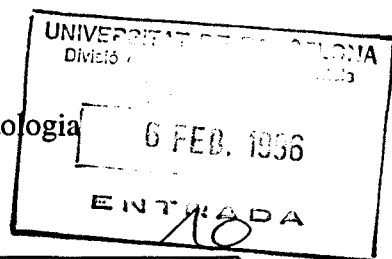


Departament de Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia
UNIVERSITAT DE BARCELONA



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)

4.3. PENÍNSULA DE HURD

Després de la Península de Byers, la Península de Hurd és l'àrea més extensa de l'Illa Livingston sense recobriment glacial. Tot i això, anteriorment al nostre treball, s'havien efectuat poques observacions sobre la geologia quaternària i la geomorfologia d'aquesta zona. La proximitat de la Base Antàrtica Espanyola (B.A.E.) ha permès d'efectuar-hi un treball de camp complet, que conjuntament amb l'anàlisi de la fotografia aèria vertical (vol del Febrer-Desembre de 1956 de les Falkland Islands Dependencies Aerial Survey Expeditions a una escala aproximada 1:27.500) i el suport dels mapes topogràfics a escala 1:5.000 i 1:25.000 (Servicio Geográfico del Ejército 1991a i b) ha possibilitat l'elaboració d'una cartografia geomorfològica detallada.

La Península de Hurd es divideix en tres àrees ben diferenciades (Fig. 4.3.). La costa oest, adjacent a la Badia Sud, és una àrea de relleus suaus a grans trets planar amb altituds que rarament sobrepassen els 180 m (Fotografia 17 de l'Annex A). Contrastant amb aquesta àrea de relleus suaus, l'extrem sud i la costa E de la Península de Hurd està formada per uns relleus abruptes d'alta muntanya, que molt sovint sobrepassen els 200 m i que arriben a altituds de fins a 407 m al Pic de Moores (Fotografia 17 de l'Annex A). En una posició central respecte la península i, a grans trets, separant les dues àrees anteriors hi ha el dom glacial de Hurd amb una altitud màxima aproximada de 330 m.

4.3.1. Antecedents

Everett (1971) publica un esquema geomorfològic interpretatiu de la zona de la Península Hurd i de la Badia Falsa. Aquest autor fa una descripció soma de la distribució de les glaceres, els sediments glacials i les platges i dedueix que aquesta àrea ha estat afectada per diverses fases glacials. A la Península de Hurd, per sota de 120-180 m d'alçada, es troben estriacions glacials en la roca del substrat i un cert amoltonament. Aquests elements indiquen que en una fase glacial antiga es produïa un flux de gel provinent del casquet glacial de l'illa, el qual travessava les zones de coll. A partir de les relacions entre sediments glacials i les platges de diferents alçades Everett (1971) dedueix, amb criteris poc clars i no sempre correctes, una segona fase glacial que implica un volum de gel menor. La correlació que fa de les diferents fases glacials entre la Península de Hurd i la costa E de la Badia Falsa no està prou recolzada per les observacions.

López-Martínez et al. (1991) i Martínez de Pisón et al. (1991) fan una descripció dels trets geomorfològics més destacats de les zones properes a la B.A.E. López-Martínez et al. (1991) indiquen que a la vall de la B.A.E. hi ha nivells de platja a alçades de 1.5-1.6 m, 2.8 m, 5.8 m, 12.1 m, 13.7 m, 16.0 m i 18.6 m i que hi ha un conjunt de sis cordons morrènics a una altitud d'entre 20 i 143 m. Els diferents cordons morrènics són inclosos en quatre estadis principals que, d'antic a modern, són anomenats *fases antigues*, *arcs externs*, *arcs intermedis* i *arcs interns recents*. Martínez de Pisón et al. (1991) presenta un mapa preliminar de les zones properes a la B.A.E.

López-Martínez et al. (1992a) proposen una correlació dels dipòsits glacials d'algunes localitats de la Península de Hurd. El criteri utilitzat és la distància respecte als fronts glacials actuals i les relacions entre dipòsits glacials i les platges emergides (en

alguns casos ambigües). Segons aquests autors hi ha variacions considerables en la història de les fluctuacions glacials de les diferents valls.

López-Martínez et al. (1992b) presenten mapes geomorfològics per sectors de tota la part oest de la Península de Hurd. Aquest treball és essencialment descriptiu i s'hi mostren els perfils de platges emergides de les diferents localitats.

Pallàs (1993) i Pallàs et al. (1995b) presenten un mapa geomorfològic sintètic del conjunt de la Península de Hurd amb el format de la base topogràfica a escala 1:25.000. Aquest mapa recull bona part de la informació dels mapes publicats anteriorment a més de la cartografia de les àrees costaneres de la banda est de la península. A part d'informació inèdita, a continuació exposem part de les descripcions i interpretacions avançades per Pallàs (1993) i Pallàs et al. (1995b).

4.3.2. Descripció

Plataformes

Les parts més altes de les àrees no enllaçades adjacents a la Badia Sud són a grans trets horitzontals, tenen una forma suaument ondulada i queden limitades abruptament pels penya-segats costaners. Les altituds d'aquestes superfícies creixen suaument de nord cap a sud i varien entre els 90 m en la zona propera al Johnsons Dock i els 160 m a la Punta Salisbury. Aquesta superfície a grans trets planar no és controlada per l'estructura de la Formació Miers Bluff (la qual cabussa, a gran escala, uns 45° cap al NW, Fig. 3.4.).

Al sud de Sally Rocks hi ha una altra superfície, a grans trets horitzontal, d'aproximadament 700 × 150 m, que s'allarga paral·lelament a la línia de costa i que també es troba limitada en la seva vora més externa pels penya-segats constaners. L'altitud aproximada d'aquesta superfície és de 50 m.

Sediments i formes del modelat glacial

La superfície planar de 90-160 m adjacent a la costa de la Badia Sud és tallada per una sèrie de valls que es troben ocupades per lòbuls glacials que drenen el casquet de la glacera de Hurd. Alguns d'aquests lòbuls vessen fins al nivell del mar i hi formen penya-segats de gel. D'altres valls, no es troben totalment ocupades pel gel i mostren una sèrie de morrenes a distàncies variables del marge glacial actual (Fig. 4.3. i Fig. 4.4.).

Les morrenes més internes es troben morfològicament molt ben conservades, poc colonitzades per líquens i sovint mostren una clara diferenciació en dos cordons morrènics. Aquests dos cordons morrènics estan especialment ben desenvolupats a la vall de la B.A.E., la vall de la Caleta Argentina (situada just al SE respecte a la de la B.A.E., Fig. 4.4.) i també en algunes de les valls glacials que drenen cap a la Badia Falsa (Fig. 4.3.). El més intern d'aquests dos cordons morrènics té nucli de gel. El més extern d'aquests dos cordons generalment és el més desenvolupat volumètricament i és continu des de la vall de la B.A.E. fins a la Caleta Argentina on queda penjat algunes desenes de metres per sobre del cordó més intern, a mig vessant (Fig. 4.3. i Fig. 4.4.). A aquest parell de cordons morrènics ben conservats morfològicament i poc alterats els anomenem *cordons morrènics recents* (Fotografia 16 de l'Annex A).

A part dels *cordons morrènics recents*, a la vall de la B.A.E. hi ha una sèrie de cordons morrènics no tan ben conservats morfològicament, més alterats i intensament colonitzats per líquens, que es troben a distàncies creixents del marge glacial actual. Per

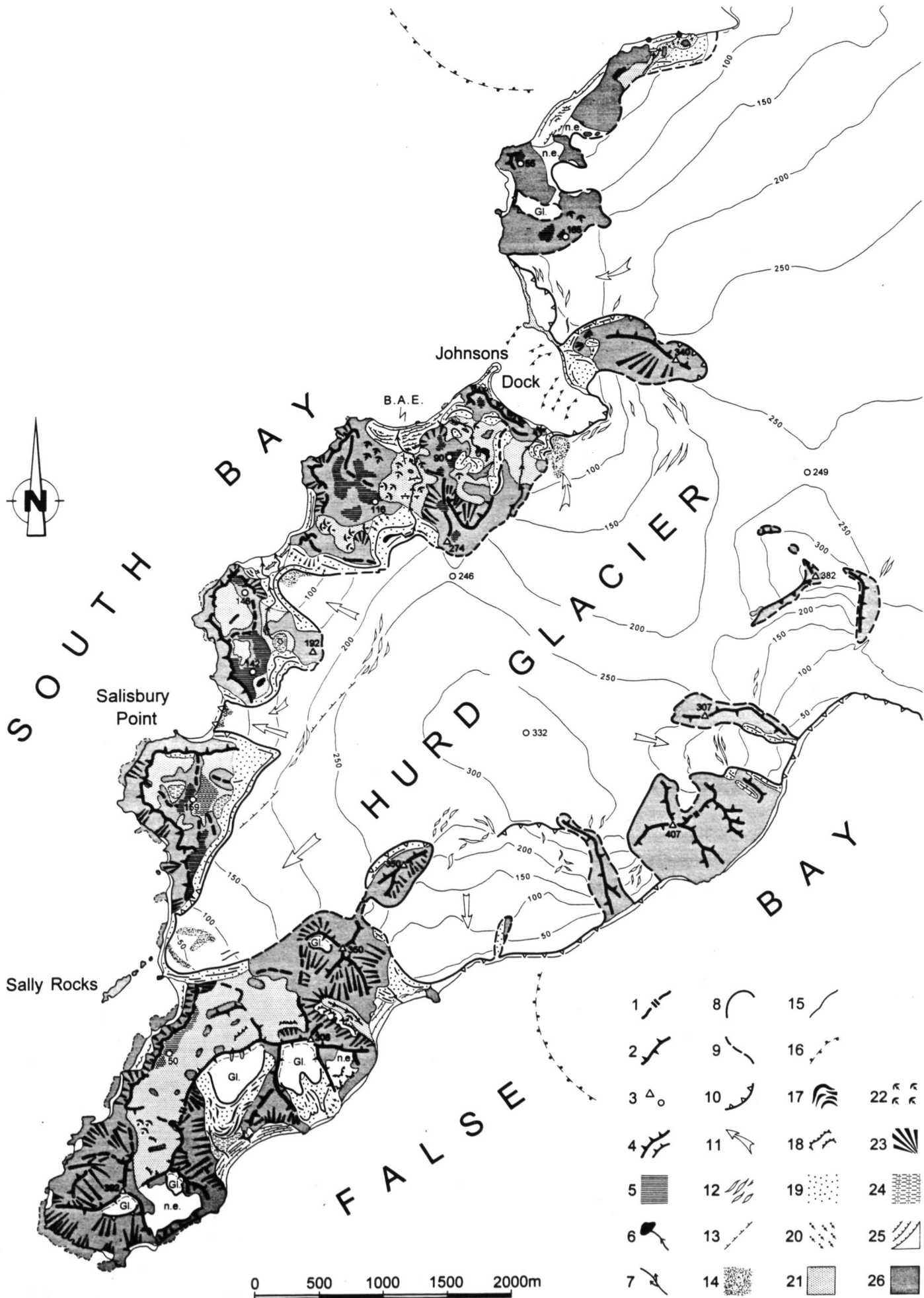


Figura 4.3. Mapa geomorfològic de la Península de Hurd. Llegenda: (1)- llom i coll, (2)- cresta, (3)- cim i cota, (4)- penya-segat, (5)- plataforma erosiva, (6)- llac i curs d'aigua, (7)- con glàcio-fluvial, (8)- front o marge glacial en rampa, (9)- marge glacial amb enllaç topogràfic, (10)- front o marge glacial amb escarpament, (11)- direcció del flux glacial, (12)- esquerdes, (13)- ruptura de pendent en la superfície glacial, (14)- aflorament de lapilli interestratificat en el gel, (15)- cordó o arc morrènic, (16)- cordó o arc morrènic submergit, (17)- cordons morrènics de gelera rocallosa, (18)- morrena de nevé, (19)- material morrènic, (20)- moviments de massa en materials morrènics, (21)- sòls periglacials, (22)- lòbuls de gelifluxió, (23)- tarteres, (24)- depressió reblerta de sediments, (25)- escarpaments de platja i platges aixecades, (26)- roca del substrat, (Gl.)- glacera, (n.e.)- àrea coberta de neu, no exposada. La geometria del mapa correspon a la del mapa a escala 1:25000 del *Servicio Geogràfico del Ejército* (1991b).

Fig. 4.3. *Geomorphological map of Hurd Peninsula.* (1)- divide and col, (2)- ridge, (3)- summit, height above sea level, (4)- cliff, (5)- erosive platform undisturbed remnants, (6)- lake and stream, (7)- fluvio-glacial fan, (8)- ramp-like glacial margin, (9)- glacial margin, (10)- ice cliff, (11)- glacial flow direction, (12)- crevasses, (13)- slope change in glacier surface, (14)- interstratified ash layers outcropping on the glacier surface, (15)- morainic arc/ridge, (16)- submerged morainic ridge, (17)- rock glacier morainic ridges, (18)- protalus rampart, (19)- morainic deposit, (20)- mass flow in morainic deposits, (21)- periglacial soil, (22)- gelifluxion lobes, (23)- scree, (24)- infilled depression, (25)- emerged beach and scarp, (26)- bedrock, (Gl.)- glacier, (n.e.)- no mappable area because perennial snow cover. B.A.E. (Base Antártica Española) indicates the location of the Spanish Antarctic Station. This map has the same geometry as the topographical map of Hurd Peninsula at 1:25000 scale of the *Servicio Geográfico del Ejército* (1991b).

comparació amb els *cordons morrènics recents*, a aquests cordons els anomenem *cordons morrènics antics*.

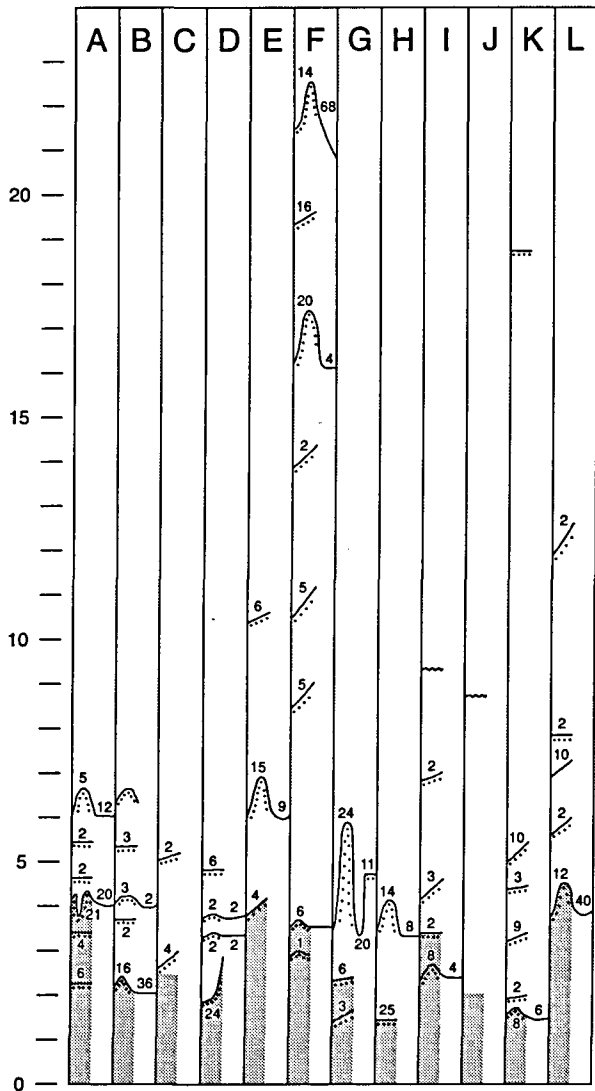
A la vall situada entre la de la B.A.E. i el Johnsons Dock hi ha un conjunt de morrenes a diferents alçades (Fig. 4.4.). La més externa d'aquestes morrenes es troba en contacte amb la platja de 5 m. López-Martínez et al. (1992) consideren que la morrena se superposa i, per tant, és posterior a la platja de 5 m. Tot i això, no s'observen còdols de platja incorporats en la part basal de la morrena i, per tant, d'entrada no es pot descartar que la platja es col·loqui damunt o adjacentment a la morrena i en retreballi la part més baixa. Malgrat que, anàlogament als cordons més propers al marge glacial actual, aquesta morrena es troba morfològicament molt ben conservada, el grau de colonització per part de líquens és clarament superior al grau de colonització dels *cordons morrènics recents* de les valls de la B.A.E. i la Caleta Argentina.

La carta batimètrica de la part submergida del Johnsons Dock (Instituto Hidrográfico de la Marina 1989) indica que hi ha una sèrie de crestons submergits disposats subparalelament al marge glacial actual (Fig. 4.4.). El més extern i ben desenvolupat d'aquests cordons es troba parcialment emergit i forma una barra que es disposa a l'entrada del Johnsons Dock i és recoberta per platges, amb una altitud màxima de 5 m sobre el nivell de la marea alta (Fig. 4.4.). A la costa nord-est del Johnsons Dock, entre el nivell del mar i una altitud aproximada de 30 m, hi ha una rastellera de cordons morrènics molt ben conservats morfològicament. Aquestes morrenes estan pobrament colonitzades per líquens i es disposen paralelament al front glacial de la banda dreta del Johnsons Dock (Fig. 4.4.).

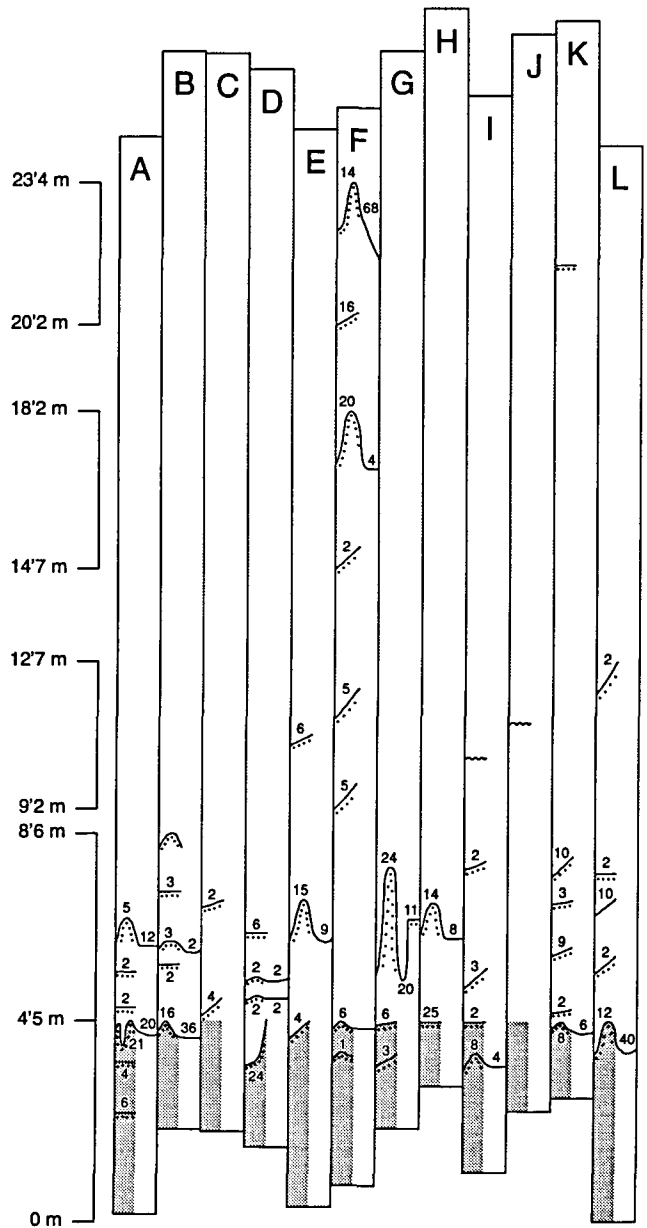


Figura 4.4. Mapa geomorfològic de detall de la zona situada entre el Johnsons Dock i la Caleta Argentina. (1)- llom i coll, (2)- cim i cota, (3)- penya-segat, (4)- plataforma erosiva, (5)- llac i curs d'aigua, (6)- con glàcio-fluvial, (7)- front o marge glacial en rampa, (8)- marge glacial amb enllaç topogràfic, (9)- front o marge glacial amb escarpament, (10)- direcció del flux glacial, (11)- tills supraglacials, (12)- circ glacial, (13)- roca amoltonada, (14)- superfície polida i estriada, (15)- cordó o arc morrènic, (16)- cordó o arc morrènic submergit, (17)- dipòsit morrènic, (18)- dipòsit morrènic retreballat per la dinàmica dels vessants, (19)- lòbuls de gelifluxió, (20)- moviments de massa fluidals en materials morrènics, (21)- tartera, con d'esbaldregalls, (22)- depressió reblerta de sediments, (23)- platja aixecada i escarpament, (24)- aflorament de roca del substrat. La geometria del mapa correspon a la del mapa a escala 1:5000 del *Servicio Geográfico del Ejército* (1991a).

Fig. 4.4. *Detailed geomorphological map of the area between Johnsons Dock and Caleta Argentina. (1)- divide and col, (2)- summit, height above sea level, (3)- cliff, (4)- erosive platform undisturbed remnants, (5)- lake and stream, (6)- fluvio-glacial fan, (7)- ramp-like glacial margin, (8)- glacial margin, (9)- ice cliff, (10)- glacial flow direction, (11)- supraglacial debris, (12)- glacial cirque, (13)- roche moutonnee, (14)- smoothed and striated surface, (15)- moraine arc/ridge, (16)- submerged moraine deposit, (17)- moraine deposit, (18)- reworked moraine deposit, (19)- gelifluxion lobes, (20)- mass flow in moraine deposits, (21)- scree, (22)- infilled depression, (23)- emerged beach and scarp, (24)- bedrock. This map has the same geometry than the topographical map of the Servicio Geográfico del Ejército (1991a).*



a



b

Figura 4.5. (a) Esquema en què es juxtaposen la síntesi de nivells dels perfils de platges de totes les localitats de la Península de Hurd. A la part esquerra de cada columna hi hem representat les terrasses i bermes, i en la part dreta hi hem representat els solcs de rereberma. Cada un d'aquests nivells s'ha col.locat en funció de l'alçada sobre el nivell de marea alta. L'amplada expressada en metres de cada un d'aquests elements morfològics s'indica mitjançant un número. En cada perfil es marca, mitjançant un ombrejat, la zona de platja emergida actualment activa.

(b) Correlació dels diferents perfils de platja representats en la figura a. La correlació es fa enrasant els diferents perfils mitjançant la línia de màxim abast de les ones actuals de manera que es contraresta l'efecte de les variacions locals en la dinàmica costanera. A l'esquerra dels perfils es representen les alçades entre les quals es troben les diferents agrupacions de nivells deduibles a partir d'aquesta correlació. Pallàs (1993) i Pallàs et al. (1995b) expliquen i raonen detalladament la correlació proposada en aquest esquema.

Vegeu la situació de les localitats A a L a la figura 4.6.. A - Hespèrides nord, B - Hespèrides sud, C - Johnsons nord, D - Johnsons sud, E - Base nord, F - Base sud, G - Caleta Argentina nord, H - Caleta Argentina sud, I - Sally Rocks nord, J - Sally Rocks sud, K - Geleras rocallosa, L - Caleta Bona Nova.

Fig. 4.5. (a) *Juxtaposition of the synthesis of 12 emerged beach transverse profiles of Hurd Peninsula (capital letters A to L). Each column represents a single locality (location shown in Fig. 4.7.) and shows the altitude of the beaches with respect to the high water mark (scale in m on the left). Beaches dipping to the sea and berms are represented at the left side of each column and backberm troughs (when present) are represented at the right side. Small numbers show the width in meters of all these features. Shaded areas represent the fresh, non colonized and present-day active portion of the beach. Note that the upper limit of the active beach on different localities has a very variable altitude which is, at least partly, due to the strong differences in hydrodynamic conditions between localities. No simple correlation between localities arise.*

(b) *In order to counteract the local variability of the hydrodynamic conditions between beach localities, we put at the same level all the active beach upper limits. It can clearly be seen that a much better altitudinal correlation arise so that different altitudinal intervals can be distinguished. This kind of correlation is supported by the fact that beach levels shown at the same altitude are morphologically similar.*

Les àrees amb relleus suaus o planars de la Península de Hurd es troben majoritàriament recobertes per sòls periglacials. Sota el sòl periglacial, a la vora del penya-segat de la Punta Salisbury, hi aflora un dipòsit format per còdols polimíctics, facetats i estriats, inclosos en una matriu sorrenca i llimosa (Fotografia 13 de l'Annex A). Aquest dipòsit l'interpretem com un till subglacial, el qual deu recobrir la major part de les àrees no enllaçades. Els gruixuts i extensos sòls periglacials de gran part de la Península Hurd han de ser el resultat de l'alteració d'aquests tills.

Localment, les zones amb afloraments rocosos també mostren un modelat glacial. La zona majoritàriament rociosa al nord del Johnsons Dock té una morfologia clarament amoltonada. Trets erosius tals com estriacions glacials i un cert amoltonament són també visibles en la resta d'àrees al S del Johnsons Dock, especialment en les parets de les valls glacials i les seves divisòries.

A l'extrem S de la Península de Hurd hi ha una àrea dominada per un relleu abrupte, amb alçades que arriben als 392 m. En els vessants orientats cap al sud s'hi troben geleres de circ. Al peu d'una d'aquestes glaceres hi ha una morrena lobulada de glacera rocallosa, que es troba colonitzada per líquens de forma incipient i que actualment

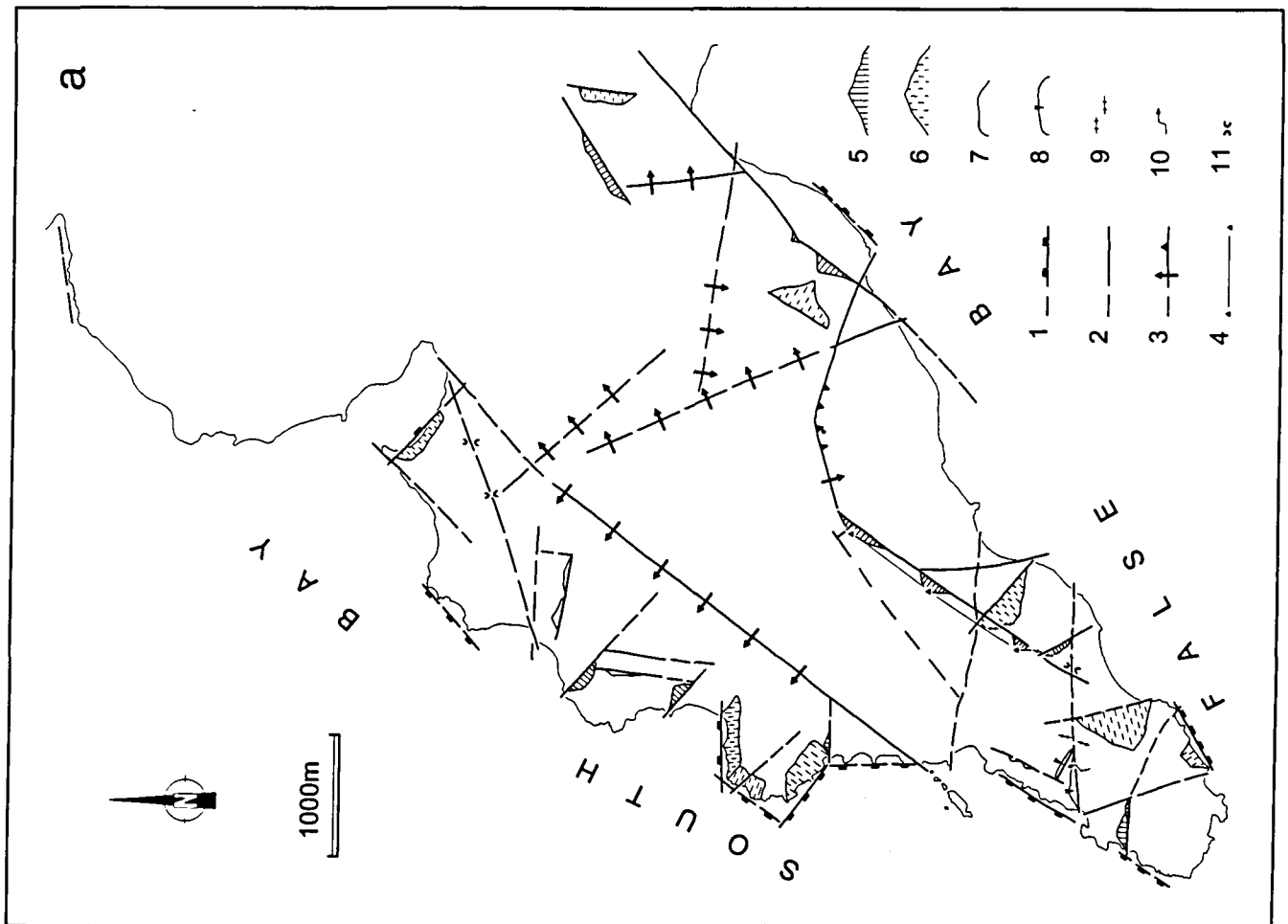
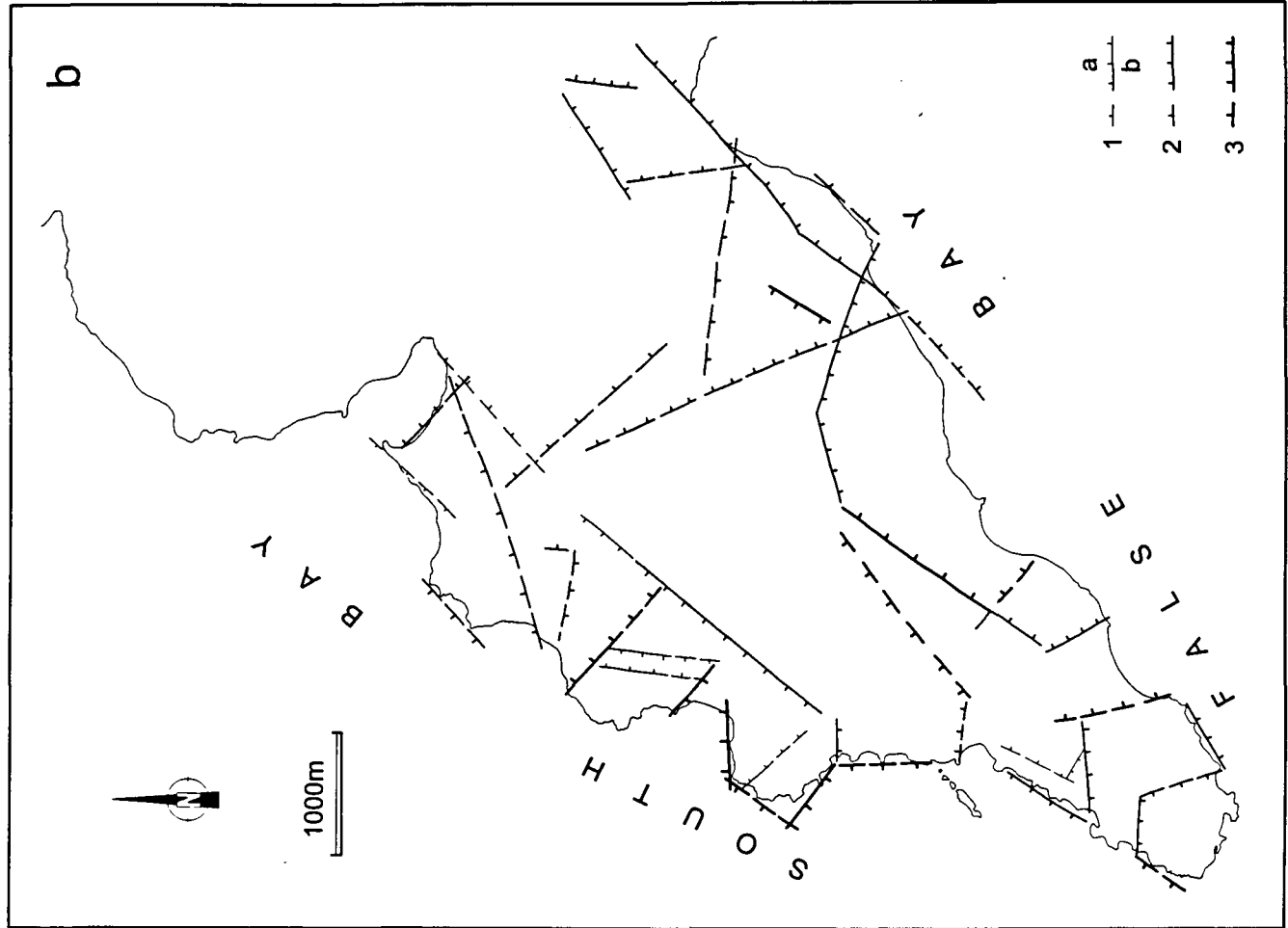


Figura 4.6. (a) Esquema de lineacions i trets morfoneotectònics de la Península de Hurd. L'establiment de les lineacions es basa en l'anàlisi de la foto aèria vertical. Llegendes: (1)-lineació de costa rocallosa. (2)-lineació en roca o formació superficial. (3)-lineació per flexió en el gel. (4)-alineament de cims. (5)-escarpament i cara planar de vessant rocós poc degradat. (6)-escarpament i cara planar de vessant rocós molt degradat. (7)-ruptura de pendent suau en àrea coberta per dipòsits quaternaris. (8)-ruptura de pendent suau amb indicació de contrapendent. (9)-carena desplaçada. (10)-ruptura en la direcció del talveg. (11)-coll.

(b) Esquema de les falles amb expressió morfològica interpretades a partir de l'esquema de lineacions. Llegendes: (1)-falles amb desplaçament vertical estimat inferior als 50m. (2)-falles amb desplaçament vertical estimat de 50 a 100m. (3)-falles amb desplaçament vertical estimat superior als 100m. Els símbols no indiquen quin tipus de moviment ha experimentat la falla (moviment normal o invers), sinó només quin és el bloc aixecat (b) i quin l'enfonsat (a). En traç discontinu es marquen aquelles possibles falles, deduïdes amb criteris més febles.

Fig. 4.6. (a) *Scheme of lineations and morphoneotectonic features based on the detailed analysis of aerial photographs. (1)- lineation of rocky coastline, (2)- lineation on bedrock or quaternary deposits, (3)- lineation by slope change/slope break on the ice, (4)- alignment of peaks, (5)- slightly degraded planar steep rocky slope, parallel lines indicate direction of maximum slope, (6)- strongly degraded planar steep rocky slope, parallel lines indicate direction of maximum slope, (7)- gentle slope rupture on Quaternary deposits, (8)- reverse slope, (9)- ridge offset, (10)- break in talveg direction.*

(b) *Neotectonic faults scheme. (a)- upfaulted block, (b)- downfaulted block, (1)- faults with less than 50 m estimated dip-slip, (2)- faults with an estimated dip-slip between 50 and 100 m, (3)- faults with more than 100 m estimated dip-slip. Normal-fault symbol is only used to distinguish between upfaulted and downfaulted blocks and do not give any information neither on the spatial fault-plane attitude nor on the kind of movement experienced by the fault.*

podria ser activa. Entre la morrena de glacera rocallosa i el marge glacial actual hi ha un cordó morrènic amb nucli de gel anàleg al cordó més intern de les *morrenes recents* d'altres localitats de la Península de Hurd.

Les crestes més altes d'aquesta àrea acostumen a ser abruptes i ben retallades, però per sota dels 250 a 300 m les formes són més arrodonides i els sòls periglacials tendeixen a suavitzar les irregularitats del terreny. Prop de la capçalera de la Badia Falsa (cota 407 del Pic de Moores) el límit entre el domini de les formes abruptes i les formes arrodonides (*trim-line*) es troba a cotes lleugerament més altes, per damunt dels 350 m.

Sediments de platja

En les cales que no estan ocupades per lòbuls glacials hi ha una sèrie de nivells de platja emergits. La platja més alta en tota la Península de Hurd es troba a la cala de la B.A.E. en què hi ha un graonament continu de bermes i terrasses des del nivell del mar actual fins a 22 m d'altitud (Fotografia 14 de l'Annex A). El nivell mesurat per nosaltres de 22 m correspon al mateix nivell mesurat en 18.6 m per López-Martínez et al. (1991) i l'anomenem a continuació nivell de ≈ 20 m. L'altitud que tenen els nivells de platja en les diferents localitats és expressada gràficament en la figura 4.5., on s'observa clarament que l'altitud de la platja més alta és molt variable en les diferents localitats.

La platja de ≈ 20 m de la vall de la B.A.E. té una morfologia de berma molt marcada, amb un solc de rereberma molt pronunciat (Fig. 4.5.). Aquesta platja enllaça amb el cordó morrènic més extern de la vall de la B.A.E.

Trets neotectònics

Les fotos aèries verticals de la Península de Hurd mostren un conjunt de lineacions molt ben marcades en el relleu (Fig. 4.6.a., Fotografia 17 de l'Annex A). Segons Pallàs (1993) i Pallàs et al. (1995b) una part important d'aquestes lineacions es poden interpretar com a falles pel fet que (1) són molt rectilínies, (2) són contínues, (3) separen àrees topogràficament diferents (tant morfològicament com en altitud), (4) es troben associades a trets morfoneotectònics (tals com colls, aliniament de cims, facetes i desplaçament de carenes), (5) no es poden explicar de forma adequada mitjançant processos no tectònics tals com erosió de paret de vall glacial, coincidència amb estratificació. Les liniacions que amb més seguretat corresponen a falles són representades en l'esquema de falles neotectòniques en traç continu, mentre que les que no mostren criteris tan conclusius són representades en traç discontinu (Fig. 4.6.b). Aquestes falles pel fet de tenir una expressió morfològica en el relleu les anomenem falles neotectòniques. La combinació de les informacions del mapa geomorfològic i de l'esquema de falles neotectòniques dóna com a resultat el mapa neotectònic (Fig. 4.7.). En aquest mapa, conjuntament a les falles s'hi representen aquells sediments i aquelles formes susceptibles de ser afectats per les deformacions tectòniques recents.

Per tant, sembla que la Península de Hurd es troba dividida en una sèrie de blocs tectònics limitats per falles. A causa de la manca de marcadors adequats, l'anàlisi morfològica no permet de discernir de quin tipus de falla es tracta en cada cas. Les falles neotectòniques tenen direccions àmpliament variables, però quan es representen proporcionalment a la seva longitud mostren un màxim ben desenvolupat entre N030 i N050, que és coincident amb la direcció general de la Península de Hurd. El salt vertical de les falles neotectòniques generalment es troba entre poques desenes de metres i 150 m. Els valors més alts corresponen als penya-segats costaners o els pendents que dominen els marges glacials. Cal ressaltar que, en aquests casos, l'efecte de l'erosió

probablement tendeix a exagerar l'altitud de les facetes i, per tant, únicament s'hi pot fer una valoració aproximada del salt vertical.

El mapa neotectònic mostra que la superfície de la plataforma adjacent a la Badia Sud es troba afectada per falles. En algun cas s'observen falles que separen zones adjacents de la mateixa superfície. El cas més clar es troba al nord de la cota altimètrica 142, on dues falles de la mateixa direcció i salts verticals d'aproximadament 15 m tallen la superfície ondulada de la plataforma formant un graben d'aproximadament 160 m d'ample. Un altre exemple és la falla propera a la cota 159 de la Punta Salisbury que produeix un desplaçament vertical d'aproximadament 40 m de la vora superior del penya-segat costaner.

4.3.3. Interpretació

Origen de les plataformes

En la superfície planar adjacent a la Badia Sud que es troba a una altitud compresa entre 90 i 160 m no s'hi han trobat sediments marins. Tot i això, la seva gran extensió i l'analogia amb d'altres superfícies semblants distribuïdes àmpliament al llarg de les Illes Shetland del Sud fa que aquesta superfície es pugui interpretar temptativament com a una antiga superfície d'abrasió marina emergida.

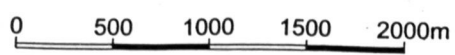
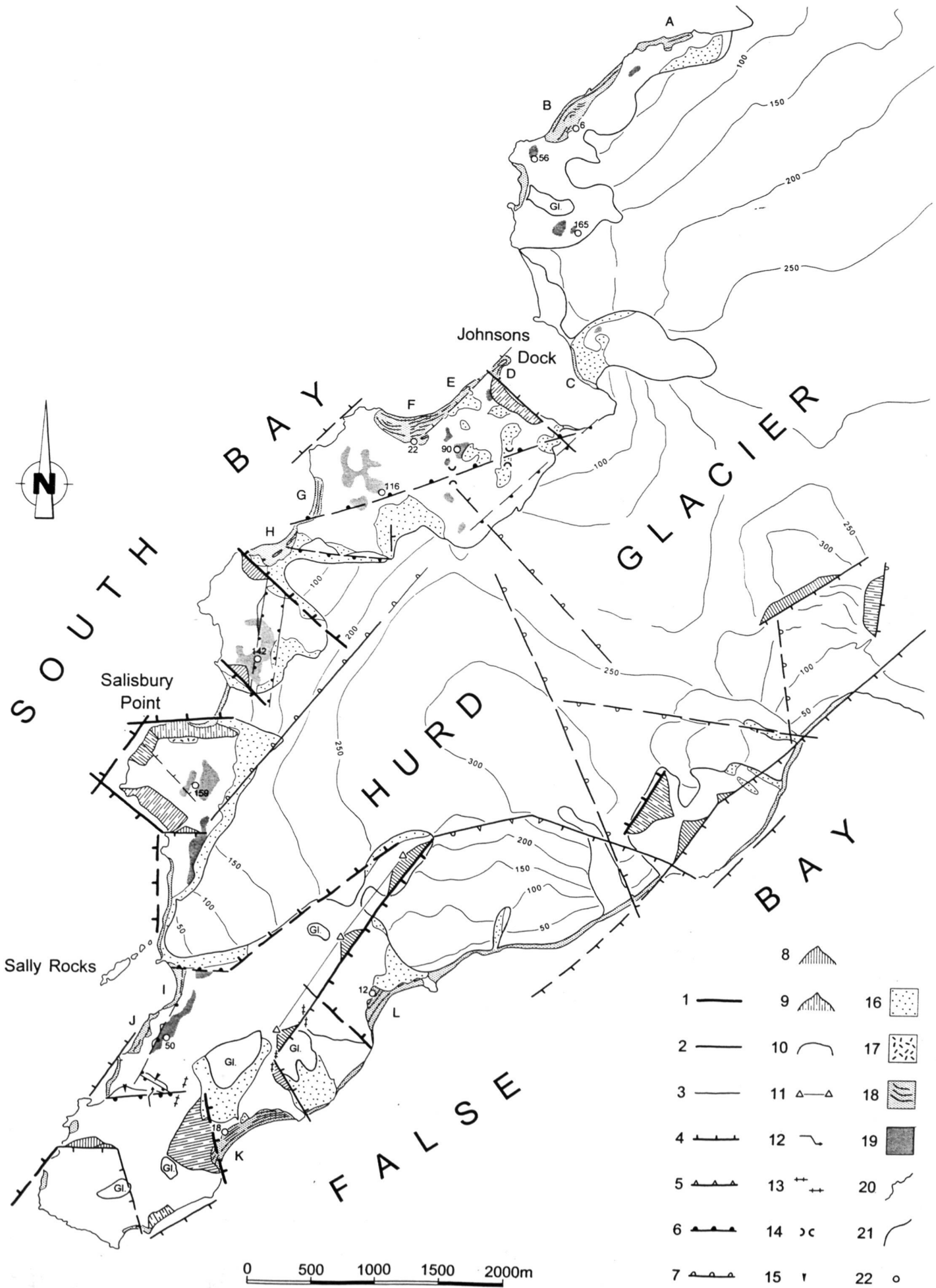
No es pot descartar que la plataforma al S de Sally Rocks, amb una altitud de 50 m, pugui tenir un control estructural i, per tant, no hi ha prou indicis per atribuir-li un origen marí.

Extensió del gel en els períodes de màxim enllaçament

El till de la Punta Salisbury indica que totes les àrees de relleus suaus han d'haver estat cobertes per glaceres. Els sòls periglacials que recobreixen les àrees de relleus suaus adjacents a la Badia Sud deuen correspondre a l'alteració de tills subglacials anàlegs als de la Punta Salisbury. És possible que l'emplaçament generalitzat d'aquests tills no s'hagués produït únicament per l'efecte del casquet glacial local de Hurd, sinó que s'hagués produït en un període d'enllaçament molt major, en què la glacera principal de la Badia Sud ocupava tota la badia i era coalescent amb les altres glaceres de l'illa. Aquesta observació és, també, suportada per l'existència de roques amoltonades i estries en moltes d'aquestes àrees. Interpretem que les zones amb morfologies més arrodonides de les àrees de muntanya (per sota de 250-300 m a l'extrem sud de la Península de Hurd i més amunt dels 350 m al Pic de Moores), deurien trobar-se també cobertes pel gel en els moments de màxim enllaçament. En aquests períodes, les valls glacials de les badies Sud i Falsa es deurien trobar totalment ocupades per gel i únicament els cims més alts (Binn i Moores) deurien constituir *nunataks*.

Relació entre la plataforma d'erosió marina de 90-160 m i els sediments glacials

El till de la Punta Salisbury i els sòls periglacials que resulten de l'alteració d'altres tills anàlegs, se superposen a la plataforma d'erosió marina de 90-160 m. Per tant, la formació d'aquesta plataforma, es va haver de produir anteriorment a la sedimentació del till de la Punta Salisbury.



- | | | | | | |
|---|---|----|--|----|--|
| 1 | — | 8 | | 16 | |
| 2 | — | 9 | | 17 | |
| 3 | — | 10 | | 18 | |
| 4 | | 11 | | 19 | |
| 5 | | 12 | | 20 | |
| 6 | | 13 | | 21 | |
| 7 | | 14 | | 22 | |

Figura 4.7. Mapa Neotectònic de la Península de Hurd. Llegendari: (1)- possible falla amb desplaçament vertical estimat superior als 100m. (2)- possible falla amb desplaçament vertical estimat de 50 a 100m. (3)- possible falla amb desplaçament vertical inferior als 50m. (4)- possible falla en àrea en què aflora el substrat rocós amb ruptura de pendent abrupta. (5)- possible falla en àrea coberta per gelera amb ruptura de pendent abrupta. (6)- possible falla en àrea coberta per gelera amb ruptura de pendent suau. (7)- possible falla en àrea coberta per dipòsits quaternaris amb ruptura de pendent suau. (8)-faceta poc degradada. (9)-faceta molt degradada. (10)-ruptura de pendent suau en àrea coberta per dipòsits quaternaris. (11)-alineament de cims. (12)-ruptura en la direcció del talweg. (13)- carena desplaçada. (14)-coll. (15)- contrapendent. (16)-morrena/till recent. (17)-till antic. (18)-dipòsits i escarpaments de terrassa de platja. (19)-paleosuperfície. (20)-límit de la costa. (21)-límit de la gelera. (22)-cotes altimètriques en metres.

Fig. 4.7. Neotectonic map of Hurd Peninsula. It should be taken into account that for design reasons some of the faults are represented superimposed on the pattern of Quaternary sediments (moraines and beaches) but none of the faults have been observed cutting through quaternary deposits. Legend: (1)- fault with more than 100 m estimated dip-slip, (2)- fault with estimated dip-slip between 50 and 100 m, (3) fault with less than 50 m estimated dip-slip, (4)- fault determining a slope break on bedrock, (5)- fault determining a slope break on an area covered by glacier, (6)- fault determining a gentle change of slope on an area covered by quaternary deposits, (7)- fault determining a gentle change of slope on an area covered by glacier, (8)- slightly degraded facet, parallel lines indicate direction of maximum slope, (9)- strongly degraded facet, parallel lines indicate direction of maximum slope, (10)- gentle change of slope on area covered by Quaternary deposits, (11)- alignment of peaks, (12)- talveg direction rupture, (13)- ridge offset, (14)- col, (15)- reverse slope, (16)- Holocene moraine/till, (17)- pre-Holocene till, (18)- emerged beach and scarp, (19)- undisturbed remnants of the 160 to 90 m a.s.l. erosive platform, (20)- coastline, (21)- glacial margin, (22)- spot height in m. A to L indicate the location of beach profiles represented in Fig. 4.5.

Extensió del gel en fases contemporànies a la sedimentació de les platges

La variabilitat en l'altitud de les platges més altes entre les diferents cales de la Península de Hurd s'explica pel fet que les platges només es poden formar a partir del moment en què les valls queden lliures de gel. El fet que la platja més alta es trobi a la cala de la B.A.E. indica que aquest és el lloc de la península en què el gel va desaparèixer més aviat. Tal com indiquen Martínez de Pisón et al. (1991), la morfologia de la platja de ≈ 20 m i la seva disposició respecte al cordó morrènic més extern de la vall de la B.A.E. suggereix que aquesta platja és un cordó morrènic retreballat pel mar. Per tant, la morrena més externa de la vall de la B.A.E. ha de ser anterior o, com a mínim, sincrònica a la platja de ≈ 20 m.

A més, la sedimentació de la platja de ≈ 20 m a la cala de la B.A.E. es va haver de produir en un moment en què la glacera principal de la Badia Sud ja s'havia enretirat cap a parts més internes de la capçalera de la badia. La resta de cordons morrènics de la vall de la B.A.E. se situen en posicions més internes i, per tant, han de ser més recents que el cordó morrènic més extern, retreballat a la platja de ≈ 20 m.

La platja més alta de la Caleta Argentina té una altitud de 4 m i es troba encaixada i en una situació interna respecte el cordó morrènic més extern. Això indica que aquest cordó morrènic, continu fins la vall de la B.A.E., ha de ser anterior a la sedimentació de la platja de 4 m.

La cresta de la morrena situada entre la B.A.E. i el Johnsons Dock (Fig. 4.4.), en contacte amb la platja de 5 m, té una morfologia molt fresca i ben conservada a partir de com a mínim 10 m d'alçada i a alçades superiors. Això implica que es va haver de dipositar en un moment en què el nivell del mar es trobava clarament per sota de 10 m. Per tant, aquesta morrena ha de ser més moderna que el cordó morrènic més extern de la vall de la B.A.E., retreballat per la platja de ≈ 20 m. Per altra banda, la relativament intensa colonització líquènica d'aquesta morrena, fa pensar que podria correspondre a una fase glacial més antiga que la de sedimentació dels *cordons morrènics recents* de la vall de la B.A.E. Tot i això, el contrast en la intensitat de la colonització també pot ser causat per un contrast altitudinal i per tant es pot tractar d'un criteri poc fiable. Al nivell del mar les temperatures són força més altes i el període sense innivació i, per tant, també el grau d'activitat dels líquens pot ser molt superior que no pas a una altitud de 140 m, que és on es troben les *morrenes recents* de la vall de la B.A.E. Per tant, el període de temps en què hauria pogut tenir lloc la deposició del cordó morrènic adjacent a la platja de 5 m abraça des del temps posterior a la sedimentació de la platja de 10 m fins el moment de deposició del cordó més extern de les *morrenes recents*. D'entrada i sense més criteris, aquesta morrena podria ser correlacionable amb el més extern dels *cordons morrènics recents* però també podria ser correlacionable amb algun dels *cordons morrènics antics* situats a alçades superiors als 50 m de la vall de la B.A.E.

La dinàmica glacial de la vall situada entre la B.A.E. i el Johnsons Dock hauria pogut tenir un funcionament força independent respecte a la dinàmica de les altres valls. Possiblement deuria arribar un moment en què la massa de gel que omplia aquesta vall deuria quedar desconnectada del casquet glacial de Hurd. Això hi hauria fet possible un comportament més ràpid enfront dels canvis de temperatura i precipitació i hauria permès unes fluctuacions glacials diacròniques respecte a les valls del voltant.

El cordó morrènic parcialment submergit que es troba a l'entrada del Johnsons Dock, és retreballat pel mar fins a una altitud de 5 m. Per tant, aquesta morrena ha de correspondre a una pulsació glacial anterior o sincrònica a la sedimentació de la platja de 5 m. D'altra banda interpretem que els múltiples cordons morrènics frescos que es troben a la costa nord del Johnsons Dock deuen ser a grans trets correlacionables amb algun dels cordons morrènics recents de la vall de la B.A.E. i la Caleta Argentina. Juntament amb els cordons morrènics submergits, aquestes morrenes registren el retrocés del lòbul glacial del Johnsons Dock.

Paper del fallament neotectònic en l'evolució del relleu

El mapa neotectònic (Fig. 4.7.) mostra que hi ha falles que coincideixen en gran mesura amb els límits de les unitats fisiogràfiques de la Península de Hurd. Això fa pensar que la distribució dels elements geomorfològics tals com l'orientació de les parets glacials, la línia de costa i les altituds topogràfiques es troben fortament controlats pel fallament i que aquesta activitat neotectònica deu haver determinat la susceptibilitat de les diferents àrees a ser modificades pels processos marins, glacials o periglacials.

Com a mínim, una part d'aquest fallament ha d'haver-se produït posteriorment a la formació de la plataforma d'erosió marina de 90-160 m.

4.4. PENÍNSULA DE BYERS I ILLA RUGGED

Al llarg dels projectes en què s'inclou aquest treball no hem dut a terme cap campanya de camp en aquesta zona de l'Illa Livingston. No obstant això, les fotos aèries proporcionen una gran quantitat d'informació que permet de millorar sensiblement les cartografies geomorfològiques publicades anteriorment i permet d'observar alguns dels elements clau de la geologia de les Illes Shetland del Sud, tals com les plataformes d'erosió marina emergides i la seva interrelació amb sediments glacials. Les fotos aèries que hem interpretat corresponen al vol del Febrer-Desembre de 1956 (Falkland Islands Dependencies Aerial Survey Expeditions) a una escala aproximada 1:27.500 i al vol del 3 de Febrer de 1991 (VENDRN 16/91/004-125, British Antarctic Survey) a una escala aproximada 1:20.000. Un cop feta la foto-interpretació, hem elaborat el mapa geomorfològic de la Península de Byers i l'Illa Rugged (Fig. 4.8.) tot traspasant les dades a la geometria del mapa topogràfic a escala 1:25.000 (Cartografia Antàrtica del Servicio Geográfico del Ejército).

La major part de la Península de Byers és essencialment plana, amb un relleu regular, que rarament sobrepasa els 100 m d'altitud i que, excepcionalment, arriba als 188 m (turó del Chester Cone). En contrast amb aquest relleu suau i planar, l'illa Rugged i el Ray Promontory estan formats per un relleu abrupte i irregular, amb altituds que sovint sobrepassen els 100 m d'altitud i que arriben a altituds màximes d'aproximadament 250 m. En l'istme de l'extrem E de la Península de Byers hi ha el marge de la glacera dòmica que recobreix el Rotch Dome (Fig. 4.8.).

4.4.1. Antecedents

Segons John & Sugden (1971) el relleu de la Península de Byers és dominat per superfícies a grans trets horitzontals, i està formada per un graonament de plataformes situades entre les altituds de 85-100 m, 28-50 m, 11-17 m i la plataforma al nivell del mar actual.

John & Sugden (1971) indiquen que la plataforma superior talla les estructures del substrat. Aquesta plataforma es troba dissectada per valls amples que es disposen radialment al turó de Chester Cone i que tenen fins a 15 m de fons. Just al E de Negro Hill (a 76-87 m d'altitud) i a la part més alta de Devils Point (a 82 m d'altitud) hi ha uns afloraments de conglomerats marins. Aquests conglomerats estan formats per còdols ben arrodonits, generalment de 2 a 8 cm de diàmetre i blocs de fins a 60 cm de diàmetre inclosos en una matriu de grava. El primer dipòsit es distingeix clarament de la roca del substrat i aflora únicament en les parts més altes d'un conjunt de petits turons suaus. Això permet d'interpretar aquests conglomerats com a dipòsits molt més joves que el substrat, sobre el qual es disposen discordantment.

La plataforma intermèdia té una inclinació de 0.5 a 1° cap al mar. La superfície plana és retocada lleugerament per petits cursos d'aigua que com a màxim tenen 8 m de fons.

La plataforma inferior té una inclinació de 1 a 2° i es troba coberta per sediments de platja, està molt ben desenvolupada i més ben conservada que la plataforma intermèdia. La vora externa de la plataforma sovint es troba coberta per sediments de platja. Hi ha relleus residuals (o *stacks*) que s'eleven de dos a quatre metres sobre la superfície de la plataforma.

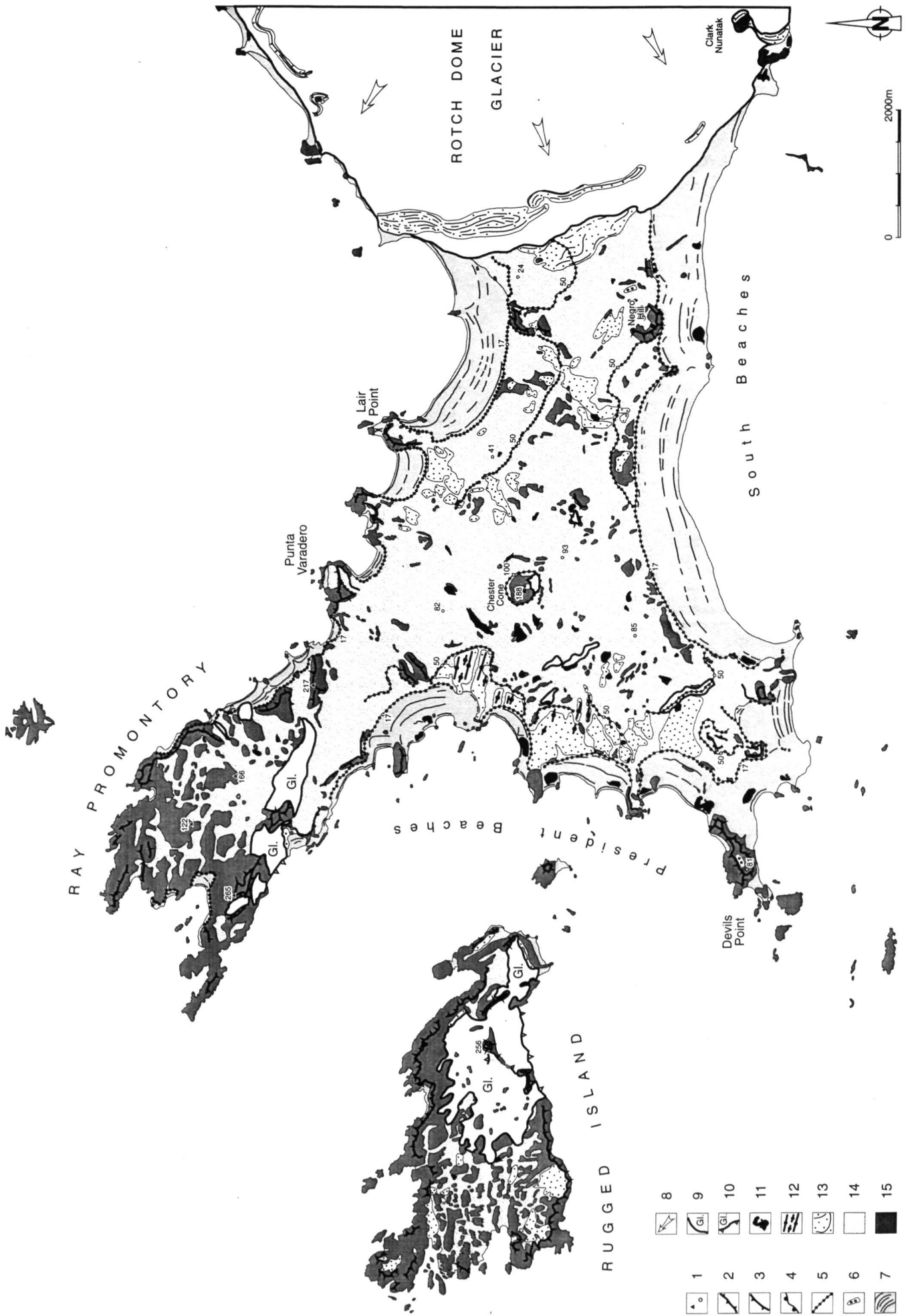


Figura 4.8. Mapa foto-geomorfològic de la Península de Byers. Llegendada: (1)- cim i cota altimètrica en m, (2)- cresta rocosa, (3)- ressalt abrupte del pendent, (4)- ressalt suau del pendent, (5)- límit intern de plataforma d'erosió marina emergida, (6)- conglomerats marins sobre la superfície de la plataforma de 80-100 m segons John & Sugden (1971), (7)- sediments de platja, bernes i terrasses, (8)- direcció aproximada del flux glacial, (9)- marge glacial, (10)- penya-segat de gel en el front glacial marí, (11)- llacs d'origen glacial i llacunes litorals, (12)- drumlins, (13)- tills i cordons morrènics, (14)- superfícies o materials indiferenciables a la foto aèria, que possiblement corresponen majoritàriament a un recobriment poc potent i discontinu de sediments glacials sobre el substrat rocós, (15)- aflorament del substrat rocós.

Fig. 4.8. Photo-geomorphological map of Byers Peninsula. Legend: (1)- summit and height above sea level in m, (2)- ridge, (3)- cliff, (4)- smooth change of slope, (5)- emerged marine platform's inner limit, (6)- marine conglomerates above 80-100 m platform according to John & Sugden (1971), (7)- beach sediments, berms and terraces, (8)- approximate direction of ice-flow, (9)- glacial margin, (10)- ice cliff, (11)- glacial lakes and backberm lagoons, (12)- drumlins, (13)- tills and morainic ridges, (14)- undifferentiated material probably corresponding to a thin and discontinuous veneer of till above bedrock, (15)- bedrock.

La plataforma actual queda parcialment emergida durant la marea baixa i es troba més ben desenvolupada en les badies que no pas en els sortints rocosos.

Generalment, els sediments de platja recobreixen des del nivell del mar actual fins a la part alta de la plataforma de 17 m. En algunes zones, però, la platja més alta es troba a 9.5 m i en d'altres es troba a 19.9 m (John & Sugden, 1971) o 21 m (López-Martínez et al. 1992). Algunes de les platges de la Península de Byers han estat datades (vegeu el Capítol 5.4.2. per una discussió de l'edat de les platges).

John & Sugden (1971) destaquen que sobre les plataformes marines s'hi troben blocs erràtics de forma dispersa. L'àrea font de part d'aquests erràtics és el turó de Chester Cone i la seva dispersió i grau d'arrodoniment que incrementa amb la distància, indica una direcció de flux glacial cap a l'oest. Curl (1980) observa que alguns dels pitons volcànics que sobresurten de la plataforma superior, es troben amoltonats i tenen una morfologia de tipus *stoss & lee*. Segons aquest autor alguns d'aquests relleus residuals (l'Usnea Plug) mostren un cert acanalament i estriat glacial de direcció N20W i un empastament de graves grolleres que indiquen un flux glacial provinent del nord. Aquesta direcció del flux glacial recolza l'existència d'un casquet glacial centrat al nord de l'arxipèlag (*Glaciació Principal* de John & Sugden 1971).

Björck et al. (1991), a partir de l'anàlisi del registre sedimentari de Midge Lake (llac allargat al NW de Chester Cone) indiquen que la deglaciació d'aquesta àrea es va produir anteriorment a 4 ka BP.

4.4.2. Descripció

Plataformes

Les plataformes són el tret geomorfològic més destacat de la Península de Byers. D'acord amb John & Sugden (1971) el mapa topogràfic indica que les plataformes més destacades tenen les seves línies internes a 17 m, 50 m, i (?)100 m.

Plataforma inferior (17 m): Està molt ben representada a la major part de la península, té una amplada màxima d'aproximadament 900 m (South Beaches) i és recoberta per sediments de platja. A mesura que ens acostem cap al Ray Promontory, la plataforma es fa menys extensa, i passa a tenir una amplada inferior als 300 m. El límit intern d'aquesta plataforma acostuma a ser abrupte, mentre que el límit extern no és sempre distingible possiblement perquè queda parcialment cobert i suavitzat per sediments de platja. A la costa oest (President Beaches), el límit extern sovint és ben representat en les porcions S de les cales, mentre que no és visible en les porcions nord. En les South Beaches el límit extern és únicament ben representat en els seus extrems est i oest.

Plataforma intermèdia (50 m): Es troba ben desenvolupada entre Sealer Hill i Cerro Presidente, en la zona de Robbery Beaches al E de la Punta Villard, i en la zona de les South Beaches a l'oest del Negro Hill. Les amplades màximes són equivalents a les de la plataforma inferior i, a grans trets, la plataforma es troba menys desenvolupada en les zones properes al Ray Promontory. La seva línia interna sovint és força gradual, i a vegades desapareix lateralment.

Plataforma superior (?100 m): Ocupa la zona central de la Península de Byers i té una morfologia no tan regularment planar com les plataformes intermitja i inferior. Aquesta

plataforma no té una línia interna ben definida, la qual situem de forma aproximada al voltant dels 100 m (base del turó de Chester Cone).

Cap de les plataformes anteriors es troba desenvolupada a les àrees del Ray Promontory i l'Illa Rugged. Les parts més elevades d'aquestes zones, localment mostren una forma tabular i podrien correspondre a restes de superfícies o plataformes. Aquests replans de poca extensió (entre 100 i 400 m de dimensió màxima) es troben a alçades entre 200 i 250 m al Ray Promontory i de 250 m a l'Illa Rugged.

Tant la plataforma de 17 m com la plataforma de 50 m mantenen la seva amplada en les proximitats del marge glacial de Rotch Dome i queden recobertes pel casquet glacial actual.

Sediments de platja

Totes les àrees costaneres de topografia suau es troben recobertes per sediments de platja. Com en la resta de localitats de les Illes Shetland del Sud aquestes platges formen terrasses i bermes. Les platges més altes tenen una altitud d'entre 17 i 21 m

En el Ray Promontory, les platges es troben únicament en cales de reduïdes dimensions i hi són molt poc extenses, mentre que a l'Illa Rugged hi són pràcticament absents.

Sediments i formes del modelat glacial

Les fotos aèries mostren àrees extenses de morfologia suau, sense aflorament rocós, que es poden interpretar com a àrees cobertes per sediments o sòls periglacials potents (Fig. 4.8.). Algunes d'aquestes àrees corresponen inequívocament a sediments glacials degut a la morfologia i textura superficial que presenten.

A l'oest del turó de Chester Cone hi ha una àrea extensa que, de forma inequívoca, està recoberta per sediments glacials. En aquesta zona hi ha un camp de drumlinoides que es disposa majoritàriament damunt la plataforma de 50 m, però que en el seu extrem oest també se superposa a la plataforma de 17 m (Fotografia 18 de l'Annex A). En aquesta zona, els sediments glacials recobreixen el límit intern de la plataforma de 17 m, el qual no s'hi reconeix. Els drumlinoides tenen una direcció ONO-ESE i una longitud màxima de 450 m. Al sud d'aquest camp de drumlinoides la plataforma de 50 m es troba recoberta de forma extensa per sediments que considerem d'origen glacial perquè en les fotos aèries mostren una textura i nivell de gris molt similar a les de les àrees amb drumlinoides. Amb aquest mateix criteri hem interpretat com a zones cobertes per sediments glacials àrees aïllades que s'escampen irregularment sobre les plataformes de 50 i 100 m, entre les puntes Lair i Varadero i el Negro Hill.

A la zona situada entre el marge glacial de Rotch Dome i el turó de Negro Hill hi ha diversos crestons arquejats (amb la banda convexa dirigida cap a l'oest) que, vist a la fotografia aèria, podrien correspondre a cordons morrènics superposats a la plataforma de 50 i 100. Tot i això, les observacions de camp efectuades per Jerónimo López i Enrique Serrano (comunicació personal) indiquen clarament que en aquesta zona no hi ha recobriment per part de tills i que els crestons visibles a la fotografia aèria corresponen a un relleu estructural. La cartografia geològica preliminar de Hathway & Lomas (1995a) està d'acord amb aquesta darrera observació i indica que els crestons estan formats per ignimbrites que cabussen majoritàriament cap a l'est. Els crestons més propers al marge glacial del Rotch Dome no corresponen a les capes dures cartografiades per Hathway & Lomas i per tant els interpretem com a cordons

morrènics. Aquests cordons cobreixen tant la plataforma de 50 com la plataforma de 100 m.

El Ray Promontory i l'Illa Rugged estan dominats per l'aflorament de roques del substrat i mostren un recobriment de sediments molt menor que la resta la Península de Byers. La part central de l'Illa Rugged està ocupada per una glacera de poc gruix a través de la qual hi sobresurten nombrosos afloraments de roca. La major part del marge d'aquesta glacera es troba a sobre terra i té una morfologia lobulada amb entrants molt acusats. Únicament la part orientada cap al S arriba al mar, on hi forma un penya-segat. A la part oest de l'illa hi ha àrees recobertes per sediments glacials amb blocs erràtics visibles a la foto aèria. Aquests blocs són especialment evidents en algunes de les cales orientades cap a l'oest, en què aquests tills han estat rentats pel mar. En el Ray Promontory no hi ha evidències clares de sediments glacials però en el seu vessant orientat cap al S hi ha restes de diverses glaceres o bancs de neu permanents.

Aflorament de la roca del substrat

Les àrees amb aflorament de roca del substrat més extenses es troben en el Ray Promontory i a l'Illa Rugged. Generalment corresponen a les àrees de topografia més abrupta i irregular al peu de les quals hi acostuma a haver tarteres. A la resta de la Península Byers les zones que inequívocament corresponen a l'aflorament de la roca del substrat són les formades per dolerita i andesita (Pankhurst et al 1979, Smellie et al. 1980). En les zones costaneres aquestes litologies més resistents a l'erosió acostumen a formar els caps de roca que s'endinsen en el mar i on les plataformes d'erosió marina no es desenvolupen a la costa nord i a la costa oest. La plataforma intermèdia mostra, de manera molt clara, com el seu desenvolupament es troba limitat per la disposició dels pitons de roca volcànica o intrusiva de Negro Hill i el turó sense nom situat just al nord.

4.4.3. Interpretació

Origen de les plataformes

D'acord amb les interpretacions de John & Sugden (1971) les plataformes de la Península de Byers les considerem antigues plataformes d'abrasió marina emergides. Aquesta interpretació és recolzada per la gran extensió, horitzontalitat i regularitat d'aquestes plataformes, així com pel fet que localment es troben conglomerats d'origen marí en la seva superfície. Aquestes plataformes indiquen que el nivell del mar relatiu ha experimentat un descens des del moment de la seva formació.

Extensió del gel en els períodes de màxim enllaçament

Els tills del camp de drumlins que a la banda oest de la Península de Byers recobreix les plataformes de 17 i 50 m, es van haver de sedimentar en un període en què tota l'àrea de la Península de Byers i l'Illa Rugged es trobava recoberta de gel (potser exceptuant alguns dels turons més alts del Ray Promontory) i en què el flux glacial tenia una direcció cap al WNW.

Si les observacions de Curl (1980) són correctes, l'amoltonament i estriat local de roques del substrat a la Península de Byers indiquen que hi va haver una fase glacial en què la direcció del flux de gel era cap al SSE. Aquesta suposada fase glacial hauria estat probablement anterior a la fase de sedimentació del camp de drumlins els quals, altrament, haurien pogut ser fàcilment destruïts.

Relació entre les plataformes d'erosió marina i els sediments glacials

Totes les plataformes emergides es troben recobertes per tills i, per tant, han de ser més antigues que la darrera fase de màxim englaçament, en què tota l'àrea de la Península de Byers havia d'estar recoberta per les glaceres.

Extensió del gel en fases glacials recents

L'altitud màxima de les platges holocenes a la Península de Byers oscil·la entre 17 i 21 m i registra l'altitud a la qual es trobava el nivell del mar en un període posterior o sincrònic al de desglaçament de les àrees costaneres de la península.

L'istme de la Península de Byers hauria pogut provocar la desconexió de la massa de gel que recobria el cos central de la península, respecte la glacera del Rotch Dome. Aquesta massa de gel gairebé inactiva s'hauria anat aprimant i el seu marge, en lloc de migrar d'oest cap a est, s'hauria anat retraient des de les zones costaneres cap a les àrees centrals de la península. D'aquesta forma, és possible que les àrees costaneres s'haguessin alliberat del gel de forma aproximadament sincrònica. Una il·lustració d'això la tenim amb la glacera estancada i local de l'Illa Rugged, la qual es pot interpretar com un residu de la glacera que havia cobert tota la Península de Byers i el Rotch Dome. Actualment aquesta glacera es troba desconnectada del casquet glacial principal, és molt poc potent (deduïble a partir dels nombrosos afloraments que engloba) i es deu tractar d'una glacera morta, situada per sota de la línia d'equilibri. De forma similar, els bancs de gel mort que es troben al vessant S del Ray Promontory i els que es troben localment adossats a la part més interna de la plataforma de 50 m podrien ser les últimes restes de la massa de gel que anteriorment recobria la península.

4.5. CAP DE SHIRREFF

Anteriorment a la nostra visita al Cap de Shirreff, únicament Hobbs hi havia efectuat algunes observacions geomorfològiques l'any 1958 (Hobbs 1968). El nostre treball es basa en un reconeixement de camp i en la interpretació de la fotografia aèria vertical (vol del Febrer-Desembre de 1956 de les Falkland Islands Dependencies Aerial Survey Expeditions a una escala aproximada 1:27.500). Durant el treball de camp vam poder comptar amb l'ajut de l'únic mapa topogràfic disponible fins aquest moment (una foto-restitució parcialment recolzada mitjançant la triangulació d'alguns punts sobre el terreny) elaborat per el Instituto Nacional Antártico Chileno (escala 1:4.200). Tot i això, pel fet de ser una cartografia preliminar, l'esquema geomorfològic que presentem l'hem mantingut amb la geometria de la fotografia aèria. Les altituds dels diferents elements geomorfològics per sobre dels 20 m van ser mesurades mitjançant altímetre diferencial, mentre que les alçades dels nivells de platja van ser mesurades mitjançant vara i clindòmetre.

El Cap de Shirreff es troba a la costa nord de Livingston i després de la Península de Byers i la Península de Hurd, constitueix la tercera àrea de l'Illa Livingston amb més extensió lliure de gel. En l'istme de la península del Cap de Shirreff hi ha el marge del casquet glacial que se subdivideix en dos lòbuls glacials que arriben al mar. L'altitud màxima del Cap de Shirreff és de 100 m i hi predominen els relleus planars, amb alçades inferiors als 55 m (Fotografia 11 de l'Annex A). L'extrem nord té un relleu abrupte i la línia de costa és molt irregular, amb cales de dimensions molt variables (Fig. 4.9.).

4.5.1. Antecedents

Hobbs (1968) destaca la presència de plataformes erosives sobre la roca del substrat a unes altituds de 46-53 m, 12-15 m i 7-9 m. Sobre les dues plataformes inferiors s'hi troben de forma dispersa còdols arrodonits per l'acció de l'aigua.

Vilaplana et al. (1993) presenten un mapa geomorfològic i una primera descripció dels diferents elements presents al Cap de Shirreff. Tot i que aquest estudi preliminar és principalment descriptiu també s'interpreta que hi ha una interrelació entre les plataformes d'erosió marina, els sediments marins i la dinàmica glacial. A continuació incloem part de les idees avançades per aquests autors.

4.5.2. Descripció

Plataformes

Les superfícies horitzontals que tallen les estructures de la roca del substrat són el tret més destacat del Cap de Shirreff (Fotografia 12 de l'Annex A). Segons les mesures efectuades al camp aquestes plataformes erosives es troben a unes altituds de 68-65 m, 50-55 m, ≈20 m i 15-11 m. D'entre aquestes plataformes la més extensa és la de 50-55 m. La plataforma d'abradió marina actual es troba parcialment emergida durant la marea baixa i localment mostra una amplada superior als 500 m.

Sovint, els penya-segats que limiten les vores externes de les plataformes del Cap de Shirreff tenen pendents molt propers a la vertical i, en planta, a vegades són força

rectilinis. És freqüent que aquests límits tan abruptes coincideixin amb dics verticals de roca porfírica, els quals són més resistents a l'erosió que la roca encaixant (Fig. 3.7.).

Corredors

Les plataformes es troben dissectades per un conjunt de corredors o valls estretes i llargues que a vegades comuniquen les zones costaneres de bandes oposades del Cap de Shirreff. En perfil transversal aquests corredors mostren un fons lleugerament còncau, gairebé pla i uns vessants amb pendents pronunciats. El perfil longitudinal d'aquestes valls acostuma a tenir pendents molt suaus i en les parts més altes formen colls clarament incidits en els relleus residuals que els envolten (plataformes).

Sediments de platja

La línia de costa del Cap de Shirreff és molt sinuosa i irregular, de manera que hi ha cales de dimensions molt diverses. En les zones costaneres de relleu suau es troben nivells de platges emergides. La sèrie de nivells de platja més completa es troba a la zona de Mitja Lluna on, al llarg d'un transecte de 700 m de longitud, hi ha terrasses de platja a 0.6 m, 4.2 m, 6.0 m, 8.8 m, 15.8 m i 17.2 m. La platja més alta, a uns 17 m, es troba en un coll ample i és compartida per la sèrie de terrasses de platja de la cala del refugi del INACH. No es pot descartar que pugui haver-hi platges lleugerament més altes que la de 17 m, les quals podrien no ser visibles a causa del recobriment per part de materials de degradació dels vessants i/o neu.

Morrena marginal, sòls periglacials i bossades de còdols i blocs

A l'extrem S del Cap de Shirreff, en contacte amb el marge del casquet glacial, hi ha una sèrie de cordons morrènics amb nucli de gel (Fig. 4.9.). El conjunt d'aquesta morrena marginal té una amplada màxima d'aproximadament 100 m i una altitud de fins a 70 m sobre el nivell del mar. Els tills que la formen són totalment frescos, gairebé no tenen colonització per part de líquens i estan afectats per moviments de massa de tipus fluïdal. Les fotos aèries de l'any 1956 mostren que en aquell moment, aquesta morrena estava lleugerament desconnectada del marge glacial. En tota la superfície del Cap de Shirreff no hi ha cap altre cordó morrènic associable a fases glacials anteriors.

Tant les plataformes com els corredors i les platges emergides tenen un desenvolupament important de sòls periglacials. Aquests sòls tenen un elevat contingut en sediments de gra fi que, a l'estiu, es troben completament saturats per l'aigua de fusió nival. En superfície, generalment hi ha empedrats formats per clastos de mida centimètrica. Els empedrats que recobreixen les plataformes d'erosió tenen (1) fragments angulosos de la roca del substrat els quals predominen sobre, (2) còdols facetats distribuïts de forma dispersa i (3) còdols ben arrodonits anàlegs als de les platges actuals, però que sovint mostren estries. Una certa proporció tant dels còdols facetats com dels còdols arrodonits correspon a litologies clarament al·lòctones (granitoides). En les platges s'hi troben còdols facetats arrodonits i còdols de litologies al·lòctones, però a diferència de les plataformes, no s'hi troben còdols estriats.

Localment, a unes altituds entre 35 i 45 m hi ha unes bossades de dipòsits heteromètrics formats per còdols i blocs de fins a 1 m de diàmetre (indicats per M en la Fig. 4.9.). Son sediments de litologies diverses i, en alguns casos, hi ha un clar predomini de granitoides. Sovint tenen morfologies facetades, però també hi ha formes clarament arrodonides. Aquests dipòsits es localitzen en alguns dels corredors i en zones properes als colls que separen retalls de la plataforma de 55-50 m.

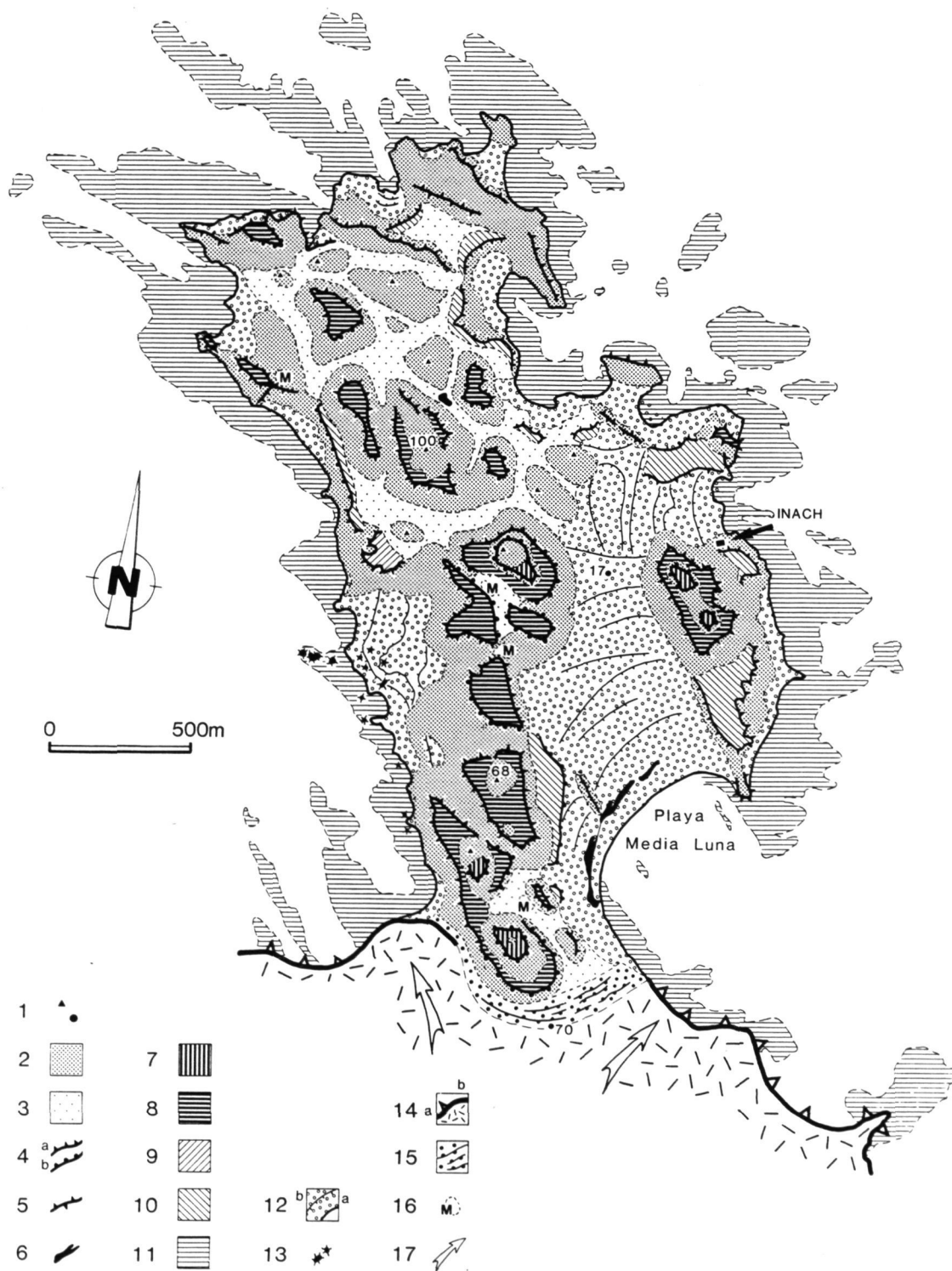


Figura 4.9. Esquema geomorfològic del Cap de Shirreff. Llegendra: (1)- cim i cota altimètrica en m, (2)- àrees amb pendents pronunciats, (3)- corredors amb pendents suaus, (4)- a- ressalt abrupte del pendent, b- ressalt suau del pendent, (5)- cresta, (6)- llacuna, (7)- plataforma d'erosió marina de 65-68 m, (8)- plataforma d'erosió marina de 50-55 m, (9)- plataforma d'erosió marina de 22 m, (10)- plataforma d'erosió marina de 11-15 m, (11)- plataforma d'erosió marina intermareal i submareal actual, (12)- nivells de platja, a- elevat, b- actual, (13)- illot en la zona mareal o *stack*, (14)- marge glacial, a- en penya-segat, b- en rampa, (15)- till i cordons morrènics amb nucli de gel, (16)- bossades de còdols i blocs d'origen glacial, retreballades per la dinàmica marina, (17)- direcció aproximada del flux glacial.

Fig. 4.9. Geomorphologic sketch map of Cape Shirreff. Legend: (1)- summit and height above sea level in m, (2)- steep slopes, (3)- narrow valleys with gentle slopes and flat bottom (across cols), (4)- a- cliff, b- smooth change of slope, (5)- ridge, (6)- small lake, (7)- marine platform at 65-68 m, (8)- marine platform at 50-55 m, (9)- marine platform at 22 m, (10)- marine platform at 11-15 m, (11)- present-day intertidal and subtidal marine platform, (12)- beaches, a- raised, b- present-day, (13)- stack, (14)- glacial margin, a- ice-cliff, b- ramp-like, (15)- till and ice-cored morainic ridges, (16)- pockets of cobbles and boulders of glacial origin corresponding to glacial deposits reworked by marine dynamics located at 35 to 45 m a.s.l., (17)- approximate direction of glacial flow.

4.5.3. Interpretació

Origen de les plataformes

La gran regularitat, horitzontalitat i continuïtat lateral de les plataformes del Cap de Shirreff permet d'interpretar-les com a resultat de l'erosió marina. Per tant, aquestes plataformes es van formar en períodes en què el nivell relatiu del nivell del mar es trobava a cotes més altes que en l'actualitat i indiquen un descens relatiu del nivell del mar des del moment de la seva formació.

El retrocés dels penya-segats que limiten externament les plataformes d'erosió marina es troba, almenys en part, controlat per la disposició de dics verticals (Fig. 3.7.). Per tant, la major frescor aparent de les plataformes del Cap de Shirreff respecte a la Península de Byers és possiblement explicable per una diferència litològica i estructural entre aquestes dues àrees.

Origen dels còdols inclosos en els sòls periglacials

Els còdols facetats, còdols estriats i els còdols al·lòctons que es troben tant sobre les plataformes d'erosió marina com formant part dels sediments de platja han de tenir un origen glacial i evidencien que el conjunt del Cap de Shirreff havia estat totalment cobert pel gel. Interpretem que els sòls periglacials deuen correspondre, en part, a l'alteració de sediments glacials que anteriorment havien recobert de forma extensa tota la zona. L'àrea font dels còdols de granitoides possiblement correspongui a afloraments no coneguts, actualment coberts pel casquet de gel.

Els còdols arrodonits que es troben de forma dispersa sobre les plataformes poden tenir dos orígens. O bé corresponen a còdols marins dipositats sobre la plataforma en el moment de la seva formació o bé provenen de nivells marins més alts, actualment coberts de gel (vegeu apartat 4.8.). En tot cas, la presència d'estriat implica que, posteriorment al seu arrodoniment, com a mínim una part d'aquests còdols, van ser transportats subglacialment. Per tant, la dinàmica glacial va haver d'actuar amb posterioritat a la dinàmica marina i deu ser la responsable de la sedimentació d'aquests còdols en el seu emplaçament actual. Per contra, la manca d'estriat en els còdols de les platges indica que, en aquest cas, el darrer procés experimentat ha estat l'arrodoniment per l'acció marina.

Extensió del gel en períodes de màxim enllaçament

La distribució de còdols d'origen glacial sobre les plataformes d'erosió marina i les platges indica que tot el Cap de Shirreff deuria haver quedat cobert de gel durant els períodes de màxim enllaçament.

Origen dels corredors

Les relacions de tall entre els corredors i les plataformes no són concloents per a establir-ne la seva relació temporal. Tot i que no hi ha criteris clars per descartar una sincronia entre els dos elements, tampoc no hi ha raons per pensar que aquestes valls s'haurien pogut formar sincrònicament i en un ambient marí compatible amb el tallat de les plataformes.

Morfològicament, els corredors del Cap de Shirreff tenen un aspecte força semblant als canals que, hi ha a la Península de Fildes (Illa King George) i que són interpretats com a canals d'aigües de fusió subglacial (John & Sugden 1971, Fig. 2.16.). El tret més característic d'aquest tipus de canal és que, aigües amunt, en lloc de fer-se cada cop

menys profunds fins a desaparèixer prop dels colls, tendeixen a travessar les línies divisòries d'aigües i a incidir-s'hi. Això s'explica pel fet que aquests canals són erosionats per corrents d'aigua subglacial els quals, a causa del confinament provocat per la massa de gel que els cobreix, tenen la capacitat de remuntar pendents i, per tant, de travessar línies divisòries. Sovint els canals d'aigües de fusió s'entrellacen entre si de forma complexa tal com s'observa a la Península de Fildes (Fig. 2.16.). Tot i que no n'hi ha proves concloents, és possible que els corredors del Cap de Shirreff corresponguin a antics canals d'aigües de fusió subglacial, anàlegs als observats per John & Sugden (1971) a l'Illa King George. En el cas que aquesta interpretació fos correcta, la disposició dels corredors i l'extensió areal observable al Cap de Shirreff no permeten de deduir quina hauria estat la direcció principal dels torrents subglacials.

Extensió del gel en fases glacials recents

La platja més alta observada al Cap de Shirreff és la de 17 m. La presència d'aquest nivell de platja implica que aquesta àrea estava desglaçada en el període en què el nivell del mar es trobava a aquesta alçada. És possible que en les zones dels corredors, l'activitat de degradació dels vessants associada a la dinàmica periglacial hagi provocat l'enterrament d'algun nivell de platja lleugerament superior. Tot i això, el fet de no observar traces de materials de platja en algunes zones de morfologia plana de la zona sud del Cap de Shirreff suggereix que el límit marí holocè difícilment deu superar els 22 m d'altitud.

Origen de les bossades de còdols i blocs

Les dimensions mètriques, les formes facetades i les litologies al·lòctones d'alguns dels blocs indiquen que, possiblement, les bossades de sediments heteromètrics van haver de ser transportades i emplaçades per la dinàmica glacial. D'altra banda, l'arrodoniment indica que, posteriorment, aquests dipòsits van haver de ser retreballats per la dinàmica marina.

Aquests dipòsits es poden interpretar com a restes de morrenes dipositades durant fases d'englaçament important. En el moment en què la glacera es va retirar d'aquestes àrees, el mar va retreballar el dipòsit i en va arrodonir els còdols i blocs. En el Capítol 5, basant-nos amb criteris derivats d'una anàlisi a nivell regional, discutim de forma més detallada com encaixen aquests dipòsits en l'esquema evolutiu del Cap de Shirreff.

4.6. PUNTA HANNAH

Anteriorment al nostre, no hi ha cap estudi que faci referència a trets de la geologia del quaternari i la geomorfologia de la zona de la Punta Hannah. El nostre treball es basa tant en la interpretació de la fotografia aèria vertical (vols del Febrer-Desembre de 1956 de les Falkland Islands Dependencies Aerial Survey Expeditions a una escala aproximada 1:27.500 i del Desembre de 1986 de la Fuerza Aérea de Chile a una escala aproximada 1:30.000) com en les observacions efectuades sobre el terreny al llarg de dues visites curtes durant les campanyes de 1989-90 i 1992-93. La manca d'una cartografia topogràfica de detall fa que presentem l'esquema geomorfològic segons el format de la foto aèria. Els límits dels fronts glacials corresponen als de l'any 1986.

La Punta Hannah és constituïda per un llom de roca escarpat que té una alçada màxima de 195 m en el seu extrem nord. Aquesta carena rocosa separa el casquet glacial de Livingston en un flux que desemboca a la Badia Sud (al E) i un altre que ho fa a la Badia Walker (a l'oest). Al vessant oest de la Punta Hannah hi ha un lòbul glacial el front del qual no arriba al nivell del mar i que es troba desconnectat de la glacera principal (Fig. 4.10.).

4.6.1. Descripció

Plataformes

Els camps de gel que envolten la Punta Hannah tenen una superfície gairebé horitzontal, suaument inclinada cap al mar, on desemboquen formant-hi els penya-segats de gel costaner. El límit intern d'aquestes plataformes de glaç és clarament distingible en la foto aèria i es troba a la base d'un ressalt suau en la superfície del casquet glacial.

L'altitud de la vora superior d'aquest ressalt enrasa, a grans trets, amb la part més alta de la Punta Hannah (190 m) i amb l'altra àrea d'aflorament rocós situada uns 2 km cap al E. Aquestes zones d'aflorament tenen una morfologia suau i arreplanada que sembla tenir una certa continuïtat lateral per sota de les àrees englaçades.

Sediments de platja

A la Punta Hannah hi ha dues sèries de nivells de platja emergits, una a la banda E i una a la cala oest. La sèrie de la banda E té una amplada d'aproximadament 300 m i s'hi troben nivells de platja a unes altituds de 9.4 m, 8.5 m, 6.3 m i 1.2 m. A la cala oest també hi ha diversos cordons de platja, però sempre a altituds inferiors als 9 m.

Sediments i formes del modelat glacial

Els marges glacials que descansen sobre terra tenen morrenes amb nucli de gel. En les morrenes associades als lòbuls glacials alimentats directament pel casquet de gel principal s'hi diferencien un parell de cordons, mentre que la glacera local (desconnectada del casquet glacial) mostra un únic cordó morrènic. Totes aquestes morrenes són molt fresques, no mostren colonització per part de líquens i estan afectades per moviments de massa. Els tills que formen la morrena de la banda E de la Punta Hannah inclouen, de forma abundant, còdols arrodonits d'origen marí, anàlegs als que es troben en les platges emergides actuals.

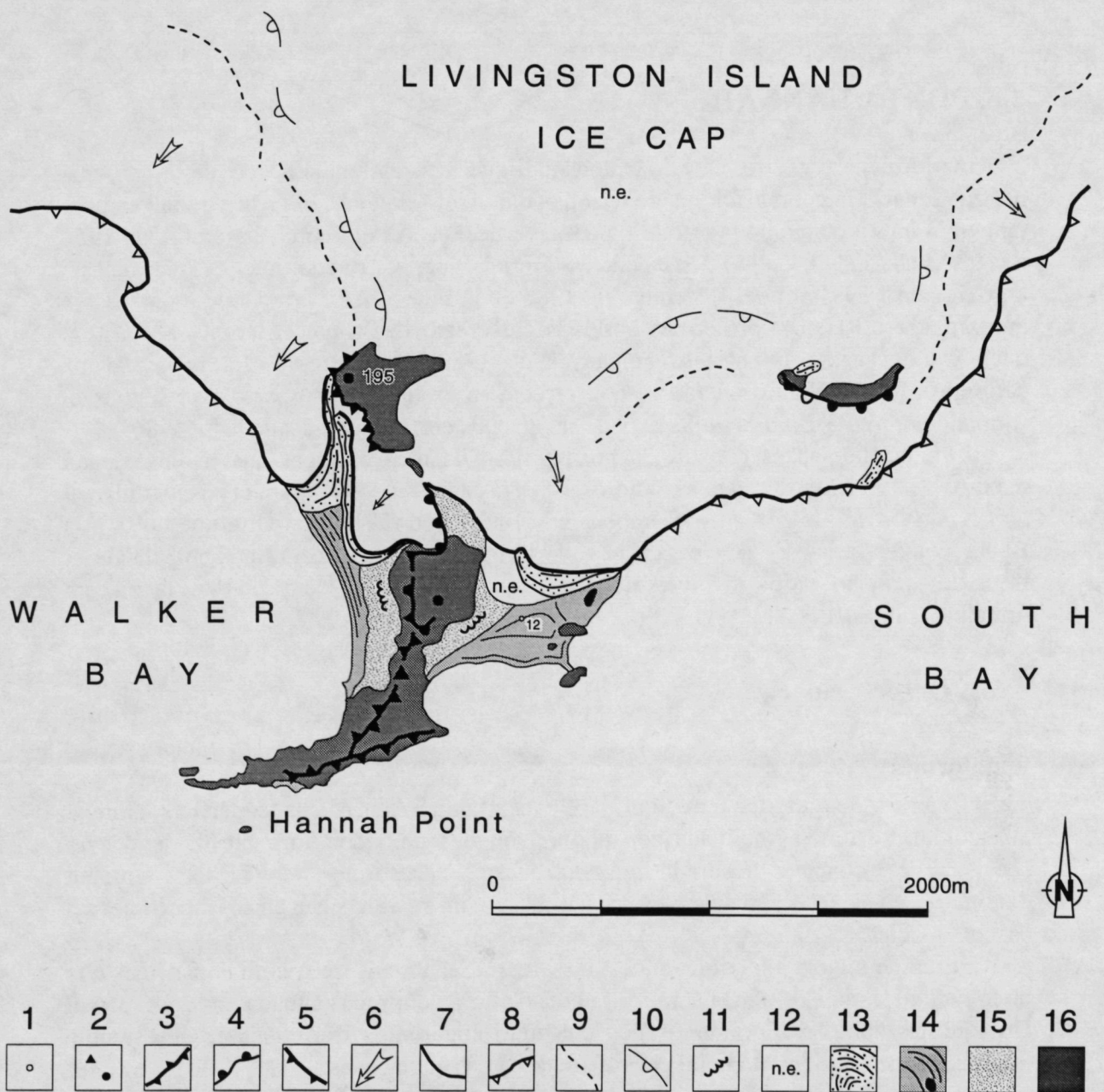


Figura 4.10. Esquema geomorfològic de la Punta Hannah. Llegendes: (1)- cota altimètrica en m, (2)- cim de parets abruptes i cim planar, (3)- cresta, (4)- ressalt suau del pendent, (5)- ressalt abrupte del pendent, (6)- direcció aproximada del flux glacial, (7)- marge glacial en rampa, (8)- penya-segat de gel en el marge glacial marí, (9)- línia interna de plataforma en la superfície glacial, (10)- canvi de pendent suau en la superfície del casquet glacial, (11)- morrena de nevé, (12)- zona coberta per neu o gel inactiu permanent, no exposada, (13)- tills i cordons morrènics, (14)- sediments de platges, bermes, terrasses de platja i llacunes, (15)- dipòsits de vessant, (16)- aflorament de la roca del substrat.

Fig. 4.10. Geomorphological map of Hannah Point. Legend: (1)- spot height in m, (2)- pyramidal summit and flat-topped summit, (3)- ridge, (4)- smooth change of slope, (5)- cliff, (6)- approximate direction of ice flow, (7)- ramp-like glacial margin, (8)- ice cliff abutting on the sea, (9)- glacial platform's inner limit, (10)- smooth change of slope on the ice-cap surface, (11)- protalus rampart, (12)- no mappable area because perennial snow cover, (13)- tills and morainic ridges, (14)- beach sediments, berms, terraces and back berm lagoons, (15)- scree, (16)- bedrock.

A la cala oest, aquests cordons morrènics recobreixen parcialment les platges que es troben a una altitud aproximada de 5 m i les platges superiors. A la banda E de la Punta Hannah els cordons morrènics es troben en contacte amb les platges de 9.4 i 12 m.

4.6.2. Interpretació

Origen de les plataformes

La morfologia en plataforma del casquet glacial en les àrees costaneres i la presència d'una línia interna ben desenvolupada indiquen que la glacera recobreix una antiga plataforma d'erosió marina. Com que desconeixem el gruix de gel no podem precisar l'altitud a la qual es troba la línia interna d'aquest nivell marí.

La morfologia arreplanada tant de la part més alta de la Punta Hannah (195 m) com de l'àrea en què aflora el substrat rocós situada 2 km en direcció cap al E, podria correspondre una plataforma d'erosió marina. Això no obstant, aquesta morfologia també podria correspondre a una superfície estructural, ja que els potents nivells de basalts que afloren en la part superior de la successió volcànica de la Punta Hannah (Fig. 3.10.) tenen una disposició propera a l'horitzontal.

Extensió del gel en períodes de màxim enllaçament

El fet que en les carenes hi predominen les formes arrodonides suggereix que fa relativament poc temps que aquestes àrees estan exposades a l'acció periglacial. Això indica que la totalitat o la major part de la Punta Hannah s'havia de trobar coberta per les glaceres durant períodes de major enllaçament. És possible que part de l'important gruix de material col.luvial que entapissa la majoria d'aquestes àrees correspongui a sediments glacials, actualment alterats per la dinàmica periglacial i de vessants.

Extensió del gel en fases glacials recents

Els còdols de platja inclosos en els cordons morrènics de la Punta Hannah han de provenir de nivells marins que ocupaven àrees actualment enllaçades. La relativa abundància d'aquests còdols fa pensar que possiblement deurien ser arrencats de platges lleugerament superiors a la platja de 12 m. Per tant, la sedimentació de la platja de 12 m probablement es deuria produir en un període en què el front del lòbul glacial es trobava en una posició lleugerament més interna respecte a la seva posició actual.

Les morrenes associades als fronts glacials que descansen sobre terra indiquen uns períodes de major extensió de gel que l'actual. La divisió en dos cordons que mostren les morrenes dels marges de la glacera de casquet suggereix l'existència de dues fases d'avenç glacial recents.

Siddons Point

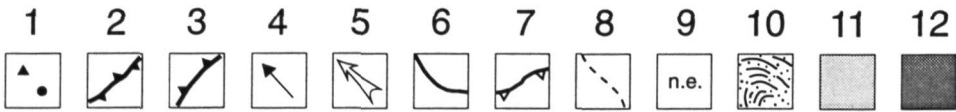


Figura 4.11. Esquema geomorfològic de la Punta Siddons. Llegendra: (1)- cim amb vessants abruptes i cim de morfologia suau, (2)- cresta, (3)- ressalt abrupte del pendent, (4)- direcció d'estries d'origen glacial en la roca del substrat, (5)- direcció aproximada del flux glacial, (6)- marge glacial en rampa, (7)- penyassegat de gel en el marge glacial marí, (8)- línia interna de plataforma en la superfície glacial, (9)- zona coberta per neu o gel inactiu permanent, no exposada, (10)- tills i cordons morrènics, (11)- sediments de platja, (12)- aflorament de la roca del substrat.

Fig. 4.11. Geomorphologic map of Siddons Point. Legend: (1)- sharp summit and rounded summit, (2)- ridge, (3)- cliff, (4)- glacially striated bedrock, (5)- approximate direction of ice flow, (6)- ramp-like glacial margin, (7)- ice-cliff, (8)- glacial platform's inner limit, (9)- no mappable area because perennial snow cover, (10)- tills and morainic ridges, (11)- beach sediments, (12)- bedrock.

4.7. PUNTA SIDDONS

El nostre treball es basa en la interpretació de la fotografia aèria (vols del Febrer-Desembre de 1956 de les Falkland Islands Dependencies Aerial Survey Expeditions a una escala aproximada 1:27.500 i del Desembre de 1986 de la Fuerza Aérea de Chile a una escala aproximada 1:30.000) i en observacions de camp efectuades durant la campanya de l'any 1991-92. Els fronts glacials representats en l'esquema geomorfològic que presentem es basen en les fotografies aèries de l'any 1986.

La Punta Siddons és un cap rocós amb un relleu molt abrupte i una alçada màxima de 205 m. A l'est del cap de roca hi ha una àrea plana poc més elevada que el nivell del mar, en què hi aflora el substrat rocós (Fig. 4.11.). El cim amb forma piramidal situat al SE del cap de roca es troba gairebé totalment cobert de neu i gel (cota 250 m aprox). Tots els fronts glacials costaners de la zona de la Punta Siddons es troben alimentats pel casquet glacial principal de l'illa, incloent-hi una llengua de gel d'aproximadament 300 m d'ample, que separa el cap de la Punta Siddons de les àrees amb aflorament rocós situades al E. Al vessant nord del cim piramidal hi ha una gelera local, desconnectada del casquet glacial principal.

4.7.1. Antecedents

Calvet et al. (1992) presenten un esquema geomorfològic i una primera descripció de la Punta Siddons. Aquests autors fan un estudi detallat del retrocés dels fronts glacials a partir de la comparació de les fotografies aèries, les imatges de satèl.lit SPOT i les dades obtingudes mitjançant el treball de camp. Es destaca que entre els anys 1956 i 1991 es va produir un aprimament de les glaceres de l'ordre d'uns 20 m i que els fronts glacials propers a la Punta Siddons van experimentar un retrocés localment superior als 500 m. Les descripcions que segueixen es basen en la informació procedent d'aquests autors.

4.7.2. Descripció

Sediments i formes del modelat glacial

La llengua de gel situada just a l'est del cap de roca de la Punta Siddons mostra unes morrenes laterals associades al marge (Fig. 4.11.). La morrena de la banda dreta està molt ben desenvolupada i es troba subdividida en dos cordons morrènics. La morrena de la banda esquerra forma un cordó adossat contra la paret de roca i té unes dimensions més reduïdes (o es troba més coberta pel glaç). En el vessant oest del cap de roca hi ha també un parell de cordons morrènics laterals que perden altitud en direcció cap al mar. Paral·lelament al front glacial actual hi ha una morrena parcialment submergida que és retreballada per l'acció marina i que correspon a la posició del front glacial observable en les fotografies aèries de l'any 1956.

Tots els cordons morrènics associats al marge de la glacera de casquet inclouen tant còdols arrodonits d'origen marí, sovint força alterats i fragmentats, com còdols facetats i estriats. Els arrossegalls glacials són de litologies diverses, amb predomini de roques vulcanoclàstiques i pòfirs, però també amb la presència de granitoides. La part més alta del cordó morrènic de la banda oest del cap descansa sobre la roca del substrat, la qual mostra uns intensos poliments i estriats glacials.

La gelera local desconnectada del casquet glacial també mostra, en el seu marge inferior, un parell de cordons morrènics amb còdols de procedència local. Entre aquest cordó morrènic i la costa hi ha una zona recoberta majoritàriament per neu i/o gel mort.

A la fotografia aèria de l'any 1956 s'hi observa que la superfície glacial es trobava lleugerament desconnectada dels cordons morrènics.

Sediments de platja

A la Punta Siddons, els sediments de platja són molt poc extensos i es localitzen en alguns dels entrants de la costa rocosa. Totes les platges són actualment actives i no superen els 3 m d'altitud.

4.7.3. Interpretació

Extensió del gel en fases glacials recents

La costa situada al E de la Punta Siddons ha estat descoberta per les glaceres en períodes recents. Altrament seria d'esperar que hi hagués sediments de platja sobre les zones d'aflorament rocós situades a altituds més altes que les de la platja activa.

Els cordons morrènics d'aquesta àrea es van haver de sedimentar en períodes relativament recents, en moments en què el volum de gel era sensiblement superior a l'actual. El desdoblament en dos cordons ben diferenciats de les morrenes indica l'efecte de dues fases recents de reavenç o estabilització de les glaceres.

Els còdols arrodonits inclosos de manera freqüent en les morrenes de la Punta Siddons interpretem que han de provenir de nivells marins situats a cotes més elevades i més centrals de l'Illa de Livingston.

4.8. ZONA CENTRAL I ÀREES ENGLAÇADES

Les àrees centrals de l'Illa Livingston es troben majoritàriament englaçades i, per tant, proporcionen relativament poca informació geològica. L'estudi de la roca del substrat d'aquestes zones cal fer-lo a partir d'observacions en *nunataks* aïllats, de reduïdes dimensions i poc accessibles i per tant, el coneixement que en tenim és força fragmentari. Tot i això els pocs afloraments disponibles donen una informació valuosa sobre quin ha estat el funcionament del vulcanisme quaternari a l'Illa Livingston. A més, la morfologia superficial del casquet glacial permet de deduir alguns trets importants de la topografia subglacial.

En el nostre estudi ens basem en el treball de camp que ens ha permès d'obtenir diverses mostres de roca corresponents a *nunataks* aïllats de les àrees centrals de l'illa, i en la interpretació de l'ortoimatge a escala 1:100.000 (Institut Cartogràfic de Catalunya 1992). Els resultats referents a les roques volcàniques quaternàries del nostre treball han estat publicats per Smellie et al. (1995) i Smellie et al. (in press) i, per tant, els incloem en l'apartat *antecedents*.

4.8.1. Antecedents

Formació Inott Point

Hobbs (1968) indica que Edinburgh Hill i Inott Point (al nord de la Badia de Moon, Fotografia 10 de l'Annex A) estan constituïts per roques volcàniques fresques. Edinburgh Hill és un pitó volcànic amb disjunció columnar format per basalt olivínic, mentre que Inott Point és un pitó format per bretxes vulcanoclàstiques i hialoclastites l'erupció de les quals possiblement s'hauria produït subglacialment (Smellie et al. 1984). Al nord de Sharp Peak s'hi troba algun altre aflorament de roques equivalents a les d'Inott Point. A més, Smellie et al. (1984) daten una roca volcànica fresca recollida per Hobbs que consideren que prové de Gleaner Heights (zona elevada al nord del Mount Bowles) i obtenen una edat K-Ar inferior als 0.5 Ma (dins del límit d'error del mètode). Recentment, Smellie et al. (in press) daten mitjançant el mètode K-Ar dues mostres de basalt olivínics frescos (Fotografia 8 de l'Annex A) procedents del sud-est del Pic Burdick i del sud del Pic Samuel i obtenen edats de 0.04 ± 0.35 i 0.70 ± 0.30 Ma respectivament. Aquestes edats es troben dins del límit d'error del mètode i per tant s'interpreta que l'edat d'erupció ha de correspondre a < 1 Ma (Smellie et al. in press).

Tots aquests afloraments de roques volcàniques quaternàries són considerats per Smellie et al. (1984) com a associats a l'extensió i obertura de la Conca de Bransfield. Smellie et al. (1995) fan una descripció i interpretació de les roques volcàniques quaternàries que afloren a la regió NE de l'Illa Livingston. Aquesta zona, de tot el conjunt de les Illes Shetland del Sud, és on hi ha el conjunt d'afloraments més extens de roques volcàniques pleistocenes-recents. Totes les roques que afloren en les proximitats d'Edinburgh Hill, Sharp Peak i Samuel Peak són incloses per Smellie et al. (1995) sota el nom de *Formació Inott Point* (Fig. 2.14.).

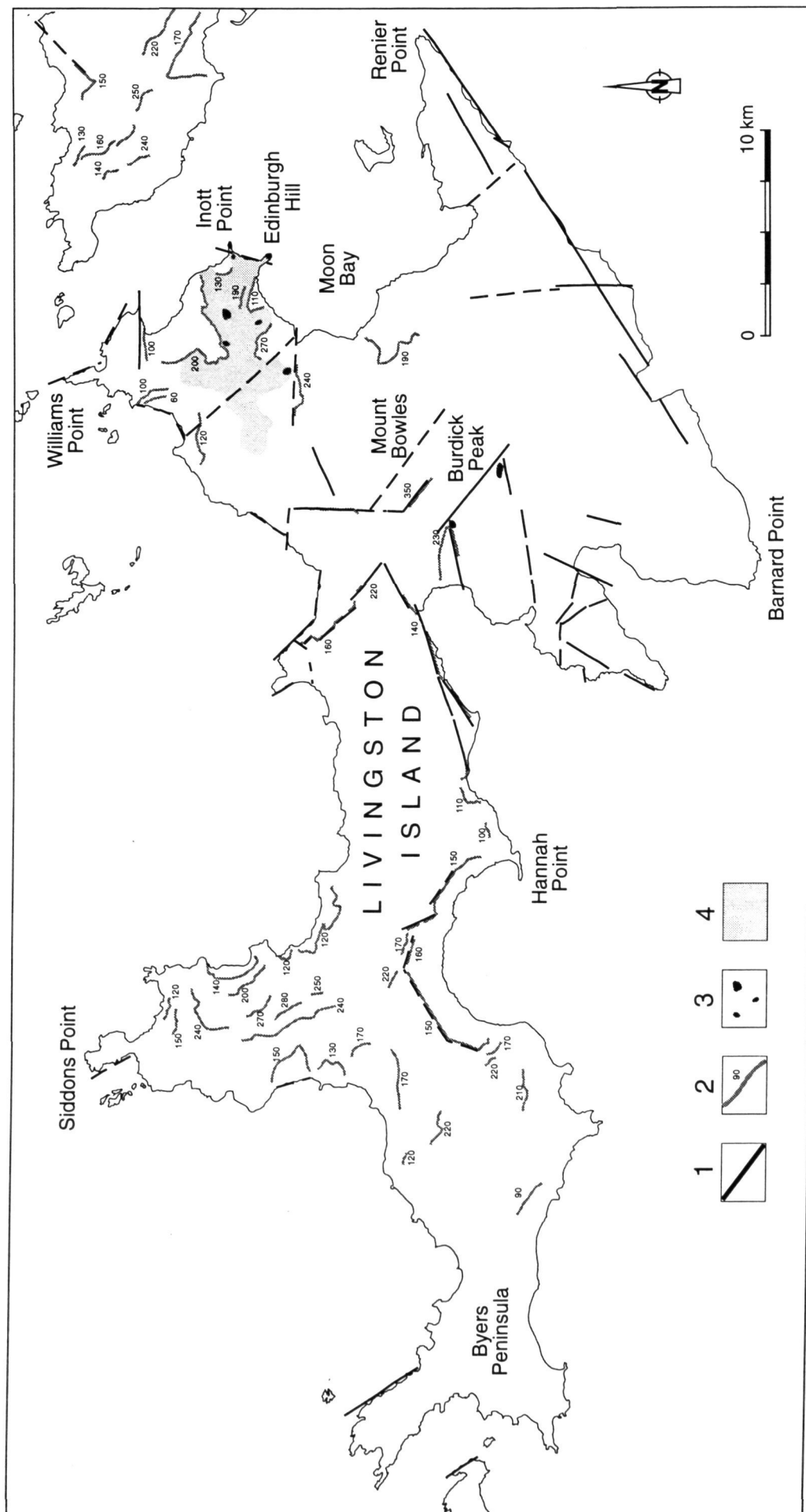


Figura 4.12. Esquema de tres morfo-estructurals, d'alguns tres morfològics de la superfície glacial de l'illa de Livingston i de la distribució d'afioraments de roques volcàniques quaternàries. L'legenda: (1)- lineació que reflecteix la morfologia del substrat rocós, (2)- línia interna de plataforma en la superfície glacial amb indicació de l'altitud aproximada sobre el nivell del mar, (3)- afloraments de roques volcàniques quaternàries, (4)- possible extensió del vulcanisme quaternari.

Fig. 4.12. Sketch map of Livingston Island showing some morphostructural and morphologic features of the ice-cap surface, together with the distribution of the quaternary volcanic rocks. Legend: (1)- lineation, (2)- glacial platform's inner limit with indication of approximate height above sea level, (3) outcrops of quaternary volcanic rocks, (4)- possible extent of the quaternary volcanic rocks.

La *Formació Inott Point* és constituïda per roques fresques, amb textures inalterades, no mostra cap grau significatiu de deformació i està formada per les següents fàcies o associacions de fàcies:

- a) Pitons dolerítics amb disjunció columnar. L'exemple més espectacular és Edimburgh Hill, que té uns 250 m de diàmetre i una altitud de 110 m sobre el nivell del mar. També hi ha pitons amb disjunció columnar a Sharp Peak i a l'oest d'Inott Point (Fig. 2.14.).
- b) Laves basàltiques: Hi ha nivells de laves al cim d'Inott Point, al SE de Sharp Peak i al NW de Burdick Peak. N'hi ha d'interestratificades amb escòria al SE dels pics Burdick i Samuel.
- c) Unitats estratificades de cendres i de cendres amb lapilli (*lapilli-tuff* o cendres litificades amb una proporció de lapilli > 10 %): Formades per cendres litificades de gra fi a groller amb fragments dispersos de lapilli fi a groller i una petita proporció de fragments de lava de fins 15 cm de diàmetre. A la localitat de Inott Point hi ha inclosos còdols i blocs subarrodonits de diorita i laves i roques vulcanoclàstiques alterades (fins a 25 cm de diàmetre) anàlogues a les de la Fm. Mount Bowles. Petrogràficament, les unitats estratificades de cendres i lapilli es mostren riques en cendres fines i estan dominades per fragments vitris juvenils palagonititzats en un grau variable.
- d) Dipòsits massius de lapilli litificat (*lapillistone*) i bretxes amb cendres (*tuff-breccia*): Es troben ben desenvolupats a Sharp Peak, el nunatak situat 1.6 km al SSW de Sharp Peak i al cim del nunatak a l'oest de Sharp Peak (Fig. 2.14.). Formen dipòsits de diversos metres de potència (fins a 12 m), pobrement seleccionats i amb suport de matriu.

Segons Smellie et al. (1995) els afloraments de la *Formació Inott Point* corresponen a les restes de nombrosos cons de cendra basàltica de reduïdes dimensions que probablement se solapen els uns als altres. Tot i que el contacte basal de la formació no aflora, la inclusió de fragments accidentals de laves alterades anàlogues a les de la *Formació Mount Bowles* (Capítol 3.1.) permet d'interpretar que la *Formació Inott Point* s'hi superposa discordantment.

Smellie et al. (1995) interpreten que les laves i escòries interestratificades són el producte d'erupcions en sec (sense intervenció d'aigua). En contrast, els dipòsits més abundants, formats per roques piroclàstiques estratificades, són interpretats com el producte d'erupcions freatomagmàtiques. Aquesta interpretació és suportada per les característiques de l'estratificació, la presència abundant de clastos vitris, la seva vesiculació, alteració a palagonita i l'alta proporció de fragments de mida cendra. Els dipòsits piroclàstics estratificats es consideren sedimentats a partir de fluxos de tipus onada piroclàstica (*surge*) de densitat i tipus de flux variables.

Els dipòsits massius es troben associats als pitons de dolerita i conjuntament s'interpreten com a fàcies corresponents al conducte volcànic. Únicament hi ha clastos accidentals a Inott Point, la qual cosa permet d'interpretar que les erupcions explosives eren somes i que no deurien aprofundir gaire en el substrat. En bona part, els clastos accidentals d'aquesta localitat corresponen a materials de platja.

Tot i que no n'hi ha evidències concloents, és probable que les erupcions corresponents als afloraments situats a l'extrem NE de l'illa s'haguessin produït subglacialment. Les fàcies observades, però, fa pensar que el gruix de gel hauria hagut de ser sempre inferior als 100 m.

4.8.2. Descripció

Lineacions en les àrees cobertes pel casquet glacial

La superfície del casquet glacial, observada en l'ortoimatge a l'escala 1:100.000, mostra una sèrie de trets rectilinis o lineacions. D'una banda hi ha lineacions associades a graons en la superfície glacial, mentre que d'altra banda hi ha lineacions que corresponen al traçat de la línia de costa.

Aquestes lineacions tenen direccions variables, però dues terceres parts queden incloses dins de dues famílies corresponents a les direccions N45-N75 i N125-N150 (Fig. 4.12.).

Plataformes

La morfologia de la superfície del casquet glacial de l'Illa Livingston mostra diverses plataformes que es troben especialment desenvolupades a les bandes oest i nord de l'illa. Les línies internes d'aquestes plataformes queden molt ben marcades per un canvi de pendent que, en les fotografies aèries i l'ortoimatge a escala 1:100.000, són clarament distingibles sobre la superfície predominantment plana del casquet (Fig. 4.12.). Algunes d'aquestes línies internes coincideixen amb lineacions.

Les línies internes de les plataformes de gel tenen una disposició propera a l'horitzontal. La superposició del model digital d'elevacions del terreny efectuat a partir del mapa topogràfic a escala 1:200.000 (Directorate of Overseas Surveys 1968a, 1968b) i l'ortoimatge de l'Illa Livingston (Institut Cartogràfic de Catalunya, 1992) ens ha permès d'obtenir-ne les altituds aproximades les quals varien àmpliament entre els 60 i els 280 m (Fig. 4.12.).

4.8.3. Interpretació

Fallament neotectònic i associació amb el vulcanisme quaternari

Interpretem que la morfologia de la superfície del casquet glacial és, en gran mesura, reflex de la morfologia subglacial. D'aquesta manera interpretem que les lineacions en la superfície glacial, reflecteixen escarpaments rectilinis de la roca del substrat. La clara associació d'aquestes lineacions amb els pocs afloraments de roques volcàniques quaternàries de la part E de l'illa indica clarament que com a mínim part de les lineacions tenen un origen tectònic i que corresponen a falles de longituds quilomètriques (Fig. 4.12.).

Plataformes d'erosió marina emergides cobertes pel casquet glacial

Interpretem que les plataformes reflectides en la superfície glacial de l'Illa Livingston corresponen a trets del substrat rocós actualment englaçat. Les línies internes d'aquestes plataformes tenen una morfologia en planta anàloga a les plataformes de la Península de Byers (Fig. 4.8. i Fig. 4.12.). Aquesta similitud i la profusió d'aquests elements en el conjunt de l'arxipèlag, permeten d'interpretar aquestes plataformes com a plataformes d'erosió marina emergides, actualment cobertes per les glaceres.

La coincidència de les línies internes d'algunes d'aquestes plataformes amb les lineacions interpretades com a falles suggereix que el retrocés de la part més interna d'aquestes plataformes pot ser parcialment controlat per canvis litològics del substrat o bé per escarpaments de falla.

Com que desconeixem quin és el gruix de la glacera, no podem saber l'altitud a la qual es troben les plataformes d'erosió marina englaçades. En tot cas aquestes reflecteixen la possibilitat que les parts més elevades de les bandes oest i nord de l'illa haurien pogut ser modelades per l'erosió marina.

CAPÍTOL 5

DISCUSSIÓ

En els capítols 3. i 4. ens hem centrat en l'estudi dels elements principals de la geologia de l'Illa de Livingston. Les descripcions detallades que hem fet fins ara ens han permès unes interpretacions d'abast únicament local.

En aquest capítol analitzem les descripcions i interpretacions de caire local (tant d'origen propi com bibliogràfic) per tal d'obtenir una informació de nivell general. Aquesta informació o bé completa les idees proposades anteriorment per d'altres autors o bé aporta noves idees de cara a millorar la interpretació de l'evolució geològica de l'Illa de Livingston i de les Illes Shetland del Sud.

5.1. RELACIÓ ENTRE UNITATS ESTRATIGRÀFIQUES

5.1.1. Relació entre la Formació Miers Bluff i la unitat de Bretxes del Pic Moores

El mapa d'unitats i de cabussaments (Fig. 3.1.) dóna una informació fins a un cert punt ambigua en quant a la relació entre la *Formació Miers Bluff* i la unitat de *Bretxes del Pic Moores*. Per una banda, les poques direccions de capa observades en les bretxes majoritàriament massives del Pic Moores tenen una tendència a orientar-se paral·lelament a la direcció N-S o NNE-SSO, que és la direcció predominant de les capes de la *Formació Miers Bluff*. Això suggereix que hi podria haver conformitat entre les dues unitats. D'altra banda, al vessant oest del Pic Moores la direcció de les capes de la *Formació Miers Bluff* sembla que es disposen formant un angle alt respecte el contacte amb les *Bretxes del Pic Moores*. Aquesta disposició suggereix que, com a mínim en aquesta zona, les dues unitats podrien estar separades per un contacte discordant. Això no obstant, aquestes observacions es poden reconciliar fàcilment considerant que la unitat de bretxes podria estar ocupant un paleorelleu erosiu en forma de canal de dimensions quilomètriques, encaixat en els materials del *Membre Napier Peak*. Els afloraments del vessant oest del Pic Moores podrien correspondre als flancs d'aquest relleu canaliforme, mentre que els afloraments de més cap al nord podrien correspondre a la part més central, en què les dues unitats semblen ser aproximadament concordants. Aquesta interpretació és compatible amb el fet que la *Formació Miers Bluff* deuria experimentar una erosió intensa en el moment de la sedimentació de les Bretxes del Pic Moores, ja que en constitueix l'àrea font.

Tot i això, tal com consideren Smellie et al. (1995), la relació entre la *Formació Miers Bluff* i la unitat de *Bretxes del Pic Moores* no es pot determinar correctament amb les dades actuals. L'aspecte massiu, rarament estratificat, de les *Bretxes del Pic Moores* no permet de conèixer si aquests materials estan afectats per la mateixa deformació polifàsica que la *Formació Miers Bluff*. Per tant, desconeixem el lapse de temps que hauria pogut passar entre la sedimentació de les dues unitats. Tal com proposen Pallàs et al. (1992) és possible que la unitat de bretxes sigui parcialment sincrònica a la sedimentació de la *Formació Miers Bluff* i que, simplement, constitueixi part d'un altre subambient deposicional del mateix sistema al·luvial submarí. En aquest cas caldria considerar aquesta unitat com a part de la *Formació Miers Bluff* la qual, d'aquesta manera, inclouria un tipus de fàcies desconegudes en els afloraments correlatius del *Grup de la Península Trinity* (aflorant a la Península Antàrtica, vegeu apartat 2.2.3.). Tal com destaquen Smellie et al. (1995), també és possible, però, que la sedimentació de les bretxes s'hagués produït amb clara posterioritat a la sedimentació de la *Formació Miers Bluff* i fins i tot amb posterioritat a la deformació polifàsica que afecta aquesta successió. En aquest segon cas caldria considerar les *Bretxes del Pic Moores* com una unitat estratigràfica a part, amb unes grans analogies amb les formacions del *Grup Botany Bay* que afloren a la banda est de la Península Antàrtica. Cal recordar que aquest grup estratigràfic està constituït per formacions d'origen continental, d'extensió local, situades estratigràficament per damunt dels materials del *Grup de la Península Trinity* (tant en contacte per falla com discordant), estratigràficament per sota dels materials del

Grup Volcànic de la Península Antàrtica i que tenen una edat variable entre el Juràssic inferior i el Cretaci superior (vegeu apartat 2.2.5.).

Per intentar resoldre la relació entre la *Formació Miers Bluff* i les Bretxes del Pic Moores, caldria un estudi estratigràfic i estructural de detall de la zona de contacte entre les dues unitats i una anàlisi detallada de l'estratigrafia, sedimentologia i possible contingut fòssil de la unitat de bretxes.

5.1.2. Relació entre la Formació Miers Bluff i les successions volcàniques i sedimentàries mesozoiques

El contacte entre la *Formació Miers Bluff* i les successions volcàniques mesozoiques és observable únicament en dues localitats:

- a) A l'oest del Pic Burdick el contacte correspon a una discordança angular de disposició aparentment propera a l'horitzontal en què els materials volcànics es troben per damunt dels sediments verticalitzats de la *Formació Miers Bluff*. La discordança entre la *Formació Miers Bluff* deformada polifàsicament i la successió volcànica lleugerament deformada que aflora a bona part de la resta de l'illa ja havia estat deduïda per Hobbs (1968).
- b) A la banda est de la Península de Hurd els materials volcànics es troben en contacte tant amb els materials del *Membre Napier Peak* com amb les bretxes del Pic Moores. La disposició dels afloraments a la zona del Pic de Moores indica que aquest contacte cabussa fortament (uns 65°) cap al SE. Malauradament, l'aspecte massiu de les bretxes volcàniques de la *Formació Mount Bowles* no permet de decidir si el contacte amb les unitats estratigràficament inferiors constitueix una discordança o bé si constitueix una falla de component normal en què el bloc oriental (en bona part submergit sota la Badia Falsa) hauria baixat respecte al bloc occidental.

En el cas que, a la zona del Pic Moores, la *Formació Mount Bowles* fos discordant sobre la *Formació Miers Bluff* caldria explicar de forma adequada el fort cabussament del contacte entre les dues unitats. Tal com proposen Muñoz et al. (1992) seria lògic de relacionar aquest cabussament amb el postulat basculament cap al SE del conjunt de la *Formació Miers Bluff*. Això implicaria que part de la successió volcànica de la *Formació Mount Bowles* hauria experimentat un basculament proper als 60 °, solidàriament amb part del basculament experimentat per la *Formació Miers Bluff*. Aquesta idea contrasta amb l'observació generalment acceptada que les successions volcàniques mesozoiques es troben majoritàriament poc deformades. En aquest treball hem mostrat que, localment, les successions volcàniques mesozoiques poden estar deformades amb una certa intensitat; al Cap de Shirreff, la successió volcànica es troba plegada amb cabussaments de fins a 80 graus la qual cosa fa pensar que el basculament de la base de la *Formació Mount Bowles* suggerit per Muñoz et al. (1992) és possible. Tot i això, també cal tenir en compte que els plecs del Cap de Shirreff tenen una direcció NNO-SSE, mentre que l'eix de plegament major i de basculament de la *Formació Miers Bluff* sembla que hauria tingut una direcció NE-SO. Aquestes direccions gairebé perpendiculars són difícilment explicables mitjançant un únic procés de deformació que hagués produït el basculament de la discordança i el plegament de la successió del Cap de Shirreff simultàniament.

D'altra banda, el mapa neotectònic de la Península de Hurd (Fig. 4.7.) mostra la presència d'una lineació interpretable com una falla, amb una disposició molt propera al contacte entre les formacions *Miers Bluff* i *Mount Bowles* (Fig. 3.1.). A més, l'abundància de dics magmàtics en la *zona de transició* i la intensa fracturació i alteració en les proximitats del contacte entre les dues formacions, suggereix fortament la possibilitat que podrien estar separades per un conjunt de fractures.

Així doncs, tot i que no hi ha elements per descartar que el contacte al Pic Moores entre la *Formació Miers Bluff* i la *Formació Mount Bowles* pugui estar constituït per una discordança basculada, la hipòtesi que el contacte està format per una falla o conjunt de falles sembla explicar totes les observacions satisfactòriament i de forma més simple.

5.1.3. Relació entre els afloraments de successions Juràssiques i Cretàciques

Relacions estratigràfiques i d'edat

Les successions de roques predominantment volcàniques de la sèrie calco-alcalina amb edats mesozoiques i cenozoiques que afluïren a la Península Antàrtica i les Illes Shetland del Sud, es considera que formen part de l'arc volcànic i s'inclouen dins del *Grup Volcànic de la Península Antàrtica* (vegeu apartat 2.2.4.). Contràriament, les successions de roques predominantment sedimentàries es considera que formen part de conques adjacents a l'arc i es classifiquen dins d'altres grups estratigràfics.

Les successions predominantment sedimentàries que afluïren a la part oest i central de la Península de Byers es consideren part de la conca d'avant-arc juràssica - cretàtica inferior i s'inclouen dins del *Grup de Byers*. Contràriament a les interpretacions de Smellie et al. (1980), els estudis recents de Hathway & Lomas (1995 i en curs) indiquen que la part superior de la successió d'aquesta localitat (*Formació Negro Hill*) està constituïda per un domini de roques epiclàstiques (d'origen volcànic i re-dipositada per processos sedimentaris) que deuen correspondre a la deposició en les parts marginals d'un volcà o grup de volcans (John Smellie, comunicació personal). Tot i la relativa proximitat respecte als centres eruptius i malgrat la intercalació de roques dipositades per processos plenament volcànics (p.ex. diversos nivells potents d'ignimbrites) es considera que la *Formació Negro Hill* també forma part de la conca d'avant-arc i és per això que ha estat inclosa dins del *Grup de Byers*.

Smellie et al. (in press) comparen la composició geoquímica de les laves del Cap de Shirreff amb la composició de les laves interstratificades dins del *Grup de Byers*. L'afinitat en la composició geoquímica de les roques analitzades d'aquestes dues àrees probablement significa que comparteixen una mateixa àrea font magmàtica i que les dues successions deuen ser correlacionables estratigràficament (Smellie et al. in press).

Tot i que al Cap de Shirreff no hem efectuat un estudi de detall de les bretxes que ens permeti de discernir si aquestes tenen un origen piroclàstic o epiclàstic, el gran domini de nivells de lava al llarg de la major part d'afloraments indica que es tracta d'una successió dominada pels processos volcànics. Així doncs, malgrat la gran afinitat entre les laves del Cap de Shirreff i les roques volcàniques i subvolcàniques del *Grup de Byers* (Smellie et al. in press), no tindria sentit considerar que les successions d'aquestes dues localitats poguessin formar part d'una mateixa unitat estratigràfica. Considerem

que la successió del Cap de Shirreff forma part de l'arc volcànic i, per tant, l'incloem dins del *Grup Volcànic de la Península Antàrtica*.

Cal tenir en compte que la part més alta del *Grup de Byers* ha de ser anterior a la intrusió de dolerita de Negro Hill datada com a 92 Ma (Pankhurst et al. 1979) i, per tant, també ha de ser anterior a l'emplaçament de la lava o el dic datat com a 90.2 ± 5.6 Ma del Cap de Shirreff (Smellie et al. in press). Suposant que la mostra datada al cap de Shirreff correspongui a una colada de lava, la successió d'aquesta localitat podria ser sincrònica a part de l'activitat intrusiva de la banda est de la Península de Byers. Si la mostra datada al cap de Shirreff constituís un dic, les successions d'aquesta localitat i de la Península de Byers podrien ser parcialment sincròniques. En aquest darrer cas, la successió del Cap de Shirreff probablement correspondria a la deposició associada a l'arc volcànic, mentre que la successió de la part més alta del *Grup de Byers* probablement correspondria a la deposició en àrees més distals respecte els centres eruptius, en la zona subsident d'avant-arc.

Les successions predominantment volcàniques i subvolcàniques que afloren a la part central (*Formació Mount Bowles*) i a les puntes Renier, Williams, Siddons i Hannah, s'interpreten com a part de l'arc volcànic i, per tant, també les incloem dins del *Grup Volcànic de la Península Antàrtica*. Les dolerites de la Punta Siddons i la Punta Williams tenen unes edats molt coincidents amb les edats d'altres intrusions del mateix tipus associades amb la *Formació Coppermine* de Smellie et al. (1984). Per tant és plenament justificat d'incloure les roques d'aquestes localitats dins d'aquesta formació. La successió de la Punta Hannah, segons Smellie et al. (in press) no mostra afinitats clares amb cap de les unitats estratigràfiques establertes. A més, les dues mostres datades donen edats molt diferents difícilment explicables. La mostra més alterada indica una edat de 87.9 ± 2.6 Ma, de manera que resulta ser coherent amb l'esquema cronològic proposat per Pankhurst & Smellie (1983). Tot i això, la mostra més fresca, que en principi hauria de ser més fiable, indica una edat de 67.5 ± 2.5 Ma. Aquesta edat correspon al sostre del Cretaci superior o fins i tot a la base del Terciari i, a la llum del model de Pankhurst & Smellie (1983), és inesperadament jove. En el cas que aquesta edat fos confirmada, la lava superior de la successió de la Punta Hannah constituiria la roca més jove corresponent al *Grup Volcànic de la Península Antàrtica* de la banda oest de l'arxipèlag.

La *Formació Mount Bowles* es troba intensament alterada i no és datable mitjançant el mètode K-Ar. Smellie et al. (in press) proposen, a partir del model d'edats de Pankhurst & Smellie (1983) que l'edat més probable d'aquesta formació podria ser el Cretaci superior. Una anàlisi Ar-Ar d'una lava procedent de la banda oest de la Península de Hurd, interestratificada dins de la *Formació Mount Bowles* proporciona una edat de 91 Ma (Xiangshen et al. in prep.), la qual cosa sembla confirmar l'edat de Cretaci superior. Cal no oblidar, però, que la gran discontinuïtat i alteració dels afloraments podria amagar, dins d'aquesta formació, materials d'edats força diferents entre ells. Aquestes successions, pel fet de trobar-se en les proximitats de les intrusions plutòniques de la Serralada del Friesland haurien pogut experimentar una mateixa història d'alteració i, per aquest motiu, haver estat incloses dins la mateixa unitat estratigràfica.

Relacions estructurals

Segons Valenzuela & Hervé (1972) la successió de la Península de Byers està afectada per plecs de gran escala de direcció NO-SE. Segons Smellie et al. (1980), però, es tracta d'una deformació lleugera en *dome & basin*, sense una direcció de plecs ben definida. Els cabussaments rarament arriben a 50 ° i generalment es mantenen per sota dels 30° (Fig. 2.10. i 2.11.). L'estructura que hem observat a la Península de Shirreff (apartat 3.3.) indica que aquesta localitat ha experimentat un grau major de deformació. A més de mostrar també una certa estructura en *dome & basin*, els plecs mostren una marcada direcció NO-SE, coincident amb la indicada per Valenzuela & Hervé (1972) a la Península de Byers, però molt més ben definida. Els cabussaments al Cap de Shirreff arriben als 80 °.

La similitud en l'estil de deformació de les successions d'aquestes dues àrees, amb edats aproximadament equivalents, suggereix que haurien pogut ser afectades per una mateixa fase de deformació. Aquesta fase (o fases) hauria pogut anar associada a un escurçament de direcció NE-SO, força marcat al Cap de Shirreff i probablement lleuger a la Península de Byers. La diferència en el grau de deformació entre aquestes dues àrees situades a una distància d'aproximadament 20 km indica que, en distàncies relativament curtes, les successions mesozoiques poden mostrar diferències estructurals significatives.

L'aflorament més continu de roques volcàniques, el de la Punta Hannah, mostra una successió que cabussa lleugerament (10-15 °) cap al nord i que únicament mostra un conjunt de falles normals de poc salt. Així doncs, tot i l'aparent lleuger grau de deformació, l'increment en el gruix dels nivells de laves cap al sud suggereix la possibilitat que tot el conjunt hagués experimentat un basculament cap al nord. Un basculament d'aquest tipus podria ser degut al moviment d'una falla o conjunt de falles extensionals amb geometria lítrica situades més cap al nord, relacionades amb les falles observades que tallen la successió. Una altra possibilitat seria la presència d'una estructura de plegament molt laxa i suau de direcció aproximada E-O.

Sobre l'estructura de la resta d'afloraments de roques volcàniques mesozoiques de l'Illa de Livingston, la informació que en tenim és més escassa. La discontinuïtat dels afloraments i aspecte massiu i fracturat dels afloraments de la *Formació Mount Bowles* no permet de deduir la disposició estructural d'aquesta part de la successió.

5.1.4. Per què les roques més antigues de les Illes Shetland del Sud afloren a l'Illa de Livingston?

Segons Pankhurst & Smellie (1983), la datació sistemàtica de les roques volcàniques de les Illes Shetland del Sud indica que d'oest cap a est hi ha una variació gradual de les edats, de més antic a més modern. Les roques volcàniques i subvolcàniques de la Península de Byers tenen edats compreses entre 126 i 90 Ma (Cretaci inferior a mitjà), les roques de la banda oriental de l'Illa de Livingston i les illes Greenwich, Robert i Nelson tenen edats situades al voltant dels 80 Ma (Cretaci superior) i les roques de l'Illa de King George tenen edats terciàries. Aquests autors interpreten aquesta distribució de les edats com a resultat d'una migració dels focus volcànics (o de l'aturada del vulcanisme) cap a l'est, al llarg del temps.

Tot i això, no són només les roques associades a la construcció de l'arc volcànic, que a la banda oest de les Illes Shetland del Sud són més antigues. A l'Illa de Livingston hi aflora la unitat estratigràfica més antiga de l'arxipèlag de les Illes Shetland del Sud, la *Formació Miers Bluff*, amb una edat situada entre el Carbonífer mitjà i el Juràssic mitjà i, a més, també hi afloren la *Formació Anchorage* (Juràssic superior) i el *Grup de Byers* (trànsit Juràssic-Cretaci i Cretaci inferior). A la resta de l'arxipèlag no hi afloren roques d'edats comparables a les d'aquestes unitats.

També en clar contrast amb la resta de l'arxipèlag, una altra peculiaritat de l'Illa de Livingston és l'aflorament del batòlit del Mont Friesland, que probablement arriba a assolir una altitud aproximada de més de 1700 m sobre el nivell del mar. Les roques plutòniques que formen aquest relleu es van emplaçar en profunditat durant l'Eocè i cal que hi hagi hagut una intensa denudació de les roques encaixants per permetre'n l'aflorament. Tant si hagués anat associat a activitat volcànica com si no, la presència del batòlit del Mont Friesland ens indica que una part important del registre sedimentari de l'encaixant s'ha d'haver perdut per erosió. És possible que aquesta part del registre inclogués successions corresponents al *Grup Volcànic de la Península Antàrtica*, més modernes que les conegudes fins ara a l'Illa de Livingston.

La concentració a l'Illa de Livingston d'unitats antigues, anteriors al *Grup de la Península Antàrtica*, sense ser-hi incompatible, no queda explicada mitjançant la hipòtesi de la migració del vulcanisme suggerida per Pankhurst & Smellie (1983). Una manera alternativa d'explicar adequadament la distribució d'edats al llarg les Illes Shetland del Sud (tant pel que fa a les roques del *Grup Volcànic de la Península Antàrtica* com a les roques més antigues) consisteix a considerar que l'erosió hauria pogut aprofundir més en la successió estratigràfica a la banda occidental de l'arxipèlag que no pas a la banda oriental. Així doncs, creiem que l'aparent absència de roques volcàniques terciàries a l'Illa de Livingston es pot explicar pel fet que s'haurien pogut erosionar posteriorment al seu emplaçament, més que no pas pel fet que no s'haguessin arribat a dipositar. Aquesta hipòtesi també permet d'explicar per què les formacions *Miers Bluff* i *Anchorage* afloren únicament a la part oest de l'arxipèlag tot i que, probablement, deuen formar part del substrat del conjunt de les illes.

De la mateixa manera que fins ara no s'ha proposat un mecanisme que pugui donar lloc a la migració de l'activitat volcànica, no és fàcil d'explicar variacions significatives en el grau d'erosió al llarg de les Illes Shetland del Sud. La idea més simple passa per acceptar que l'Illa de Livingston hauria experimentat un aixecament més important que l'Illa de King George (vegeu l'apartat 5.2.4.).

5.2. RELACIÓ ENTRE LITOLOGIA, ESTRUCTURA I RELLEU

5.2.1. Tectònica de blocs

En l'apartat 4.3. hem suggerit que a la Península de Hurd hi ha una compartimentació en diferents blocs tectònics que controla parcialment la distribució de les diferents unitats del relleu. A una escala més petita, l'anàlisi de les lineacions sobre el casquet glacial de l'Illa de Livingston també suggereix l'existència de blocs limitats per falles.

Les direccions d'aquestes falles són extremadament coincidents amb les direccions de les falles predominants interpretades per Gràcia et al. (in press) a partir de la batimetria de la Conca Central de Bransfield (compareu les Figs. 4.12. i 2.5.). Aquesta coincidència en la disposició de les falles de zones emergides i l'estructura de la conca veïna queda clarament reflectida amb les falles de direcció NE-SO (N45-N75) situades entre les puntes Barnard i Renier, que constitueixen la vora rectilínea de la conca. Les falles que s'allarguen des de la Punta Hannah en direcció a la Punta Inott formen part d'aquesta mateixa família. El conjunt de falles orientades NO-SE (N125-N150) que passen al nord del Pic Burdick i que es perllonguen cap a la Punta Siddons, correspon a la mateixa família de falles que graona el fons de la Conca Central de Bransfield i que en produeix l'aprofundiment cap al NE. D'altres falles corresponents a aquesta família es troben a la zona de Mont Bowles i travessant la Badia Moon (Fig. 4.12.).

Tant l'estreta relació entre vulcanisme quaternari i les falles a l'Illa Livingston com la coincidència amb les direccions de les falles submergides de la Conca de Bransfield suggereixen que aquestes fractures deuen estar íntimament associades a la història de la conca, que deuen haver estat actives durant el neogen i que deuen haver experimentat un moviment extensional. Cal tenir en compte que, el ressalt morfològic associat a aquestes falles podria ser, en part, simplement, heretat de fases de deformació més antigues i s'hauria pogut mantenir per un fenomen d'erosió diferencial de les litologies situades a banda i banda de la falla.

5.2.2. Situació més probable dels límits entre unitats

Bona part de l'Illa de Livingston es troba coberta per les glaceres. Això fa que els límits entre algunes de les unitats litoestratigràfiques no aflorin i que calgui establir-ne la situació de forma aproximada, utilitzant criteris indirectes. La figura 5.1. mostra una interpretació de la distribució que tindrien les diferents unitats estratigràfiques, tal com les veuríem si eliminéssim el gruix de glaç que recobreix la major part de l'illa. Els dos criteris que hem utilitzat són els següents:

- a) les falles interpretades a partir de les lineacions sobre la superfície glacial poden constituir el límit entre les unitats estratigràfiques
- b) les diferències en les alçades topogràfiques poden ser degudes a un fenomen d'erosió diferencial

La major part de la Península de Hurd es troba ocupada per la *Formació Miers Bluff*, els afloraments més septentrionals de la qual es troben a la zona del Pic Burdick. En aquesta zona, amb una disposició aparentment propera a l'horitzontal, hi aflora la discordança entre aquesta formació i els materials volcànics alterats de la *Formació*

Mount Bowles. El límit nord dels afloraments de la *Formació Miers Bluff*, el situem temptativament en la lineació interpretada com a falla que uneix la capçalera de la Badia Falsa i l'aflorament de roques volcàniques quaternàries situat al NO del Pic Burdick. El ressalt topogràfic d'orientació NO-SE situat al NE del Pic Burdick també es pot interpretar com una falla que separa el bloc relativament aixecat de la Península de Hurd del bloc relativament enfonsat del Mont Bowles. Mentre que en el primer hi ha predomini d'afloraments de la *Formació Miers Bluff*, en el segon hi afloren únicament materials de la *Formació Mount Bowles*. Aquesta disposició és possiblement deguda al fet que la discordança entre les dues formacions es troba gairebé totalment exhumada al bloc de la Península de Hurd, mentre que es deu trobar a menor altitud i per sota la superfície topogràfica en el bloc del Mont Bowles.

Els afloraments mostrejats a la Serralada del Friesland es troben a les parts baixes i accessibles dels vessants i estan formats majoritàriament per roques plutòniques poc alterades. Com a mínim, part d'aquestes roques (les tonalites) tenen una edat eocena (40-46 Ma, vegeu apartat 3.1., Fig. 3.2.). Tot i que els afloraments situats a les cotes més altes no han pogut ser visitats, l'elevat relleu topogràfic indica que el conjunt de la Serralada del Friesland deu estar format per granitoides altament resistents a l'erosió, anàlegs als mostrejats.

Al Nunatak Willan hi afloren granitoides corresponents a la mateixa fase d'intrusió que les tonalites del Mont Friesland. A la seva banda SE, aquest aflorament queda limitat per un marcat ressalt topogràfic que interpretem com a resultat d'una falla. L'àrea situada entre el relleu del Nunatak Willan i la Serralada del Mont Friesland és una zona topogràficament deprimida ocupada per la Glacera de Huntress, que s'allarga en direcció sud-oest cap a les zones submergides de la Badia Falsa (Fig. 5.1.). Considerem poc probable que aquesta àrea en què s'ha encaixat el flux glacial estigui formada per roques resistents a l'erosió tals com els granitoides eocens. És per aquesta raó que en el mapa interpretatiu representem els materials de la *Formació Mount Bowles* ocupant el substrat de la vall de la Glacera del Huntress, en continuïtat amb els afloraments de la part est de la Península de Hurd. A més, és lògic considerar que el límit nord-oest del plutó (o plutons) de la Serralada de Friesland deu correspondre al canvi abrupte de pendent que hi ha al peu del relleu d'alta muntanya, tal com representem en la figura 5.1. La sinuositat d'aquest límit i el fet que no presenti lineacions clares en la superfície topogràfica suggereix que es deu tractar d'un contacte majoritàriament intrusiu. Tot i això, hi ha algun vessant en forma de faceta triangular i base força rectilínia que fa pensar que el plutó podria estar localment delimitat per falles. A més, cal tenir en compte que el recobriment glacial podria esmorteir el traç rectilini de falles situades al peu de la serralada i contribuir a l'aspecte sinuós de la base d'aquests vessants.

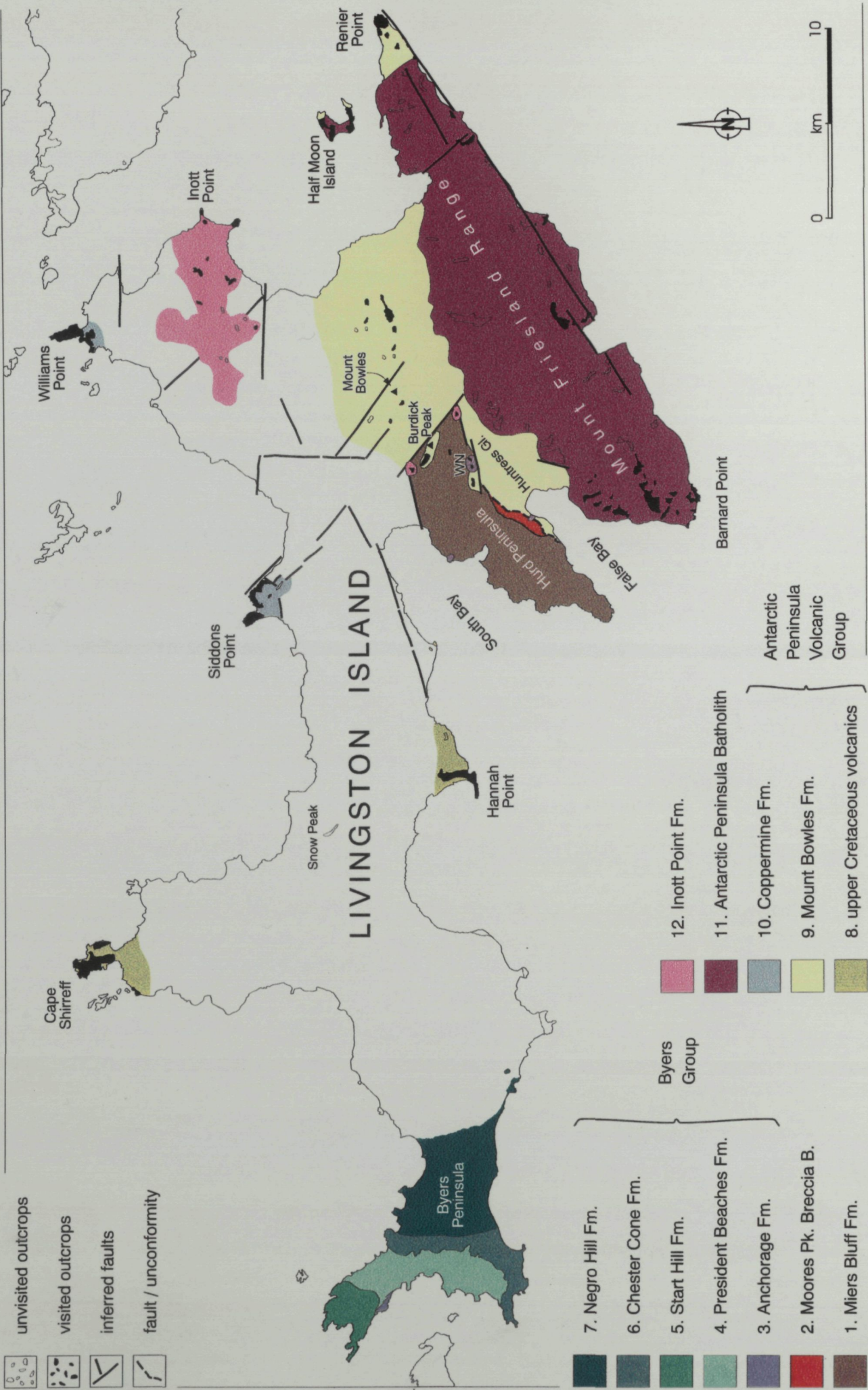
Entre la zona del Mont Bowles i la Punta Williams hi ha un conjunt d'afloraments de roques volcàniques quaternàries de la *Formació Inott Point*. No tots els afloraments d'aquesta àrea han estat visitats fins al moment i els coneguts són de reduïdes dimensions. Tot i això, tal com proposen Smellie et al. (1995) es pot interpretar que els materials volcànics quaternaris podrien ocupar la zona topogràficament elevada, lleugerament convexa i de límits nets representada a la figura 5.1.

Figura 5.1. Esquema geològic interpretatiu de la distribució i límits de les unitats litoestratigràfiques de l'illa de Livingston. Les unitats de la banda est de l'illa estan representades tal com les podríem veure si no hi hagués recobriments glacial. La distribució de les falles interpretades a partir de l'anàlisi detallada de les lineacions sobre el casquet glacial difereix de la presentada per Smellie et al. (1995), la qual cosa provoca lleugeres diferències en la posició del límit entre algunes unitats. La diferència més important és que en aquest esquema considerem que el fons de la Glacera del Huntress deu estar ocupat per les roques de la *Formació Mount Bowles*, en lloc de les tonalites d'edat ecocena del batòlit del Mont Friesland. El límit del batòlit de la Serralada del Mont Friesland ha estat interpretat a partir de criteris morfològics. Per mostrar el grau d'interpretació hem diferenciat els afloraments que encara no han estat mai visitats dels afloraments coneguts (exceptuant la Península de Byers i la Península de Hurd). Les àrees de l'illa representades en blanc corresponen a zones cobertes per la glacera en què el substrat no ha estat interpretat. WN indica la situació del Nunatak Willan. L'esquema està elaborat utilitzant la geometria de l'Ortoimatge de l'illa de Livingston a una escala 1:100.000 (Institut Cartogràfic de Catalunya 1992).

Els límits de les diferents formacions del *Grup de Byers* són aproximats i han estat representats a partir d'una compilació dels treballs de Smellie et al. 1980, Crame et al. 1993 i Hathway & Lomas (1995a & b) (la distribució de les unitats estratigràfiques d'aquesta localitat està actualment en revisió). La distribució de les unitats de la Punta Renier i de l'illa de Half Moon ha estat extreta de Smellie (1983) i Smellie et al. (1984) respectivament. Els nivells sedimentaris de la Punta Williams no s'han representat per qüestions d'escala. L'extensió del vulcanisme de la *Formació Inott Point* al nord del Mont Bowles és la proposada a partir de criteris morfològics per Smellie et al. (1995).

Fig. 5.1. Interpretative geologic map of Livingston Island showing the lithostratigraphical units and the probable location of their limits. Units at southern Livingston are shown as they would probably be seen if there was no ice covering the island. Distribution of faults has been reinterpreted from detailed analysis of lineations on the orthoimage at a 1:100000 scale (Institut Cartogràfic de Catalunya 1992), see Fig. 4.12. Faults shown here and the location of some unit boundaries are slightly different from those suggested by Smellie et al. (1995). The most important difference is that we consider that Huntress Glacier probably lies on Mesozoic volcanic rocks instead of on the plutonic rocks of the Mount Friesland Range. The extent of the Mount Friesland batholith has been interpreted from morphology. To show the degree of interpretation we distinguish between known outcrops and unvisited outcrops (with the exception of Byers Peninsula and Hurd Peninsula). Areas that have not been interpreted due to extensive ice-cover are represented in white. WN indicates Willan Nunatak. The geometry used in constructing this map is taken from the Orthoimage of Livingston Island (Institut Cartogràfic de Catalunya 1992).

The unit boundaries in Byers Peninsula are approximate and have been compiled from Smellie et al. (1980), Crame et al. 1993 and Hathway & Lomas (1995a & b). Distribution of units at Renier Point and Half Moon Island has been compiled from Smellie (1983) and Smellie et al. (1984) respectively. Due to reasons of scale, sedimentary Williams Point Beds have been omitted. The extent of quaternary volcanism (Inott Point Formation) north of Mount Bowles was suggested by morphologic criteria (Smellie et al. 1995).



5.2.3. Origen de les unitats fisiogràfiques

Segons les interpretacions anteriors, el relleu de la banda est de l'Illa de Livingston s'explica mitjançant l'efecte combinat de la tectònica de blocs i de l'erosió diferencial. L'erosió en els blocs relativament aixecats fa que s'exposin en superfície les unitats més antigues o formades a més profunditat (*Formació Miers Bluff* i roques plutòniques), mentre que a les àrees corresponents als blocs relativament deprimits hi afloren les roques volcàniques mesozoiques. Aquestes darreres litologies són probablement més erosionables i, per tant, són més fàcilment modelables per l'acció marina i els fluxos glacials (que s'hi encaixen preferencialment). L'anàlisi de les lineacions no dona indicis de la presència de cap fractura que hagi permès un moviment d'aixecament del relleu d'alta muntanya de la Serralada del Mont Friesland respecte a la zona de muntanya mitjana de la Península de Hurd i el Mont Bowles. Aquesta possibilitat no es pot descartar ja que un hipotètic escarpament de falla en la zona de la glacera del Huntress seria probablement erosionat i dissimulat fàcilment per l'erosió glacial. El contrast d'altituds entre el massís de la Serralada del Mont Friesland i la zona de muntanya mitjana de la Península de Hurd i el Mont Bowles és probablement originat per la major resistència a l'erosió de les roques plutòniques respecte a les sedimentàries i volcàniques.

El contrast entre les zones planars de la banda occidental de l'Illa de Livingston i les zones de muntanya mitjana i alta de la banda oriental, es pot explicar per la major homogeneïtat litològica respecte a la banda oest i el predomini d'unes litologies més erosionables. A partir dels afloraments coneguts sembla clar que tota aquesta àrea està dominada per roques generalment poc deformades, d'edat juràssica a cretàica (*Grup de Byers* i *Grup Volcànic de la Península Antàrtica*). La distribució preferent en aquestes zones de les plataformes actualment cobertes per les glaceres (Fig. 4.12.) indica que les unitats de la banda oest de l'illa deuen ser especialment vulnerables a l'erosió marina, en comparació a les unitats que afloren a la banda est.

5.2.4. Falles marginals de la Conca de Bransfield i aixecament associat

La zona amb altituds més acusades de tota l'Illa de Livingston és la Serralada del Mont Friesland, amb una alçada superior als 1700 o 1800 m. Aquesta serralada es troba limitada al SE per les falles de direcció NE-SO que limiten la vora de la Conca de Bransfield. Més lluny d'aquest sistema de falles extensionals, en direcció cap al nord-oest hi ha la zona amb relleu de muntanya mitjana del Mount Bowles i la Península de Hurd amb altituds màximes situades al voltant dels 700 m. Més enllà d'aquesta àrea, i encara més lluny de la vora de la Conca de Bransfield hi ha la part arealment més important de l'illa, formada per relleus planars que rarament sobrepassen els 400 m.

És temptador de relacionar aquesta zonació topogràfica amb un aixecament de tipus espatlla originada pel funcionament de les falles marginals de la Conca de Bransfield (vegeu apartat C.4 de l'annex). L'aixecament més gran associat a les zones més properes a la vora de la conca és compatible amb l'aflorament de la unitat estratigràfica més antiga de la successió sedimentària i l'aflorament de les roques plutòniques emplaçades en profunditat.

Tot i això, la zonació topogràfica tan marcada no es veu reflectida en cap de les illes restants de l'arxipèlag, les quals mostren un relleu i altitud molt similar a les àrees de relleu planar de l'Illa de Livingston. De fet, sembla que la major profunditat de la conca

cap al NE i per tant el major aprimament de l'escorça en aquella zona hauria hagut de provocar un major aixecament de l'espatlla a l'Illa King George que no pas a l'Illa de Livingston. Així doncs, tot i que el conjunt de les Illes Shetland del Sud es troba probablement afectat per un aixecament de tipus espatlla, no sembla que l'anomalia topogràfica associada al batòlit tonalític de la Serralada del Friesland es pugui explicar únicament a partir d'aquest fenomen.