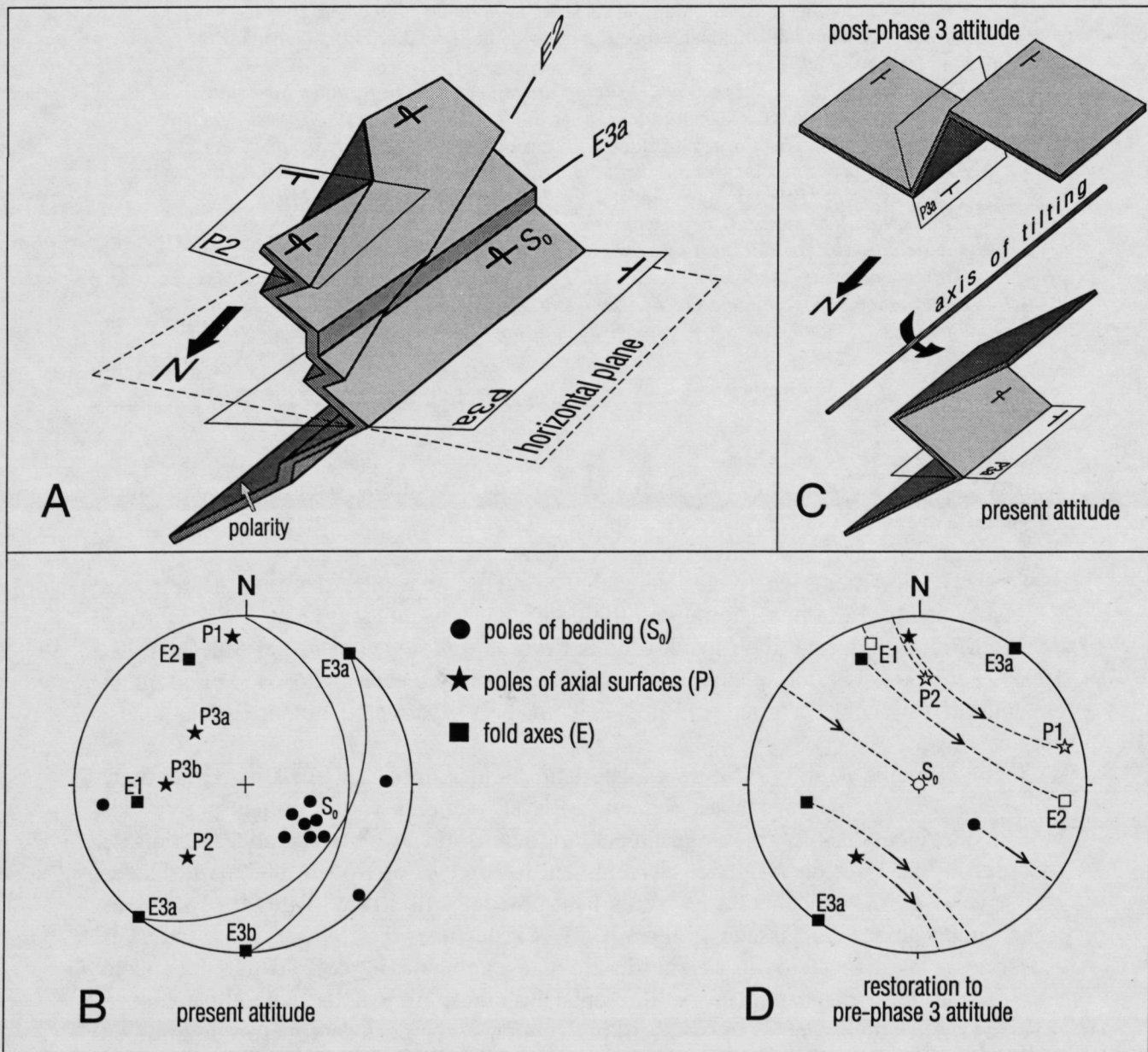


Figura 3.6. Estructura dúctil de la *Formació Miers Bluff*. **a)** Esquema que mostra les actuals relacions entre els plecs de fase 2 i els plecs majoritàriament representats a la Península de Hurd, de fase 3. Per raons de claredat s'ha exagerat la magnitud dels plecs de fase 2 respecte als de fase 3. Noteu que el nord apunta cap a vosaltres. La fletxa en blanc indica la polaritat de la successió. L'estructura mostrada correspon a un sinclinal generat durant la fase 3, basculat cap al SE, de dimensions quilomètriques i geometria oberta. L'única part aflorant a la Península de Hurd n'és el flanc capgirat. **b)** Estereograma (hemisferi inferior) que mostra la disposició actual de l'estratificació, les superfícies axials i els eixos dels plecs de les fases de plegament 1, 2 i 3. Els punts individuals corresponen a les posicions de màxima densitat de cada una de les estructures. La disposició de l'estratificació s'ha representat mitjançant diversos punts per mostrar-ne millor les variacions. **c)** Esquema que mostra la disposició original del plec de primer ordre de fase 3 (de diversos quilòmetres de longitud d'ona) i l'efecte del basculament posterior postulat per Muñoz et al. (1992) i Smellie et al. (1995). Aquest basculament hauria estat una rotació cap al SE que hauria afectat el conjunt de la Península de Hurd. L'única part representada a la Península de Hurd és el flanc curt i capgirat d'aquesta megaestructura. **d)** Estereograma (hemisferi inferior) que mostra com s'ha efectuat la restitució de la disposició de les estructures de les fases 1 i 2 a la posició que haurien pogut tenir anteriorment a la fase 3. Per tal de tornar l'estratificació a la seva posició normal, la restitució s'ha fet utilitzant un eix de rotació paral·lel als eixos dels plecs de fase 3. Aquesta rotació elimina els efectes del plegament de fase 3 i també el basculament.

Fig. 3.6. *Structure of the Miers Bluff Formation. (a).* Sketch illustrating the present-day relationships between phase 2 and 3a folds (the folds most widespread on Hurd Peninsula). Note that north points towards the viewer because this perspective most clearly demonstrates all of the involved elements. The small arrow labelled "polarity" shows the way-up direction and the structure is a first order syncline of phase 3a. Most of the strata exposed on Hurd Peninsula form part of the upper overturned limb only. For clarity, the sizes of the phase 2 folds shown have been enhanced with respect to phase 3 folds. *(b)* Lower hemisphere stereoplots showing the present attitude of bedding, axial surfaces and fold axes of phases 1, 2 and 3. The individual points shown represent areas of maximum density of corresponding data for each structure; several poles to bedding are included to show variation in the present-day regional attitude of bedding. *(c)* Sketch illustrating a possible original attitude of first order phase 3 folds (several km in wavelength) and the effect of the postulated subsequent tilting south-easterly, which affects the whole of Hurd Peninsula. Note that only the short, overturned limb of this megastructure is present in Hurd Peninsula. *(d)* Lower hemisphere stereoplots showing the procedure used to restore phase 1 and 2 structures to their possible pre-phase 3 attitudes. The restoration uses an axis of rotation parallel to phase 3a fold axes, in order to return the overturned bedding to a horizontal upright position. This rotation removes the effects of phase 3a folding and tilting.

inclosos en les bretxes, malgrat que en general es troben intensament alterats, localment es veuen vesiculats i amb formes cuspadas. Anàlogament, la matriu acostuma a trobar-se també intensament alterada però localment s'hi preserva una textura de tipus vitroclàstic formada per esquirles (*shards*) de vidre de forma cuspada. A més, de forma poc comú, també hi ha toves de color clar, formades per esquirles cuspadas de vidre vesiculat (Smellie et al. 1995).

Els nivells de gresos són arenites arcòsiques i grauvaques de gra fi i llims. Generalment els grans són mal seleccionats, entre angulosos i subarrodonits i pobres en matriu.

Les laves, dics i sills són formats predominantment per andesites, basalts i dolerites amb textures variades, sovint similars a les dels fragments de roques volcàniques incloses en les bretxes vulcanoclàstiques. Predominen les textures porfíriques o glomeroporfíriques, i les textures traquíiques són també comunes. Els fenocristalls són de plagiòclasi, augita i minerals opacs (Smellie et al. 1995).

L'alteració intensa és una de les característiques dels materials de la *Formació Mount Bowles*. Les paragènesis d'alteració generalment consisteixen en una combinació d'albita - actinolita - clorita - epidot - esfèn - quars \pm biotita \pm sulfur \pm òxid. La paragènesi de major grau inclou hornblenda - cummingtonita - biotita \pm clorita \pm quars \pm òxid (Smellie et al. 1995). Aquestes paragènesis d'alteració, segons Smellie et al. (1995), són degudes a un metamorfisme de contacte i la circulació de solucions hidrotermals associades a intrusions hipabissals de possible edat cretàica o bé a la intrusió de tonalites eocenes (vegeu més avall).

Tres mostres de laves de la *Formació Mount Bowles* han estat analitzades mitjançant el mètode K-Ar per Smellie et al. (in press) i donen unes edats eocenes de 39.8 ± 1.6 Ma (est del Mont Bowles), 44.4 ± 1.3 Ma (est del Nunatak Willan) i 35.0 ± 3.9 Ma (al NE del Pic Moores). La forta alteració dels materials fa que les edats obtingudes no es puguin interpretar com a edats d'erupció sinó com a edats d'alteració originades durant l'última fase d'escalfament associada a les intrusions de roques plutòniques que afloren en àrees properes (vegeu més avall). Smellie et al. (in press) a partir del model d'edats proposat per Pankhurst & Smellie (1983) consideren que l'edat més probable (no provada) per les roques de la *Formació Mount Bowles* és el Cretaci superior. Aquesta edat sembla ser confirmada per una anàlisi Ar-Ar que indica una edat radiomètrica de 91 Ma (Xiangshen et al. in prep).

Roques plutòniques

A la costa est de la Badia Falsa, a la Punta Barnard i la serralada del Mont Friesland hi afloren intrusions plutòniques majors, que varien entre tonalites i gabres bandejats. El plutó de tonalita probablement té unes dimensions batolítiques i aflora des de la Punta Barnard fins al coll situat 3.5 km al sud-oest de la Punta Renier, on es troba en contacte amb la successió volcànica alterada (Figs 2.8. i 3.2.) (Smellie 1983). A la Punta Barnard la tonalita ha estat datada pel mètode Rb-Sr (biotita) com a 40 Ma (Dalziel et al. 1973), pel mètode K-Ar (biotita) com a 40 ± 5 Ma (Del Valle et al. 1974) i 40 ± 1 i pel mètode K-Ar (hornblenda) com a 46 ± 1 Ma (Smellie et al. 1984). En tot cas, la diferència estratigràfica d'edats és mínima i indica una edat d'Eocè superior. L'edat del metagabre és poc determinada però ha de ser posterior a les roques volcàniques alterades del Mont Bowles i la Punta Renier (edat suposada anterior al Cretaci *mitjà*) i anterior a la intrusió del plutó de tonalita.

Al nord de la Glacera de Charity, a la Badia Falsa, Hobbs (1968) hi descriu afloraments de diorites i d'esquistos. Els esquistos van ser interpretats per aquest autor com a xenòlits de possible edat pre-Cambriana incorporats a la vora del plutó de tonalita. Les interpretacions de Hobbs han estat totalment revisades i corregides posteriorment. Les diorites són interpretades per Smellie (1983) com a gabres que, a causa de la posterior intrusió tonalítica, han experimentat un metamorfisme de contacte (metagabre). Els esquistos es troben exclusivament dins del metagabre i la part foliada del plutó tonalític i formen fulls tabulars i enclaus d'esquist amb una mineralogia idèntica a la del metagabre. L'anàlisi detallada de les textures i les relacions geomètriques entre els diferents cossos i estructures de deformació associats a les vores del plutó tonalític indiquen que els esquistos són dics bàsics que es van emplaçar tot just abans, durant i immediatament després de l'emplaçament de la tonalita i que, per tant, van cristal·litzar en les condicions d'esforç associat a l'emplaçament del plutó de tonalita. Així doncs, segons Smellie (1983) els esquistos són sinplutònics i, per tant, d'edat terciària.

A la Punta Hespèrides (nord de la Península de Hurd) hi ha un *stock* de petites dimensions format per tonalita intensament alterada que s'intrueix en els materials de la *Formació Miers Bluff* tot metamorfitzant-los lleugerament (Fig. 3.1.) (Hobbs 1968). Smellie et al. (1984) interpreten que aquest cos intrusiu deu ser una apòfisi de la intrusió tonalítica de dimensions probablement batolítiques que aflora entre la Badia Falsa i la Punta Renier, datada com a eocena. Els estudis recents i més detallats efectuats per Kamenov (1995) indiquen que el *stock* de la Punta Hespèrides està format per gabre, diorita i quars-diorita i que és una intrusió emplaçada superficialment (2-5 km de profunditat) possiblement associada a activitat volcànica. Aquest estudi ha permès de datar radiomètricament la intrusió de la Punta Hespèrides com a 73 Ma (Cretaci superior) de forma que demostra que l'edat eocena generalment acceptada per aquesta intrusió no és vàlida.

Pallàs et al. (1992) indiquen la presència d'un altre plutó de reduïdes dimensions situat a l'esperó de roca al nord del Pic Moores (capçalera de la Badia Falsa) (Fig. 3.1.). Malgrat que la cartografia de Willan (1994) mostra que aquest plutó forma bona part del Pic Moores (Fig. 2.9.), els mostres de roca més recents indiquen que els afloraments de roques granudes es redueixen probablement a cossos tabulars d'alguns metres de gruix. La intrusió de la capçalera de la Badia Falsa està constituïda per tonalites de gra mitjà, variablement alterades a clorita, epidot i sericita i mostra fractures reomplertes d'epidot, quars i biotita. Malgrat que pel fet de ser cobertes de neu, les vores d'aquest cos no són visibles, la disposició dels afloraments suggereix que es troba intruït en les roques de la unitat de *Bretxes del Pic de Moores*. Aquesta intrusió tant pot ser una petita apòfisi del batòlit tonalític que aflora a l'est de la Badia Falsa (d'edat eocena) o, de forma similar a la intrusió de la Punta Hespèrides, pot tenir una edat cretàica.

El Nunatak Willan (al nord-est de la Península de Hurd) està format per tonalites. Dues mostres n'han estat datades mitjançant el mètode K-Ar com a 41.4 ± 1.3 Ma i 43.3 ± 2.8 Ma (separat d'hornblenda i roca total respectivament) (Smellie et al. in press). Aquesta edat és coincident amb l'edat eocena de la tonalita de la Punta Barnard, de característiques petrogràfiques i de composició geoquímica molt similars. Això permet d'interpretar que l'aflorament del Nunatak Willan forma part de la intrusió batolítica situada a l'est de la Badia Falsa (Smellie et al. 1995 i Smellie et al. in press).

Estructures de deformació fràgil

A la Península de Hurd hi ha un sistema de venes i bretxes hidrotermals amb associació de mineralitzacions metàl·liques que talla els materials de la *Formació Miers Bluff* i es concentra majoritàriament a la banda oest de la península. Caminos et al. (1973) destaquen que al sud de Johnsons Dock hi ha venes de quars + feldspat + sulfurs que es disposen paral·lelament a falles de fort cabussament de direcció NNE. Del Valle et al. (1974) descriuen dues generacions de bretxes cimentades per quars i sulfurs, que interpreten com a mesotermals i associades al plutó tonalític de la Punta Hespèrides. L'associació entre les venes i aquest plutó també és recolzat per Pride et al. (1981), els quals observen un augment de la quantitat de venes amb la seva proximitat i recolzen, per tant, una edat eocena que és l'edat que generalment s'acceptava per la intrusió de la Punta Hespèrides.

A partir de dades de micro-falles i de les relacions de tall entre falles, dics magmàtics i venes de quars + calcita, Santanach et al. (1992) fan una anàlisi qualitativa de la fracturació de la Península de Hurd. Posteriorment, Pallàs (1993) aplica un mètode d'anàlisi quantitatiu a la mateixa població de falles i obté resultats molt similars. Aquest darrer autor suggereix que la deformació fràgil de la Península de Hurd es pot explicar de forma adequada mitjançant tres fases. La primera és marcada per un règim direccional amb l'eix d'esforç màxim (σ_1) orientat NO-SE i de magnitud similar a la de l'eix intermedi (σ_2), de disposició vertical. Aquesta fase hauria donat lloc a l'emplaçament majoritari de filons de quars + calcita i la formació d'una família de falles destres-normals de direccions compreses entre N120 i N155 i falles sinistres-normals compreses entre N155 i N190. La segona fase és dominada per un règim direccional en què l'eix intermedi té una disposició vertical i és de dimensió semblant a l'eix mínim (σ_3), orientat NO-SE. Aquesta fase hauria donat lloc a una família de falles inverses-sinistres entre les direccions N103 i N158 i falles inverses-destres de direccions compreses entre N158-N213. Finalment, la tercera fase és dominada per un règim extensiu en què l'eix major és vertical i de magnitud semblant a l'eix intermedi, de direcció NE-SO. Aquesta fase hauria provocat la formació de falles normals-destres entre les direccions N026 i N061 i falles normals-sinistres entre les direccions N061 i N096. L'emplaçament dels dics s'hauria pogut produir al llarg de totes les fases (Pallàs 1993). Segons Santanach et al. (1992) i Pallàs (1993), les estructures associades a la fase de deformació més antiga afecten al plutó tonalític de la costa est de la Badia Falsa datat en 40-47 Ma (vegeu més avall) de manera que es proposa que bona part de la deformació fràgil observada (i per tant les venes i els dics) deu tenir una edat eocena o posterior.

Willan (1992 i 1994) indica que el feix principal de venes i filons té una llargada de 10 km en direcció NNE i 2 km d'amplada. Hi ha predomini de quars hidrotermal, clorita, calcita i calcedònia, amb quantitats variables de sulfurs. Segons aquest autor, les textures anguloses de les bretxes indiquen un origen epitermal (més superficial que el proposat anteriorment) amb fragmentació i transport per solucions hidrotermals i posterior reompliment de les porositats per precipitació. De forma similar a Santanach et al. (1992) i Pallàs (1993), Willan (1994) interpreta que l'activitat hidrotermal va ser simultània al fallament de direcció NNE i que va anar acompanyada de l'emplaçament de dics dacítics. Posteriorment s'haurien produït falles direccionals ONO-ESE, intrusió de stocks de tonalita properament a la superfície i diverses fases d'intrusió de dics d'andesita basàltica. La poca profunditat a la que es produeixen aquestes manifestacions hidrotermals i magmàtiques suggereix a Willan (1994) que aquestes deurien anar

associades al vulcanisme representat de forma majoritaria a l'Illa de Livingston d'edat cretàica. Així doncs l'edat generalment considerada eocena d'aquest hidrotermalisme i de la fracturació associada queda posada en dubte i se suggereix una possible edat de Cretaci *mitjà* a superior.

3.2. PENÍNSULA DE BYERS

La Península de Byers és l'àrea descoberta de gel més extensa de l'Illa de Livingston i és una de les localitats de les Illes Shetland on la roca del substrat ha estat estudiada en més detall. Al llarg del nostre projecte no hem efectuat treball de camp en aquesta àrea.

3.2.1. Antecedents

La successió sedimentària i volcànica que aflora a la Península de Byers ha estat l'objecte d'un gran nombre d'observacions puntuals de caire exploratori (Hobbs 1968, Araya & Hervé 1965) i de mostres paleontològics no sistemàtics (Fuenzalida 1965, González-Ferran 1970, Tavera 1970, Hernández & Azcárate, 1971 i Covacevich 1976). Aquests treballs inicials indiquen la presència de roques sedimentàries i volcàniques i l'existència de fauna mesozoica del Juràssic superior i el Cretaci inferior. El conjunt de la successió de la Península de Byers va ser analitzat per primer cop per Valenzuela & Hervé (1972). Posteriorment Smellie et al. (1980) va definir la successió formalment com a *Formació Byers* i la va subdividir en els membres *Mudstone*, *Mixed Marine*, *Volcanic* i *Agglomerate* (Fig. 2.10.). Aquest estudi suggereix que la successió sedimentària marina passa, a través d'una alternança de fàcies continentals i marines (banda oest de la península), cap a una successió totalment volcànica registrada en els dos membres superiors (banda est).

Els tres membres inferiors de la Formació Byers van ser posteriorment estudiats i redefinits en més detall per Crame et al. (1993). Aquests autors apugen la successió de la Península de Byers al nivell de grup (*Grup de Byers*) en el qual inclouen la *Formació Anchorage* (equivalent al *Membre Mudstone* de Smellie et al. 1980), les formacions *Devils Point* i *President Beaches* (equivalents a l'antic *Mixed Marine Member*) i la *Formació Chester Cone* (equivalent a part del *Volcanic Member*) (Fig. 2.11.).

Grup de Byers

Recentment, el conjunt de la successió de la Península de Byers ha estat i està sent reexaminat, cartografiat i datat paleontològicament en detall. Hathway & Lomas (1995a, b i treball en curs) proposen una nova subdivisió estratigràfica del *Grup de Byers*. Les formacions *Anchorage* i *President Beaches* es mantenen segons la subdivisió anterior de Crame et al. (1993), mentre que la *Formació Devils Point* passa a constituir un membre de la *Formació Chester Cone* (*Membre Devils Point*). L'estudi de la totalitat de la successió permet la definició de les noves *Formació Negro Hill* i *Formació Start Hill* (equivalents a part del *Membre Volcànic* i al *Membre Agglomerate* de Smellie et al. 1980, respectivament). El conjunt del *Grup de Byers* forma una seqüència regressiva que registra l'avenç de les fàcies no marines d'arc volcànic cap a les fàcies marines d'una conca d'avant-arc proximal (Hathway & Lomas 1995b).

El treball d'aquests darrers autors encara es troba en vies de publicació i per tant els seus resultats encara poden experimentar variacions substancials. A continuació exposem una síntesi estratigràfica del *Grup de Byers* que hem elaborat a partir dels treballs ja publicats i de la informació recentment presentada al *VII Internacional Symposium on Antarctic Earth Sciences* a Siena, Itàlia (cartografia a escala 1:25.000 i abstracts).

Estratigrafia

La localitat tipus és la Península de Byers però la successió també aflora a l'Illa Rugged i a President Head (Illa Snow) (Crame et al. 1993). Segons Hathway & Lomas (1995), el *Grup de Byers* està format per una successió marina majoritàriament argilosa d'aproximadament 1.100 m de potència que és recoberta superiorment per aproximadament 1.300 m de roques vulcanoclàstiques no marines. El contingut en invertebrats marins, fragments de peixos, palinomorfs i microfòssils de plantes indica una edat compresa entre el Kimmeridgià i l'(?Aptià (Juràssic superior a Cretaci inferior) (Hathway & Lomas 1995).

La *Formació Anchorage* aflora a la banda oest de la Península de Byers, al sud del Promontori Ray, es troba en contacte per falla amb els sediments i roques volcàniques de la *Formació President Beaches* i té una potència mínima aproximada de 120 m (Fig. 2.11.). La successió és dominada per argiles negres, sense bioturbació i riques en radiolaris, en què s'intercalen gresos i toves. L'edat de la *Formació Anchorage* es dedueix a partir de l'associació de bivalves, ammonits i belemnits, la qual suggereix una edat de Kimmeridgià a Titonià (Juràssic superior) (Crame 1984, Crame et al. 1993).

S'interpreta que les argiles amb radiolaris de la *Formació Anchorage* corresponen a una sedimentació a partir de suspensió i que registren una transició entre condicions anaeròbies i aeròbies alternants (Pirrie & Crame 1995). Els gresos intercalats en les argiles corresponen a sedimentació a partir de corrents turbidítics, mentre que les toves corresponen tant a la sedimentació a partir de processos de caiguda (*air-fall*) com a la resedimentació per corrents turbidítics (Pirrie & Crame 1995).

La *Formació Anchorage* té unes característiques sedimentològiques molt similars amb la *Formació Nordenskjöld* (vegeu apartat 2.10.), amb la qual és correlacionable temporalment. Tot i que la *Formació Anchorage* ha estat inclosa dins del *Grup de Byers*, tal com suggereix la llegenda del mapa preliminar elaborat per Hathway & Lomas (1995a) es tracta d'una unitat amb unes característiques d'ambient sedimentari prou diferenciades de la resta de materials de la Península de Byers perquè pugui ser considerada una unitat estratigràfica a part.

La *Formació President Beaches* aflora a la banda oest de la Península de Byers (Fig. 2.11.). Malgrat la deformació i l'aflorament discontinu Hathway & Lomas (1995b) li calculen una potència de 600 a 800 m. La base (≤ 160 m) és constituïda per lutites negres sense bioturbació alternant amb gresos de gra fi a mitjà. La unitat basal grada superiorment cap al *Membre Lenticular Sandstone* (≤ 140 m de potència) dominat per cossos de gresos lenticulars de potència mètrica (8-16 m) que passen lateralment a lutites. Superiorment hi ha lutites sense radiolaris rarament bioturbades que mostren laminació paralela fina i estructures de deformació gravitacional de tipus *slump* de fins a 30 m de potència i falles sinsedimentàries. Superiorment, el *Membre Lager Point* és constituït per una intercalació de conglomerats, gresos i lutites, amb estrats d'escala entre mètrica i milimètrica. Aquest membre es caracteritza per la continuïtat lateral de les fàcies sorrenques i la presència de nivells de conglomerats caòtics amb suport de matriu de fins a 20 m (o més) de potència (Crame et al. 1993). La *Formació President Beaches* inclou ammonits i bivalves. La palinologia indica que la sedimentació es deuria produir en un ambient amb influència tant continental com marina. Els estudis palinològics indiquen una edat de Berriasià (trànsit Juràssic-Cretaci) (Duane in press).

Segons Hathway & Lomas (1995b) aquesta formació registra uns índex molt elevats de sedimentació detrítica corresponent a un talús inestable de pendent relativament elevat.

La *Formació Start Hill* aflora al Ray Promontory (extrem NO de la Península de Byers) i correspon a l'antic *Membre Agglomerate* de Smellie et al. (1980). Té una potència mínima de 270 m i és formada per bretxes volcàniques de composició basàltica. Hathway & Lomas (1995a) inclouen aquesta formació dins de la part marina del *Grup de Byers* i proposen una edat de (?)Berriasià (trànsit Juràssic-Cretaci).

La *Formació Chester Cone* recobreix la *Formació President Beaches*, és recoberta discordantment per la nova *Formació Negro Hill* i té una potència de 300-800 m (Hathway & Lomas 1995a i b). La *Formació Chester Cone* es divideix en el *Membre Devils Point* (l'anterior *Formació Devils Point* de Crame et al. 1993, Fig. 2.11.) i el *Membre Sealer Hill*. El *Membre Devils Point* es troba a la base de la formació i és format per conglomerats i quantitats menors de gresos que indiquen una sedimentació en massa que és interpretada com al resultat d'un rejuveniment de l'àrea font (Hathway & Lomas 1995b). Hi ha fòssils d'ammonits, bivalves, peixos, serpúlids i fragments de plantes. Els ammonits i alguns dels bivalves tenen fortes afinitats amb els que típicament es troben en sediments corresponents al Berriasià (Crame et al. 1993). El *Membre Sealer Hill* és dominat per lutites amb quantitats menors de gresos de gra mitjà i correspon a la sedimentació en un ambient de plataforma de baixa energia amb influència d'episodis tempestuosos (Hathway & Lomas 1995b). Aquest membre és travessat per una intrusió sinsedimentària d'andesita basàltica a la qual s'associen bretxes peperítics (Smellie et al. 1980, Hathway & Lomas 1995a i b). Les anàlisis palinològiques preliminars indiquen una edat de Berriasià superior a Valanginià inferior (Cretaci inferior) (Duane in press).

La *Formació Negro Hill* és estudiada en detall per primer cop per Hathway & Lomas (1995a, b i en curs). Constitueix la part no marina del *Grup de Byers* i es disposa sobre una discordança angular de baix angle però clarament erosiva sobre la *Formació Chester Cone* (Hathway & Lomas 1995b). Els 200-240 m basals estan formats per ignimbrites (amb soldament i sense) i nivells epiclàstics (amb conglomerats ignimbrítics) que inclouen abundats restes de plantes. La resta de la successió és formada principalment per roques vulcanoclàstiques mal seleccionades (mida predominant de grànul a còdol) que s'interpreten com al resultat de fluxos de tipus *debris-flows*. Segons Hathway & Lomas 1995b, aquest interval també inclou un parell de nivells ignimbrítics i fàcies de conglomerats basàltics de poca extensió lateral corresponents a períodes entre diferents erupcions que registren la sedimentació en ambients fluvials i lacustres en una àrea subsident. També s'hi inclou un tram dominat per lutites i gresos que probablement registra la sedimentació en una conca lacustre subsident. Es proposa una edat mínima d'Aptià i una edat màxima de Valanginià (Cretaci inferior) (Hathway & Lomas 1995a).

Datació radiomètrica de les roques volcàniques i subvolcàniques

La successió de la Península de Byers, especialment la part marina, es troba afectada per múltiples sills, dics i pitons subvolcànics (Fig. 2.10.). Aquests cossos intrusius estan formats majoritàriament per basalt i andesita i, les de major volum, inclouen diorita i microgabre (Smellie et al. 1980). Un sill i un dic que tallen les roques vulcanoclàstiques de la *Formació Start Hill* donen una edat K-Ar de 126 Ma, que, d'entre les fiables, és la

més antiga obtinguda en tota la Península Byers (Pankhurst et al. 1979). Aquests investigadors també daten roques ígnies de la zona sud i central de la península i obtenen edats K-Ar d'entre 108 i 113 Ma (108 Ma la intrusió de dolerita a l'oest de Vietor Rock, 108 Ma les (?)laves a Vietor Rock, 110 Ma i 113 Ma les intrusions de Chester Cone i 109 Ma un nivell ignimbrític del Chester Cone). La validesa d'aquests resultats és posteriorment ratificada mitjançant noves datacions Rb-Sr efectuades per Smellie et al. (1984). Les mostres de la intrusió de Negro Hill (est de la península) són les més fresques i donen una edat molt fiable de 92 Ma que permeten d'assegurar que la part més moderna de la successió de la Península de Byers ha de ser anterior a aquesta edat (Pankhurst et al. 1979). No està clar quina validesa poden tenir les edats radiomètriques posteriors a 90 Ma i és possible que siguin degudes a una alteració posterior associada a una última fase d'activitat ígnia a la Península de Byers que hauria pogut tenir lloc al voltant de 75 Ma (Pankhurst et al. 1979, Smellie et al. 1984).

Estructura

Segons Valenzuela & Hervé (1972) la successió de la Península de Byers es troba deformada per plecs de gran escala de direcció NO-SE. Els cabussaments són d'uns 30 ° i no hi ha clivatge. Segons Smellie et al. (1980) el cabussament general és suau cap a l'est i l'est-nord-est i està afectat per plecs suaus que li donen una estructura en *dome & basin*. Segons aquests autors els cabussaments màxims arriben als 50 °. Hi ha un increment en el grau de deformació d'oest cap a est, però no es veu cap relació clara entre els plecs i les intrusions magmàtiques (Smellie et al. 1980).

La direcció de dics principal és NO-SE a ONO-ESE (Valenzuela & Hervé 1972 i Smellie et al. 1980).

Segons Hathway & Lomas (1995a, b), l'estructura de la part sud i central de la península és dominada per una sèrie de falles normals de direcció ENE, amb enfonsament predominant dels blocs situats al sud. Els canvis en la potència de la sèrie a banda i banda de les falles indica una deformació sinsedimentària. L'engruiximent cap al sud de com a mínim la part superior de la *Formació Negro Hill* permet interpretar que l'àrea de major subsidència es trobava en aquesta direcció. Aquests autors proposen que la successió s'hauria pogut dipositar a la vora externa d'una conca d'avant-arc sotmesa a una extensió de direcció NNO-SSE.

3.3. CAP DE SHIRREFF

Anteriorment al nostre estudi, únicament Hobbs (expedició de 1957-58) havia fet alguna observació geològica al Cap de Shirreff. El nostre treball en aquesta àrea es basa en un reconeixement al camp, acompanyat de presa de mostres i de dades estructurals. Els resultats de la datació i anàlisi geoquímica (òxids majors i elements traça) d'una de les mostres recollides per nosaltres són publicats per Smellie et al. (in press) i els incloem en l'apartat *antecedents*.

3.3.1. Antecedents

Segons Smellie et al. (1984), Hobbs destaca que al Cap de Shirreff hi ha presència de roques volcàniques amb cabussaments forts cap al NE i el SO.

Smellie et al. (in press) daten una mostra procedent de la zona sud de la península del Cap de Shirreff mitjançant el mètode K-Ar. Es tracta d'un basalt olivínic poc alterat que pot correspondre a una lava o bé a un dic i que dona una edat de 90.2 ± 5.6 Ma (Cretaci superior). Aquesta dada s'interpreta com l'edat d'erupció, que seria una edat mínima en el cas que la mostra analitzada correspongués a un dic.

Les anàlisis geoquímiques efectuades (elements traça) indiquen una gran similitud amb les anàlisis de les roques volcàniques del *Grup de Byers* de manera que suggereixen que, probablement, la successió del Cap de Shirreff és correlacionable amb aquest grup estratigràfic (Smellie et al. in press).

3.3.2. Descripció

Litologia

Al Cap de Shirreff hi ha aflorament de roques volcàniques i roques hipabissals. Les roques volcàniques són laves i bretxes vulcanoclàstiques que constitueixen una successió de com a mínim 450 m de potència, de la qual ni la base ni el sostre es troben exposats. Les roques hipabissals són dics que tallen la successió volcànica (Fig. 3.7.).

Les laves són l'element dominant del Cap de Shirreff. Generalment constitueixen una alternança de nivells tous i durs d'entre 20 cm i pocs metres de gruix, sense disjunció columnar. Aquests trams en què hi ha alternança de nivells durs i tous mostren superfícies d'estratificació irregulars, amb nivells de potència variable, presència local de discordances angulars i onlaps que reflecteixen geometries deposicionals complexes (Fotografia 3 de l'Annex A). Tot i la freqüent diferenciació en nivells de diferent duresa, la litologia és molt homogènia i sovint la successió té un aspecte massiu. Les laves es divideixen en basalts olivínics i andesites basàltiques.

Els basalts olivínics tenen textura porfírica amb fenocristalls de plagiòclasi, oliví i piroxè que es troben inclosos en una matriu de gra fi cristal·lina, amb textura intergranular. Els fenocristalls de plagiòclasi són els més abundants, no mostren inclusions ni zonació i generalment formen glomerocristalls. Els fenocristalls de piroxè són rars. La matriu és constituïda majoritàriament per cristalls tabulars de plagiòclasi i, en menor quantitat, piroxè.

Les andesites basàltiques majoritàriament tenen textura porfírica amb fenocristalls de plagiòclasi i piroxè. Els fenocristalls de plagiòclasi són predominants, generalment frescos, sense inclusions ni zonació. La matriu és de gra fi a mitjà amb textura intergranular o pilotàxica formada per plagiòclasi, piroxè, òxids de ferro i possiblement quantitats menors de vidre. Algunes mostres d'andesites basàltiques tenen una textura granuda de gra mitjà amb una alta proporció de plagiòclasi (fins a 70 % del volum).

El grau d'alteració de les laves és variable. Les mostres més fresques mostren clorita en la matriu. En les mostres alterades de basalts olivínics, els fenocristalls d'oliví es troben pseudomorfitzats a limonita, iddingsita i serpentina. Els cristalls de plagiòclasi i la matriu sovint es troben clorititzats i en algunes andesites basàltiques la plagiòclasi es troba pseudomorfitzada a zeolites. Les amígdales són reomplertes per clorita i en les andesites basàltiques també per zeolita i calcita.

Les bretxes vulcanoclàstiques predominen únicament en dues àrees situades a la part nord del Cap de Shirreff. La més extensa se situa al voltant del cim de el Toqui (punt més alt de la península), mentre que l'altra se situa en l'extrem nord-est del Cap de Shirreff (Fig. 3.7.). Es tracta de bretxes litificades amb suport de còdol, formades per fragments de roca volcànica angulosos a subangulosos de dimensions variables entre 5 i 80 cm de diàmetre (Fotografia 4 de l'Annex A). L'aspecte general d'aquests dipòsits és massiu i únicament en algun dels escassos afloraments en què hi ha laves interstratificades s'hi pot deduir la disposició de l'estratificació.

Els dics que tallen la successió volcànica del Cap de Shirreff tenen un aspecte, tant al camp com en làmina prima, molt semblant al de les laves. El fet que la successió volcànica mostri localment un aspecte massiu fa que no sempre es pugui discernir amb claredat quins són els canvis litològics deguts a contactes intrusius (dics) i quins són deguts a l'estratificació regional (laves). En alguns casos, aquesta dificultat es resol gràcies a les diferències texturals associades a les vores dels dics. Els dics tenen llargades compreses entre pocs metres i 400 m, gruixos d'entre 40 cm i 10 m i mostren lleugeres variacions en el grau de cabussament i direcció. La tendència general és que tenen cabussaments propers a la vertical i que tallen la successió volcànica en angles alts.

Els dics estan formats per pòrfirs basàltics i andesítics. Mostren textura glomeroporfírica amb fenocristalls de plagiòclasi i una quantitat molt menor de piroxè, inclosos en una matriu de gra fi amb textura intergranular o pilotàxica. La matriu és formada per plagiòclasi, piroxè, minerals opacs i clorita secundària. Hi ha serpentinita i clorita que possiblement reemplacen fenocristalls d'oliví. Sovint els dics mostren una quantitat important de vesícules que estan parcialment reomplertes per clorita i calcita.

Estructura

El cabussament de la successió del Cap de Shirreff és fortament variable entre 15 i 80°. Els cabussaments més suaus es concentren a la banda sud de la península, mentre que en les parts centrals i nord hi ha cabussaments generalment més acusats (Figs. 3.7., 3.8.a. i 3.9.). Les petites discordances angulars associables a les geometries deposicionals dels materials volcànics indiquen que les fortes variacions en el cabussament poden tenir un origen parcialment primari i, per tant, podrien no estar únicament relacionades amb una deformació posterior. No obstant això, la disposició dels cabussaments en sentits oposats amb un marcat màxim NO-SE en la direcció de les capes (Figs. 3.7. i 3.8.a.) indica que la disposició ha d'estar fortament influïda per una

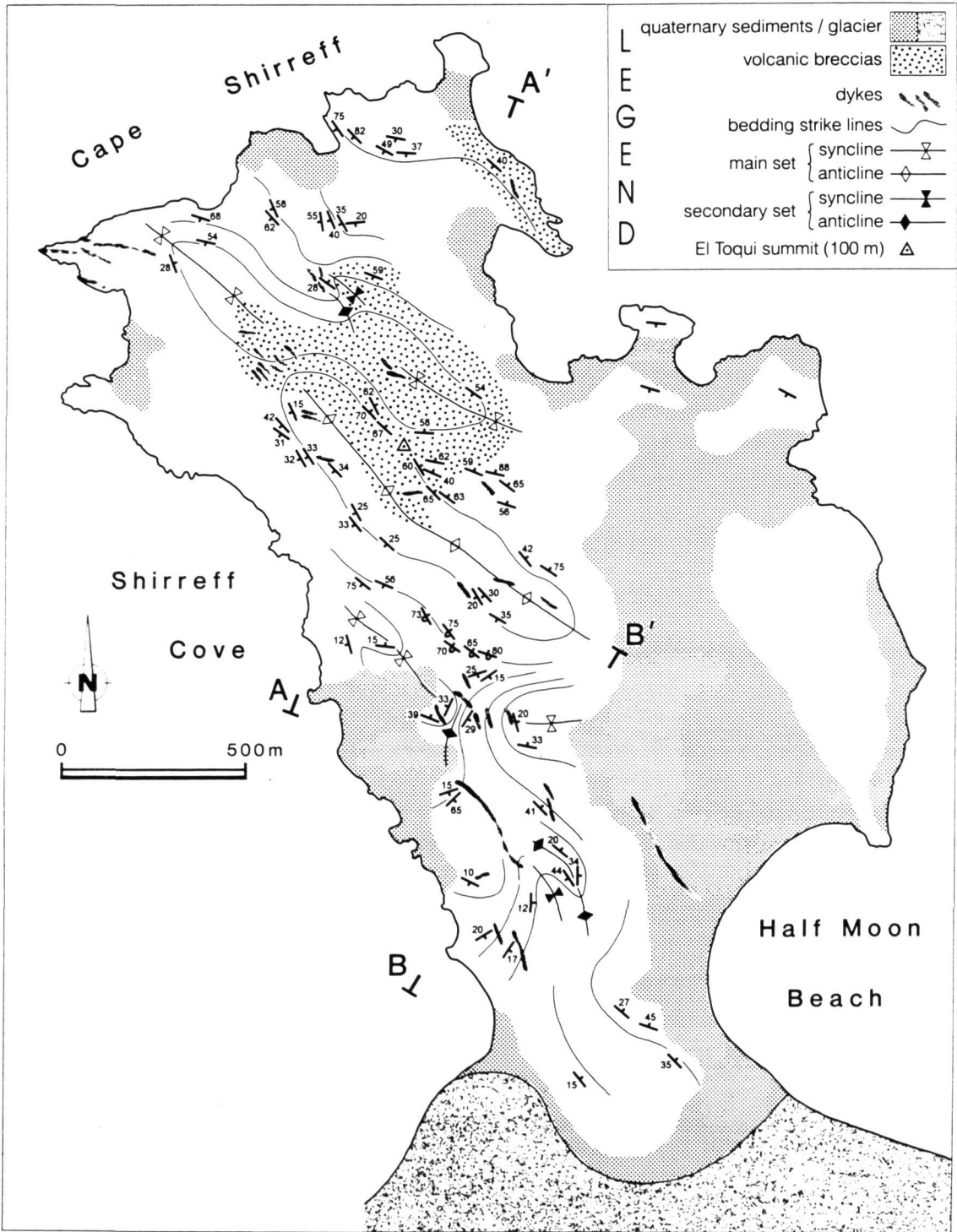


Figura 3.7. Esquema cartogràfic i de traces de l'estratificació del Cap de Shirreff. En blanc es marca l'aflorament majoritari de laves. Les traces de l'estratificació no tenen en compte l'efecte del relleu que, a causa de la topografia majoritàriament planar d'aquesta localitat, no deu ser molt important. En l'àrea marcada amb aflorament de bretxes vulcanoclàstiques hi ha laves interestratificades.

Fig. 3.7. *Geological and bedding trace sketch map of Cape Shirreff. White areas indicate a predominance of lavas. Bedding strike lines do not consider the topographic effect and may differ slightly from geological boundaries. The area indicated by the volcanic breccias pattern also includes minor interstratified lavas.*

The stratigraphic succession at Cape Shirreff has a minimum thickness of 450 m and is mainly formed by lavas and a smaller amount of volcanoclastic breccias. Lavas are olivine basalts and basaltic andesites which are locally well stratified but in most areas give a homogeneous, sometimes massive aspect to outcrops. Volcanoclastic massive breccias are found at the northern part of Cape Shirreff where, in a few outcrops, appear interstratified with lavas. Breccias are indurated, heterometric, grain-supported and constituted by angular to subangular fragments of volcanic rocks, 5 to 80 cm in diameter.

The whole succession is cut by subvertical dykes (10 to 40 cm thick and a few meters to 400 m long). They are constituted by commonly vesiculated basaltic and andesitic porphyrites, lithologically indistinguishable from lavas.

Lavas dip variably between 15 and 80°, more gently at the southern area than at central and northern areas. Some significant variations in dipping attitude are associated to depositional geometry. Nevertheless, the general dipping pattern is clearly consistent with NW-SE large scale folds showing a gentle dome & basin structure. At the southern area, the NW-SE direction of folding is not so well developed and structure seems to be consistent with an interference of N-S and E-W oriented folds. As no polarity criteria were available, the few inverted bedding symbols shown in the figure (central area) have been shown so as to maintain consistency with bedding trace lines. These apparently overturned beds can probably be explained as an effect of the complex primary structures affecting the volcanic pile, rather than by the effect of tectonic deformation.

The large scale NW-SE folds are consistent with NE-SW shortening. This shortening direction is parallel to the direction of extension deducible from dykes. Thus, folds and dykes are not consistent with the same deformational event.

A lava or dyke from southern Cape Shirreff yielded an K-Ar age of 90.2 ± 5.6 Ma.

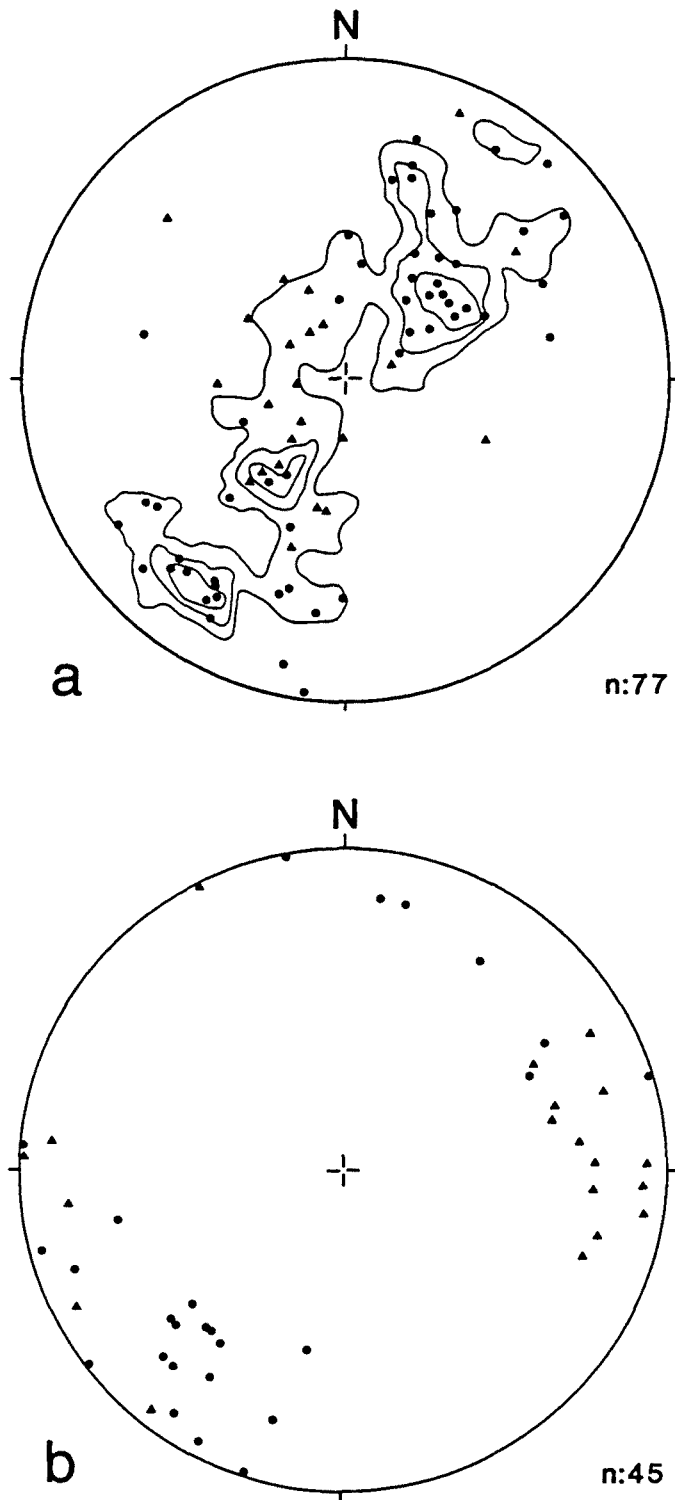


Figure 3.8. Estereogrames de la disposició de l'estratificació i dels dics al Cap de Shirreff. a) estratificació, b) dics. Els punts negres corresponen a l'àrea nord i central de la península mentre que els triangles corresponen a l'extrem sud. Els contorns corresponen a unes concentracions de punts de 1.9, 3.9, 5.8 i 7.8 % per cada 1 % de superfície.

Fig. 3.8. Lower hemisphere stereographic plots showing the attitude of bedding and dykes measured at Cape Shirreff. a) bedding, b) dykes. Data from the northern and central areas of the peninsula are represented by black dots while those from the southern area are represented by triangles. Contours correspond to 1.9, 3.9, 5.8 and 7.8. % per 1 % of the area.

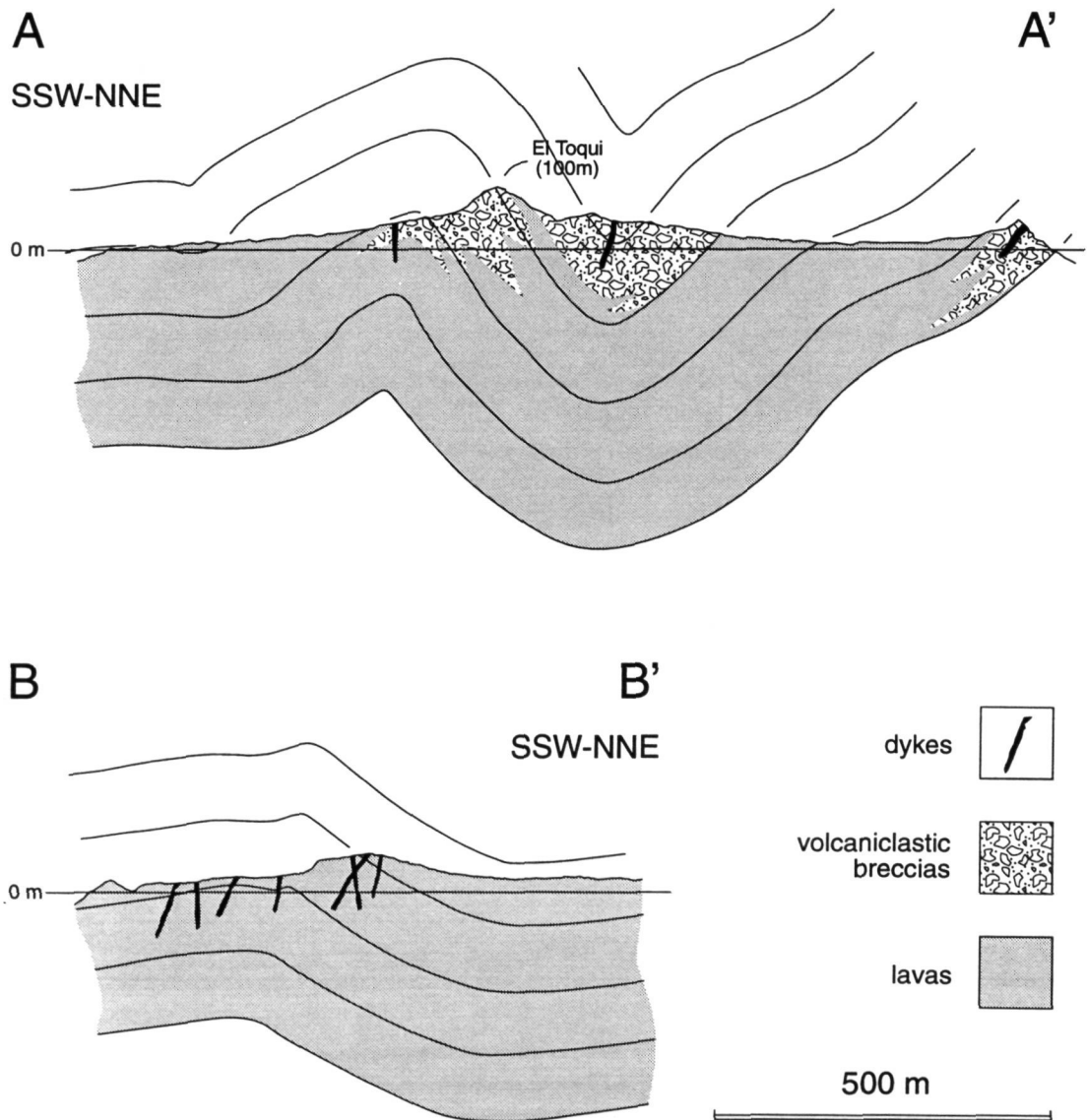


Figura 3.9. Talls geològics esquemàtics transversals del Cap de Shirreff (vegeu-ne la situació a la figura 3.7). Aquests talls no tenen en compte les discordàncies angulars d'origen deposicional que afecten a la successió de les laves, ni les probables variacions de gruix de les capes. Els passos laterals entre les bretxes vulcanoclàstiques i la resta de la successió són suggerits de forma temptativa, però no es poden descartar relacions geomètriques més complexes.

Fig. 3.9. Geological sketch cross sections of Cape Shirreff (see Fig. 3.7. for location). Both angular unconformities of depositional origin and variations in bedding thickness have been omitted. Lateral variation from breccias to lavas is tentatively suggested here, but a more complex geometric relationship cannot be ruled out.

deformació tectònica. La construcció del mapa de traces a partir de les dades disponibles de cabussaments (Fig. 3.7.) revela la presència de plecs d'escala hectomètrica que formen una estructura en *dome & basin*. Aquesta estructura, com a mínim a la part central i nord de la península és dominada per plecs de direcció preferent NO-SE els quals formen un anticlinal i un sinclinal oberts (Fig. 3.7. i 3.9.). A l'extrem sud de la península, la direcció de plegament predominant NO-SE és menys marcada i el mapa de traces suggereix una interferència de plecs laxos amb possibles direccions N-S i E-O (Fig. 3.7. i 3.9.). Els cabussaments invertits marcats a la part central de la península del Cap de Shirreff (Fig. 3.7.) no es basen en cap criteri de polaritat i únicament han estat representats per mantenir coherència amb l'esquema de traces. Aquesta disposició es pot explicar de forma senzilla tenint en compte la presència de petites discordances d'extensió local i la forta inclinació que haurien pogut tenir les capes originalment, en el moment de la seva deposició.

Els dics tenen una orientació força variable però mostren un màxim clar en la direcció NO-SE i cabussaments propers a la vertical (Fig. 3.8.b.).

3.3.2. Interpretació

Relació temporal entre laves i dics

El dics que tallen la successió volcànica del Cap de Shirreff es troben generalment vesiculats i sovint són petrològicament indistingibles de les laves. Aquesta observació fa pensar que els dics s'haurien pogut emplaçar prop de la superfície i que podrien estar estretament associats a l'erupció de les laves, de forma que podrien ser parcialment sincrònics a part de la successió volcànica. Per tal de comprovar aquesta possibilitat caldria efectuar datacions isotòpiques i anàlisis geoquímiques tant dels dics com de les laves per intentar conèixer si les edats d'uns i altres són properes i si es tracta de roques de composició compatible amb una mateixa font magmàtica. Aquest tipus d'estudi està fora de l'abast del nostre treball.

Això no obstant, hi ha criteris indirectes que indueixen a dubtar de la possibilitat que els dics tinguin edats properes a les de les laves: El fet que els dics siguin majoritàriament verticals fa pensar que es deuriem emplaçar posteriorment al plegament de la successió. També cal destacar que els dics i els plecs tenen unes direccions força coincidents, de manera que la direcció d'escurçament deduïble a partir dels plecs hectomètrics (NE-SO) és paral·lela a la direcció d'extensió deduïble a partir dels dics. Aquesta incompatibilitat indica que aquestes estructures es van haver d'originar sota l'efecte de règims tectònics clarament diferents. Així doncs, fins i tot en el cas que la deformació de la successió hagués estat parcialment sincrònica a la sedimentació de la pila volcànica, l'emplaçament dels dics s'hauria hagut de produir en un període clarament posterior, sota els efectes d'un altre règim tectònic.

3.4. PUNTA HANNAH

A la Punta Hannah hi ha l'aflorament més continu de roques volcàniques de l'Illa de Livingston (Fotografia 7 de l'Annex A). A part de la qualitat excepcional de l'aflorament, l'interès d'aquesta localitat rau en el fet que se situa en una àrea amb escassos afloraments de roca, a mig camí entre la Península de Byers i els afloraments de la banda est de l'illa. Tot i això, anteriorment al nostre treball, la Punta Hannah únicament havia estat visitada per Hobbs (1968). El nostre estudi es basa en un reconeixement de la successió al camp, mostreig dels diferents nivells, descripcions de les mostres de mà i anàlisi petrogràfica de les làmines primes i està en vies de publicació (Sàbat et al. in press). Els resultats de la datació i anàlisi geoquímica (òxids majors i elements traça) de dues de les mostres recollides per nosaltres són publicats per Smellie et al. (in press) i aquí els incloem en l'apartat *antecedents*.

3.4.1. Antecedents

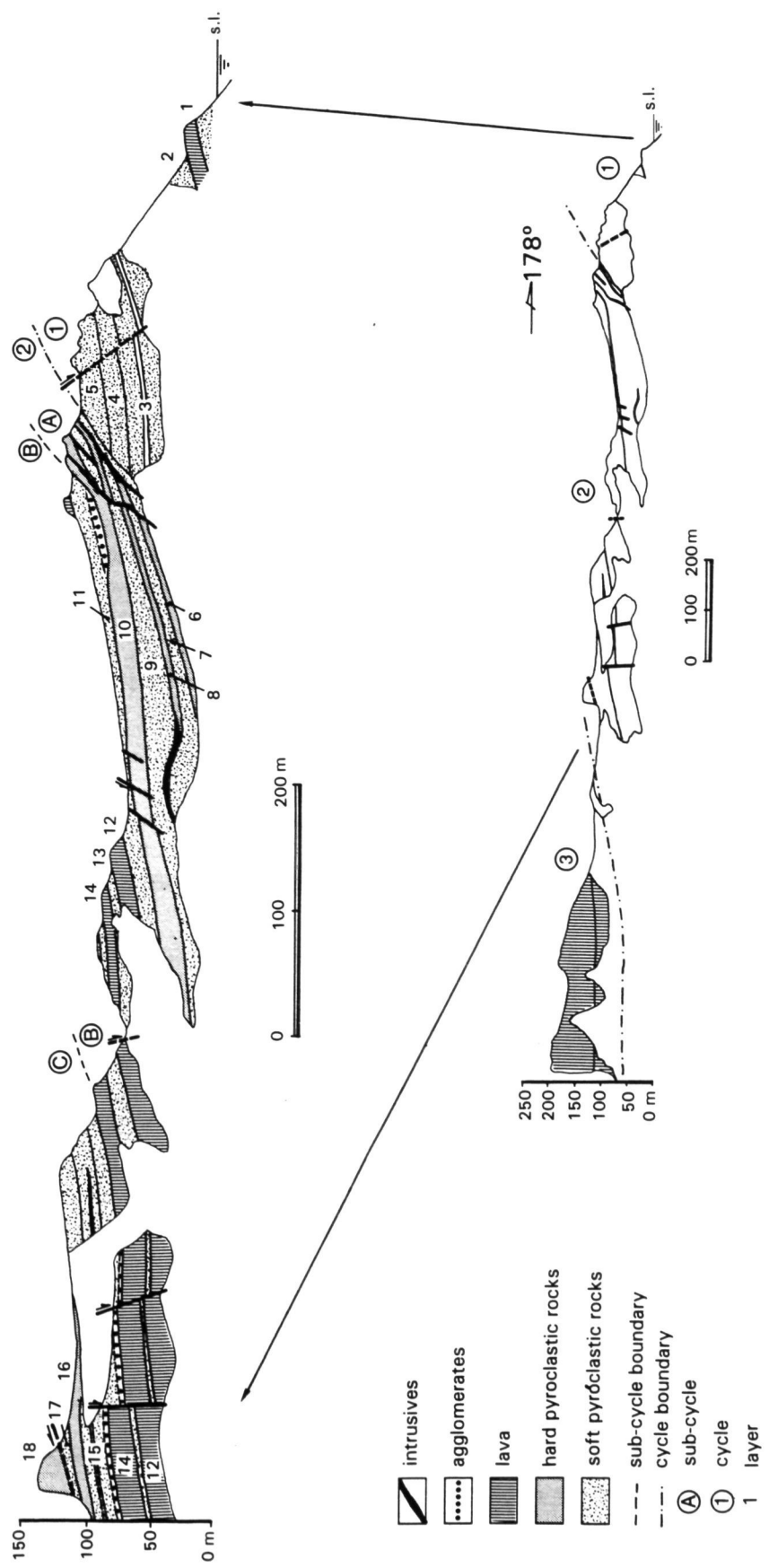
Hobbs (1968) indica que a la Punta Hannah hi ha una successió de roques volcàniques que és divisible en els tres trams següents: El tram inferior (43 m de potència) és format per andesites massives amb un contingut elevat de zeolites majoritàriament a la part alta dels nivells. El tram intermedi (110 m) és format per roques vulcanoclàstiques poc consolidades, cendres i laves amb amígdals. El tram superior (195 m) és constituït per una alternança de nivells d'andesites massives i laves amb amígdals. La potència dels nivells de laves és molt superior en aquest darrer tram que en l'inferior. Smellie et al. (1984) consideren que la Punta Hannah deu formar part de la mateixa successió volcànica que aflora a la Península de Byers i proposen temptativament una edat de Cretaci inferior.











Smellie et al. (in press) efectuen les datacions pel mètode K-Ar de dues mostres d'andesita basàltica corresponents a la part mitja i superior de la successió volcànica i obtenen unes edats de 87.9 ± 2.6 i 67.5 ± 2.5 Ma respectivament. Segons aquests autors, la composició geoquímica de les dues mostres (òxids majors i elements traça) fa pensar que possiblement es tracta de roques cogenètiques. Així doncs, la important diferència entre l'edat radiomètrica de les dues mostres no és interpretable de forma simple. L'edat més antiga es perfectament compatible amb el model de Pankhurst & Smellie (1983) segons el qual a les Illes Shetland del Sud hi ha una migració del vulcanisme cap a l'est al llarg del temps. Tot i que aquesta edat correspon a la més alterada de les dues mostres, Smellie et al. (in press) consideren que és possible que sigui la mostra superior la que hauria pogut experimentar un reescalfament i un rejuveniment com a resultat de fases d'intrusió magmàtica posteriors (no representades en la successió d'aquesta localitat). En qualsevol cas, les dues datacions efectuades indiquen que la successió de la Punta Hannah té una edat d'erupció de Cretaci superior.

Les anàlisis geoquímiques (òxids majors i elements traça) efectuades per Smellie et al. (in press) indiquen que tot i la proximitat geogràfica, la successió de la Punta Hannah molt difícilment podria formar part del *Grup de Byers*. Aquests autors també destaquen que les mostres analitzades tenen alguns trets similars als de la mostra de la Punta Siddons, però que els resultats obtinguts no permeten de demostrar una relació cogenètica entre les roques d'ambdues localitats.

178°

N - S



-  intrusives
-  agglomerates
-  lava
-  hard pyroclastic rocks
-  soft pyroclastic rocks
-  sub-cycle boundary
-  cycle boundary
-  sub-cycle
-  cycle
-  layer

250
200
150
100
50
0 m

0 100 200 m

0 100 200 m

178°

Figura 3.10. Esquema de l'aflorament de la successió volcànica de la Punta Hannah. El tall superior correspon únicament a la part central i sud de l'aflorament complet de la Punta Hannah, mostrat esquemàticament a la part inferior de la figura. ①, ② i ③ corresponen als tres trams diferenciats. A, B i C corresponen als subtrams distingits dins del tram ②. 1 a 18 corresponen a les capes individuals descrites al text.

Fig. 3.10. *Sketch of the Hannah Point volcanic succession outcrop, as seen from the west (Walker Bay). The lower sketch shows to the whole section while the upper drawing is an enlargement of the southern and better exposed part. ①, ② and ③ correspond to sequences referred to in the text. A, B and C correspond to subsequences of sequence ②. 1 to 18 correspond to individual layers referred to in the text.*

The volcanic succession at Hannah Point is subdivided into three sequences. Sequence number 1 comprises layers 1 to 5 and has an approximate thickness of 120 m. The basal layer is a massive dacite while the remaining part of the sequence is constituted by volcanoclastic breccias and lapilli. Interstratified in layer 3 there is a 7 cm thick stratum of rhyolitic composition which probably corresponds to an ignimbrite. Sequence number 2 comprises layers 6 to 18, is about 200 m thick and composed of tuff, volcanoclastic breccias and andesitic lavas. Sequence number 3 has an approximate thickness of 150 m and the upper part is constituted by a 80 m thick layer of massive basaltic lava.

Several dykes cut across the succession, mainly concentrated on the lower part of sequence 2. The whole section seems to be essentially undeformed with the exception of a set of conjugated normal faults striking ENE-WSW. The contact between sequences 1 and 2 may be an unconformity or, more likely, a fracture.

Although no detailed work has been done to determine the effect of epiclastic processes, the common welding, the eutaxitic texture of some samples and the thin rhyolitic stratum observed in layer 3, suggest that most of the volcanoclastic rocks were probably deposited by pyroclastic processes (fall- and flow-deposits). Lavas indicate effusive eruptions, with little effect of explosive processes.

Lava-layers of sequence number 2 thicken northwards, following their dipping direction. This suggests that the eruptive centres could have been located north of the present section which, to explain the present-day attitude, would need a later phase of tilting to the north.

The lavas dated as 87.9 ± 2.6 Ma and 67.5 ± 2.5 Ma by Smellie et al. (in press) come from the upper part of sequence 2 (layer 14) and the uppermost lava layer of sequence 3 respectively.

3.4.2. Descripció

La successió volcànica de la Punta Hannah cabussa de 10 a 15 graus cap al NNO i constitueix un aflorament continu d'aproximadament 1800 m de longitud (Fig. 3.10., Fotografia 7 de l'Annex A). La successió de la Punta Hannah es divideix en tres trams.

Estratigrafia

El primer tram (nivells 1 a 5 de la Fig. 3.10.) té una potència aproximada de 120 m. El nivell basal (1) té un gruix de 13 m i és format per lava dacítica massiva amb textura porfírica i hialopilítica. Els microfenocristalls són de clinopiroxè, ocasionalment alterats a anfíbol, i de plagiòclasi, ocasionalment pseudomorfitzada per clorita i quars. La resta del tram està constituïda per bretxes vulcanoclàstiques i lapilli formats per fragments de roca, cristalls i una matriu constituïda per cendra i vidre. Els fragments de roca són irregulars, subangulosos a arrodonits i tenen textura porfírica, pilotàxica o hialopilítica segons els casos. A la part intermedia de la capa 3 (Fig. 3.10.) hi ha un nivell d'aproximadament 7 cm de gruix de composició riolítica i fortament zeolititzat.

El segon tram (nivells 6 a 18 de la Fig. 3.10.) té una potència d'aproximadament 200 m, és constituït per una alternança de toves, bretxes vulcanoclàstiques i laves andesítiques i es pot dividir en tres subtrams (A, B i C a la Fig. 3.10.).

El subtram A té un gruix d'uns 60 m, és format per una alternança de roques piroclàstiques consolidades i inconsolidades. Les capes més resistents a l'erosió (6, 8 i 10) són bretxes vulcanoclàstiques soldades. Els fragments de vidre constitueixen una proporció important del volum de la roca (20-50 %). Els fragments de roques volcàniques tenen forma irregular i són subangulosos o arrodonits. La matriu té una textura porfírica amb cristalls de plagiòclasi i clinopiroxè englobats en vidre i cendres. Les capes inconsolidades (7 i 9) tenen una composició similar a les capes consolidades però tenen un contingut menor en vidre.

El subtram B té un gruix d'aproximadament 75 m i és format per una alternança de capes de roques piroclàstiques poc consolidades i capes de lava. El nivell inferior d'aquest subtram (capa 11) mostra una base localment erosiva reomplerta per conglomerats vulcanoclàstics que superiorment passen a toves laminades amb cendres i una quantitat important d'amígdales de clorita. Els nivells de lava són formats per andesites basàltiques amb textura pilotàxica o traquítica que s'aprimen de nord cap a sud (entre aproximadament 20 i 10 m). La capa de lava superior (nivell 14, Fig. 3.10.) mostra disjunció columnar molt marcada que passa a disjunció planar cap al sostre. Una de les mostres de lava datades per Smellie et al. (in press) procedeix d'aquest nivell.

El subtram C té una potència d'uns 65 m i és format exclusivament per roques vulcanoclàstiques. La base del nivell inferior (nivell 15, Fig. 3.10.) és un conglomerat vulcanoclàstic de 2.5 m de potència que superiorment passa a bretxes vulcanoclàstiques. Els nivells 16 i 17 i 18 estan formats per bretxes vulcanoclàstiques localment soldades. A la base dels nivells 16 i 17, els fragments de roca constitueixen més del 80 % del volum total i són formats per basalt, andesites i dacites, mentre que la matriu és formada principalment per cendra i vidre, localment amb textura eutaxítica. A la part superior d'aquests nivells els fragments de roca són formats fonamentalment per vidre. La matriu del nivell superior del subtram (18 a la Fig. 3.10.) mostra nombroses amígdales de zeolita i clorita.

El tercer tram de la successió de la Punta Hannah té una potència d'aproximadament 150 m de potència i està format per bretxes vulcanoclàstiques i laves. Les condicions d'afiorament i recobriment de neu, fan que únicament hagi pogut ser mostrejada la capa superior, corresponent a una colada de lava basàltica massiva de 80 m de gruix. Aquest nivell té textura afanítica amb microfenocristalls de plagiòclasi i, en menor quantitat, clinopiroxè. Una de les dues mostres de lava datades per Smellie et al. (in press) procedeix d'aquest nivell superior.

Roques hipabissals

La successió de la Punta Hannah es troba tallada per alguns dics i sills de poca potència que es concentren majoritàriament en les parts inferiors del segon tram. Es tracta de roques compactes, de composició basàltica amb textura porfírica o dolerítica. Els fenocristalls són de plagiòclasi alterats a clorita i, en menor quantitat, clinopiroxè. La matriu és formada per micròlits de plagiòclasi, opacs i piroxè.

Estructura

La successió de la Punta Hannah sembla trobar-se essencialment indeformada. Únicament s'hi observa la presència d'algunes falles normals amb un salt màxim d'aproximadament 10 m i un plec associable a la intrusió d'un sill (Fig. 3.10.). Les falles normals tenen una direcció ENE-OSO i s'agrupen en dues famílies conjugades. El contacte entre els trams 1 i 2 pot estar constituït per una discordança local o bé per una fractura. Aquesta segona possibilitat sembla afavorida tant pel fet que les capes del bloc inferior queden truncades contra les del bloc superior, com per la important presència de dics propers a aquest contacte.

3.4.3. Interpretació

Condicions eruptives i significat dels trams de la successió

El detall de les observacions no permet de conèixer quin paper han pogut tenir els processos epiclàstics en la generació de les roques vulcanoclàstiques de la Punta Hannah. Tot i això, la gran proporció de roques vulcanoclàstiques amb soldament dels fragments i presència local de textura eutaxítica indica que, possiblement, una part important de la successió deu tenir origen piroclàstic (de caiguda i/o de flux). El nivell riolític de potència centimètrica intercalat en el tram 1 possiblement cal interpretar-lo com al resultat d'un flux piroclàstic de tipus ignimbrític.

La resta de la successió, representada per nivells de laves indica erupcions majoritàriament efusives, en què l'activitat explosiva hi deuria ser relativament poc important.

La manca d'una anàlisi detallada sobre les edats i composició geoquímica dels diferents nivells no permet de conèixer si la successió de la Punta Hannah correspon al producte d'un únic centre eruptiu o bé a la superposició dels productes de diversos centres. No hi ha elements per conèixer la llargada dels períodes de temps que haurien pogut separar les diferents erupcions ni el significat dels diferents trams que hi hem diferenciat.

Situació dels centres eruptius i basculament

Les laves del segon tram experimenten un augment de la potència a favor de la direcció de cabussament cap al nord. Aquesta disposició no és compatible amb la situació esperable, segons la qual les parts més proximals als centres eruptius mostren una potència més gran que les parts més distals (a cotes més baixes). Això suggereix la possibilitat que els centres eruptius que van donar lloc a l'efusió d'aquestes laves s'haurien pogut trobar cap al nord de l'aflorament de la Punta Hannah i que, posteriorment a la seva deposició, el conjunt de la successió hauria pogut experimentar un basculament cap al nord.

3.5. PUNTA WILLIAMS

La Punta Williams es troba a l'extrem nord-est de l'Illa de Livingston. Aquesta localitat ha estat intensament estudiada per un nombre considerable d'autors. Aquest fet, conjuntament amb la difícil accessibilitat des de la part central de l'illa ha fet que al llarg del nostre treball no hi haguem efectuat treball de camp.

3.5.1. Antecedents

Roques volcàniques i subvolcàniques

Bona part de la Punta Williams està formada per dolerites, mentre que el Nunatak Sayer és format per roques vulcanoclàstiques de conducte volcànic (Fig. 2.12.). L'anàlisi K-Ar d'un fragment de lava inclòs en les roques vulcanoclàstiques del Nunatak Sayer efectuada per Smellie et al. (1984) indica una edat de 81 ± 2 Ma. Aquests autors consideren que l'edat correspon a l'última fase d'escalfament experimentada per la mostra i, per tant, interpreten que correspon a l'edat de funcionament del conducte volcànic. Les anàlisis radiomètriques K-Ar d'un sill de dolerita a l'oest del Nunatak Sayer donen unes edats de 79 ± 2 i 74 ± 2 Ma que permeten de correlacionar-lo amb d'altres afloraments de dolerita relacionats amb la *Formació Coppermine* (Smellie et al. 1984). Totes aquestes datacions indiquen que el magmatisme de la Punta Williams té una edat de Cretaci superior.

Nivells de roques sedimentàries

A la Punta Williams hi ha un conjunt de nivells sedimentaris d'extensió local i menys de 50 m de potència (Hobbs 1968, Orlando 1968, Smellie et al. 1984, Chapman & Smellie 1992) (Fig. 2.12.). Es tracta d'una successió a grans trets granodecreixent i estratocreixent formada per conglomerats massius, gresos amb estratificació encreuada, lapilli consolidat i argiles (Smellie et al. 1984, Rees & Smellie 1989). La majoria dels còdols en els conglomerats són de procedència volcànica i consisteixen en laves de bàsiques a intermèdies i toves andesítiques (Rees & Smellie 1989).

La composició dels *Nivells sedimentaris de la Punta Williams* (en anglès *Williams Point Beds*) indica una àrea font majoritàriament constituïda per una zona volcànica activa, mentre que la dimensió d'alguns dels fragments dels conglomerats fa pensar que aquesta no podia ser gaire distant (< 20 km). Part dels gresos tenen composicions arcósiques extremadament semblants a les composicions de la *Formació Miers Bluff* (vegeu més amunt) (Smellie et al. 1984).

S'interpreta que les fàcies de sediments de gra fi corresponen a la sedimentació en una àrea amb tolls temporals d'aigua salobre o dolça (Lacey & Lucas 1981), mentre que les fàcies de sediments grollers han de correspondre a un ambient deposicional, de més alta energia, possiblement fluvial o de ventall al.luvial (Smellie et al. 1984).

Edat

A partir del seu contingut florístic, els sediments de la Punta Williams van ser inicialment considerats com a triàsics per Orlando (1968). Aquesta edat va ser corroborada i/o acceptada en estudis posteriors (Lacey & Lucas 1981, Smellie et al.

1984, Banerji & Lemoigne 1987, Banerji et al. 1987) la qual cosa feia que la successió de la Punta Williams constituís l'únic element de tota la zona de la Península Antàrtica indicador de l'existència d'un arc volcànic actiu durant el Triàsic. Així doncs tot i la reduïda potència de la successió i l'abast local d'aquests dipòsits, els *Nivells sedimentaris de la Punta Williams* tenien molta importància de cara a les reconstruccions paleogeogràfiques del Triàsic de Gondwana.

Segons Smellie et al. (1984) l'acceptació d'una edat triàsica per als sediments no deformats d'aquesta localitat és difícil de conciliar amb la intensa deformació i lleuger metamorfisme dels materials de la *Formació Miers Bluff* que aflora en àrees properes (<18 km de distància). Recentment s'ha demostrat que l'edat triàsica dels *Nivells sedimentaris de la Punta Williams* és errònia. Loske (1988), a partir de l'estudi de circons detrítics, conclou (1) que com a mínim part de la successió de la Punta Williams no pot ser anterior al Juràssic ja que obté datacions U-Pb que se situen al voltant de 164 Ma i (2) que l'àrea font té parcialment el seu origen en la *Formació Miers Bluff*. Això permet d'acotar l'edat de la successió entre el Juràssic inferior (<197 Ma, que és l'edat mínima acceptada per la diagènesi i/o deformació de la *Formació Miers Bluff*, vegeu l'apartat 3.1.) i el Cretaci superior (>81 Ma, que és l'edat radiomètrica de les roques subvolcàniques que tallen la successió) (Rees & Smellie 1989). A partir de la revisió dels treballs anteriors i de l'anàlisi d'una gran quantitat de noves mostres paleontològiques, Rees & Smellie (1989) arriben a la conclusió que el contingut florístic de la Punta Williams és perfectament compatible amb una edat cretàica, que cal situar entre el Barremià i el Campanià (Cretaci mitjà). L'edat cretàica dels *Nivells sedimentaris de la Punta Williams* ha estat posteriorment confirmada a partir de la informació aportada per fragments de fusta fòssil i palinomorfs que indiquen edats sempre situades entre el Cenomanià i el Campanià (Cretaci superior) (Torres & Lemoigne 1989, Chapman & Smellie 1992, Philippe et al. 1993).

3.6. PUNTA SIDDONS

Aquesta localitat no havia estat estudiada anteriorment al nostre reconeixement de camp. Els resultats del nostre mostreig són recollits a Smellie et al. (in press) i els incloem a continuació com a *antecedents*.

3.6.1. Antecedents

Smellie et al. (in press) indiquen que la Punta Siddons és formada per un sill de dolerita de potència propera als 90 m. Aquesta estructura presenta un bandejat de cabussament suau similar al dels sills de dolerita que afluïren en d'altres localitats de les Illes Shetland del Sud. Es tracta de dolerita olivínica força fresca, formada per plagiòclasi, clinopiroxè, oliví, minerals opacs i rarament ortopiroxè.

La datació mitjançant el mètode K-Ar d'una mostra d'aquestes dolerites dona una edat de 73.0 ± 2.3 Ma, que indica una edat d'intrusió de Cretaci superior. Aquesta edat i la composició geoquímica de la mostra (elements traça) suggereixen a Smellie et al. (in press) que la intrusió de la Punta Siddons probablement és correlativa amb la *Formació Coppermine*, a la qual s'associa una important fase d'intrusions de dolerita representada en diverses localitats de l'arxipèlag.

CAPÍTOL 4

GEOLOGIA DEL QUATERNARI

I GEOMORFOLOGIA

DE L'ILLA DE LIVINGSTON

Aquest capítol pretén ser una revisió completa de tot el que coneixem sobre la geologia del quaternari i la geomorfologia de l'Illa Livingston fins al moment actual. Els elements que hi recollim són aquells que tenen importància de cara a reconstruir la història geològica recent de l'illa i que aporten dades per millorar o completar l'esquema evolutiu de les Illes Shetland del Sud.

A continuació, per cada un dels sectors estudiats, presentem (1) les idees més importants procedents dels estudis que s'hi han efectuat anteriorment, (2) una descripció dels elements geomorfològics més destacats i (3) una interpretació del registre local.

L'anàlisi de les correlacions entre els diferents sectors estudiats, la datació dels diferents esdeveniments de l'evolució geomorfològica i quaternària i la inclusió d'aquesta informació en el marc més general de les Illes Shetland del Sud no l'efectuarem fins al capítol següent (5-Discussió).

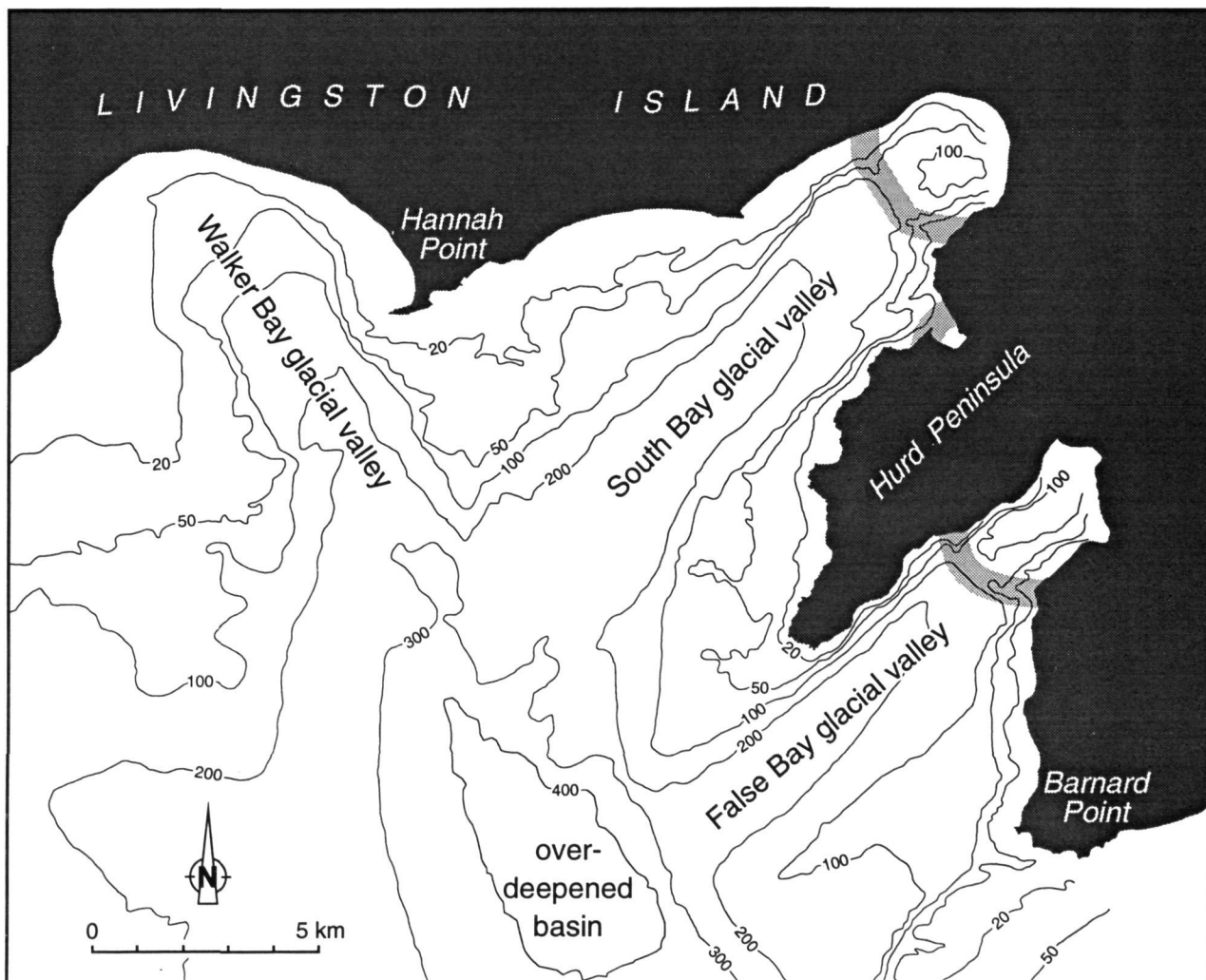


Figura 4.1. Batimetria de les àrees submergides al sud de l'Illa de Livingston. Les valls submergides de les badies Walker, Sud i Falsa tenen més de 200 m de profunditat. La secció transversal en U, i la presència de llindars transversals (en trama gris) indica clarament que aquestes valls corresponen a antigues valls glacials, actualment submergides. Els llindars situats a una distància d'entre 3 i 4 km respecte els actuals fronts glacials que drenen cap a les badies Sud i Falsa s'interpreten com a cordons morrènics submergits. Les dades batimètriques són extretes de *Instituto Hidrográfico de la Marina* (1991).

Fig. 4.1. Bathymetry of the submerged areas south of Livingston Island. The submerged valleys of Maxwell, South and False bays have U shaped cross sections, are more than 200 m in depth and are interpreted here as drowned glacial valleys. The closed depression at their confluence is interpreted as an overdeepened basin. Three to four km beyond the inner end of South and False bays, bathymetry shows transversal sills which we interpret to be submerged end moraines (shown in grey pattern). Bathymetry after *Instituto Hidrográfico de la Marina* (1991).

4.1. ÀREES SUBMERGIDES AL SUD DE L'ILLA DE LIVINGSTON

La carta nàutica a escala aproximada 1:30300 de l'àrea de la Badia Falsa, la Badia Sud i la Badia Walker (Instituto Hidrográfico de la Marina 1991) proporciona una informació valuosa sobre la morfologia de les àrees submarines. Malauradament no hi ha cartes batimètriques del mateix detall corresponents a d'altres zones properes a la costa de l'Illa Livingston.

4.1.1. Descripció

Valls submergides

Les corbes batimètriques indiquen que les valls submergides de la Badia Falsa, la Badia Sud i la Badia Walker són estretes, llargues i profundes i tenen perfils transversals en U (Fig. 4.1.). L'encaixament de les valls és molt marcat fins a profunditats d'entre 200 i 300 m. En la confluència d'aquestes valls submarines hi ha una depressió, el fons de la qual es troba a més de 400 m de profunditat. Aquesta depressió queda separada de la conca de Bransfield per un lleuger llinard situat entre 300 i 400 m de profunditat.

A la capçalera tant de la Badia Falsa com de la Badia Sud hi ha uns llinars molt ben desenvolupats, amb forma arquejada i convexos cap a l'exterior de la badia. Entre aquests llinars i els marges glacials actuals hi ha uns màxims batimètrics de més de 100 m de profunditat.

Plataformes submergides

La corba batimètrica de 50 m indica que hi ha àrees submergides extenses amb una morfologia a grans trets planar i propera a l'horitzontal. Aquestes àrees se situen a l'oest de la Punta Barnard, al sud-oest de la Península de Hurd, i al sud de la Punta Hannah i de la Badia Walker (Fig. 4.1.)

4.1.2. Interpretació

Extensió i gruix del gel en els períodes de màxim enllaçament

Les valls submarines de la Badia Falsa, la Badia Sud i la Badia Walker les interpretem com a antigues valls glacials que actualment es troben submergides sota el nivell del mar (fiords). La vall submergida de la Badia Falsa i en menor grau la de la Badia Sud sembla que queden lleugerament penjades respecte la vall de la Badia de Walker i podrien correspondre a conques glacials de menor entitat. La depressió de més de 400 m de profunditat l'interpretem com una cubeta de sobre-excavació glacial, que deu correspondre a l'àrea de sobre-acumulació de gel originada en la confluència de les tres valls glacials principals (Fig. 4.1.). Entre la vall glacial de la Badia Falsa i la Punta Barnard, la corba batimètrica de 100 m indica la presència d'una divisòria situada entremig del flux principal provinent de la Glacera de Huntress i la glacera secundària de Charity. Aquest alt batimètric tant podria estar constituït per la roca del substrat, com estar format per una morrena central.

Les valls glacials submergides al sud de l'Illa Livingston indiquen quin era l'abast mínim del gel durant els períodes de màxim enllaçament. Interpretem que tota l'àrea representada en la figura 4.1. s'havia de trobar coberta per les geleres durant els màxims

glacials quaternaris, a excepció d'alguns nunataks que haurien pogut sobresortir de la superfície del casquet glacial a la Península de Hurd (vegeu l'apartat 4.3.3.).

Origen de les plataformes submergides

Les àrees de plataforma submergides, tal com proposen John & Sugden (1971) per altres àrees de les Illes Shetland del Sud, podrien correspondre a antigues plataformes d'abrasió marina submergides. Tot i això, no hi ha criteris que indiquin que es tracten de superfícies erosives sobre la roca del substrat i per tant aquesta interpretació és una hipòtesi no demostrable amb les dades actuals.

Una possibilitat alternativa és que la morfologia d'aquestes àrees planars estigui determinada pel modelat glacial, més que no pas pel marí. La morfologia planar podria ser determinada per processos erosius i/o acumulatius a la base de les glaceres secundàries adjacents als fluxos de gel principal. Aquestes glaceres secundàries serien les originades en conques de reduïdes dimensions (p.ex. les conques locals de la Península de Hurd), les quals incorporarien un volum de gel molt menor i, en ser menys potents, tindrien una tendència menor a incidir-se en el substrat.

Extensió del gel en fases glacials recents

Els llindars arquejats de les parts més internes de les badies Falsa i Sud els interpretem com a cordons morrènics submergits. La gran similitud morfològica i batimètrica dels cordons d'aquestes dues valls i la seva situació respecte als fronts glacials actuals indica que han de correspondre a la mateixa fase glacial. El gran volum d'aquests cordons morrènics suggereix que s'han d'haver originat no simplement a partir d'una estabilització del front glacial, sinó com a resultat d'un reavenç.

4.2. LA PUNTA BARNARD I COSTA EST DE LA BADIA FALSA

Anteriorment al nostre treball, aquesta àrea havia estat visitada per diversos investigadors. El tret més destacat de la Punta Barnard i de la costa E de la Badia Falsa és la interrelació entre sediments morrènics i les platges holocenes que permeten la reconstrucció de part de la història glacial recent.

Actualment el coneixement de la batimetria de les badies Falsa i Sud, i les noves correccions sobre les datacions de les platges de les Illes Shetland del Sud permeten completar les interpretacions suggerides fa uns anys per altres autors. El nostre treball en aquesta àrea es basa en la interpretació de la fotografia aèria vertical i el treball de camp. L'esquema geomorfològic d'aquesta àrea l'hem traçat sobre la foto aèria (vol del Febrer-Desembre de 1956 de les Falkland Islands Dependencies Aerial Survey Expeditions a una escala aproximada 1:27.500) i posteriorment l'hem adaptat a la geometria de l'ortomatge de l'Illa Livingston (Institut Cartogràfic de Catalunya 1992).

La costa E de la Badia Falsa i la Punta Barnard es troben al peu dels contraforts de la serralada del Mont Friesland i són dominades per un relleu abrupte d'alta muntanya, en bona part cobert de neu i gel. Els gradients topogràfics són molt acusats, amb alçades de fins a 750 m a una distància de 1.5 km de la línia de costa. Hi ha un conjunt de llengües glacials que vessen cap a la la Badia Falsa, la més gran de les quals, amb una longitud de 4 km des de la seva capçalera fins al mar, és la Glacera de Charity (Fig. 4.2.). Les altres conques glacials, de dimensions més reduïdes, contenen glaceres de circ i llengües poc desenvolupades que sovint no arriben al mar i queden penjades a mig vessant.

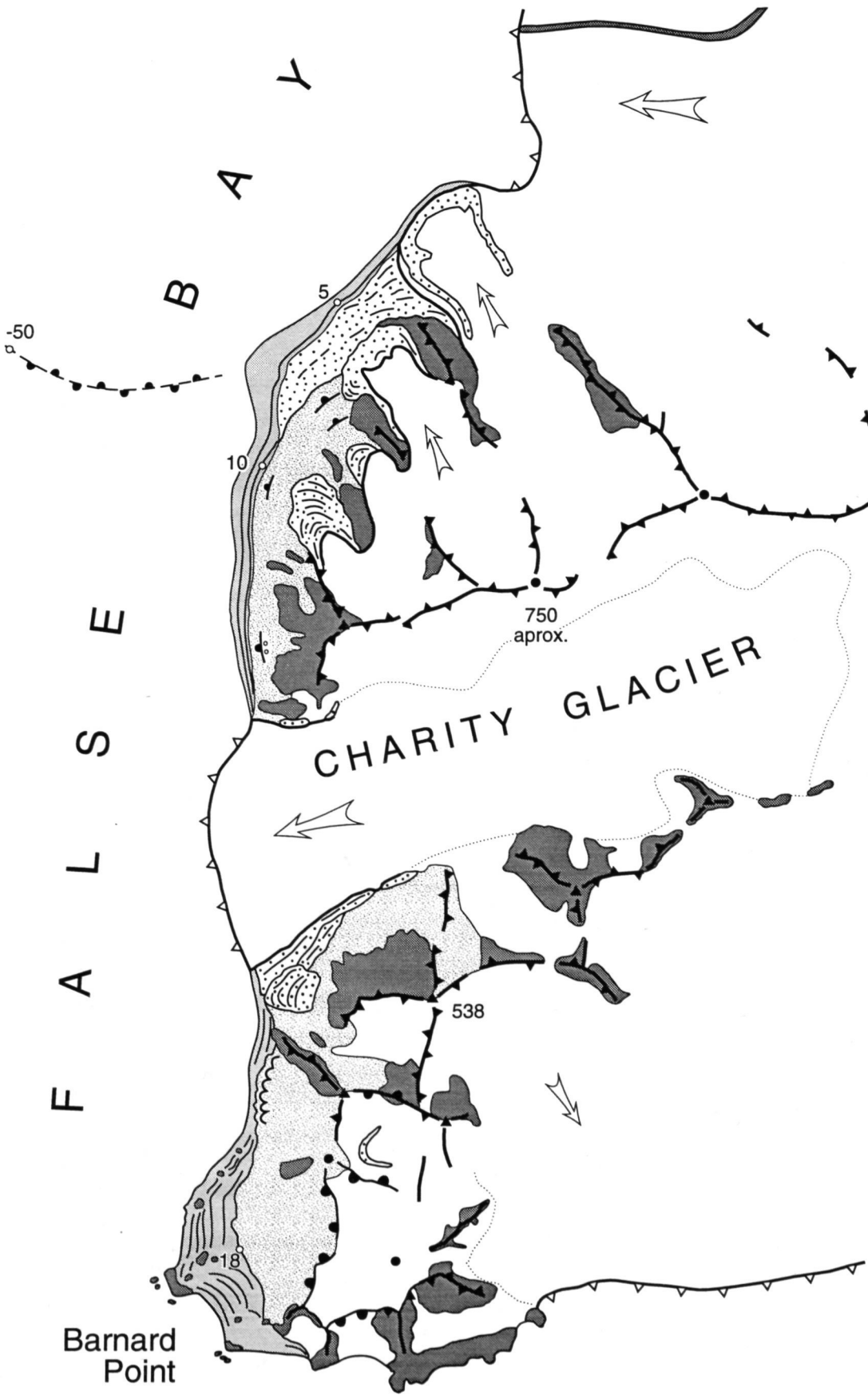
4.2.1. Antecedents

Segons John & Sugden (1971) el tret més destacat de la Punta Barnard és la presència de diversos nivells de platges emergides (Fig. 2.9.). Hi ha quatre cordons de platja molt ben marcats que a grans trets es disposen paral·lelament a la línia de costa, a unes altituds de 6.5-7.1, 8.2-8.9, 11.7-11.9 i 12.8-13.4 m i 18 m d'altitud. Els replans de les platges tenen nombrosos *stacks* distribuïts de forma dispersa. En el seu límit superior, els materials de platja contrasten netament amb les àrees superiors cobertes per material morrènic i blocs de tartera.

Everett (1971) mostra un esquema interpretatiu de l'àrea de la Badia Falsa i la Península de Hurd en què es distingeixen sediments corresponents a diferents fases glacials distingides a partir de criteris poc conclouents.

Curl (1980) a partir de la relació entre sediments morrènics i les platges, suggereix que la platja de 6.5 m de la Banda E de la Badia Falsa es deuria formar posteriorment a un avenç glacial de les geleres locals, durant la retracció glacial subseqüent. La datació de la platja de 6 m en d'altres zones de les Illes Shetland del Sud indica que aquest avenç es deuria haver produït fa uns 500 anys.

Sàbat et al. (1992) i López-Martínez et al. (1992) mostren un perfil de platja de la Punta Barnard que corrobora la validesa de l'altitud dels nivells indicada per John & Sugden (1971).



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15



Figura 4.2. Esquema geomorfològic de la Punta Barnard i la costa est de la Badia Falsa. Llegend: (1)- cota altimètrica en metres, (2)- cim piramidal, cim arrodonit, (3)- cresta, (4)- ressalt suau del pendent, (5)- ressalt abrupte del pendent, (6)- direcció aproximada del flux glacial, (7)- marge glacial, (8)- penya-segat de gel en el front glacial marí, (9)- cordó morrènic submergit, (10)- morrena de *nevé*, (11)- tills i cordons morrènics, (12)- sediments de platja, bermes i terrasses, (13)- restes de plataforma i platja residual, (14)- dipòsits de vessant, (15)- aflorament de roca del substrat.

Fig. 4.2. Geomorphological map of Barnard Point and eastern False Bay. Legend: (1)- height above sea-level, (2)- pyramidal summit, rounded summit, (3)- ridge, (4)- smooth change of slope, (5)- cliff, (6)- approximate glacial flow direction, (7)- glacial margin, (8)- ice cliff, (9)- submerged morainic ridge, (10)- protalus rampart, (11)- tills and morainic ridges, (12)- beach sediments, berms and terraces, (13)- platform remnants and residual beaches, (14)- slope deposits, scree, (15)- bedrock.

4.2.2. Descripció

Sediments i formes del modelat glacial

Al nord de la Glacera de Charity hi ha 4 lòbuls glacials que drenen cap a la Badia Falsa (Fig. 4.2.). El lòbul més septentrional, en rampa, arriba al nivell del mar i mostra una morrena terminal amb nucli de gel. Aquesta morrena se superposa a la platja de 5 m (vegeu més avall) i incorpora còdols arrodonits (Fotografia 15 de l'Annex A). El segon lòbul en direcció cap al sud no arriba al mar. Al seu peu hi ha una morrena que mostra algunes restes de cordons i que es troba intensament degradada per la dinàmica de vessant. Al peu del lòbul més meridional, hi ha una morrena amb una sèrie de cordons arquejats molt ben desenvolupats que queden tallats i degradats per la dinàmica de vessant en la seva part més baixa. La morfologia intensament lobulada d'aquesta morrena indica que es tracta d'una glacera rocallosa.

D'aquests quatre lòbuls glacials, els dos més septentrionals se superposen clarament a un complex morrènic de major volum que ocupa una àrea de més de 1200 m de llarg per 400 m d'ample i que, a la banda de mar, es troba flanquejat per la platja de 5 m. Aquesta segona morrena té una topografia suaument aturonada en què s'hi poden distingir alguns cordons paral·lels a la línia de costa.

Al marge lateral de la gelera de Charity hi ha unes morrenes laterals ben desenvolupades. La morrena lateral esquerra està formada per dos cordons, el més intern dels quals es troba molt ben conservat morfològicament i té nucli de gel. El cordó morrènic lateral més extern no es troba morfològicament tant ben conservat i es troba parcialment recobert per una morrena lobulada de glacera rocallosa que ocupa el vessant adjacent.

Platges residuals

Al nord de la Glacera de Charity hi ha, penjats a mig vessant, les restes d'un replà horitzontal a una alçada aproximada de 70 m sobre el nivell del mar. En un d'aquests replans s'hi troben les restes d'un dipòsit format per còdols ben arrodonits d'origen marí, fortament degradats per la dinàmica de vessant. Aquest nivell és anàleg a les platges residuals descrites per John & Sugden (1971).

Sediments de platja

En la zona E de la Badia Falsa i la Punta Barnard l'altitud de les platges més altes disminueix com més aprop de la capçalera de la Badia ens trobem. A la Punta Barnard, el nivell més alt és el de 18 m (John & Sugden, 1971), mentre que al nord de la Glacera de Charity la platja més alta és la de 10 m. Aquesta platja desapareix a la vora de l'extensa morrena disposada paral·lelament a la línia de costa, la qual, per la banda de mar es troba únicament envoltada per les platges de 5 m i inferiors.

4.2.3. Interpretació

Extensió del gel en fases glacials recents

El complex morrènic flanquejat per la platja de 5 m correspon a la part subaèria del cordó submergit que s'observa en les cartes batimètriques (Fig. 4.1. i Fig. 4.2.). Aquest conjunt de cordons paral·lels a la costa l'interpretem com a una morrena lateral formada en el marge de la glacera principal de la Badia Falsa. En el moment de la sedimentació d'aquest complex morrènic, el front glacial de la Badia Falsa es trobava avançat uns 4 km respecte a la seva posició actual. La relació entre aquesta morrena i les platges indica que la platja de 10 m es anterior o sincrònica a l'avenç o estabilització glacial mentre que la platja de 5 m ha de ser sincrònica o posterior a la retirada de la glacera cap a la capçalera de la badia. Per tant, l'avenç del front glacial fins a la posició del cordó morrènic submergit i el complex morrènic lateral de la Badia Falsa, i el seu posterior retrocés es va haver d'efectuar en un període comprès entre les edats de les platges de 10 i 5 m.

La morrena terminal amb nucli de gel del lòbul glacial més septentrional incorpora materials de la platja de 5 m i per tant es pot interpretar com una *push moraine*. El fet que aquesta morrena retregui la platja de 5 m indica que ha de correspondre a una fase d'avenç glacial posterior a la sedimentació d'aquesta platja i, per tant, posterior a la sedimentació del cordó morrènic submergit i del complex morrènic lateral de la Badia Falsa.

El doble cordó morrènic de la banda esquerra de la Glacera de Charity també permet de diferenciar dues fases d'avenç glacial. La similitud en el grau de degradació morfològica entre el cordó més extern d'aquesta glacera i els cordons del complex morrènic lateral de la vall principal suggereix que deuen correspondre a la mateixa fase glacial. Segons això, el cordó intern de la Glacera de Charity i bona part de les morrenes associades als lòbuls glacials penjats a mig vessant, correspondrien a la fase glacial posterior i serien, per tant, correlacionables amb la *push moraine* que retregui la platja de 5 m.

Així doncs, a la localitat de la Punta Barnard i la costa E de la Badia Falsa, es poden distingir dues fases de reavenç i/o estabilització glacial recents. Durant la primera d'aquestes fases s'haurien sedimentat la morrena frontal submergida i el complex morrènic lateral de la Badia Falsa, conjuntament amb el cordó morrènic més extern de la Glacera de Charity. Aquesta fase s'hauria produït durant o posteriorment a la sedimentació de la platja de 10 m, però anteriorment al final de la sedimentació de la platja de 5 m. És possible que les parts més externes de les morrenes penjades a mig vessant (algunes amb morfologia de glacera rocallosa) s'haguessin sedimentat durant aquesta primera fase. Durant la darrera fase s'haurien sedimentat els cordons interns de la Glacera de Charity, la *push moraine* associada al lòbul més septentrional i les parts

més internes de les morrenes penjades a mig vessant. Aquesta darrera fase d'avenç glacial s'hauria produït amb posterioritat a la sedimentació de la platja de 5 m.