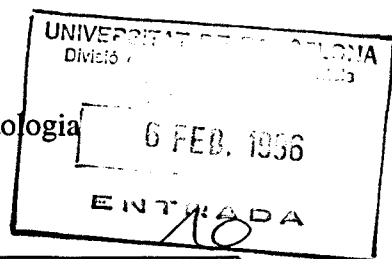


Departament de Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia
UNIVERSITAT DE BARCELONA



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)

C.2. ISOSTÀSIA

La litosfera és aquella part de l'escorça terrestre i el mantell superior que, sota l'efecte d'uns esforços i uns períodes de temps determinats, es deforma elàsticament (Anderson 1989). Aquesta capa elàstica es troba *surant* per damunt de l'astenosfera, més densa, la qual, es caracteritza per un comportament plàstic. Per tant, la Terra sòlida no constitueix un cos rígid. Quan la superfície terrestre experimenta una càrrega (p. ex. durant la construcció d'un volcà, en l'apilament de làmines encavalcants durant la formació d'una serralada de muntanyes o bé durant l'acumulació massiva de gel en les zones polars durant el procés de glaciació), la Terra es deforma per tal de compensar isostàticament la nova distribució de masses. Quan la càrrega és eliminada (per erosió, per desglaçament dels casquets glacials) la Terra es torna a deformar, tendint a recuperar el seu estat *inicial*.

Quan la litosfera es deprimeix sota una càrrega, el material astenosfèric ha de ser desplaçat lateralment, fluint cap a àrees menys afectades per la càrrega. En una primera aproximació l'aplicació del principi d'Arquímedes indica que la massa de la càrrega (de roca, de gel, o de cigrons), ha de ser equivalent a la massa del material astenosfèric desplaçat (Fig. C.3.) Per tant:

$$\rho_{\text{càrrega}} \cdot V_{\text{càrrega}} = \rho_{\text{mantell}} \cdot V_{\text{desplaçat}}$$

on ρ és la densitat, V el volum.

$$\rho_{\text{càrrega}} \cdot H_{\text{càrrega}} \cdot \text{àrea}_{\text{prisma}} = \rho_{\text{mantell}} \cdot D \cdot \text{àrea}_{\text{prisma}}$$

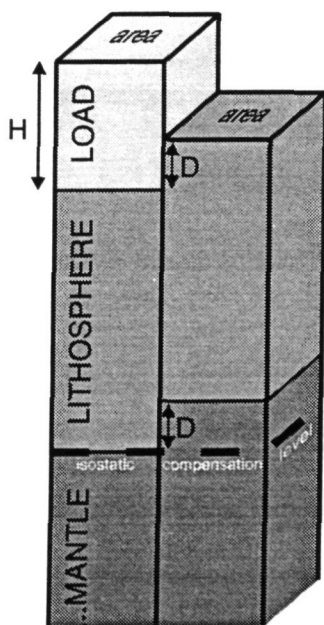


Figura C.3. Esquema que mostra la depressió isostàtica (**D**) de la litosfera provocada per una càrrega de gruix (**H**). La depressió isostàtica **D** és equivalent a l'altitud del prisma de material mantèlic desplaçat. L'equilibri isostàtic implica que les masses de la càrrega i del volum de material mantèlic desplaçat han de ser iguals.

*Fig. C.3. Diagram showing the isostatic depression of the lithosphere (**D**) produced by a load of a certain thickness (**H**). Isostatic depression **D** is equal to height of the displaced mantelic prism. To maintain isostatic equilibrium, the mass of the displaced mantle has to be equivalent to that of the load.*

on H és el gruix de la càrrega i D és la depressió isostàtica o alçada del volum astenosfèric desplaçat (Fig C.3.). Per tant la depressió isostàtica es pot expressar amb l'equació següent:

$$D = \frac{\rho_{\text{càrrega}} \cdot H}{\rho_{\text{mantell}}} \quad \text{Equació C.1.}$$

L'efecte del comportament reològic de la litosfera

Evidentment, l'equació anterior és massa simple per tenir en compte tots els elements que intervenen en les deformacions isostàtiques. La manca més important en l'aproximació anterior és que no es té en compte el comportament reològic de la litosfera.

El comportament elàstic de la litosfera provoca que no únicament es deprimeixi isostàticament l'àrea sotmesa a càrrega, sinó que també es deprimeixin les àrees adjacents, en una magnitud que decreix amb la distància. A més, més enllà d'aquesta zona deprimida es crea una àrea lleugerament elevada que anomenem protuberància externa (Fig. C.4.). La geometria tant de la depressió litosfèrica (amplada i profunditat) com de la protuberància externa (amplada i alçada) és controlada per un paràmetre anomenat *rigidesa flexural* (R), el qual s'expressa mitjançant l'equació següent (Turcotte & Schubert 1982):

$$R = \frac{E \cdot h^3}{12 \cdot (1 - \gamma^2)}$$

on E es el mòdul de Young (relació entre l'esforç tensional i l'extensió que experimenta el material), h el gruix litosfèric efectiu i γ la relació de Poisson (relació entre les deformacions transversals i longitudinals del material quan és sotmès a un esforç tensional).

L'equació anterior ens diu que, sota l'efecte d'una càrrega, la rigidesa flexural i , per tant, la geometria de la zona deprimida isostàticament depèn fortament del gruix de la litosfera. Com més gruixuda és la litosfera més gran és la rigidesa flexural i , en conseqüència, més ampla i menys profunda és la depressió litosfèrica i més ampla i baixa és la protuberància externa (Fig. C.4.) Contràriament, com més prima és la litosfera, més estreta i profunda és la depressió i més estreta i alta en resulta la protuberància (Molnar & Lyon-Caen, 1988).

L'efecte del temps

El temps intervé de dues maneres independents en les deformacions isostàtiques.

Per una banda el gruix efectiu de la litosfera és funció del temps. Hem dit que la litosfera és aquella part externa de la Terra sòlida que es comporta elàsticament, tenint en compte uns esforços i uns períodes de temps determinats. La litosfera sembla ser gruixuda quan es tenen en compte esforços de poca magnitud i temps de deformació curts (per exemple els originats per sismes), mentre que sembla ser més prima quan es tenen en compte esforços grans i temps de deformació llargs (per exemple la deformació originada per la càrrega d'un orogen). Així doncs, el valor del gruix litosfèric i , per tant,

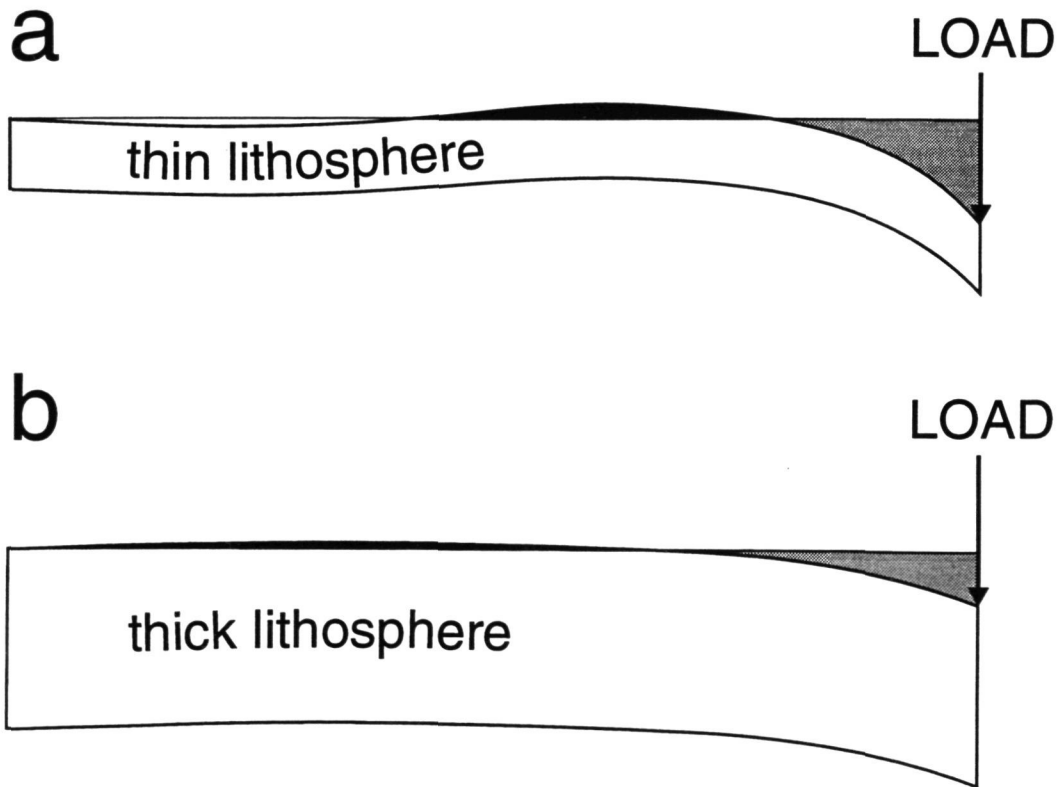


Figura C.4. Sota els efectes de la mateixa càrrega puntual, el mode de deformació de les plaques litosfèriques depèn fortament del seu gruix. Una placa prima (**a**) dóna lloc a una depressió estreta i profunda, i una protuberància externa elevada i estreta. Contràriament, una placa gruixuda (**b**) dóna lloc a una depressió ampla i soma, i a una protuberància ampla i baixa. Modificat a partir de Molnar & Lion-Caen (1988).

Fig. C.4. Scheme to show the dependence between deformation mode and thickness of a lithospheric plate. When subjected to a punctual load, the deformation of a thin plate (**a**) gives rise to a narrow deep depression and a narrow high forebulge. In contrast, when subjected to an equivalent load, a thick lithospheric plate (**b**) produces a wide shallow depression and a wide low forebulge. Modified after Molnar & Lion-Caen (1988).

de la geometria de la zona deformada depèn de la magnitud de la càrrega i de la seva durada.

Per altra banda, les deformacions isostàtiques no són instantànies, perquè per a produir-se cal que hi hagi un flux de material astenosfèric per sota la litosfera. La velocitat d'aquest flux depèn de la viscositat (resistència al flux) del material astenosfèric. Com més alta sigui la viscositat del mantell, més lentament s'hauran de produir els reajustaments isostàtics (únicament en el cas que el material mantèlic fos invíscid els reajustaments isostàtics es podrien produir de forma immediata).

C.2.1. Glàcio-isostàsia

Les zones que han experimentat englaçament durant el quaternari són susceptibles de ser afectades per moviments litosfèrics verticals originats per les variacions en la càrrega de gel. Aquests moviments verticals els anomenem *moviments glàcio-isostàtics* o *deformacions glàcio-isostàtiques*. Cal tenir en compte que les masses de gel involucrades en els casquets de gel durant els cicles glacials Quaternaris són molt importants. Per exemple, l'actual casquet de gel antàrtic té un volum total estimat de $30 \times 10^6 \text{ Km}^3$ i un gruix que supera els 3.000 m.

Aplicant l'equació C.1., i tenint en compte unes densitats de 0.9 i 3.3 pel gel i el mantell respectivament, s'obté que la depressió isostàtica associada a un casquet de gel de 3.000 m de gruix és de l'ordre dels 800 m. Cal remarcar que aquest mètode simple no té en compte la resistència flexural de la litosfera i per tant només és aplicable de forma aproximada a les parts centrals de casquets glacials de gran extensió. No obstant això, el podem utilitzar com a una estimació de quina és la magnitud esperable dels moviments glàcio-isostàtics.

Pel fet que l'astenosfera està constituïda per un material d'alta viscositat, qualsevol reajustament isostàtic es fa al llarg d'un període avaluable en milers o desenes de milers d'anys. Això queda reflectit en les àrees que havien estat cobertes pels grans casquets glacials continentals de Fenoscàndia i Laurentia durant el darrer màxim glacial (fa aproximadament 18 ka). Aquestes àrees no es troben totalment compensades isostàticament i, per tant, encara actualment mostren un aixecament causat pel relaxament glàcio-isostàtic postglacial. Per exemple, les àrees on es trobaven els centres glacials del casquet de Fenoscàndia (capçalera del Golf de Bothnia) actualment experimenten velocitats d'aixecament superiors a 9 mm per any les quals disminueixen radialment cap a les zones més marginals de l'antic casquet glacial i esdevenen inapreciables en les proximitats de Dinamarca i sud de Suècia (Flint 1971). Aquests desequilibris isostàtics també queden clarament reflectits per anomalies gravimètriques d'aire lliure negatives de fins a -60 miligals (Walcott 1970).

C.2.2. Hidro-isostàsia

Durant el procés de desglaçament posterior a una glaciació, hi ha una gran quantitat d'aigua que es transfereix des dels casquets glacials cap als vasos oceànics. Aquest increment en la massa d'aigua líquida provoca una depressió isostàtica de la litosfera en les àrees oceàniques. Aquests moviments verticals de la litosfera, causats per variacions en la càrrega hidrosfèrica, els anomenem *moviments hidro-isostàtics* o *deformacions hidro-isostàtiques*.

Cal tenir en compte que les càrregues hidro-isostàtiques es distribueixen en una àrea molt més extensa que la distribució de les càrregues glàcio-isostàtiques. Per exemple, el gran volum de gel actualment contingut en el casquet antàrtic té una extensió d'aproximadament $14 \times 10^6 \text{ m}^2$ i un gruix, en molts llocs, superior als 3.000 m. Si tota l'aigua continguda actualment en el casquet antàrtic es fongués i passés als vasos oceànics, s'hauria de repartir per una superfície d'aproximadament $362 \times 10^6 \text{ m}^2$ i es calcula que hi hauria un augment glàcio-eustàtic d'aproximadament 70 m. Si apliquem, a tall aproximatiu, l'equació C.1. (amb un valor de la densitat de l'aigua oceànica igual a 1.0), s'obté que la càrrega addicional de 70 m de columna d'aigua produiria un enfonsament hidro-isostàtic en les zones centrals dels oceans d'aproximadament 21 m.

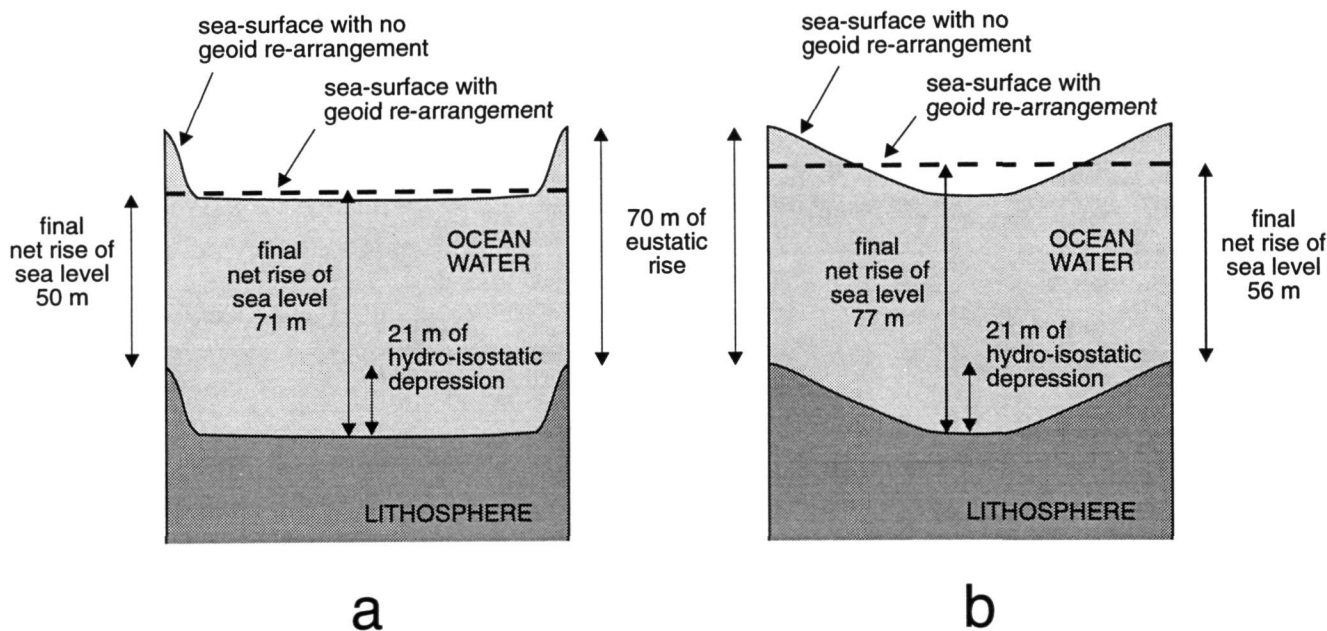


Figura C.5. Efecte de la depressió litosfèrica, la deformació del geoid en les variacions relatives del nivell del mar. Els dos exemples corresponen a seccions d'oceans que han experimentat un mateix augment glàcio-eustàtic de 70 m però que tenen resistències flexurals diferents (més baixes a *a* que a *b*). Cal tenir en compte que per simplificar es considera que els marges de conca són verticals.

Cas a: un valor baix de la resistència flexural litosfèrica fa que hi hagi una deformació hidro-isostàtica màxima (de 21 m) en la major part de la superfície de la conca. A mesura que ens acostem als marges l'efecte de la càrrega hidroisostàtica es redueix ràpidament fins a fer-se nul·la a la vora de la conca. El geoides sempre es manté com una superfície equipotencial (horitzontal) i això produeix que l'augment final net del nivell del mar sigui de 71 m en la zona central de l'oceà mentre que és de 50 m en la seva vora.

Cas b: una proporció molt important de la conca és troba fortament controlada per l'elevada resistència a la flexió de la litosfera i únicament la part central de la conca experimenta la depressió hidro-isostàtica màxima de 21 m. En aquest cas, la redistribució de l'aigua oceànica i la deformació resultant del geoides provoca un augment final net del nivell del mar de 77 m en la zona central de l'oceà mentre que provoca un augment de 56 m en les seves vores.

Les variacions relatives que s'obtenen depenen de com es distribueix la deformació hidro-isostàtica en el fons de la conca la qual, en aquests casos, depèn de la resistència flexural litosfèrica. També es donen variacions en la distribució de la deformació de la conca si, amb igualtat en les condicions reològiques, es varia la mida de la conca. Com més gran sigui la conca oceànica, més gran serà la superfície afectada per una depressió hidro-isostàtica màxima (anàlogament al cas *a* de la figura) mentre que, proporcionalment, com més petita sigui la conca, més gran serà la superfície controlada per la resistència flexural de la litosfera (anàlogament al cas *b*).

Fig. C.5. Scheme to show the effect of lithospheric depression and geoid deformation on relative sea level variations. Both examples correspond to sections through oceanic basins having different lithospheric flexural rigidity (lower in *a* than in *b*) which experienced the same glacio-eustatic rise of 70 m. Basin margins are considered to be vertical.

Case a: A low resistance to lithospheric flexure produces a maximum depression (21 m) on most of the basin area. As we get closer to the margins, the hydroisostatic effect is reduced rapidly to zero, at the border. The geoid is kept as an equipotential surface, and a net relative sea-level rise of 71 m on the central oceanic areas is produced while there is only about 50 m of relative sea level rise on the basin margins.

Case b: A higher flexural rigidity is responsible for the fact that only the central areas of the ocean experience the maximum hydroisostatic depression. In this case, the geoid rearrangement results in a net 77 m relative sea-level rise in the central areas, and 56 m on the ocean margins.

As shown in these schemes, relative sea level variation depends on the distribution of hydroisostatic deformation on the basin floor, as a function of lithospheric resistance to deformation. Similar differences in deformation are produced when considering the same rheological parameters but different basin size. The larger the basin is, the larger the area susceptible to maximum deformation (as in case *a*). The smaller the basin is, the larger the area controlled by the lithospheric flexural rigidity (as in case *b*).

Si comparem el valor de 70 m de depressió hidro-isostàtica en el centre dels oceans amb els 800 m d'enfonsament glàcio-isostàtic a l'Antàrtida resulta clar que al llarg dels cicles glacials, els moviments hidro-isostàtics dels vasos oceànics són molt menors que els moviments glàcio-isostàtics experimentats en les àrees de màxim englaçament.

A més, degut a l'efecte de la resistència flexural litosfèrica, la depressió hidro-isostàtica no és tan efectiva en àrees properes als marges continentals. Tot i que, en principi, en aquestes àrees la fusió del casquet antàrtic també determinaria un augment del nivell marí d'aproximadament 70 m, la depressió hidro-isostàtica seria molt menor que en la part central d'un oceà i podria arribar a ser gairebé nul·la en el cas d'un braç de mar estret envoltat d'àrees continentals (la càrrega d'aigua és en aquest cas petita i de distribució molt puntual).

Això provoca que la redistribució d'aigua deguda a la deformació del geoide (vegeu més avall) es produeix de manera diferent segons les àrees i que, per tant, les oscil·lacions eustàtiques no puguin tenir amplituds equivalents a tot arreu. Anteriorment hem dit que l'efecte de la càrrega hidro-isostàtica associada a un hipotètic desglaçament del casquet antàrtic produiria, en el centre d'un oceà, una depressió de l'ordre de 21 m. A mesura que aquesta depressió es produeix i, pel fet que la superfície de l'oceà constitueix sempre una superfície equipotencial, hi ha un aport adicional d'aigua cap aquesta zona. Aquest flux depèn de la disponibilitat d'aigua, la qual ha de provenir d'àrees menys deprimides hidro-isostàticament. Tal com hem dit anteriorment, hi ha àrees properes als continents que experimenten una depressió hidro-isostàtica més reduïda o pràcticament nul·la (per exemple un braç de mar estret), les quals cedeixen una certa quantitat d'aigua cap a les zones més centrals dels oceans. Per tant, la redistribució d'aigua associada a un augment glàcio-eustàtic produeix un augment adicional del nivell del mar en les àrees centrals dels oceans, mentre que en les àrees properes als marges continentals la redistribució d'aigua tendeix a contrarestar l'augment glàcio-eustàtic i a donar un augment net del nivell del mar de menor amplitud. La magnitud dels efectes de la redistribució de la massa d'aigua en unes i altres àrees depèn de la relació entre les seves superfícies (Fig. C.5.). Les zones més deprimides hidro-isostàticament experimentaran un ascens del nivell marí més important, com més baixa sigui la relació entre la seva superfície i la superfície de les àrees poc deprimides. Anàlogament, l'ascens glàcio-eustàtic en zones menys deprimides hidro-isostàticament quedarà més esmorteït (el nivell del mar hi pujarà menys) com més petita sigui la seva superfície en relació a la superfície de les àrees més deprimides. Les relacions entre aquestes superfícies depenen de factors complexos com són la distribució espacial entre les àrees continentals i oceàniques (és a dir, el mapamundi) i la resistència flexural de la litosfera. Sense tenir en compte aquests factors no és possible de fer un càlcul acurat de quines diferències hi pot haver entre l'ascens net del nivell del mar (comptant l'augment glàcio-eustàtic i l'efecte de la deformació del geoide conjuntament) en diferents parts del planeta. No obstant això, amb l'exemple de l'augment glàcio-eustàtic de 70 m, es poden esperar unes diferències entre les àrees de comportament extrem de l'ordre de 21 m (Fig. C.5.). Cal pensar que per augment eustàtics amb amplituds majors tal com el que s'ha produït després del darrer màxim glacial (amb valors aproximats de 120 a 130 m en les àrees centrals dels oceans), les diferències entre diferents localitats poden ser encara més acusades.

C.3. DEFORMACIÓ DEL GEOIDE

El geoide és una superfície virtual, tots els punts de la qual tenen un mateix potencial gravitatori. En les àrees oceàniques el geoide queda físicament representat pel nivell mitjà del mar. La forma d'aquesta superfície equipotencial depèn de la distribució de masses de la Terra. Si es compara la forma del geoide actual amb la forma de l'el·lipsoide de revolució que simula de forma més aproximada la geometria terrestre, s'observen desviacions màximes de més de 80 m d'un en relació a l'altre (King-Hele 1969). Qualsevol variació en la distribució de masses de la Terra provoca que la forma del geoide variï automàticament.

Les variacions en les distribucions de masses terrestres poden ser degudes a processos interns (tectònics i magmàtics) o bé poden ser desencadenades per processos externs.

Per exemple, tal com hem explicat anteriorment, al llarg d'un augment glàcio-eustàtic es produeix una càrrega hidro-isostàtica en els vasos oceànics i una descàrrega glàcio-isostàtica en les àrees enllaçades. El reequilibrament isostàtic consegüent, efectuat a unes velocitats controlades per la viscositat del mantell, produeix una redistribució de les masses terrestres, a la qual, en cada moment del procés, la forma del geoide va adaptant-se.

Un altre exemple de processos que produeixen deformacions en el geoide és l'efecte d'atracció gravitatòria que exerceixen les masses de gel sobre l'aigua oceànica. Això provoca que, en les proximitats d'un casquet glacial, el nivell del mar es trobi per sobre del nivell que li correspondria en cas que el casquet glacial no hi fos. Clark (1976) estima, a nivell teòric i de forma aproximada, que el component l'efecte gravitatori del casquet de Groenlàndia sobre l'aigua oceànica durant el darrer màxim glacial deuria provocar, per si sol, que el nivell del mar en aquesta zona es trobés a una alçada de 31 m per damunt del nivell del mar actual. També a partir de càlculs teòrics aproximats, Fjeldskaar & Kanestrøm (1980) suggereixen que l'atracció gravitatòria exercida pel casquet de gel de Fenoscàndia sobre l'aigua oceànica a l'oest de Noruega durant el màxim relatiu glacial del *Younger Dryas* (10 ka BP) podia provocar que, en la zona marginal del casquet, el nivell del mar es trobés a 14.5 m per damunt del nivell postglacial. El fet que l'atracció gravitatòria disminueix amb el quadrat de la distància fa que la magnitud d'aquest fenomen decreixi molt ràpidament a mesura que ens allunyem dels casquets glacials.

Les deformacions del geoide contribueixen a què les variacions eustàtiques no tinguin la mateixa amplitud en diferents parts del planeta. Fins i tot si enfront de les variacions de càrrega glacial i oceànica, la Terra es comportés com un cos rígid, la deformació del geoide associada a una variació glàcio-eustàtica podria produir variacions del nivell relatiu del mar diferents en diferents parts del planeta. Si a aquest fenomen hi afegim el derivat del comportament elàstic de la litosfera (de major importància, apartat C.2.2.) no hi ha dubte que, en rigor, considerar que les variacions eustàtiques són fenòmens globals i que es manifesten amb la mateixa amplitud a tot arreu no té, a hores d'ara, cap fonament.

C.4. TECTÒNICA

Les deformacions tectòniques poden provocar variacions en el gruix litosfèric. En una zona sotmesa a compressió en què es produeix un apilament de làmines encavalcants (p.ex. el prisma d'acreció en una zona de subducció), la litosfera experimenta un engruiximent i una elevació de la superfície terrestre. Contràriament, en una zona sotmesa a extensió (p.ex. una zona de rift continental) es produeix un aprimament de la litosfera i un enfonsament de la superfície terrestre. Aquests canvis de gruix de la litosfera provoquen moviments verticals del substrat que, en les zones costaneres, influeixen en les variacions relatives del nivell del mar.

Qualsevol d'aquestes deformacions indueixen també moviments verticals de reajustament isostàtic. L'engruiximent litosfèric s'equilibra isostàticament mitjançant una subsidència de la base de l'escorça, mentre que el desequilibri generat durant l'aprimament de la litosfera es resol mitjançant un aixecament del sostre del mantell.

Els marges de les àrees sotmeses a extensió experimenten un aixecament important que decreix gradualment cap a àrees més allunyades del rift. En els grans rifts continentals aquest aixecament forma unes zones elevades marginals anomenades *espatlles* que poden arribar a tenir una altitud de 2 km respecte a la superfície topogràfica prèvia a la formació del rift. Beaumont et al (1982) indiquen que la formació d'aquestes espatlles pot ser deguda als següents mecanismes:

- a) Si en la zona del marge del rift hi ha una extensió més gran en profunditat que en superfície es provoca un aprimament major del mantell litosfèric que de l'escorça. En aquest cas, com que el mantell litosfèric és més fred i per tant més dens que l'astenosfèric, el seu aprimament provoca una disminució de massa en aquesta zona la qual, en ser compensada isostàticament, produeix un aixecament del marge del rift. Aquest mecanisme és capaç de produir un aixecament de les espatlles de fins a 2 km. A causa del posterior refredament, aquesta deformació no és permanent i s'atenua amb el temps.
- b) L'increment en el gradient geotèrmic originat per l'aixecament del sostre del mantell, pot produir un escalfament lateral de les zones marginals del rift no sotmeses a extensió. L'expansió tèrmica que això provoca es compensa isostàticament mitjançant un aixecament del marge del rift. Aquest mecanisme és capaç de produir aixecaments de com a màxim alguns centenars de metres, i a causa del refredament posterior, la deformació tampoc és permanent.
- c) A causa de la resistència flexural de la litosfera, els marges de les zones sotmeses a extensió són també afectats per l'aixecament del sostre del mantell. Aquest mecanisme és capaç de produir un aixecament de les espatlles de fins a 2 km, que en cas que no hi hagi erosió, els seus efectes són permanents.

C.5. MODELITZACIÓ DELS PROCESSOS GLÀCIO-EUSTÀTICS, GLÀCIO-ISOSTÀTICS I DE DEFORMACIÓ DEL GEOIDE

La suma dels efectes originats pels mecanismes que intervenen en els moviments verticals de la superfície del mar i de la superfície de la Terra sòlida dona com a resultat les variacions relatives del nivell del mar. Pel què hem dit fins ara ja podem sospitar que, com a mínim al llarg del Terciari superior i el Quaternari, la interrelació entre els diferents mecanismes és força complexa. Aquesta complexitat hi és perquè aquests mecanismes sovint van genèticament lligats entre si (p.ex. són originats per les mateixes oscil·lacions glacials de gran escala) però interaccionen entre ells en funció dels paràmetres següents:

- a) Distribució de masses continentals i de masses oceàniques (variable en l'espai i en el temps).
- b) Distribució i gruix de gel en les àrees enllaçades (variable en l'espai i en el temps).
- c) Gruix de la litosfera (variable en l'espai i en el temps).
- d) Viscositat del mantell (variable en profunditat).

Queda clar que les VRNM d'una àrea concreta són influïdes tant per processos d'abast local com per processos que tenen el seu origen en àrees remotes. Per a entendre el funcionament de les VRNM locals, no ens podem limitar a tenir en compte únicament els mecanismes que afecten directament l'àrea estudiada sinó que cal tenir en compte els processos que afecten altres àrees remotes de tot el planeta. Per tant, si volem extreure informació sobre l'origen de les VRNM d'una àrea concreta (per exemple les Illes Shetland del Sud) cal comptar amb un model global del planeta que tingui en compte simultàniament tots els processos relacionats amb les oscil·lacions verticals de la superfície de la Terra, la superfície dels oceans i les interaccions que es produeixen entre aquests processos al llarg del temps.

Des dels anys 70 s'han anat desenvolupant una sèrie de models geofísics que han intentat reproduir matemàticament tots els fenòmens glàcio-eustàtics, glàcio-isostàtics, hidro-isostàtics, i de deformació del geoide esdevinguts en el conjunt del planeta des del darrer màxim glacial global fa 18 ka. En les primeres fases del seu desenvolupament, aquests models pretenen solucionar el problema directe consistent a inferir el comportament reològic de l'astenosfera a partir de:

- a) dades geològiques de la història de la deglaciació (variació al llarg del temps de l'extensió i gruix dels casquets de gel).
- b) les corbes de les VRNM en tot el planeta.

Peltier & Andrews (1976) només tenen en compte la història de la deglaciació en l'hemisferi Nord (model ICE-1), més tard Wu & Peltier (1983) inclouen el component de la deglaciació antàrtica (model ICE-2) i posteriorment s'introdueixen millores en l'escala de temps de la deglaciació (Peltier 1988). Tots aquests estudis conflueixen a determinar el comportament reològic de la Terra enfront de les càrregues glacials i

oceàniques el qual queda definit mitjançant els paràmetres següents:

- a) litosfera amb un gruix efectiu de 120 km.
- b) mantell superior amb una viscositat de 10^{21} Pa s (Pascals segon).
- c) mantell inferior amb una viscositat de $2-4 \times 10^{21}$ Pa s.

Aquests valors es consideren fiables perquè no varien de forma sensible al llarg dels refinaments duts a terme al llarg dels successius models i que són perfectament compatibles tant amb les dades de les anomalies gravimètriques d'aire lliure associades a les àrees enllaçades durant la darrera glaciació com amb les variacions en la rotació de la Terra induïdes pels canvis en la distribució de les masses superficials al llarg dels períodes glacials (Peltier 1989). Mentre que les viscositats del mantell han estat determinades a partir de la solució del problema directe, el gruix efectiu litosfèric és deduït a partir dels estudis de propagació d'ones sísmiques (model 1066B de Gilbert & Dziewonski 1976 o model PREM de Dziewonski & Anderson 1981).

Els models de les deformacions glàcio-hidro-isostàtiques globals ICE-1 i ICE-2 utilitzen uns models de la història de la deglaciació basats en dades geològiques (extensió glacial) i dades gravimètriques (Dyke & Prest 1987a, b). Tenint en compte les propietats mecàniques del gel es poden calcular de forma aproximada els gradients topogràfics dels casquets glacials en funció de l'extensió glacial donada per les dades geològiques amb la qual cosa s'elaboren uns models de la deglaciació que inclouen dades dels gruixos glacials (Denton & Hugues 1981 i Hugues 1987). Tot i que aquest tipus de dades són força fiables, la discontinuïtat del registre (especialment pel què fa referència als gruixos de gel) i la dificultat en la datació de les diferents posicions dels frons glacials fa que la història de la deglaciació i les variacions en la càrrega glacial al llarg del temps estiguin, en moltes àrees, insuficientment acotats.

C.5.1. Model del comportament glàcio-hidro-isostàtic global ICE-3G.

Tushingham & Peltier (1991) desenvolupen un nou model del comportament glàcio-hidro-isostàtic global del planeta anomenat ICE-3G. A més d'introduir millores en els models anteriors (tals com augmentar la resolució amb què es representen les àrees continentals, les àrees oceàniques i les àrees enllaçades) duen a terme la solució del problema invers consistent en refinar el coneixement de la història de la deglaciació. Com a dades de partida amb les quals el nou model de la deglaciació ha d'encaixar Tushingham & Peltier utilitzen:

- a) el model reològic de la Terra deduït mitjançant els models precedents
- b) una base de dades de les corbes de VRNM més àmplia que les utilitzades anteriorment (392 localitats, 192 de les quals corresponen a àrees que havien estat enllaçades durant la darrera glaciació).
- c) algunes de les dades sobre el nivell del mar a 18 ka en zones equatorials que el situen a una profunditat de 120 m en el Plateau de les Illes Salomó (deduït per Shackleton & Opdyke 1973 a partir de la corba de $\delta^{18}\text{O}$), de 130 m a la Península d'Huon a Nova Guinea (deduït per Chappell and Shackleton 1986 a partir de la profunditat de terrasses marines submergides) i de 120 m en el Carib (deduït per Fairbanks 1989 i Bard et al. 1990 a partir de la datació de terrasses coralines).

D'aquesta manera, mitjançant un mètode iteratiu, Tushingham & Peltier (1991) busquen una història de la deglaciació que sigui coherent amb totes les dades de partida i trien la solució que encaixa amb més precisió amb 192 corbes de variacions relatives

de nivell del mar procedents d'àrees properes als centres glacials. El model ICE-3G inclou al mateix temps un model del comportament reològic de la Terra i un model global de la deglaciació des de 18 ka B.P de tal forma que permet fer prediccions sobre quina és la resposta de les variacions relatives del nivell marí en qualsevol punt de la superfície terrestre dins d'aquest període.

Posteriorment, Tushingham & Peltier (1992) comproven la validesa de la solució obtinguda anteriorment comparant les prediccions del model amb 200 corbes de VRNM procedents d'àrees allunyades dels centres glacials. Malgrat que hi ha algunes localitats en què les corbes predites i les observades no son coincidents, es demostra que el model ICE-3G permet d'explicar de forma molt aproximada la gran majoria de dades sobre les VRNM esdevingudes posteriorment a 18 ka en tot el planeta.

Implicacions en la història glacial de l'Antàrtida del model ICE-3G

Les dades geològiques sobre l'extensió i gruix del gel a l'Antàrtida durant el darrer màxim glacial i períodes posteriors són molt incompletes. Això provoca que les reconstruccions fetes per Hughes et al (1981 i 1985) siguin únicament aproximades.

La quantitat de dades sobre les variacions relatives del nivell del mar en les costes de l'Antàrtida és, també, extremadament reduïda. En la base de dades recopilada per Tushingham & Peltier (1991) només hi ha incloses 4 localitats d'aquest continent. A més cal tenir en compte que la fiabilitat d'aquestes dades no és gaire alta perquè no s'ha aplicat cap correcció per contrarrestar l'efecte d'envelliment del ^{14}C característic de les aigües circumantàrtiques. Per tant no es pot esperar que els models glàcio-hidro-isostàtics puguin aportar gaire informació sobre les variacions dels gruixos de gel en aquest continent.

Tot i això, la deglaciació antàrtica produeix uns efectes en les variacions glàcio-eustàtiques que són registrades per les VRNM d'àrees remotes, i per tant, a través de mètodes indirectes, sí que se'n pot deduir alguna cosa. Un cop es tenen en compte (1) l'aport d'aigua en els oceans originats per la fusió dels casquets glacials de l'Hemisferi Nord, (2) les deformacions isostàtiques i (3) les deformacions del geoide associades, les VRNM indiquen que hi ha un volum d'aigua residual, el qual ha de provenir del continent antàrtic. Tant la velocitat de desglaçament dels casquets de l'Hemisferi Nord com la velocitat de l'augment glàcio-eustàtic global es troben força ben acotats i per tant és possible d'aïllar la part del de les VRNM originades pel desglaçament del casquet antàrtic. Això permet Peltier (1988) i Tushingham & Peltier (1991) arribar a la conclusió que la deglaciació de l'Antàrtida és responsable d'un augment de 26 m en el nivell relatiu del mar predit per l'àrea del Pacífic W i que la deglaciació en aquest continent no comença a ser efectiva fins aproximadament 9 ka BP. Segons aquests autors, l'aport d'aigua en els vasos oceànics entre 18 ka i 10 ka BP és majoritàriament originat per la deglaciació de l'Hemisferi Nord.

Limitacions del model ICE-3G

Com qualsevol model geofísic, el model ICE-3G parteix d'una sèrie de simplificacions per tal de fer possible la simulació matemàtica de tots els processos que intervenen en les deformacions isostàtiques i del geoide des de 18 ka ençà. Cal pensar que aquestes simplificacions són les responsables de les diferències que localment s'observen entre les prediccions del model i les corbes de les VRNM observades. Abans d'aplicar el model ICE-3G en una àrea en la qual hi ha poques dades sobre les VRNM (tal com les Illes Shetland del Sud, apartat 5.4.3.), cal tenir en compte les seves limitacions.

- a) Superfície invariable d'àrees continentals i àrees oceàniques: El model considera que al llarg de l'augment glàcio-eustàtic post 18 ka, la superfície dels oceans, enlloc d'augmentar lleugerament, es manté constant.
- b) Equilibri isostàtic pre-deglaciació: Es considera que abans del començament de la deglaciació hi ha un equilibri isostàtic en les àrees englaçades.
- c) Correcció de l'escala temporal del ^{14}C : A causa de les fluctuacions en la intensitat dels rajos còsmics i a l'intensitat del camp magnètic terrestre, l'escala de temps del radiocarboni i l'escala de temps sideri no són coincidents. L'escala adoptada fins fa poc temps era completa només fins a 7 ka BP (basada en l'estudi dendrocronològic de Pearson et al. 1986). Posteriorment es va ampliar fins a 8Ka BP a partir de l'assumpció que el ^{14}C d'organismes marins reflecteix la mateixa tendència que el ^{14}C atmosfèric (Stuiver et al. 1986), la qual cosa, per aquest període, sembla ser vàlida. Bard et al. 1990, extenen la corba de correcció fins a 21Ka, a partir de comparacions de les datacions de radiocarboni de coralls de Barbados amb les fetes mitjançant el mètode Urani-Thori, més fiable. Tot això fa que les edats més antigues que 8000 anys en el ICE-3G no hagin estat ben convertides a anys sideris, la qual cosa pot induir a uns certs errors.
- d) Discretització temporal: El model simula el temps mitjançant intervals de 1 ka, i per tant no pot tenir en compte l'efecte d'oscil·lacions glacials d'una escala de temps més petita.
- e) Discretització espacial: Per qüestions d'escala hi ha zones que són continentals (englaçables i no afectables directament per les càrregues hidro-isostàtiques) i que en el model són considerades com a zones oceàniques.
- f) Gruix litosfèric invariable: El model no té en compte variacions laterals del gruix litosfèric.
- g) Subacotament del model per escassetat de dades: En algunes àrees del planeta (tals com l'Antàrtida) hi ha molt poques dades disponibles tant sobre l'extensió i gruix de gel com sobre les VRNM. En aquests casos la deducció dels gruixos de gel en aquestes àrees cal fer-la per mètodes indirectes i el model resultant és probablement poc realista.

Wu & Peltier (1983) avaluen que les simplificacions *a* i *b* indueixen a errors mínims, que se situen per sota del marge d'error introduït en el procés d'elaboració de les corbes de VRNM.

Els errors derivats de *c* afecten les datacions del període comprès entre 18 ka i 8 ka, Els errors màxims són de 3.5 ka en la part més antiga del període i propers a 0 al voltant de 8 ka. Segons Tushingham & Peltier (1992) l'error residual del 15% que l'ICE-3G dona en l'augment total del nivell relatiu del mar al Pacífic W i al Carib S és ocasionat per aquests errors en la datació.

El punt *f* pot produir errors importants en les prediccions del model sobretot en aquelles àrees properes als marge glacial, en què l'efecte de la resistència flexural és important. Es considera que l'error induït en les àrees dels centres d'englaçament per variacions en el gruix litosfèric és nul.

Algunes d'aquestes limitacions, especialment *a*, *c* i *e*, estan essent corregides en el nou model ICE-4G de Peltier (1994) que ara està en curs de desenvolupament.

ANNEX D

ARTICLES

A continuació recollim un conjunt d'articles que han comptat amb la participació de l'autor del present treball.

Pallàs,R., Muñoz,J.A., y Sàbat,F. (1992): Estratigrafia de la Formació Miers Bluff, Isla Livingston, Islas Shetland del Sur. *In:* López-Martínez, J. (ed.) *Geología de la Antártida Occidental. Simposios T3, pp.. III Congreso Latinoamericano de Geología.* Salamanca, España. 1992, 105-115.

Aquest article presenta, per primer cop, observacions estratigràfiques del conjunt de la Península de Hurd. La *Formació Miers Bluff* es divideix en diversos trams, se'n destaca que la part més alta de la formació està formada per una unitat de bretxes sedimentàries (mai descrites anteriorment dins dels materials del *Grup de la Península Trinity*) i es proposa que el sostre de la formació està format per una discordança amb els materials del *Grup Volcànic de la Península Antàrtica*.

ESTRATIGRAFIA DE LA FORMACION MIERS BLUFF, ISLA LIVINGSTON, ISLAS SHETLAND DEL SUR.

R. Pallàs, J.A. Muñoz y F. Sàbat

Departament de Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia. Facultat de Geologia. Universitat de Barcelona. Zona Universitària de Pedralbes. 08071 Barcelona.

ABSTRACT

The 3000 m thick turbiditic series of the Miers Bluff Formation are unconformably overlain by Mesozoic (?) volcanic rocks and have been grouped into 3 lithostratigraphic units. The two upper units, displaying proximal facies to the top, form a coarsening upwards megasequence which reflects progradation of submarine alluvial fans. These facies, unknown in the relative turbiditic sequences in the Antarctic Peninsula, are described for the first time and can be of great importance to discuss the position of the basin with respect to the magmatic arc.

Key Words: *Miers Bluff Formation, turbidites, Trinity Peninsula Group, fore-arc, back-arc.*

Introducción

La Formación Miers Bluff constituye la casi totalidad de los afloramientos de la Península Hurd en la Isla Livingston (Fig. 1). Las condiciones de afloramiento son excelentes y permiten la observación continua de sucesiones de centenares de metros de potencia. Los materiales de esta formación presentan una estructura de plegamiento desarrollada durante la Orogenia Gondwánica (Triásico Superior-Jurásico Medio). Como resultado de esta deformación se han desarrollado diversos sistemas de pliegues y posiblemente la inversión de toda la sucesión observada en la Península Hurd (Dalziel, 1984; Muñoz *et al.*, 1992). Posteriormente, durante la orogenia andina y durante la obertura de la cuenca de Bransfield, desde el Cretácico hasta el Neógeno, se desarrollaron sistemas de fallas, fundamentalmente desgarres (Santanach *et al.*, 1992).

Hobbs (1968) y Dalziel (1969) realizaron observaciones estratigráficas y sedimentológicas de la Formación Miers Bluff. Arche *et al.* (1991) llevaron a cabo un estudio de detalle en los alrededores de la base española. Todos los autores antes citados han señalado el carácter turbidítico y azoico de esta Formación.

Son muy pocas las evidencias directas que indiquen la edad de la Formación Miers Bluff. Se han encontrado restos vegetales (Hobbs, 1968; Dalziel, 1969) pero no resultados diagnósticos (Schopf, 1973). Dataciones absolutas de las arcillas han suministrado una edad triásica (Pankhurst, 1983). Sin embargo el problema es la significación

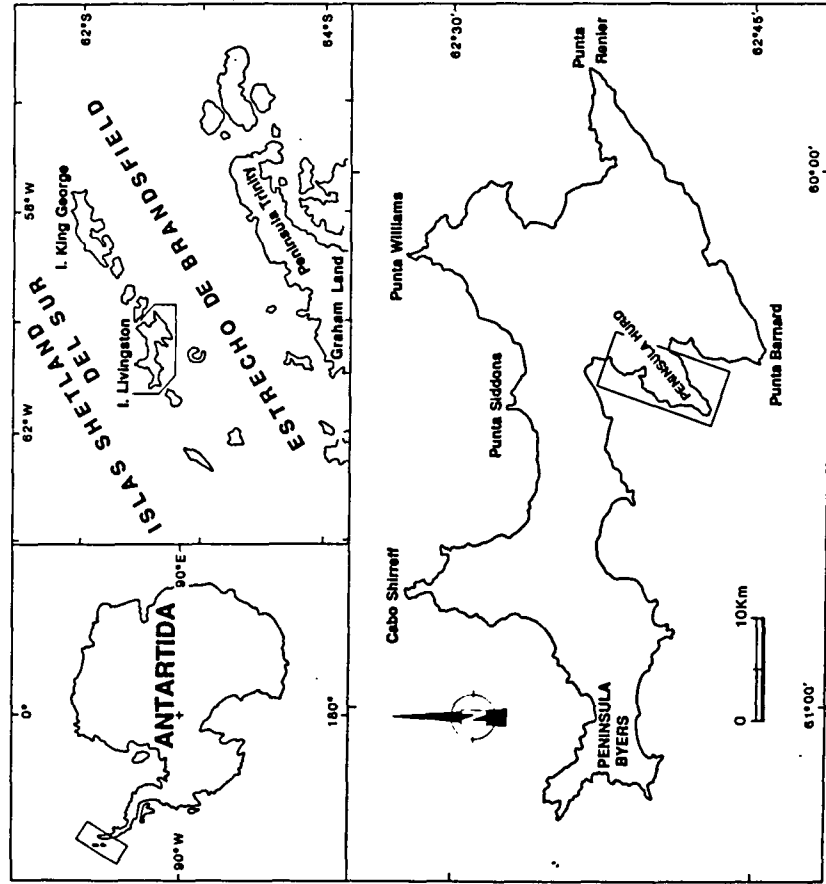


Fig. 1. Situación de la Isla Livingston y de la Península Hurd.

de esta edad, que podría corresponder a una diagénesis o a un metamorfismo de muy bajo grado (Smellie, 1981).

El depósito de los materiales de la Formación Miers Bluff es anterior a la erupción de los materiales volcánicos que en el sector oriental de Península Hurd se sitúan discordantemente por encima de la sucesión turbidítica plegada. Estos materiales, que no se habían diferenciado anteriormente, están intruidos por cuerpos de granitoides que han sido datados como paleógenos (40 Ma, Smellie *et al.*, 1984) y en consecuencia, probablemente son mesozoicos, al igual que la sucesión volcánica y sedimentaria jurásica superior-cretácica que aflora en Península Byers (Fig. 1).

La discordancia anteriormente descrita tiene la misma significación que la discordancia observada entre las sucesiones turbidíticas del Grupo de Península Trinity y los materiales sedimentarios y volcánicos del Jurásico Medio-Cretácico en el sector oriental de la Península Antártica (Aitkenhead, 1975). Esta disposición, junto con las características sedimentológicas y estructurales, permite correlacionar la Formación Miers Bluff con las formaciones del Grupo de Península Trinity (Aitkenhead, 1975;

Hyden y Tanner, 1981). Este Grupo tampoco se ha podido datar con precisión y se le ha atribuido una edad entre Carbonífero y Triásico Superior (Thomson, 1975).

El límite entre el proto-Pacífico y la Península Antártica, donde aflora la Formación Miers Bluff y el Grupo de Península Trinity, se ha considerado como un límite convergente de subducción activo desde el Paleozoico Superior. Esto ha sugerido que los materiales de este Grupo se depositaron en la fosa de subducción, en su talud o en la cuenca de ante-arco (Dalziel, 1982 y 1984) y formaron parte del prisma de acreción (Smellie, 1981; Storey y Garret, 1985). Sin embargo, recientemente se ha considerado, a partir de las características petrológicas y estructurales del Grupo de Península Trinity, que éste representa el relleno de una cuenca más alejada de la zona de subducción, posiblemente una cuenca de tras-arco (Smellie, 1991).

El objetivo del presente artículo es la descripción de una columna completa y simplificada, representativa de los materiales de la Formación Miers Bluff que integra la mayoría de los afloramientos de estos materiales en la Isla Livingston. Este objetivo se ha llevado a cabo como resultado de una cartografía detallada realizada durante las campañas de 1989/90 y 1990/91 (Fig. 2), junto con el establecimiento de los rasgos generales de las estructuras que afectan a la Formación y la realización de cortes geológicos (Muñoz *et al.*, 1992). Las potencias de las columnas generales que aquí se incluyen, se han calculado a partir de la realización de cortes geológicos de detalle, lo que ha permitido tener en cuenta el efecto de los pliegues. No se han observado relaciones cartográficas de la serie relacionadas con los cabalgamientos asociados a los sistemas de pliegues que deforman los materiales de la Formación Miers Bluff. Tampoco se han observado repeticiones u omisiones significativas asociadas a las fallas posteriores a los sistemas de pliegues. A pesar de la extensión del casquete glaciar en el centro de la Península Hurd, que aísla los afloramientos de la costa a ambos lados de la península, la dirección predominante NE-SW de la estratificación y de las principales estructuras permite integrar los afloramientos del extremo meridional de la península con el fin de completar una sucesión representativa de la Formación Miers Bluff (Fig. 2). Para ello se ha proyectado la parte central de la columna una distancia de 3 km (Figs. 2, 3). A pesar de las limitaciones de las condiciones de afloramiento, la columna realizada integra satisfactoriamente la mayoría de los afloramientos de Península Hurd y puede representar una columna de referencia para comparar y correlacionar con formaciones afines del Grupo de Península Trinity.

Descripción de la serie

La potencia máxima calculada para la parte aflorante de la Formación Miers Bluff es del orden de 3000 m. Una potencia similar había sido propuesta por Hobbs (1968) y Dalziel (1972). Los materiales inferiores afloran en la costa occidental de Península Hurd (Fig. 2) y el límite basal de la serie no se observa. El límite superior de la serie corresponde a la discordancia, anteriormente descrita, situada por debajo de materiales volcánicos y volcánicos de posible edad mesozoica.

La serie es exclusivamente detritica. Alternan las areniscas y las lutitas organizadas en capas centimétricas a decimétricas. Además se observan tramos y niveles de brechas y conglomerados.

No se han observado materiales volcánicos interstratificados en la serie. Las areniscas atribuidas a la Formación Miers Bluff por Hobbs (1968), se han correlacio-

nado con los materiales volcánicos y volcanocásticos mesozoicos que se sitúan discordantemente por encima de esta Formación. En los conglomerados y en las brechas se observan cantos de rocas volcánicas y de granitoides. Las areniscas presentan granos constituidos por cristales de plagioclasa y fragmentos líticos de posible origen volcánico. Todos estos elementos detríticos demuestran un área fuente constituida, al menos en parte, por rocas ígneas y volcánicas (Smellie, 1991).

A grandes rasgos se diferencian tres unidades litoestratigráficas (Figs. 2, 3): una unidad inferior (U1) caracterizada por una alternancia de niveles de areniscas de grano medio y grueso y materiales de grano fino (lutitas y areniscas de grano muy fino), una unidad intermedia (U2) constituida fundamentalmente por materiales de grano fino en la que se intercalan capas de areniscas y conglomerados, y una unidad superior (U3) representada por brechas intraformacionales (Fig. 3).

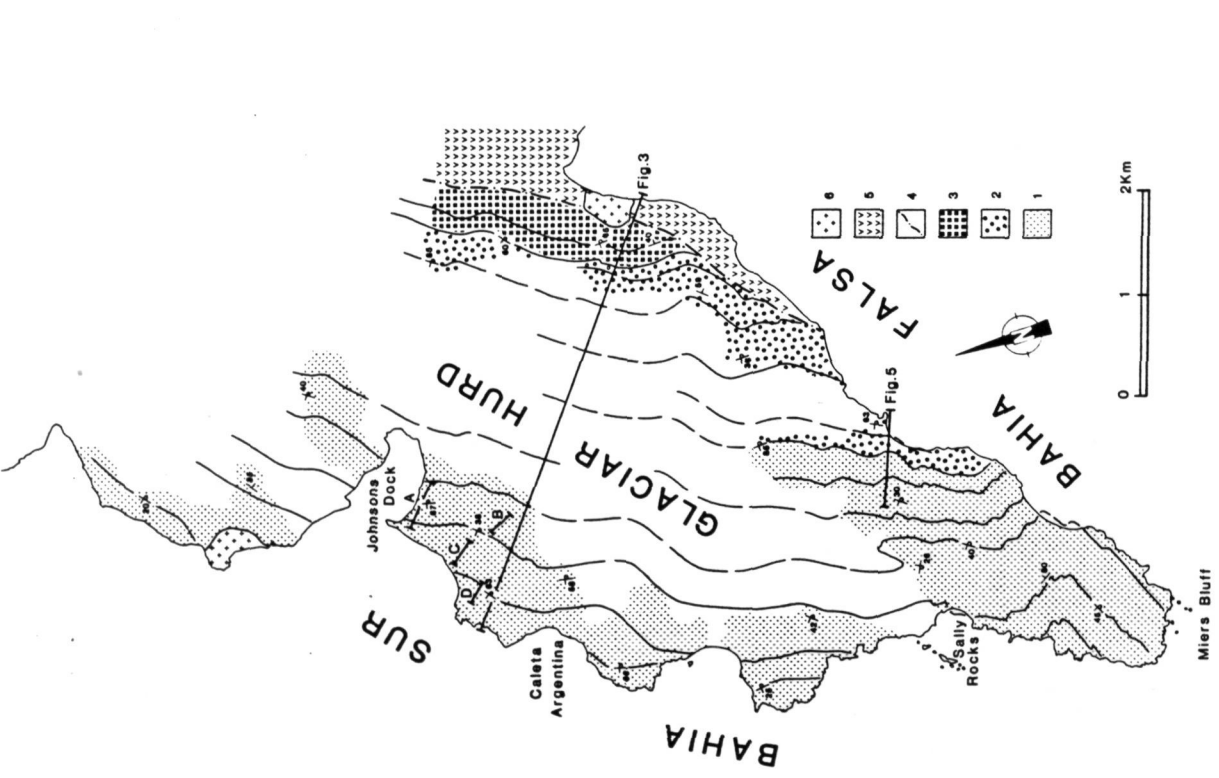


Fig. 2. Esquema de la disposición de las distintas unidades aflorantes en la Península Hurd. 1, 2 y 3: corresponden a las unidades 1, 2 y 3 de la Formación Miers Bluff, respectivamente. 4: discordancia. 5: rocas volcánicas mesozoicas (?). 6: granitoides paleógenos. Se indica la posición de los perfiles de los perfiles de las Figs 3 y 5. A, B, C y D, indican la situación de los perfiles de la Fig. 4.

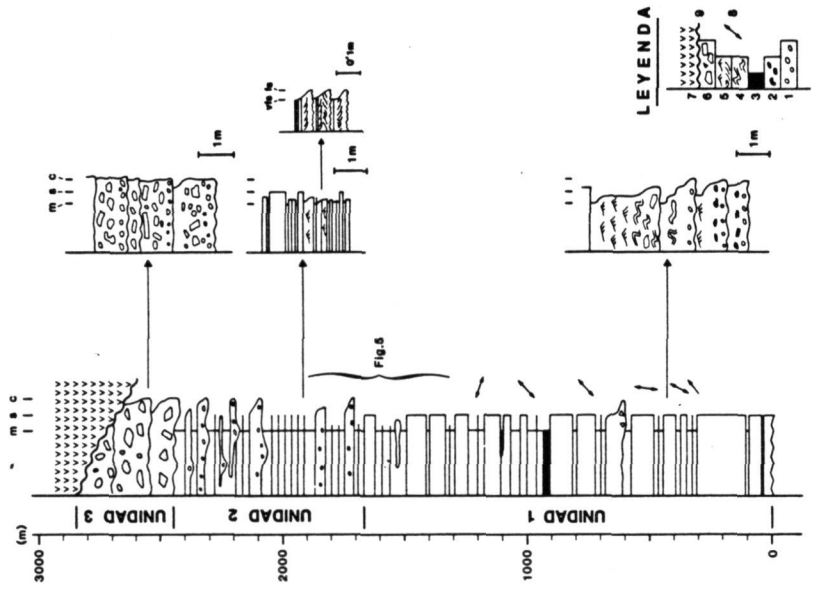


Fig. 3. Perfil estratigráfico general de la Formación Miers Bluff, que muestra su división en 3 unidades. Ver la situación del perfil en la Fig. 2. Se indica la posición del perfil estratigráfico de la Fig. 5. 1: conglomerados. 2: cantos blandos. 3: depósito de areniscas fangosas. 4: niveles plegados por deslizamiento gravitacional sinsedimentario. 5: laminación cruzada. 6: brechas. 7: rocas volcánicas mesozoicas (?). 8: dirección de paleocorriente. 9: discordancia. m: lutita. s: arenisca. c: conglomerado. fs: areniscas de grano muy fino.

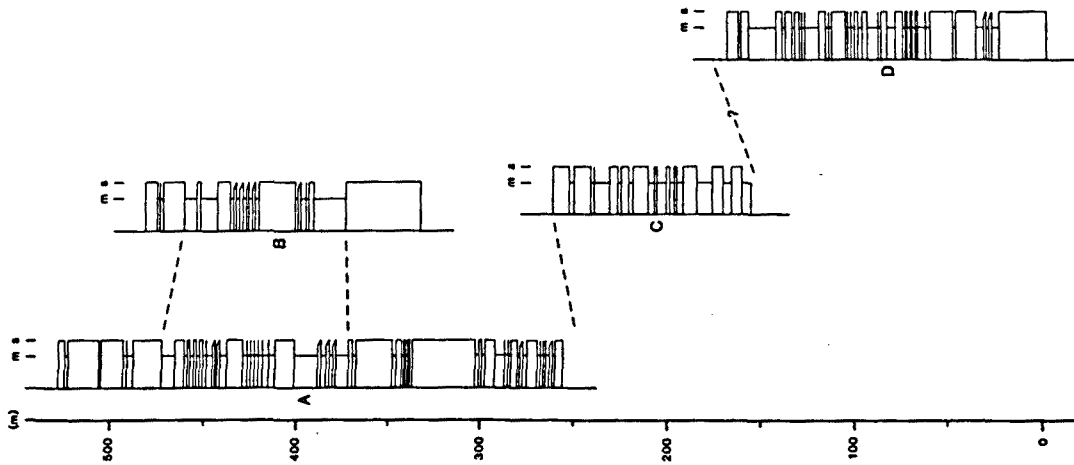


Fig. 4. Perfiles estratigráficos de detalle de la unidad 1. Ver la situación de A, B, C y D en la Fig. 2. m: lutita, s: arenisca. Modificado a partir de Arche *et al.* (1991).

Unidad 1. Aflora en la parte occidental y meridional de la Península Hurd (Fig. 2). Consiste en una alternancia de bancos de areniscas medias a gruesas y tramos de materiales detriticos finos (Figs. 3, 4, 5).

Las areniscas predominan en la parte basal del tramo. Constituyen mayoritariamente bancos de potencia métrica organizados en capas métricas y decimétricas

amalgamadas. Las capas son predominantemente plano paralelas y raramente presentan granoselección.

Los tramos de granulometría más fina están constituidos mayoritariamente por lutitas y areniscas de grano fino organizadas en capas centimétricas a decimétricas. Estas capas presentan numerosas marcas de base y secuencias de Bouma de tipo Tace, Tac y Tac. Las paleocorrientes observadas, una vez restituidas las capas a la posición horizontal, tienen mayoritariamente una dirección NE-SW (Fig. 3).

Ocasionalmente se observan tramos métricos ordenados en secuencias granodrecientes de conglomerados a lutitas (Fig. 3). Estas secuencias están constituidas en su parte inferior por niveles decimétricos de base erosiva, que presentan cantos redondeados centimétricos en su base, seguidos de cantos angulosos de lutitas gris oscuras de mayor tamaño, pudiendo pasar superiormente, sin cicatriz erosiva aparente, a areniscas con laminación cruzada. Estas secuencias también presentan niveles plegados por deslizamiento gravitacional sinsedimentario. La unidad 1 intercala ocasionalmente niveles bréichicos de potencia métrica compuestos por cantos lutíticos y de cuarzo englobados en matriz lutítica que se interpretan como el depósito de avenidas fangosas.

Se han observado algunas mesosecuencias tanto estrato y granocrecientes como de tendencia granodreciente de orden métrico a decimétrico. Estas secuencias tienen una potencia menor a las descritas por Arche *et al.* (1991).

A mesoescala (métrica a decamétrica) se ha observado alguna secuencia granodreciente y alguna secuencia estrato y granocreciente. Aunque no se aprecia claramente ninguna tendencia secuencial, hay un claro predominio de niveles métricos de areniscas masivas hacia la base de la unidad.

Unidad 2. Aflora en la costa oriental de la Península Hurd y a lo largo del límite E del Glaciar Hurd (Fig. 2). Esta unidad está caracterizada por paquetes de capas detriticas de grano fino que intercalan niveles de conglomerados (Figs. 3, 5).

Los tramos con predominio de granulometría fina están constituidos por una alternancia de lutitas y areniscas de grano fino a muy fino. La estratificación, a escala del afloramiento, es tabular y la potencia de los niveles es centimétrica a decimétrica. Los niveles de areniscas pueden mostrar marcas de base, gradación positiva del tamaño de grano y laminación cruzada, constituyendo junto con los niveles de lutitas secuencias de Bouma de tipo Tace y Tce. Las areniscas de grano mas fino se observan en niveles centimétricos amalgamados caracterizados por secuencias de Bouma de tipo Tacd y Tac. Tanto los niveles lutíticos como los de areniscas pueden incorporar granulos y cantos de forma dispersa.

Los niveles de granulometría gruesa están constituidos por conglomerados y areniscas, tienen potencia decimétrica a métrica, y a menudo presentan base erosiva y geometría canaliforme. Siempre se observa gradación positiva del tamaño de grano (Fig. 3). Los clastos de los conglomerados son redondeados, con dimensiones predominantes cercanas a 1 cm que excepcionalmente pueden llegar a 10 cm. Predominan los clastos de cuarzo, aunque también se observan de granitoideos y rocas porfídicas ácidas.

La parte alta de la unidad muestra un predominio de los términos conglomeráticos. No se ha observado, a diferencia de la unidad 1, ordenamiento mesosecuencial.

Unidad 3. Aflora en la zona cercana al extremo septentrional de Bahía Falsa (Fig. 2). Esta unidad está caracterizada por brechas muy heterométricas de aspecto masivo y con soporte de matriz.

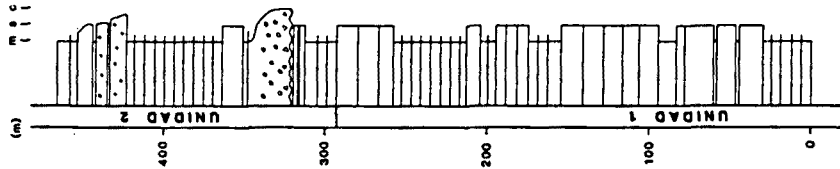


Fig. 5. Perfil estratigráfico de detalle de la parte superior de la unidad 1 y de la parte basal de la unidad 2 de la Formación Miers Bluff. Ver la situación del perfil en la Fig. 2. Leyenda análoga a la Fig. 3.

A pesar del aspecto masivo general, localmente, se observan secuencias granodécimas de orden métrico, limitadas por la presencia de clastos redondeados por encima de la base erosiva. La parte central y más desarrollada de las secuencias está constituida por niveles decimétricos a métricos de brechas con soporte de matriz. La parte superior de algunas de estas secuencias está constituida por niveles de areniscas (Fig. 3).

Los clastos angulosos de tamaño canto y bloque corresponden casi exclusivamente a depósitos intraformacionales de lutitas y areniscas de las unidades inferiores descritas anteriormente. En ellos se reconoce la laminación y las granoselecciones centimétricas características de la unidad 2. Ocasionalmente se observan clastos con textura porfídica. Los clastos redondeados tienen tamaño centimétrico y son de cuarzo, cuarcita y granitoides. La matriz está compuesta fundamentalmente por areniscas heterométricas. La cantidad de cantos de rocas volcánicas porfídicas aumenta notable-

mente hacia la parte superior de esta unidad. Al igual que en la unidad 2, no se ha observado ningún ordenamiento mesosecuenial.

Tanto la composición litológica de los clastos como su estructura interna indican que esta unidad tiene su área fuente en materiales de las unidades inferiores.

El techo de la unidad 3 consiste en una discordancia que separa la Formación Miers Bluff del depósito de materiales volcánoclasticos de edad mesozoica que afloran al largo de la costa noroccidental de la Península Hurd.

Discusión

Del análisis de la columna realizada se desprende la existencia de dos secuencias, una inferior granodécima y otra superior granocreciente. La unidad 1, con predominio de los bancos de areniscas amalgamados en la base, muestra en conjunto una tendencia de disminución de la relación arenisca/lutita. Las unidades 2 y 3 constituyen una megasecuencia granocreciente (Fig. 3). El cambio en la tendencia secuencial es difícil de precisar dado que las condiciones de afloramiento no han permitido la observación de discordancias cartográficas.

Los cuerpos canaliformes con base conglomerática de la secuencia superior podrían corresponder a facies de relleno de canales de las partes medias y/o proximales de sistemas de abanicos submarinos, mientras que las brechas intraformacionales superiores corresponderían a las partes apicales de estos abanicos o a las partes basales del talud. El conjunto de esta megasecuencia mostraría por tanto la tendencia programada del sistema sedimentario.

La sucesión estratigráfica de la Formación Miers Bluff presenta unos terminos proximales relativos no descritos hasta ahora en sus equivalentes de la Península Antártica (Grupo de Península Trinity). Así pues, durante el último período de la deposición de la Formación Miers Bluff, el margen de la cuenca estaba situado cerca de la Isla Livingston. Las paleocorrientes de la secuencia superior podrían ser de gran utilidad para deducir si se trata del margen NW o del SE de la cuenca. En un modelo simple se puede considerar que las paleocorrientes de los terminos proximales son ortogonales al margen de la cuenca, mientras que las de las partes distales son longitudinales. Las paleocorrientes observadas en la parte inferior de la unidad 1 son predominantemente NE-SW, y coinciden con la dirección predominante observada por Dalziel (1984), indicando una deposición longitudinalmente a la cuenca. Si las paleocorrientes en las partes proximales de los abanicos estuvieran dirigidas al SE, posiblemente nos encontraríamos en el margen NW de una cuenca de tras-arco. Si por el contrario, las paleocorrientes se dirigieran al NW, se trataría del margen SE de una cuenca, cuyo carácter de tras-arco o de ante-arco es indeterminable a partir únicamente de este tipo de datos. Desgraciadamente no se dispone de estaciones de medida sistemáticamente repartidas que también incluyan las unidades 2 y 3. En el diagrama de paleocorrientes presentado por Dalziel (1984) hay un máximo secundario de dirección NW-SE, pero se desconoce la situación exacta de estas medidas. Según la segunda hipótesis (paleocorrientes hacia el NW), si los materiales de la Formación Miers Bluff y del Grupo de Península Trinity formasen parte de la misma cuenca, estos últimos tendrían que ser más antiguos. Además, si la cuenca es de tras-arco se plantearía el problema de la localización del arco magmático y del prisma de acreción que estarían situados originalmente al NW de las Shetland del Sur, y de los que no quedarían vestigios (Smellie, 1991).

Conclusiones

La parte superior de la Formación Miers Bluff constituye una megasecuencia granocreciente correspondiente a la progradación de abanicos submarinos. Los terminos superiores corresponden a partes proximales del sistema sedimentario. Esta megasecuencia no había sido descrita hasta ahora y no tiene equivalente en el Grupo de Península Trinity.

La existencia de esta megasecuencia en la Isla Livingston tiene una gran importancia paleogeográfica e introduce una nueva vía de discusión que puede contribuir a determinar el tipo de cuenca en la que se depositó el Grupo de Península Trinity y sus equivalentes.

Es necesario disponer en el futuro de datos de paleocorrientes recogidos en la megasecuencia superior de la Formación Miers Bluff. La restitución de estas paleocorrientes a la horizontal ha de hacerse teniendo en cuenta la cronología relativa de las fases de plegamiento que afectan a estos materiales (Muñoz *et al.*, 1992), ya que la adición de rotaciones no es conmutativa.

Agradecimientos

Agradecemos las discusiones y críticas de A. Sáez que han sido extraordinariamente valiosas. Este trabajo ha sido financiado por los proyectos ANT90-1095 y ANT91-1270 de la CICYT.

Referencias

- AITKENHEAD, N (1975): The Geology of the Duse Bay-Larsen inlet area, North-East Graham Land (with particular reference to the Trinity Peninsula Series). *British Antarctic Survey Scientific Reports*, 51.
- ARCHE, A.; LÓPEZ-MARTÍNEZ, J. y MARTÍNEZ DE PÍSON, E. (1991): Sedimentología de la formación Miers Bluff en los alrededores de la Base Antártica Española. Isla Livingston. Shetland del Sur. *Geogaceta*, 9, 74-77.
- DALZIEL, I.W.D. (1969): Structural Studies in the Scotia Arc: Livingston Island. *Antarctic Journal of the United States*, 4, 137.
- DALZIEL, I.W.D. (1972): Large scale folding in the Scotia Arc. En R.J.Adie (Ed.): *Antarctic Geology and Geophysics*, 47-55. Oslo: Universitetsforlaget.
- DALZIEL, I.W.D. (1982): The early (pre-middle Jurassic) history of the Scotia Arc Region: a review and progress report. En C. Craddock (Ed.): *Antarctic Geoscience*, 111-126. Madison: University of Wisconsin Press.
- DALZIEL, I.W.D. (1984): Tectonic Evolution of a Forearc Terrane, Southern Scotia Ridge, Antarctica. *Geological Society of America. Special Paper*, 200.
- DALZIEL, I.W.D. (1989): Tectonics of the Scotia Arc. Antarctica. *28th International Geological Congress, Field Trip Guidebook T180*. Washington: American Geophysical Union.
- HOBBS, G.J. (1968): The Geology of the South Shetland Islands. IV. The Geology of Livingston Island. *British Antarctic Survey Scientific Reports*, 49.
- HYDEN, G. y TANNER, W.G. (1981): Late Paleozoic-Early Mesozoic Fore-Arc Basin Sedimentary Rocks at the Pacific Margin in Western Antarctica. *Geologische Rundschau*, 70, 529-541.
- MUÑOZ, J.A., SABAT, F. y PALLAS, R. (1992): Estructura Pre-Cretácica de la Península Hurd, Isla Livingston, Islas Shetland del Sur. *Este volumen*.

- PANKHURST, R.J. (1983): Rb-Sr constraints on the ages of basement rocks of the Antarctic Peninsula. En R.L. Oliver, P.R. James, y J.B. Jago, (Eds.): *Antarctic Earth Science*, 367-371. Cambridge: Cambridge University Press.
- SANTANACH, P.; PALLAS, R.; SABAT, F. y MUÑOZ, J.A. (1992): La fracturación en la Isla Livingston, Islas Shetland del Sur. *Este volumen*.
- SCHOPF, J.M. (1973): Plant material from the Miers Bluff Formation of the South Shetland Islands. *Ohio State University Institute of Polar Studies Report*, 45.
- SMELLIE, J.L. (1981): A complete arc-trench system recognized in Gondwana sequences of the Antarctic Peninsula region. *Geological Magazine*, 118, 139-159.
- SMELLIE, J.L. (1991): Stratigraphy, provenance and tectonic setting of (?) Late Paleozoic-Triassic sedimentary sequences in northern Graham Land and South Scotia Ridge. En M.R.A.Thomson, J.A.Crame y J.W.Thomson (Eds.): *Geological Evolution of Antarctica*, 411-417. Cambridge: Cambridge University Press.
- SMELLIE, J.L., PANKHURST, R.J., THOMSON, M.R.A. y DAVIES, R.E.S. (1984): The Geology of the South Shetland Islands: VI. Stratigraphy, Geochemistry and Evolution. *British Antarctic Survey Scientific Reports*, 87.
- STOREY, B.C. y GARRET, S.W. (1985): Crustal growth of the Antarctic Peninsula by accretion, amagmatism and extension. *Geological Magazine*, 122, 15-25.
- THOMSON, M.R.A. (1975): New paleontological and lithological observations in the Legoupil Formation, northwest Antarctic Peninsula. *British Antarctic Survey Bulletin*, 41, 169-185.

Muñoz, J.A., Sàbat, F. & Pallàs, R. (1992): Estructura Pre-Cretácica de la Península Hurd, Isla Livingston, Islas Shetland del Sur. *In: Geología de la Antártida Occidental. (López-Martínez, J. ed.) Simposios T3, pp.127-139. III Congreso Latinoamericano de Geología. Salamanca, España. 1992*

Aquest article mostra l'anàlisi detallada de l'estructura de plegament polifàsic que afecta la Formació Miers Bluff. Contràriament al què s'havia proposat anteriorment, es destaca per primer cop que els plecs que afecten la successió són majoritàriament oberts. Es considera que el capgirament de la successió es va haver de produir, almenys en part, a causa d'un basculament cap al SE. Se suggereix que aquest basculament s'hauria pogut produir posteriorment a la deposició dels materials volcànics corresponents al *Grup Volcànic de la Península Antàrtica* que afloren a la banda est de la Península de Hurd.

ESTRUCTURA PRE-CRETACICA DE LA PENINSULA HURD, ISLA LIVINGSTON, ISLAS SHETLAND DEL SUR

J.A. Muñoz, F. Sàbat y R. Pallàs

Departament de Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia. Facultat de Geologia. Universitat
de Barcelona. Zona Universitària de Pedralbes. 08071 Barcelona.

ABSTRACT

Miers Bluff Formation, cropping out in Hurd Peninsula, is deformed by polyphasic folding before Cretaceous times. Beds are mainly overturned, dipping slightly to NW. Folds are open and cleavage is only very locally developed. The observed folds have been grouped into 3 folding phases. The first folds display axes plunging to WSW and axial planes dipping to the S. Folds of the phase 2 are oriented NW-SE with axial planes dipping to the NE. Finally, phase 3 folds, which are the most important ones, consist of two fold systems oriented NE-SW and N-S, with axial planes dipping to the SE and to the E respectively.

Key words: *Miers Bluff Formation, folding phases, thrust faults, Gondwanide Orogeny.*

Introducción

En la Isla Livingston afloran los principales elementos litológicos que caracterizan el orógeno que se extiende a lo largo de la Península Antártica y que representa la continuación meridional de los Andes. Este orógeno se ha relacionado con la subducción hacia el este del antiguo Océano Pacífico por debajo del continente antártico. Su estructuración ha venido considerándose como el resultado de dos etapas: la Orogenia Gondwánide, de edad triásica superior-jurásica inferior, y la Orogenia Aurdina, de edad cretácica-miocena (Smellie, 1981; Dalziel, 1982). No obstante, recientemente se ha propuesto que la estructuración de este área es el resultado de un proceso de subducción continuada en el tiempo (Storey y Garret, 1985). Así, en Livingston, se observan rocas sedimentarias del Paleozoico Superior-Mesozoico Inferior, rocas sedimentarias del Jurásico Superior-Cretácico Inferior, rocas volcánicas del Cretácico, rocas plutónicas paleógenas y rocas volcánicas cuaternarias. Entre estos grupos de rocas, las más antiguas corresponden a una sucesión turbidítica denominada Formación Miers Bluff (Hobbs, 1968). Esta formación aflora en una amplia extensión y en buenas condiciones en la Península Hurd (Fig. 1), en donde se localiza la base española. Estos condicionantes junto con el interés regional de esta formación han motivado un estudio de detalle de su estructura. Para ello se efectuaron dos campañas de campo durante los veranos australes de 1989/90 y 1990/91.

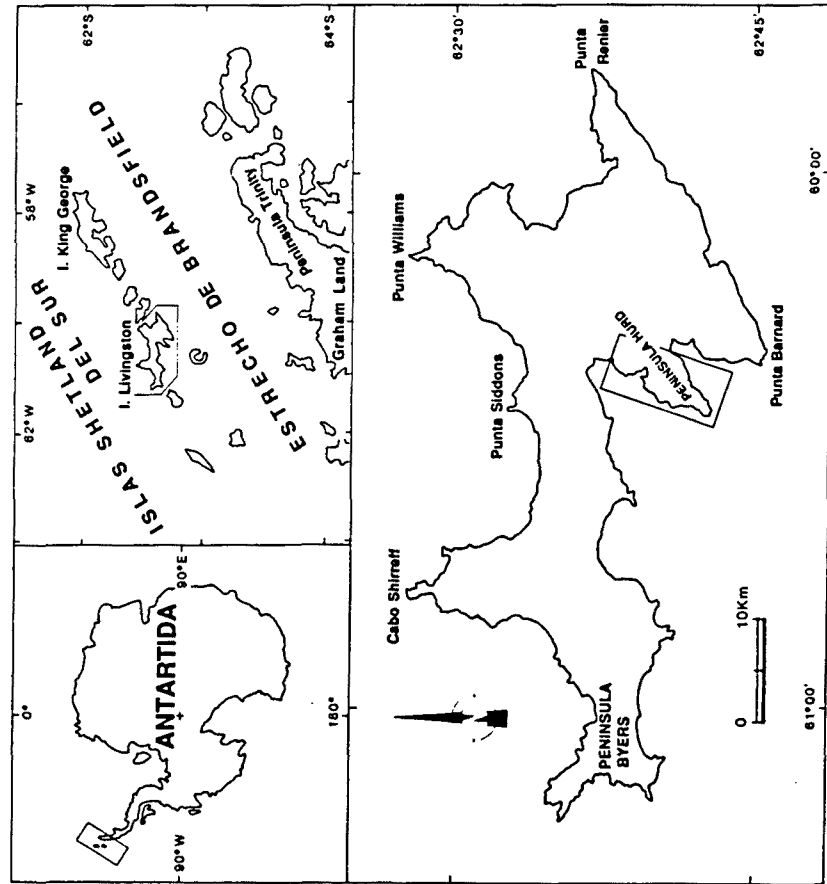


Fig. 1. Situación de la Isla Livingston y de la Península Hurd.

Los materiales de la Formación Miers Bluff han sido correlacionados con las formaciones turbidíticas que afloran en la Península Antártica, agrupadas en el Grupo de Península Trinity (Aitkenhead, 1975), a partir de sus características estratigráficas y sedimentológicas similares, y a partir de su cronología relativa con las otras unidades litológicas presentes en la zona. Desde un punto de vista estructural las rocas de la Formación Miers Bluff y las del Grupo de Península Trinity presentan una problemática similar, y a partir de las descripciones hasta la fecha realizadas, unas características estructurales equiparables.

Hasta la actualidad no se ha podido determinar con exactitud la edad de los materiales de la Formación Miers Bluff y sus equivalentes en la Península Antártica a pesar de que se le atribuye una edad Paleozoico Superior-Triásico.

Son numerosos los estudios estructurales realizados en estas formaciones (Dalziel, 1972; Caminos *et al.*, 1973; Dalziel, 1984; Tokarski, 1989). Todos ellos han puesto de manifiesto una estructura de plegamiento y han señalado la característica estructural más llamativa que presentan estas rocas: en la Isla Livingston y en amplias zonas de la Península Antártica las capas están en posición invertida.

Las rocas de la Formación Miers Bluff están afectadas por estructuras de plegamiento y por diversos sistemas de fracturas. Además, están atravesadas por numerosos diques de composición intermedia a básica y filones de cuarzo. Las fallas, diques y filones son posteriores a las estructuras de plegamiento y su génesis está asociada a deformaciones de la Orogenia Andina o a la evolución tectónica reciente (ver Santanach *et al.*, 1992).

El objetivo del presente artículo es la descripción de las estructuras de plegamiento de la Formación Miers Bluff, y discutir su integración dentro de la evolución estructural responsable de la disposición que presentan en la actualidad las rocas de esta formación y las del Grupo de Península Trinity.

Estructura

Las capas de la Formación Miers Bluff que afloran en la Península Hurd buzanan mayoritariamente hacia el NW o WNW en posición invertida. La estructura está caracterizada por la superposición de sistemas de pliegues, que provocan la variación de la dirección de las capas así como la de su buzamiento (Figs. 2, 3, 4, 5). Los materiales de la Formación Miers Bluff no presentan metamorfismo apreciable y similarmente a las sucesiones no metamórficas del grupo de Península Trinity (Aitkenhead, 1975) no están prácticamente afectados por estructuras penetrativas. Muy puntualmente se ha desarrollado clivaje poco penetrativo en la zona de charnela de algún pliegue. Los pliegues observables son fundamentalmente abiertos y de escala cartográfica (Fig. 4), aunque a escala del afloramiento también hay pliegues en las litologías más favorables (turbiditas bien estratificadas en capas cenimétricas-decimétricas). En ocasiones los pliegues presentan una geometría angulosa. En algunos afloramientos se han observado kink-bands y kink-bands conjugados.

La dispersión de los ejes de pliegue, así como la de los planos axiales, demuestra la existencia de más de un sistema de pliegues (Fig. 5). Las observaciones realizadas en el campo y su posterior análisis, demuestra la superposición de 4 sistemas de pliegues que se han agrupado en 3 fases de plegamiento, dos de las cuales tienen una amplia distribución en los afloramientos de Península Hurd. Se describen a continuación las principales características de cada fase según un orden cronológico.

Fase 1

Se han agrupado en esta fase los pliegues que en la actualidad presentan ejes inclinados hacia el W o WSW y un plano axial de dirección E-W, subvertical o con fuerte buzamiento hacia el S (Figs. 3, 5). Estos pliegues se han observado únicamente en el extremo sur de la Península Hurd. Se ha atribuido a esta fase la pareja de pliegues de escala cartográfica que caracteriza este sector de la península (Fig. 3). La cronología relativa entre estos pliegues y los de la fase 2 no es evidente. Se ha establecido a partir de la interferencia de pliegues en un afloramiento (Sally Rocks, Fig. 2).

Fase 2

Los pliegues de esta fase se caracterizan por ejes de dirección NW-SE y planos axiales con buzamiento hacia el NE (Figs. 3, 5). Se observan a lo largo de toda la Pe-

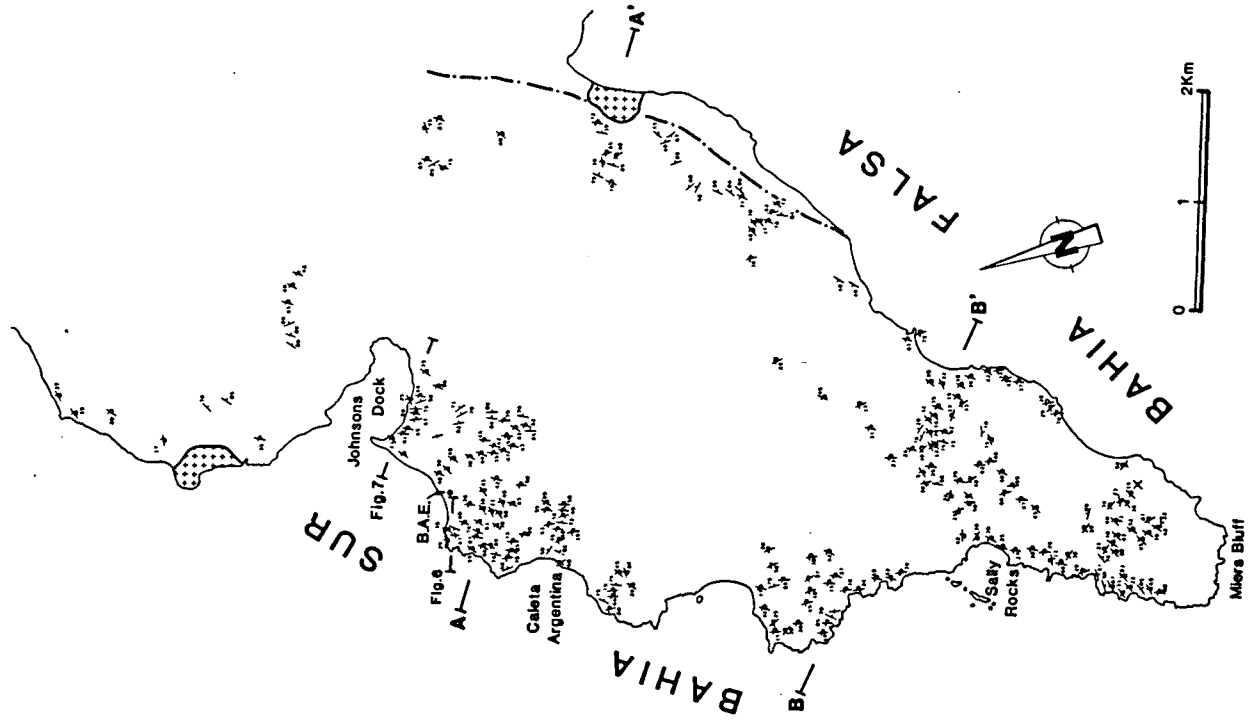


Fig. 2. Disposición de la estratificación en los afloramientos estudiados, con indicación del ángulo de buzamiento y la polaridad.

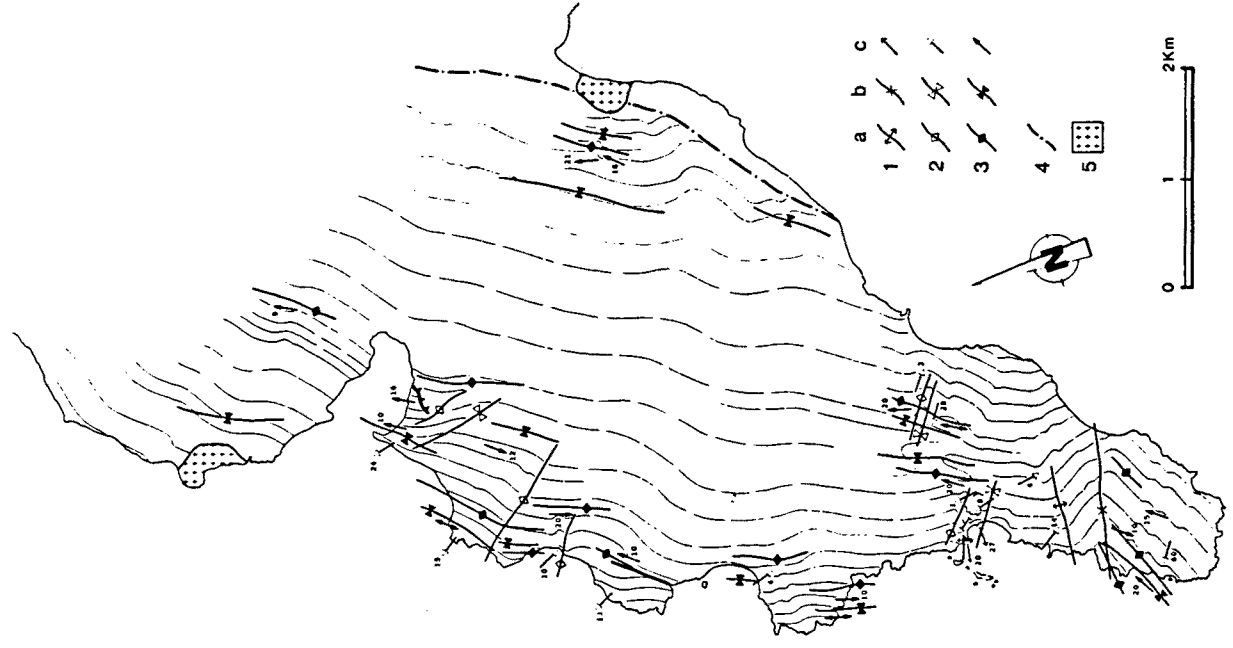


Fig. 3. Esquema estructural y mapas de trazas de la estratificación. 1, 2 y 3: pliegues de fase 1, 2 y 3 respectivamente. a: anticlinales, b: sinclinales y c: ejes de pliegue con indicación del ángulo de inclinación. 4: discordancia entre la Formación Miers Bluff y las rocas volcánicas mesozoicas. 5: granitoides eocenos.

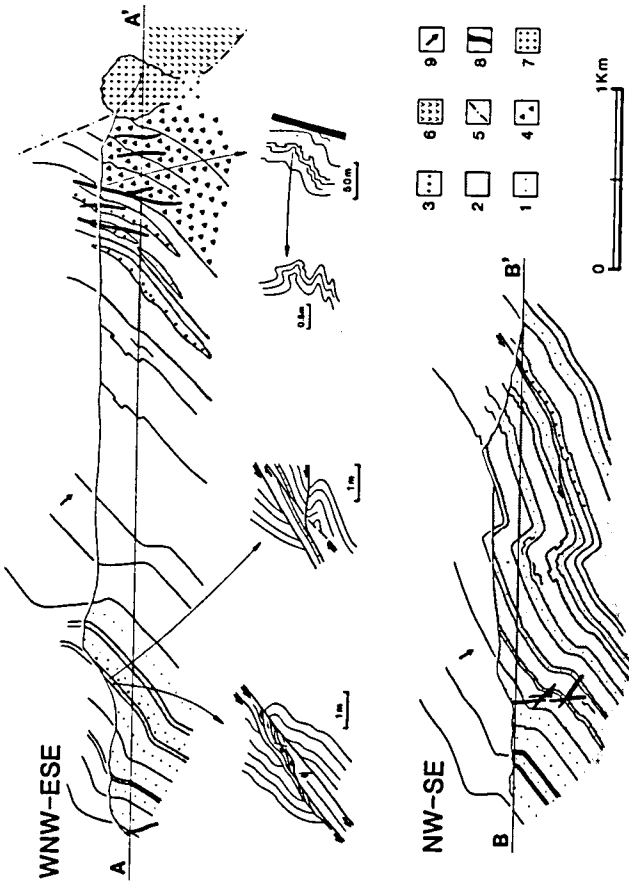


Fig. 4. Cortes generales a través de Península Hurd. 1: areniscas, 2: secuencias greso-pelíticas decimétricas y lutitas, 3: conglomerados, 4: brechas, 5: discordancia, 6: rocas volcánicas mesozóicas, 7: granitoides eóceos, 8: diques andesíticos, 9: polaridad de la serie. La situación de los cortes está indicada en la Fig. 2.

nínsula Hurd. Los ejes de esta fase presentan una dispersión debido al plegamiento de la fase posterior. La dirección de los ejes varía de E-W a N-S, la inclinación es mayoritariamente hacia el NW y aumenta al variar la dirección del eje hacia el N. Los pliegues de esta fase se observan a todas las escalas, presentan un flanco largo que coincide con la dirección predominante de la estratificación (buzamiento hacia el NW) y un flanco corto con un buzamiento más elevado, predominantemente hacia el WSW. Estos pliegues son los responsables de las variaciones de la dirección de la estratificación, tal como quedan expresadas en un mapa de trazas (Fig. 3).

Asociados a los pliegues de esta fase se observan fallas de geometría escalonada, con rellanos subparalelos a la estratificación. Estas estructuras dan lugar al acortamiento de las capas, que se traduce en el desarrollo de pequeños apilamientos anti-formes y geometrías de tipo duplex (Fig. 6). El sentido de desplazamiento del bloque superior de estas fallas es hacia el SW y coincide con la vergencia aparente de los pliegues. Dada la disposición que actualmente presenta la estratificación, en posición invertida y buzamiento hacia el NW, estas fallas se muestran como fallas normales, a pesar de su carácter aditivo. Esta característica conduce a plantearse el significado de estas estructuras (fallas extensionales o fallas contraccionales?), así como la disposición en la que se formaron y su relación cronológica con el basculamiento e inversión de la serie. Esta cuestión será abordada más adelante.

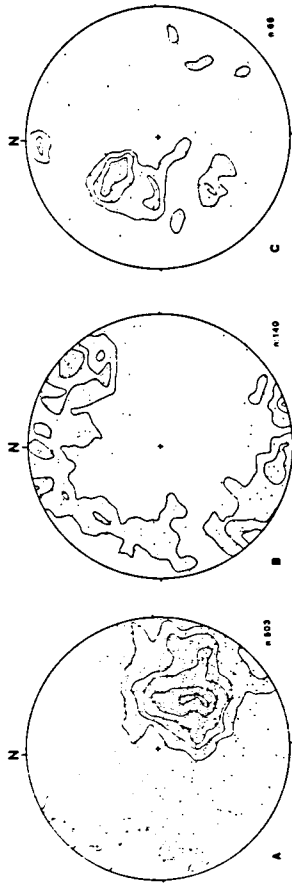


Fig. 5. Esterogramas globales. A) estratificación (densidades, 1,2,3,5 y 6 %), B) ejes de pliegue (1,3 y 5 %) y C) planos axiales (1,2 y 3 %). Proyecciones en el hemisferio inferior.

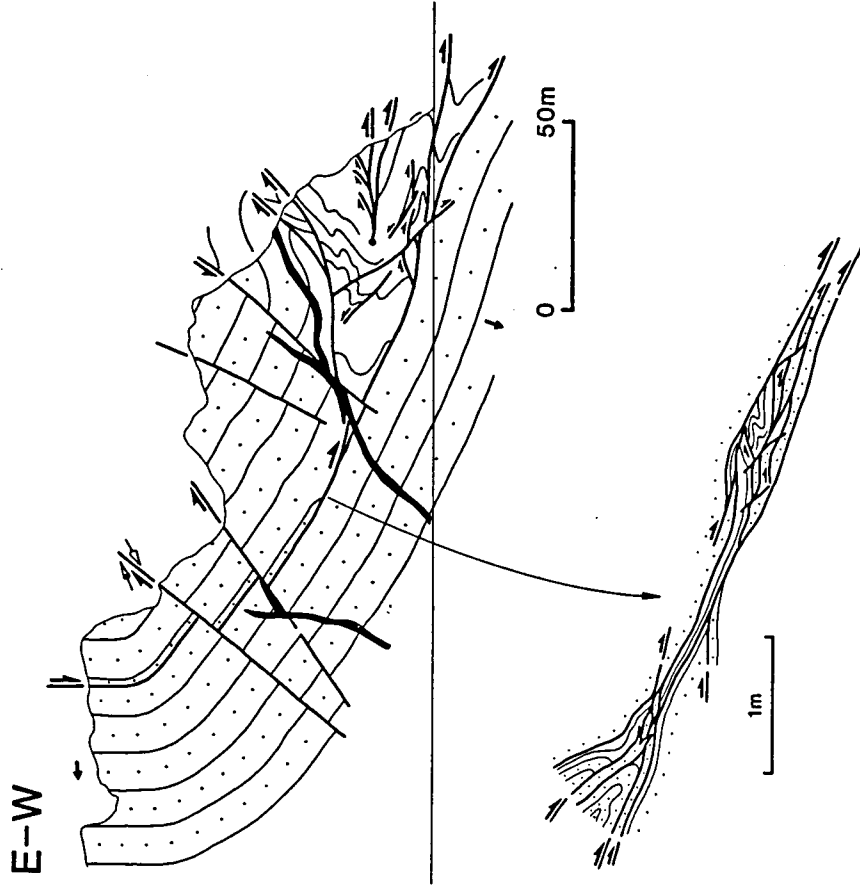


Fig. 6. Fallas normales aditivas asociadas a pliegues de fase 2. Estas fallas son interpretadas como cabalgamientos anteriores a la inversión de la serie. Los pliegues de la parte occidental del corte son de fase 2, mientras que el pliegue del extremo oriental es de fase 3. La serie está en posición invertida. La situación del corte está indicada en la Fig. 2.

Fase 3

Se han agrupado en esta fase los pliegues cuyos ejes tienen, en la actualidad, una dirección de N-S a NE-SW y un plano axial de buzamiento hacia el E o SE (Figs. 4, 5, 6, 7). Son las estructuras predominantes en la Formación Miers Bluff y se observan a todas las escalas. Determinan fundamentalmente la variación del buzamiento de la estratificación (Fig. 4), por lo que no se expresan de una forma clara en el mapa de trazas de la estratificación (Fig. 3).

Los ejes de los pliegues de esta fase presentan una dispersión, como resultado de su superposición sobre los pliegues de la fase anterior (dispersión de ejes contenidos en el plano axial). Sin embargo, no toda la dispersión se debe a este efecto. Se ha observado en el campo, a escala del afloramiento y a escala hectométrica, la superposición de pliegues homoxiales o con ejes de dirección próxima (Fig. 4, detalle corte A-A'). En aquellos afloramientos en los que se ha podido establecer una cronología relativa entre estos pliegues, se desprende que los de dirección próxima a N-S (pliegues 3B) son posteriores a los que presentan ejes de dirección NNE-SSW a NE-SW (3A). Además, los dos máximos de ejes de pliegues observables en el estereograma (3A y 3B, Fig. 8) se sitúan sobre los dos planos axiales que corresponden a los máximos de los polos de planos axiales agrupados en la fase 3 (Figs. 5, 8). Ambas observaciones demuestran que se trata de dos sistemas diferenciados de pliegues. Todos estos pliegues se han agrupado en una única fase de deformación debido a la dificultad de discriminar entre ambos sistemas en aquellas situaciones en las que no se observan superpuestos. La dispersión de los polos de planos de estratificación (Fig. 5) se debe fundamentalmente a los pliegues de esta fase. El máximo de planos de estratificación con buzamiento fuerte hacia el SE (polaridad normal) corresponde al flanco corto de los pliegues 3A (Figs. 5, 8), mientras que el máximo de planos con fuerte buzamiento hacia el E representa el flanco corto de los pliegues 3B. La anchura de la guirnalda de los polos de planos de estratificación (Fig. 5) se debe a la dispersión provocada por los pliegues de la fase 2 que determinan guirnaldas de dirección NE-SW.

Los pliegues de la fase 3 tienen asociados, similarmente a los de la fase anterior, fallas subparalelas a la estratificación y con geometría escalonada. En la actualidad se presentan como fallas normales, ya que el bloque superior se desplaza hacia el W o NW (Fig. 4). Su dirección de desplazamiento, determinada a partir de las estrías, es perpendicular a los ejes de los pliegues asociados. Estas fallas provocan la repetición de las capas, e incluso tienen asociadas geometrías dúplex y retrocabalgamientos a pe-

SE-NW

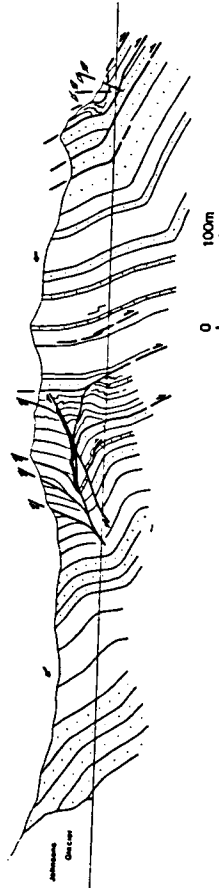


Fig. 7. Corte en la costa meridional de Johnsons Dock. La fallas normales del extremo occidental del corte corresponden a cabalgamientos de la fase 2 plegados por un sinforme de fase 3. Las estructuras de la parte central del corte son todas ellas de la fase 3 (3A y 3B). Situación del corte en la Fig. 2.

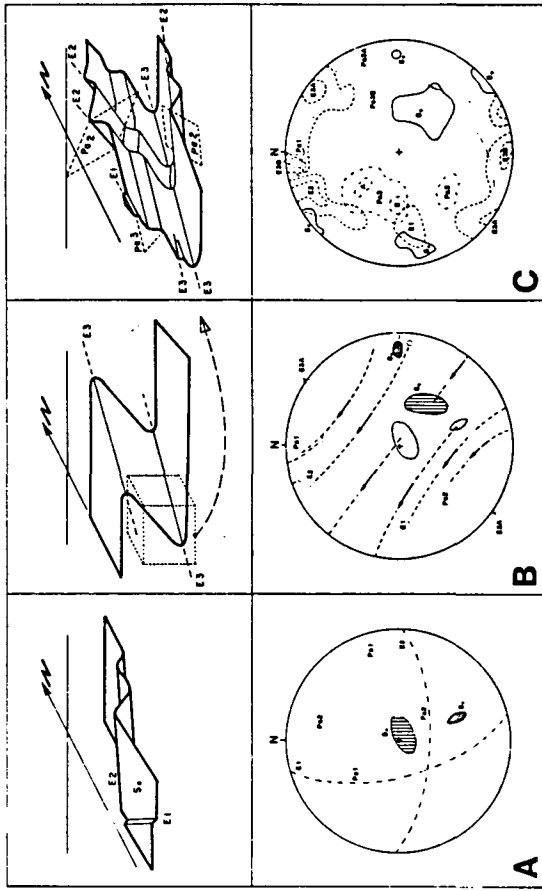


Fig. 8. Evolución estructural pre-cretácica de la Formación Miers Bluff. A) Disposición inicial de los pliegues de fase 1 y 2. B) Rotación, durante la fase 3, de las estructuras de fase 1 y 2 situadas en un flanco corto de un mega-pliegue de fase 3. C) Orientación actual de los sistemas de pliegues diferenciados.

queña escala (Fig. 4). Al igual que en el caso de las fallas asociadas a la fase anterior, se plantea el problema del significado de las fallas asociadas a los pliegues de fase 3 y su cronología relativa respecto de la inversión de la serie.

En la zona de charnela del sinforme de fase 3 de Johnsons Dock (Fig. 7) se ha observado un conjunto de cabalgamientos dirigidos hacia el W (*out-of-syncline thrusts*). Estos cabalgamientos cortan a las fallas subparalelas a la estratificación anteriormente descritas y son cortados por un dique. Las fallas subparalelas a la estratificación son de la fase 3, de acuerdo con la dirección de los pliegues asociados. Los cabalgamientos son posteriores, y muy probablemente se han desarrollado durante la etapa 3B. Esta interpretación es coherente con la dirección N-S del sinforme. En el extremo occidental del corte de Johnsons Dock (Fig. 7), se observan fallas normales paralelas a la estratificación, que se han atribuido a la fase 2 a partir de la dirección de los pliegues asociados y por estar plegados por un sinforme de dirección NNE-SSW (fase 3). Los ejes de pliegue de fase 2 asociados a las fallas describen un círculo menor, el eje del cual se corresponde con el sinforme de fase 3 que los pliega, hecho que demuestra la cronología relativa entre todas estas estructuras. Una disposición estructural similar a la anteriormente descrita puede deducirse en las proximidades de la base española (Fig. 6).

La relación cronológica entre las estructuras de fase 2 y las de fase 3 está bien establecida y se ha podido comprobar en diversos afloramientos, además de los mencionados anteriormente. Se han observado pliegues a escala del afloramiento y a escala hectométrica de dirección NNE-SSW (fase 3) plegando pliegues de la fase 2.

Discusión y evolución estructural

La posición invertida de las capas de la Formación Miers Bluff, de una manera generalizada en toda la Península Hurd, es un hecho que llama la atención y que plantea la cuestión de la relación entre los sistemas de pliegues (y sus estructuras asociadas) y la inversión de la serie. El buzamiento predominante de la estratificación es moderado hacia el NW (Fig. 5) y consecuentemente, si este buzamiento es debido al flanco corto invertido de un pliegue de escala pluri-kilométrica, el pliegue resultante ha de ser muy apretado y vergente al SE. Esta interpretación, propuesta por Dalziel (1972), contrasta aparentemente con la ausencia de deformaciones penetrativas (cizaje) y con la geometría abierta de los pliegues observados.

Si los pliegues son posteriores a la inversión de la serie, las fallas normales aditivas asociadas a ellos serían fallas de difícil interpretación. Además, ninguna de las estructuras observadas estaría asociada al megaplegue responsable de la inversión de la serie, hecho sorprendente dada la magnitud y características de este hipotético pliegue. Si las fases de plegamiento descritas no son posteriores a la inversión de la serie, ¿cuáles de ellas pueden ser anteriores y cuáles sincrónicas con la inversión? Es importante resaltar nuevamente que el flanco largo del mega-pliegue no se observa y ello conlleva limitaciones notables para un correcto análisis.

Esta cuestión adquiere una dimensión regional, dado que, a partir de los datos biográficos, las formaciones equivalentes del Grupo de Península Trinity presentan una evolución estructural similar. En amplios sectores de la Península Antártica la estratificación está en posición invertida y la estructura está determinada por la superposición de pliegues (Elliot, 1965; Aitkenhead, 1975; Tokarski, 1989).

Una primera cuestión a plantearse es la edad de los sistemas de pliegues analizados y su disposición una vez formados. Las fases de plegamiento descritas son anteriores a las rocas volcánicas que afloran en la parte oriental de la Península Hurd (Fig. 3). No se dispone hasta la fecha de los resultados de las dataciones absolutas de las muestras recogidas de estas rocas volcánicas, pero sus características petrológicas y el hecho de que están intruidas por granitoides de edad terciaria (40 Ma, Smellie *et al.*, 1984) permite correlacionarlas con las sucesiones de edad cretácica que afloran en otros puntos de la isla. En la Península Antártica se ha descrito una discordancia entre los materiales del Grupo de Península Trinity y las rocas volcánicas y sedimentarias del Jurásico Superior-Cretácico (Aitkenhead, 1975), probablemente correlativas con las rocas volcánicas de Península Hurd. Además, los diques de composición andesítica, relacionados con la actividad magmática mesozoica y cenozoica de la zona, son posteriores a las estructuras de plegamiento. Estas relaciones geométricas sugieren una edad Triásico Superior-Jurásico medio para las estructuras de plegamiento observadas en la Formación Miers Bluff (Orogenia Gondwánide, Smellie, 1981). Una parte del basculamiento e inversión de la serie, y posiblemente alguna estructura menor de plegamiento, pueden ser posteriores a esta orogenia, dado que los materiales volcánicos mesozoicos que afloran en la Isla Livingston y en las Shetland del Sur están afectados por pliegues. Estos pliegues son generalmente abiertos y determinan variaciones suaves del buzamiento de las capas. El afloramiento de las rocas volcánicas cretácicas en la parte oriental de la Península Hurd, sugiere un basculamiento de los materiales de la Formación Miers Bluff hacia el E, aunque no puede cuantificarse este basculamiento, debido a que los materiales volcánicos no presentan superficies de estratificación claras. Una disposición similar se observa, a otra escala, en la Península

Antártica. En su parte oriental y en la Isla James Ross, afloran rocas volcánicas y detriticas mesozoicas discordantes por encima del Grupo de Península Trinity, basculadas hacia el SE del orden de 20° a 30° (Aitkenhead, 1975; Farquharson, 1984). Estos basculamientos sugieren que las capas de la Formación Miers Bluff mostraban un buzamiento más elevado una vez estructuradas por los sistemas de pliegues que nos ocupan y que, consecuentemente, el pliegue de escala kilométrica necesario para explicar la inversión de la serie no era tan apretado como puede parecer a partir de la disposición actual de las capas. Es difícil valorar, con los datos de que se dispone, hasta qué punto la estratificación del flanco corto de este pliegue estaba en posición normal o en posición invertida. Las rotaciones representadas en la Fig. 8 no han sido desglosadas en dos etapas, una propia del basculamiento post-pliegue y otra relacionada con la formación del flanco corto, aunque se considera parte de esta rotación (como mínimo 20°) debida al basculamiento post-pliegue.

De los pliegues reconocidos, únicamente los de fase 3 son compatibles con el pliegue kilométrico responsable de la verticalización de la serie (Fig. 8). La vergencia aparente de estos pliegues (hacia el WNW) contraría a la vergencia del pliegue kilométrico (hacia el SE) puede explicarse por su situación en un flanco subvertical invertido y con una disposición en abanico de los planos axiales de los pliegues de segundo orden, propia de una deformación poco intensa. Los pliegues del sistema 3A son más compatibles con la dirección predominante de la estratificación. Las fallas normales aditivas asociadas a estos pliegues serían sincrónicas al plegamiento y podrían representar deslizamientos capa sobre capa, desarrollados por un mecanismo de plegamiento flexural. Este mecanismo estaría de acuerdo con el abanico de los planos axiales mostrados por los pliegues de segundo orden. Los pliegues 3B podrían ser el resultado de una deformación progresiva, en continuidad con el sistema 3A, o podrían haberse formado con posterioridad. Esta última posibilidad estaría de acuerdo con la disposición de los cabalgamientos asociados a estos pliegues (Johnsons Dock). No puede incluso descartarse la posibilidad de que estos pliegues se hayan desarrollado con posterioridad a la deposición de las rocas volcánicas mesozoicas.

Los pliegues de las fases 1 y 2 son consecuentemente anteriores al pliegue kilométrico responsable de la verticalización de la serie. Si estos pliegues se desarrollaron con la estratificación próxima a la horizontal, con polaridad normal, es necesario realizar una rotación de 140° para conocer su disposición inicial (Fig. 8). En tal caso los pliegues de fase 2 adquirirían una dirección E-W y un plano axial con fuerte buzamiento hacia el S. Las fallas normales aditivas asociadas a estos pliegues representan en realidad cabalgamientos dirigidos hacia el N. Finalmente los pliegues de fase 1, de desarrollo muy local, presentaban una dirección NNW-SSE y un plano axial con buzamiento fuerte hacia el W (Fig. 8).

Aunque los pliegues dominantes en la Península Hurd son los pliegues de fase 2 y los de la fase 3, probablemente los descritos por Dalziel (1972, 1984) se correspondan con los pliegues 3A y 3B. A partir de la limitada bibliografía existente, se deduce que la deformación experimentada por el Grupo de Península Trinity en la Península Antártica es parecida a la de la Formación Miers Bluff en Livingston (Aitkenhead, 1975). Así, los pliegues descritos por Tokarski (1989) en la Formación Legoupil, probablemente también correspondan a los de fase 3 del presente trabajo.

Conclusiones

La Formación Miers Bluff está afectada por un plegamiento polifásico, al cual van asociadas algunas estructuras de fractura. Los primeros pliegues tienen una representación muy local, la posición original de sus ejes era aproximadamente N-S. Los pliegues de fase 2 se formaron con una dirección E-W y vergentes al N. Asociados a estos pliegues se desarrollaron cabalgamientos menores. Los pliegues predominantes son los de fase 3. Un primer sistema (3A), de dirección NE-SW, es el responsable de la verticalización e inversión de la serie. Los planos axiales de estos pliegues posiblemente presentaban un buzamiento subhorizontal o con suave buzamiento hacia el SE. Durante la formación de estos pliegues se formaron deslizamientos capa sobre capa, que han dado lugar a repeticiones locales de las capas. Un segundo sistema tardío de pliegues (3B) se ha desarrollado con ejes de dirección N-S y planos axiales buzando suavemente hacia el E. Todo este conjunto de estructuras ha sido baseculado hacia el E con posterioridad a la efusión de las rocas volcánicas mesozoicas. La magnitud del basculamiento no se ha podido evaluar.

Actualmente las estructuras anteriores a la inversión de la serie presentan disposiciones distintas a las originales. Los pliegues de fase 1 muestran ejes con una inclinación hacia el WSW y planos axiales con un fuerte buzamiento hacia el S. Los pliegues de fase 2 tienen ejes inclinados al NW y planos axiales con buzamiento al NE.

Agradecimientos

Los comentarios y sugerencias realizados por J.M. Casas y P. Santanach han sido de gran ayuda. Este trabajo ha sido financiado por la CICYT y forma parte de los proyectos ANT89-822E, ANT90-1095E y ANT91-1270.

Referencias

- AITKENHEAD, N. (1975): The Geology of the Duse Bay-Larsen inlet area, North-East Graham Land (with particular reference to the Trinity Peninsula Series). *British Antarctic Survey Scientific Reports*, 51.
- CAMINOS, R.; MARCHESI, H.G.; MASSABIE, A.C.; MORELLI, J.R.; RINALDI, C.A. y SPIKER-MANN, J.P. (1973): Geología del sector Noroccidental de la península Hurd, Isla Livingston, Shetland del Sur, Antártida Argentina. *Contribución del Instituto Antártico Argentino*, 162.
- DALZIEL, I.W.D. (1972): Large-scale folding in the Scotia Arc. En R.J.Adie (Ed.): *Antarctic Geology and Geophysics*. 47-51. Oslo: Universitetsforlaget.
- DALZIEL, I.W.D. (1982): The early (pre-middle Jurassic) history of the Scotia Arc Region: a review and progress report. En C.Craddock (Ed.): *Antarctic Geoscience*, 111-126. Madison: University of Wisconsin Press.
- DALZIEL, I.W.D. (1984): Tectonic Evolution of a Forearc Terrane, Southern Scotia Ridge, Antarctica. *Geological Society of America, Special Paper*, 200.
- ELLIOT, D.H. (1965): Geology of North-west Trinity Peninsula, Graham Land. *British Antarctic Survey Bulletin*, 7, 1-24.
- FARQUHARSON, G.W. (1984): Late Mesozoic, non-marine conglomeratic sequences of northern Antarctic Peninsula (the Botany Bay Group). *British Antarctic Survey Bulletin*, 65, 1-32.
- HOBBS, G.J. (1968): The Geology of the South Shetland Islands: IV. The Geology of Livingston Island. *British Antarctic Survey Scientific Reports*, 49.

- SANTANACH, P.; PALLAS, R.; SABAT, F. y MUÑOZ, J. A. (1992): La fracturación en la Isla Livingston, Shetland del Sur. (*Este volumen*)
- SMELLIE, J.L. (1981): A complete arc-trench system recognized in Gondwana sequences of the Antarctic Peninsula region. *Geological Magazine*, 118, 139-159.
- SMELLIE, J.L.; PANKHURST, R.J.; THOMSON, M.R.A. y DAVIES, R.E.S. (1984): The Geology of the South Shetland Islands: VI. Stratigraphy, Geochemistry and Evolution. *British Antarctic Survey Scientific Reports*, 87.
- STOREY, B.C. y GARRET, S.W. (1985): Crustal growth of the Antarctic Peninsula by accretion, magmatism and extension. *Geological Magazine*, 122, 15-25.
- TOKARSKI, A.K. (1989): Structural development of Legoupil Formation at Cape Legoupil, Antarctic Peninsula. *Polish Polar Research*, 10(4), 587-603.

Santanach,P., Pallàs,R., Sàbat,F. & Muñoz,J.A. (1992): La fracturación en la Isla Livingston, Islas Shetland del Sur. *In: Geología de la Antártida Occidental (López Martínez,J. ed.) Simposios T 3, pp 141-151. III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología. Salamanca, España. 1992.*

En aquest article es fa una anàlisi de poblacions de microfalles, dies magmàtics i venes de quars que afecten el conjunt de les unitats estratigràfiques que afloren a la Península de Hurd i la costa est de la Badia Falsa. Les estructures de deformació analitzades es consideren eocenes o posteriors. Es destaca l'origen polifàsic d'aquestes estructures, el domini dels moviments direccionals i, associat a l'obertura de la conca de Bransfield, el recent pas a un règim extensional.

LA FRACTURACION EN LA ISLA LIVINGSTON, ISLAS SHETLAND DEL SUR

P. Santanach, R. Pallàs, F. Sàbat y J.A. Muñoz

Departament de Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia. Facultat de Geologia. Universitat de Barcelona. C/ Ll. Solé i Sabarís, s/n. 08071 Barcelona.

ABSTRACT

Most post-Eocene fault planes in Livingston Island are subvertical and 70 % slickensides striations have a pitch of less than 35°. From these faults, three different stress episodes have been inferred. The first and second episode correspond to strike-slip regimes, during the older one the maximum stress axes was NW-SE oriented and during the second one was NE-SW oriented. The last episode corresponds to an extensional regime and has the minimum stress axes oriented NW-SE. All stress episodes are younger than 40 Ma and it is suggested that the youngest one begins at 2 Ma. The relative chronology among different episodes is determined by the geometric relations between faults, veins and dikes.

Key words: *Paleostress, fault, kinematics, South Shetland Islands.*

Introducción

La Isla Livingston forma parte del archipiélago de las Islas Shetland del Sur, situadas al oeste de la Península Antártica, cerca de su terminación septentrional, y separadas de la misma por el Estrecho de Bransfield (Figs. 1A, 1B). La mayor parte de la península y las islas se han estructurado, durante el Mesozoico y el Cenozoico, a lo largo de un margen continental convergente en el que la placa oceánica protopacífica subducía debajo del continente antártico.

En la Isla Livingston se distinguen cinco grupos principales de rocas:

- a) Una secuencia tubidítica, la *Formación Miers Bluff*, sin fósiles característicos, a la que se le asigna una edad tardiocarbonífera-tiásica por comparación con series análogas de la Península Antártica. Estos materiales están invertidos y plegados (Dalziel, 1969, 1972; Arche Miralles *et al.*, 1991; Pallàs *et al.*, 1992; Muñoz *et al.*, 1992).
- b) Los materiales jurásico-cretácicos se han agrupado en diversas unidades litológicas. La *Formación de Byers*, está constituida por materiales volcanogénicos calcoalcalinos intercalados en materiales sedimentarios marinos y continentales, y en ella son frecuentes las intrusiones (pitones y domos con disyunción columnar y chimeneas con brechas de basaltos y material sedimentario). Los amonites de la parte baja de esta formación pertenecen al Jurásico Superior y

al Cretácico Inferior (Tavera, 1970; Covacevich, 1976), las edades radiométricas de las coladas de lavas intercaladas en la parte inferior de la formación son del Cretácico Inferior (102 a 120 m.a.) y las de los pitones volcánicos, del Cretácico Superior (Pankhurst *et al.*, 1979). Las *Capas de Williams Point* están formadas por materiales detriticos y volcánicos, y contienen flora cretácica (Rees y Smellie, 1989). Están afectadas por numerosas intrusiones múltiples que se han agrupado en la *Formación de Coppermine*; en las doleritas de dicha formación se han obtenido edades radiométricas de 80 m.a. (Smellie *et al.*, 1984). Los materiales jurásico-cretácicos, a diferencia de lo que ocurre con los de la Formación Miers Bluff, no están invertidos, sólo suavemente plegados.

- c) Tanto las turbiditas de la Formación Miers Bluff como los materiales volcánicos jurásico-cretácicos están intruidos por *tonalitas* que han suministrado edades radiométricas de 40 m.a. (Dalziel *et al.*, 1973).
- d) Los *diques de composición intermedia* son muy abundantes en la Isla Livingston. Si bien se pensaba que su edad era cenozoica inferior (Caminos *et al.*, 1973; Smellie, 1983), la datación radiométrica de pitones volcánicos en el este de la isla en 1,5 m.a. (Smellie, comunicación personal) permite pensar en la posibilidad de asociar estos diques —al menos parte de ellos— a la extensión relacionada con la formación del Estrecho de Bransfield que se sitúa entre 4 y 2 m.a. (Barker, 1982; González-Ferrán, 1991; Jeffers *et al.*, 1991).

- e) En la parte central y septentrional de la isla afloran *rocas volcánicas recientes*, representadas por coladas basálticas y rocas piroclásticas. En las dos últimas campañas realizadas ha podido ponerse de manifiesto la considerable extensión de estos afloramientos. La muestra recogida por Hobbs (1968), que suministró una edad radiométrica inferior a los 100.000 años, formaría parte de este conjunto. Estas rocas volcánicas serían pues coetáneas con los diques recientes.

Los materiales descritos están afectados por una intensa tectónica frágil que se traduce en fallas de dimensiones cartográficas y una compleja red de diaclasas y fallas menores. En relación con la tectónica frágil hay que considerar a los diques y filones.

El análisis de las imágenes Landsat, sensor TM, ha permitido definir, en la mitad oriental de la Isla Livingston, diversas alineaciones que corresponden a fallas, como por ejemplo las fallas de Hurd y de Barnard-Renier (Fig. 1C). alguna de estas fallas ha actuado recientemente con un importante componente normal (la falla de Barnard-Renier durante la formación del Estrecho de Bransfield). De todas maneras, a causa de la discontinuidad de los afloramientos, debida a la extensa cobertura glaciar y al hecho de la insularidad, es difícil encontrar indicadores que permitan establecer con seguridad el carácter de las fallas; y menos todavía los sucesivos movimientos que han sufrido hasta alcanzar la disposición actual.

Puesto que el deslizamiento sobre un plano de ruptura preexistente depende de la orientación de éste respecto del campo de esfuerzos en el que está inmerso y de las magnitudes relativas de sus ejes principales (Bott, 1959), una forma de aproximarse al conocimiento de la evolución de las fallas mayores es determinar, a partir de las estructuras menores, los sucesivos campos de esfuerzos que han afectado el área y a partir de ello formular hipótesis razonables sobre la historia de las fallas mayores. Así pues, el objeto de este trabajo es establecer la evolución de las fallas mayores del este de la Isla Livingston, en particular la falla Barnard-Renier del sistema de fallas del Estrecho de Bransfield, a partir del análisis de las estructuras menores frágiles, así como de los diques y filones.

Método

Se han considerado únicamente las estructuras que permiten ser relacionadas fácilmente con el campo de esfuerzos que las ha ocasionado y con las que, además, se pueden establecer cronologías relativas entre ellas, en particular, las superficies estratadas (fallas menores). Los filones y los diques han suministrado información sobre el campo de deformación y las edades relativas entre las distintas familias de fallas. No se han considerado las diaclasas, ya que su orientación respecto al campo de esfuerzos no es clara y, además, el establecimiento de relaciones cronológicas entre familias de diaclasas es difícil.

Se han propuesto diversos métodos para deducir los ejes principales de esfuerzos a partir de poblaciones de fallas (Angelier y Mechler, 1977; Armijo, 1977; Etchécopar, 1984). Algunos de ellos (Etchécopar, 1984) se basan en el concepto de falla de Anderson (1951). Se trata de métodos muy simples, pero que sólo permiten explicar casos de deformación plana y suponen que los planos de falla son de neoformación. En la mayoría de los casos estos supuestos no se cumplen y hay que utilizar métodos basa-

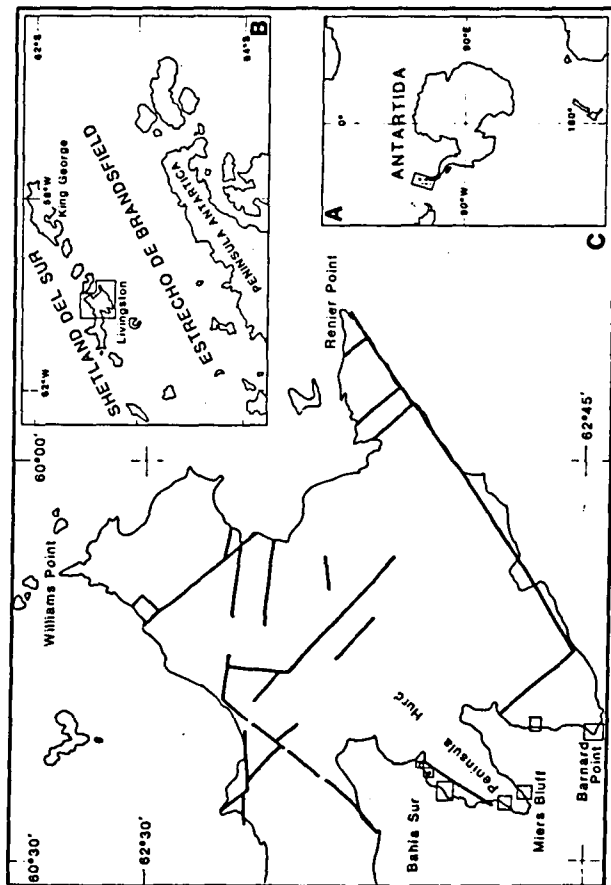


Fig. 1. Alineaciones definidas a partir de las imágenes Landsat en la mitad oriental de la Isla Livingston. A) Situación de las Islas Shetland del Sur entre la Península Antártica y la terminación austral de América del Sur. B) La Isla Livingston en el marco de las Islas Shetland del Sur. C) Alineaciones de la mitad oriental de la Isla Livingston y localización (pequeños recuadros) de las áreas donde se han recolectado la mayoría de datos microestructurales.

dos en la ecuación de Bott (1959) que tengan en cuenta el caso general, es decir, superficies preexistentes orientadas al azar (Armijo, 1977; Etchécopar *et al.*, 1981).

De todas maneras es frecuente no disponer de un suficiente número de datos bien distribuidos en los diversos afloramientos para poder aplicar de manera sistemática y con la necesaria fiabilidad los métodos de cálculo mencionados. A pesar de ello, teniendo en cuenta los principios en que se basan estos métodos, se pueden llevar a cabo análisis cualitativos de las poblaciones de fallas que si bien no conducen a determinaciones precisas de los sucesivos campos de esfuerzos, sí que permiten establecer las orientaciones aproximadas de los campos de esfuerzos que ha sufrido la región y, a menudo, incluso el régimen tectónico que ha imperado durante cada etapa. Análisis de este tipo son los que se han realizado en la mitad oriental de la Isla Livingston.

Las estructuras

Se han realizado observaciones y mediciones de las siguientes estructuras frágiles en la Formación Miers Bluff y en las tonalitas ecenas de Barnard Point (Fig. 1C):

- Superficies estriadas.** La mayoría de las 170 superficies medidas presentan planos subverticales (Fig. 2) y en el 70% de los mismos las estrias se disponen con ángulos de *pitch* o cabeceo inferiores a los 35°. Las restantes corresponden casi todas a fallas normales oblicuas. Entre las fallas, cuyo sentido de movimiento ha podido determinarse, hay 34 fallas direccionales dexas, 36 sinistras y 22 normales oblicuas; sólo se ha observado una falla inversa.
- Filonés.** Se trata de filones bandeados, cuya composición varía de monomineralica con calcita o cuarzo o multifásica (Willian, en prensa). Se concentran mayoritariamente a lo largo de la costa occidental de la Península Hurd y se los supone relacionados genéticamente con la falla que discurre paralela a esta costa (Fig. 1C).

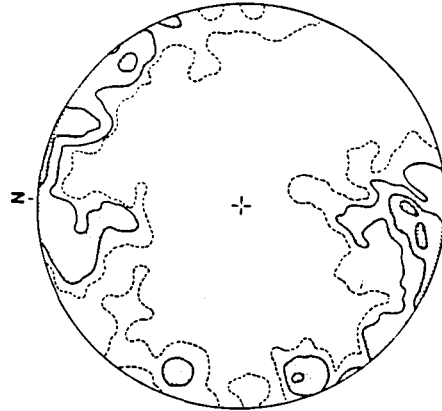


Fig. 2. Stereodiagrama (hem. inf.) de los contornos de igual densidad de los polos de los planos de falla. 170 fallas. (1, 2, 4, 6, 8 %).

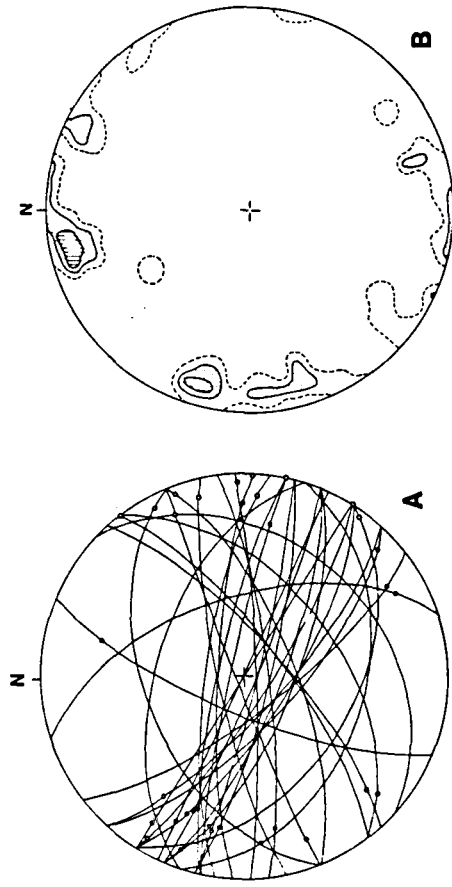


Fig. 3. Stereodiagramas (hem. inf.) de las fallas dexas (n=34). A) Planos de falla con estrias. B) Contornos de igual densidad (2.5, 5, 8, 13 %) de los polos de los planos de falla.

- Diques.** Porfídicos, de composición intermedia (Caminos *et al.*, 1973), se han considerado sólo aquellos -la mayoría en la región estudiada- que son posteriores a la casi totalidad de fallas y filones mencionados.

Las fallas

Se han analizado globalmente, considerando todas las fallas medidas. Ello queda justificado por a) la similitud de distribuciones de las estaciones realizadas en la Formación Miers Bluff y en las tonalitas de Barnard Point, y b) el no siempre suficiente número de fallas en cada uno de los afloramientos estudiados para poderlos tratar independientemente.

El gran predominio de las fallas direccionales, asociadas a unas pocas fallas normales oblicuas, y la abundancia de diques, así como la práctica ausencia de fallas inversas, sugiere un claro predominio de regímenes tectónicos direccionales.

Las fallas direccionales se orientan muy mayoritariamente según direcciones comprendidas entre N063 y N203 (Figs. 3, 4). A pesar de que los máximos principales de las fallas dexas y sinistras no coinciden (dexas, N105; sinistras, N075), los campos de ambos tipos de fallas se superponen casi en su totalidad. Esta coincidencia de movimientos dextros y sinistros para iguales orientaciones de las fallas implica necesariamente un mínimo de dos campos de esfuerzos bien diferenciados. Dos campos de esfuerzos con σ_2 vertical y con las direcciones de esfuerzo principal máximo, σ_1 , aproximadamente perpendiculares entre sí permiten explicar la mayoría de fallas observadas. Un campo con σ_1 de orientación aproximada SE-NW (comprendida entre N135 y N170) explicaría las fallas dexas situadas alrededor del máximo N105 y las sinistras correspondientes a los máximos comprendidos entre N352 y N012; otro campo, con σ_1 horizontal orientado NE-SW (entre N045 y N075), explicaría bien los máximos de las fallas sinistras situados entre N075 y N120.

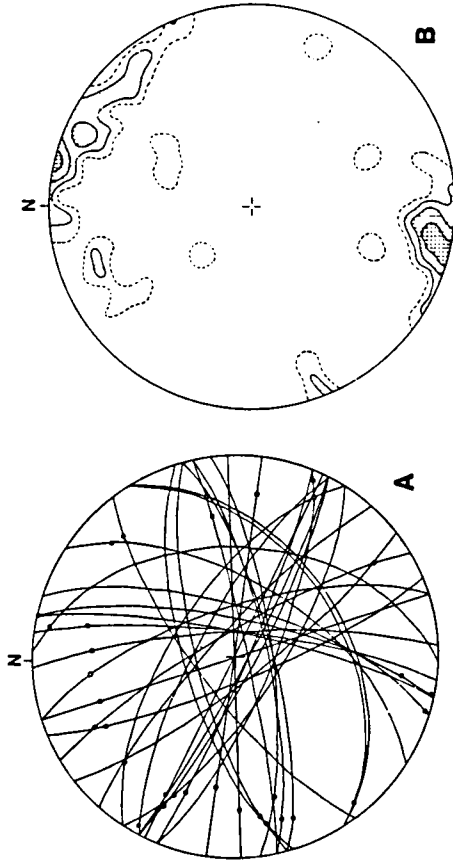


Fig. 4. Estereodiagramas (hem. inf.) de las fallas sinistras (nº36). A) Planos de fallas con estrías. B) Contornos de igual densidad (3.5, 7, 10 %) de los polos de los planos de falla.

Se ha constatado que las fallas cortadas por los diques y filones corresponden a las de los máximos compatibles con una dirección de σ_1 orientada NW-SE, mientras que las escasas fallas que cortan a los diques son congruentes con una dirección de σ_1 orientada NE-SW.

Los filones

Localizados prácticamente sólo a lo largo de la costa occidental de la Península Hurd (Willan, en prensa), son verticales y, si bien el máximo reflejado en el estereograma de los polos de los filones corresponde a la dirección NO18, la dirección de los filones es bastante dispersa y oscila entre N340 y NO45 (Fig. 5).

La coincidencia geográfica entre la localización de los filones y la alineación de dirección NO35 detectada en las imágenes Landsat, permite interpretar esta alineación como una zona de falla (falla de Hurd, Fig. 1C) sinistral compatible con una compresión NW-SE. Las relaciones de intersección entre los filones y las fallas pertenecientes a los distintos máximos descritos son congruentes con esta interpretación, ya que los filones se introducen por fallas compatibles con un σ_1 de dirección NW-SE y son cortadas por fallas que hubieran podido ser activas bajo un σ_1 NE-SW.

Los diques

Posteriores a los filones y a casi todas las fallas, los diques son mayoritariamente verticales y sus direcciones muy dispersas (Fig. 5). La comparación de los estereogramas de los polos de los planos de falla y de los diques (Figs. 2, 6) muestra que uno de los máximos más relevantes de los diques corresponde a aquellos que se orientan alrededor de NO24, dirección que coincide con la de mínima densidad de fallas. La

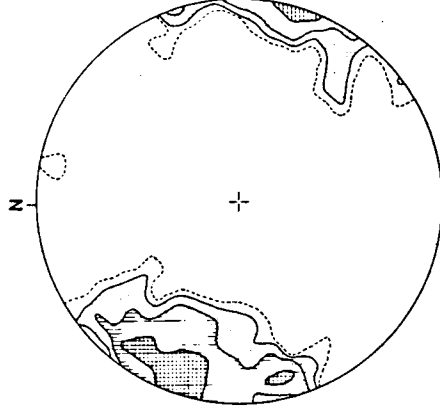


Fig. 5. Estereodiagrama (hem. inf.) de los contornos de igual densidad de los polos de los filones. 99 filones (1, 2, 4, 8 %).

orientación del resto de máximos presentes en el estereograma de los polos de los diques es muy próxima a la de los máximos de los polos de los planos de falla.

Puesto que los diques cortan a los filones y a casi todas las fallas, los consideramos como las estructuras más tardías y los relacionamos con un último episodio de deformación frágil. La disposición vertical y la amplia dispersión de las direcciones de los diques indican extensión horizontal en todas direcciones, y por lo tanto es razonable suponer que se han generado bajo un campo de esfuerzos con σ_1 subvertical, es decir en el marco de un régimen tectónico extensional. Puesto que el máximo más notable de los polos de los diques coincide con el mínimo de los de las fallas, consideramos que esta dirección (N14) debe corresponder a la del esfuerzo principal mínimo, σ_3 .

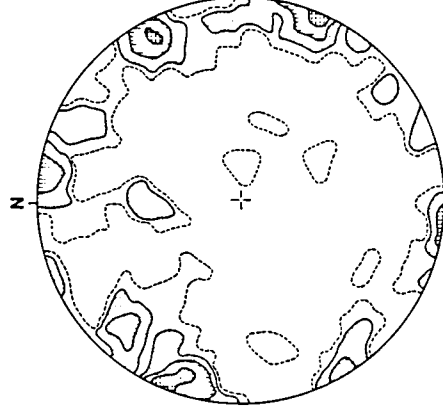


Fig. 6. Estereodiagrama (hem. inf.) de los contornos de igual densidad de los diques tardíos. 64 diques (1, 2, 44, 7, 8 %).

La coincidencia de los otros máximos de los diques con los de las fallas se interpreta como que, en gran parte, los diques aprovecharon superficies de fallas preexistentes.

Las etapas de deformación frágil

El análisis que antecede permite concluir que posteriormente a la intrusión de las totalitas de Barnard Point (40 m.a.) han tenido lugar dos etapas de deformación frágil bien diferenciadas (Fig. 7).

La primera corresponde a un régimen tectónico direccional (σ_2 vertical) con la dirección de compresión, σ_1 , orientada NW-SE.

Durante la segunda etapa, más compleja, tuvo lugar el tránsito de un régimen direccional a otro extensional. Esta fase se caracteriza por la constancia de la orientación del esfuerzo principal mínimo, σ_3 , NW-SE. La disposición de σ_1 y σ_2 varía. Al principio σ_1 es horizontal (NE-SW) y σ_2 vertical (régimen direccional), y, posteriormente estos ejes intercambian sus posiciones quedando σ_1 vertical (régimen extensional). Se considera que la transición del régimen direccional al extensional durante la segunda etapa coincide aproximadamente con el inicio del rifting en el Estrecho de Bransfield, que por diversos criterios se ha situado entre 4 y 2 m.a. (Barker, 1982; González-Ferrán, 1991; Jeffers *et al.*, 1991).

Cinemática de las fallas mayores

La comparación de las orientaciones de los campos de esfuerzos de las diferentes fases con las orientaciones de las fallas (Fig. 7) permite discutir los sucesivos movimientos de éstas, caso de que ya existieran.

Así, durante la primera etapa, la falla de Hurd habría actuado como una falla direccional sinistral. La nueva disposición respecto al campo de esfuerzos que presenta a principios de la segunda fase implica que esta falla invirtiera su sentido de deslizamiento pasando a ser una falla direccional dextra; durante el régimen extensional de finales de la segunda fase pasaría a ser normal (quizás con un pequeño componente sinistral).

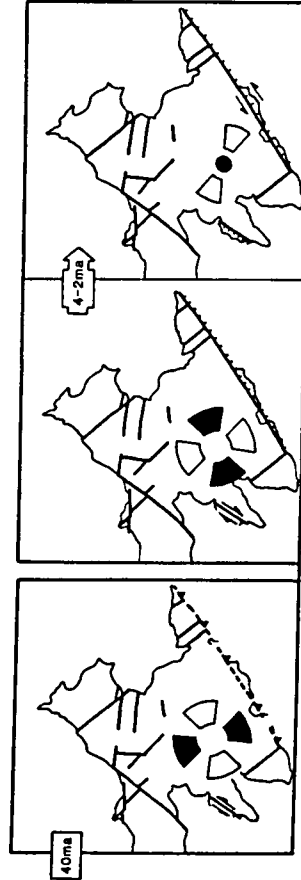


Fig. 7. Evolución cinemática de las fallas de Hurd y Barnard-Renier en función de las variaciones del campo de esfuerzos. En negro, σ_1 ; en blanco, σ_2 .

La falla de Barnard-Renier, que forma parte del sistema de fallas longitudinales del rift del Estrecho de Bransfield, presenta una orientación parecida a la falla de Hurd, pero ligeramente más cercana a E-W, por lo que durante la primera etapa habría sido aproximadamente perpendicular a la dirección de compresión. Durante esta fase, caso de haber deslizado, lo habría hecho como falla inversa; no obstante, la ausencia de fallas inversas menores hace difícilmente verosímil que una falla de las dimensiones de la considerada haya tenido este movimiento. Cabe pensar que esta falla no existía, o bien que había funcionado ya con anterioridad como falla direccional subvertical, tal como ha sido sugerido para otras fallas del mismo sistema (falla de Ezcurra en la Isla King George, Birkenmajer, 1982). En este caso, bajo un régimen tectónico direccional con la dirección de compresión NW-SE, su movimiento habría quedado bloqueado. Durante la segunda etapa, con la dirección de σ_3 en general, bastante perpendicular a la dirección de la falla, ésta habría tenido movimientos predominantemente normales, tanto a principios de la etapa, en régimen direccional con σ_1 prácticamente paralelo a la falla, como posteriormente, durante el régimen extensional. De acuerdo con el ángulo que forman las direcciones de σ_3 y de la falla, la falla de Barnard-Renier habría adquirido un cierto componente sinistral.

Implicaciones regionales

Tokarski ha venido realizando desde hace una decena de años estudios de paleoefuerzos en las Islas Shetland del Sur, en la Isla King George (Tokarski, 1991). A pesar de que la aproximación de este autor es distinta a la de este trabajo (determina los paleoefuerzos a partir del estudio de diaclasas), contiene, en gran parte, resultados similares. Predomina la tectónica frágil en régimen direccional y las orientaciones de los campos de esfuerzos pasan de tener la dirección de compresión orientada NW-SE a tenerla NE-SW. Por lo tanto consideramos que esta evolución no debe de ser una característica local, sino que probablemente pueda extenderse al conjunto de las Islas Shetland del Sur.

En el modelo de Tokarski la falla de Ezcurra de la Isla King George, que es aproximadamente paralela a la falla de Barnard-Renier de la Isla Livingston y que como ésta pertenece al sistema de fallas longitudinales de Bransfield, pasa de direccional dextra en el momento de su formación a sinistral, a través de un estudio intermedio de bloqueo. La evolución deducida en la Isla Livingston para las fallas de esta familia correspondería a los dos últimos estadios propuestos por Tokarski. La principal diferencia de la interpretación aquí presentada respecto a la de este autor radica en el hecho de que él piensa que el rift del Estrecho de Bransfield se formó bajo un régimen direccional, mientras que nosotros proponemos que desde recientemente hasta la actualidad (de acuerdo con los mecanismos focales, Forsyth, 1975) impera un régimen extensional.

En todo caso, tanto los datos de la Isla King George como los obtenidos en la Isla Livingston indican que las fallas longitudinales del Estrecho de Bransfield inmediatamente antes de su apertura y quizás también durante la misma, habrían tenido un componente direccional sinistral, hecho que habría que tener en cuenta en cualquier reconstrucción cinemática de esta región.

Agradecimientos

Los datos para la elaboración del presente trabajo se han recolectado durante las campañas de los veranos australes 1989, 90 y 91, en el marco de los proyectos del Programa Nacional Antártico ANT89-822E, ANT90-1095E y ANT91-1270E.

Referencias

- ANDERSON, E.M. (1951): *The dynamics of faulting and dyke formation with applications to Britain*. Nueva York: Hafner.
- ANGELIER, J. y MECHLER, P. (1977): Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. *Bulletin Société géologique de France*, 19(6), 1309-1318.
- ARCHE MIRALLES, A.; LÓPEZ MARTÍNEZ, J. y MARTÍNEZ DE PÍSON, E. (1991): Sedimentología de la Formación Miers Bluff en los alrededores de la Base Antártica Española. Isla Livingston. Shetland del Sur. *Geogaceta*, 9, 74-77.
- ARMUO, R. (1977): *La zone de failles de Lorca - Totana (Cordillères Bétiques, Espagne)*. Thèse Université de Paris VII.
- BARKER, P.F. (1982): The Cenozoic subduction history of the Pacific margin of the Antarctic Peninsula: ridge crest - trench interactions. *Journal of the Geological Society of London*, 139 (6), 787-801.
- BIRKENMAJER, K. (1982): Late Cenozoic phases of block-faulting on King George Island (South Shetland Islands, West Antarctica). *Bulletin Académie Polonaise Sciences, Série Sciences de la Terre*, 30(1-2), 21-32.
- BOTT, M.H. (1959): The mechanism of oblique slip faulting. *Geological Magazine*, 46(2), 109-117.
- CAMINOS, R.; MARCHESI, H.; MASSABIE, A.; MORELLI, J.; RINALDI, C. y SPIKERMANN, J. (1973): Geología del sector noroccidental de la península Hurd, isla Livingston, Shetland del Sur, Antártida Argentina. *Contribuciones del Instituto Antártico Argentino*, 162.
- COVACEVICH, V. (1976): Fauna valanginiana de Península Byers, isla Livingston, Antártica. *Revista Geológica de Chile*, 3, 25-56.
- DALZIEL, I. (1969): Structural studies in the Scotia Arc: Livingston Island. *Antarctic Journal of the United States*, 4(4), 137.
- DALZIEL, I. (1972): Large scale folding in the Scotia Arc. En R.J. Adie (Ed.): *Antarctic geology and geophysics*, 47-55. Oslo: Universitetsforlaget.
- DALZIEL, I.; KIGFIELD, R.; LOWRIE, W. y OPDYKE, N.D. (1973): Paleomagnetic data from southernmost Andes and the Antarctic. En D.H. Tarling y S.K. Runcorn (Eds.): *Implications of Continental Drift to the Earth Sciences*, 87-101. Londres: Academic Press.
- ETCHECOPAR, A. (1984): *Etude des états de contrainte en tectonique cassante et simulations des déformations plastiques (approche mathématique)*. Thèse, Université Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier.
- ETCHECOPAR, A.; VASSEUR, G. y DAIGNIERES, M. (1981): An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striations analysis. *Journal Structural Geology*, 3(1), 51-65.
- FORSYTH, D.W. (1975): Fault plane solutions and tectonics of the South Atlantic and Scotia Sea. *Journal Geophysical Research*, 80(11), 1429-1443.
- GONZÁLEZ-FERRÁN, O. (1991): The Bransfield rift and its active volcanism. En M.R.A. Thomson, J.A. Crame y J.W. Thomson (Eds.): *Geological evolution of Antarctica*, 505-509. Cambridge: Cambridge University Press.
- HOBBS, G.J. (1968): The Geology of the South Shetland Islands. IV. The Geology of Livingston Island. *British Antarctic Survey Scientific Reports*, 47.
- JEFFERS, J.D.; ANDERSON, J.B. y LAWVER, L.A. (1991): Evolution of the Bransfield basin, Antarctic Peninsula. En M.R.A. Thomson, J.A. Crame y J.W. Thomson (Eds.): *Geological evolution of Antarctica*, 481-485. Cambridge: Cambridge University Press.
- MUNOZ, J.A.; SABAT, F. y PALLAS, R. (1992): Estructura precretácica de la península Hurd (Isla Livingston, Antártida). *Este volumen*.
- PALLAS, R.; MUNOZ, J.A. y SABAT, F. (1992): Estratigrafía de la Formación de Miers Bluff (Isla Livingston, Antártida). *Este volumen*.
- PANKHURST, R.J.; WEVER, S.D.; BROOK, M. y SAUNDERS, A.D. (1979): K-Ar chronology of Byers Peninsula, Livingston Island, South Shetland Islands. *British Antarctic Survey Bulletin*, 49, 277-282.
- REES, P.M. y SMELLIE, J.L. (1989): Cretaceous angiosperms from an allegedly Triassic flora at Williams Point, Livingston Island, South Shetland Islands. *Antarctic Science*, 1(3), 239-248.
- SMELLIE, J.L. (1983): Syn-plutonic origin and Tertiary age for the (?) Precambrian False Bay schists of Livingston Island, South Shetland Islands. *British Antarctic Survey Bulletin*, 52, 21-32.
- SMELLIE, J.L.; PANKHURST, R.J.; THOMSON, M.R.A. y DAVIES, R.E.S. (1984): The Geology of the South Shetland Islands: VI. Stratigraphy, Geochemistry and Evolution. *British Antarctic Survey Scientific Reports*, 87.
- TAYERA, J. (1970): Fauna titoniana-neocomiana de la isla Livingston, Islas Shetland del Sur, Antártica. *Serie Científica del Instituto Antártico Chileno*, 1(2), 175-186.
- TOKARSKI, A.K. (1991): The Late Cretaceous-Cenozoic structural history of King George Island, South Shetland Islands, and its plate-tectonic setting. En M.R.A. Thomson, J.A. Crame y J.M. Thomson (Eds.): *Geological evolution of Antarctica*, 493-497. Cambridge: Cambridge University Press.
- WILLAN, R.C.R. (en prensa): Preliminary field observations on peperites and hydrothermal veins and breccias on Livingston Island, South Shetland Islands. *Antarctic Science*.

Smellie, J.L., Liesa, M., Muñoz, J.A., Sàbat, F., Pallàs, R. & Willan, R.C.R. (1995): Lithostratigraphy of volcanic and sedimentary sequences in central Livingston Island, South Shetland Islands. *Antarctic Science*. 7, (1), 99-113.

Aquest article inclou la major part de la informació litoestratigràfica que hem recollit sobre la zona central-est de l'Illa de Livingston. Per primer cop es defineixen formalment les unitats estratigràfiques que afloren en aquesta àrea. De cada una de les unitats se'n fa una descripció litològica i estructural. Es discuteixen en detall les relacions entre la *Formació Miers Bluff* i les bretxes sedimentàries que afloren a la banda est de la Península de Hurd així com la naturalesa del contacte entre la *Formació Miers Bluff* i els materials volcànics d'aquesta mateixa localitat. Es matisen algunes de les interpretacions proposades anteriorment.

