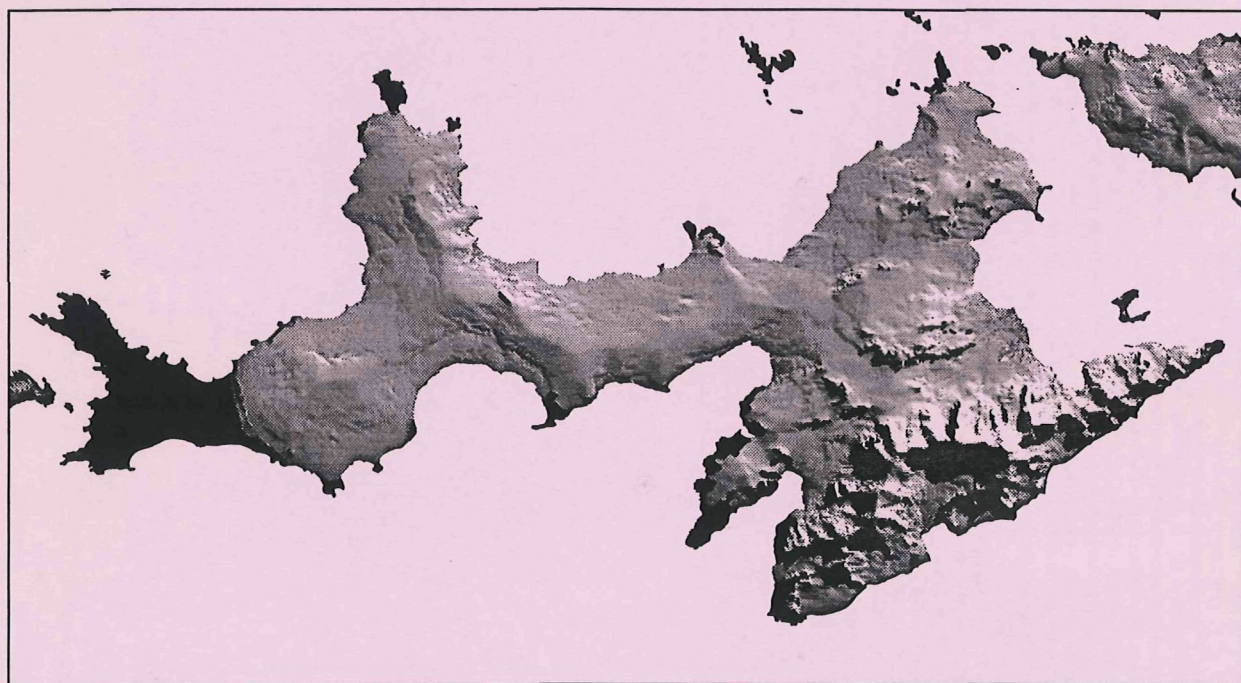


**GEOLOGIA DE L'ILLA DE LIVINGSTON  
(SHETLAND DEL SUD,  
ANTÀRTIDA)**

**Del Mesozoic al Present**



**Raimon Pallàs i Serra**

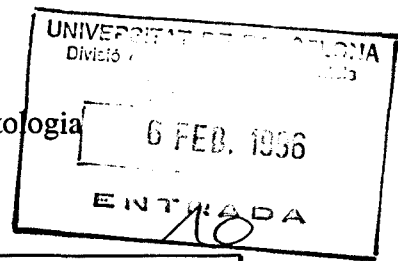
**Tesi Doctoral**

Gener de 1996

*Departament de Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia*

UNIVERSITAT DE BARCELONA

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)

**A qui s'ho miri  
amb curiositat  
i sentit crític**

## AGRAÏMENTS

A en Francesc Sàbat i en Joan Manuel Vilaplana, els meus directors de tesi, per haver-me animat a fer aquest treball, haver-me convidat a dues campanyes de recollida de dades a Livingston i haver-me recolzat en tot moment durant els darrers quatre anys. Sense la seva dedicació i compromís aquesta tesi no hauria arribat a bon terme.

A la resta de companys antàrtics, en David Serrat, Josep Anton Muñoz, Jaume Calvet, Pere Santanach, Josep Maria Casas, Glòria Furdada i Jorge Enrique per la feina feta, l'ajut i les bones estones.

Al personal de la Base Antàrtica Espanyola, especialment a la Josefina Castellví, que sempre han ajudat a fer possibles, còmodes i agradables les campanyes de treball de camp.

A la Montserrat Liesa i en Zheng Xiangshen per haver-nos ajudat a treure les castanyes del foc en la dura qüestió petrològica.

A en John Smellie del *British Antarctic Survey* per ser sempre tan atent i per la gran ajuda prestada. A ell i a en Mike Thomson per haver-me acollit i haver-me ajudat a avançar durant la meva estada a Cambridge, la primavera / estiu de 1993.

A en Douglas Grant del *Geological Survey of Canada* per haver-me acollit, dirigit i haver-me donat una gran quantitat d'idees durant la meva estada a Ottawa, la tardor / hivern de 1994. Aquest treball seria força diferent sense la seva influència. A en Douglas Hodgson i Arthur Dyke per haver donat un cop d'ull a unes quantes fotografies aèries de l'altre cap de món i haver opinat sobre les meves interpretacions. A tots ells, la Lucie Maurice, l'Eleanor Grant i en Wess Blake per l'escalf humà.

A en Tom James, també del *Geological Survey of Canada*, per haver-me proporcionat una gran quantitat de dades sobre la modelització de les variacions relatives del nivell del mar i per les fructíferes discussions que hem mantingut a través de la xarxa.

A en David Sugden i en James Hansom, *reviewers* de l'article sobre la geomorfologia i neotectònica de la Península de Hurd, per les moltes suggerències i la seva visió crítica, tan constructiva.

A en Joan Mestres del *Servei de datació per Radiocarboni de la Universitat de Barcelona - Institut d'Estudis Catalans* per ajudar-me amb el calibratge de les edats radiocarbòniques.

A en Jerónimo López i a Enrique Serrano per haver corregit alguns aspectes de les meves foto-interpretacions i per tot el que vam parlar durant el simposium antàrtic de Siena.

A en Jordi Corbera per l'ajuda prestada en aspectes referents a imatges de satèl·lit i per d'altres aspectes no tant fàcilment classificables.

A tots els companys del *Departament de Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia* amb qui hem compartit més de quatre anys. Ells han estat el coixí imprescindible per fer la feina molt més agradable i interessant. Sense ells, tot plegat no hauria valgut pas tant la pena.

A Sant Pere Màrtir i als amics que m'hi han acompanyat durant tot aquest temps.

A en Lluís Pallàs, el meu pare, que tant m'ha ajudat amb la revisió de l'original català. Els possibles errors no són atribuïbles a la seva feina meticulosa i pacient, sinó a la meva negligència i als canvis d'última hora.

A la Laia amb qui hem compartit el pitjor i el millor d'aquests anys de tesi.

A la resta de la família, que s'ho ha mirat tot respectuosament i sense queixes.

# ÍNDIX

ABSTRACT.....	1
<b>CAPÍTOL 1. INTRODUCCIÓ.....</b>	<b>7</b>
<b>1.1. Presentació.....</b>	<b>8</b>
Punt de partida.....	8
Objectiu i esquema de treball.....	8
<b>1.2. Marc geogràfic.....</b>	<b>11</b>
L'extrem sud d'Amèrica del Sud, l'Arc de Scotia i la Península Antàrtica.....	11
Les Illes Shetland del Sud.....	11
L'Illa de Livingston.....	13
<b>CAPÍTOL 2. SÍNTESE GEOLÒGICA REGIONAL.....</b>	<b>15</b>
<b>2.1. Geologia de l'extrem meridional d'Amèrica del Sud,     l'Arc de Scotia i la Península Antàrtica.....</b>	<b>16</b>
2.1.1. Situació tectònica actual.....	16
2.1.2. Evolució i registre geològic.....	17
Formació del cratí i cobertura de Gondwana (Precambrià a Mesozoic mitjà).....	17
Acreció al marge de Gondwana i formació de conques d'avant-arc (Paleozoic superior a Mesozoic mitjà).....	18
Trencament de Gondwana: Formació de conques oceàniques intra-Gondwana i magmatisme d'arc al marge pacífic (Mesozoic superior i Cenozoic).....	18
Etapla compressiva al llarg del marge continental pacífic (Cretaci inferior- <i>mitjà</i> a Cenozoic).....	22
Obertura del mar de Scotia i història de la subducció al llarg del marge pacífic (Cenozoic).....	24
Etapla extensiva al llarg del marge pacífic (Cenozoic superior al Present).....	25
<b>2.2. Geologia de la Terra de Graham, Illes Shetland del Sud i Conca de Bransfield.....</b>	<b>28</b>
2.2.1. Basament.....	28
2.2.2. Prisma d'acreció.....	28
Complex Metamòrfic de Scotia.....	28
2.2.3. Sedimentació d'avant-arc.....	31
Grup de la Península de Trinity, Formació Graywacke Shale i Formació Miers Bluff.....	31
Grup de Byers.....	35
Nivells sedimentaris de la Punta Williams.....	38
2.2.4. Arc magmàtic.....	39
Batòlit de la Península Antàrtica.....	39
Grup Volcànic de la Península Antàrtica.....	39
2.2.5. Sedimentació de rere-arc.....	41
Grup de Botany Bay.....	41
Formació Nordenskjöld.....	43
Grup de Gustav, Grup de Marambio i Grup de Seymour Island.....	44
2.2.6. Zones d'extensió intra-arc.....	44
Vulcanisme quaternari de la conca de Bransfield i les Illes Shetland del Sud.....	44
Grup Volcànic de James Ross Island.....	45

<b>2.3. Geomorfologia de les Illes Shetland del Sud</b> .....	47
2.3.1. Elements geomorfològics.....	47
Plataformes.....	47
Trets glacials.....	47
Platges residuals.....	49
Platges fresques aixecades.....	51
2.3.2. Esquema evolutiu.....	51
<b>CAPÍTOL 3. GEOLOGIA DEL MESOZOIC I EL TERCIARI DE L'ILLA DE LIVINGSTON</b> .....	55
<b>3.1. Península de Hurd i zona central-est</b> .....	56
3.1.1. Antecedents.....	56
Formació Miers Bluff.....	56
<i>Estratigrafia</i> .....	56
<i>Ambient deposicional i àrea font</i> .....	59
<i>Estructura</i> .....	59
<i>Edat</i> .....	63
Bretxes del Pic de Moores.....	63
Formació Mount Bowless.....	65
Roques plutòniques.....	70
Estructures de deformació fràgil.....	72
<b>3.2. Península de Byers</b> .....	74
3.2.1. Antecedents.....	74
Grup de Byers.....	74
<i>Estratigrafia</i> .....	75
<i>Datació radiomètrica de les roques volcàniques i subvolcàniques</i> .....	76
<i>Estructura</i> .....	77
<b>3.3. Cap de Shirreff</b> .....	78
3.3.1. Antecedents.....	78
3.3.2. Descripció.....	78
<i>Litologia</i> .....	78
<i>Estructura</i> .....	79
3.3.3. Interpretació.....	84
Relació temporal entre laves i dics.....	84
<b>3.4. Punta Hannah</b> .....	85
3.4.1. Antecedents.....	85
3.4.2. Descripció.....	88
<i>Estratigrafia</i> .....	88
<i>Roques hipabissals</i> .....	89
<i>Estructura</i> .....	89
3.4.3. Interpretació.....	89
Condicions eruptives i significat dels trams de la successió.....	89
Situació dels centres eruptius i basculament.....	90
<b>3.5. Punta Williams</b> .....	91
3.5.1. Antecedents.....	91
Roques volcàniques i subvolcàniques.....	91
Nivells de roques sedimentàries.....	91
<i>Edat</i> .....	91
<b>3.6. Punta Siddons</b> .....	93
3.6.1. Antecedents.....	93

<b>CAPÍTOL 4. GEOLOGIA DEL QUATERNARI I GEOMORFOLOGIA DE L'ILLA DE LIVINGSTON.....</b>	<b>95</b>
<b>4.1. Àrees submergides al Sud de l'Illa de Livingston.....</b>	<b>97</b>
4.1.1. Descripció.....	97
Valls submergides.....	97
Plataformes submergides.....	97
4.1.2. Interpretació.....	97
Extensió i gruix de gel en períodes de màxim englaçament.....	97
Origen de les plataformes submergides.....	98
Extensió del gel en fases glacials recents.....	98
<b>4.2. La Punta Barnard i costa est de la Badia Falsa.....</b>	<b>99</b>
4.2.1. Antecedents.....	99
4.2.2. Descripció.....	101
Sediments i formes del modelat glacial.....	101
Platges residuals.....	101
Sediments de platja.....	102
4.2.3. Interpretació.....	102
Extensió del gel en fases glacials recents.....	102
<b>4.3. Península de Hurd.....</b>	<b>104</b>
4.3.1. Antecedents.....	104
4.3.2. Descripció.....	105
Plataformes.....	105
Sediments i formes del modelat glacial.....	105
Sediments de platja.....	114
Trets neotectònics.....	114
4.3.3. Interpretació.....	115
Origen de les plataformes.....	115
Extensió del gel en els períodes de màxim englaçament.....	115
Relació entre la plataforma d'erosió marina de 90-160 m i els sediments glacials.....	115
Extensió del gel en fases contemporànies a la sedimentació de les platges.....	117
Paper del fallament neotectònic en l'evolució del relleu.....	118
<b>4.4. Península de Byers i Illa Rugged.....</b>	<b>119</b>
4.4.1. Antecedents.....	119
4.4.2. Descripció.....	122
Plataformes.....	122
Sediments de platja.....	123
Sediments i formes del modelat glacial.....	123
Aflorament de la roca del substrat.....	124
4.4.3. Interpretació.....	124
Origen de les plataformes.....	124
Extensió del gel en els períodes de màxim englaçament.....	124
Relació entre les plataformes d'erosió marina i els sediments glacials.....	125
Extensió del gel en fases glacials recents.....	125

<b>4.5. Cap de Shirreff</b> .....	126
4.5.1. Antecedents.....	126
4.5.2. Descripció.....	126
Plataformes.....	126
Corredors.....	127
Sediments de platja.....	127
Morrena marginal, sòls periglacials i bossades de còdols i blocs.....	127
4.5.3. Interpretació.....	129
Origen de les plataformes.....	129
Origen dels còdols inclosos en els sòls periglacials.....	129
Extensió del gel en períodes de màxim enllaçament.....	129
Origen dels corredors.....	129
Extensió del gel en fases glacial recents.....	130
Origen de les bossades de còdols i blocs.....	130
<b>4.6. Punta Hannah</b> .....	131
4.6.1. Descripció.....	131
Plataformes.....	131
Sediments de platja.....	131
Sediments i formes del modelat glacial.....	131
4.6.2. Interpretació.....	133
Origen de les plataformes.....	133
Extensió del gel en períodes de màxim enllaçament.....	133
Extensió del gel en fases glacial recents.....	133
<b>4.7. Punta Siddons</b> .....	135
4.7.1. Antecedents.....	135
4.7.2. Descripció.....	135
Sediments i formes del modelat glacial.....	135
Sediments de platja.....	136
4.7.3. Interpretació.....	136
Extensió del gel en fases glacial recents.....	136
<b>4.8. Zona central i àrees enllaçades</b> .....	137
4.8.1. Antecedents.....	137
Formació Inott Point.....	137
4.8.2. Descripció.....	140
Lineacions en les àrees cobertes pel casquet glacial.....	140
Plataformes.....	140
4.8.3. Interpretació.....	140
Fallament neotectònic i associació amb el vulcanisme quaternari.....	140
Plataformes d'erosió marina emergides cobertes pel casquet glacial.....	140
<b>CAPÍTOL 5. DISCUSSIÓ</b> .....	143
<b>5.1. Relació entre unitats estratigràfiques</b> .....	144
5.1.1. Relació entre la Formació Miers Bluff i la unitat de Bretxes del Pic Moores.....	144
5.1.2. Relació entre la Formació Miers Bluff i les successions volcàniques i sedimentàries mesozoiques.....	145
5.1.3. Relació entre els afloraments de successions Juràsiques i Cretàciques.....	146
Relacions estratigràfiques i d'edat.....	146
Relacions estructurals.....	148
5.1.4. Per què les roques més antigues de les Illes Shetland del Sud afloren a l'illa de Livingston?.....	148



<b>5.2. Relació entre litologia, estructura i relleu</b> .....	150
5.2.1. Tectònica de blocs.....	150
5.2.2. Situació més probable dels límits entre unitats.....	150
5.2.3. Origen de les unitats fisiogràfiques.....	155
5.2.4. Falles marginals de la Conca de Bransfield i aixecament associat.....	155
<b>5.3. Anàlisi de les plataformes d'erosió marina de les Illes Shetland del Sud</b> .....	157
5.3.1. Dinàmica de les plataformes.....	157
5.3.2. Edat de les plataformes.....	158
5.3.3. Com es produeix l'emersió de les plataformes?.....	159
Mode d'emersió.....	159
Velocitats d'emersió.....	161
5.3.4. Origen de l'emersió de les plataformes.....	165
<b>5.4. Anàlisi de les platges emergides de les Illes Shetland del Sud</b> .....	166
5.4.1. Dinàmica de les platges.....	166
5.4.2. Edat de les platges.....	167
Dificultats en la datació de les platges de les Illes Shetland del Sud.....	167
Revisió de les datacions de radiocarboni.....	169
5.4.3. Origen de l'emersió de les platges.....	169
Aplicació del model ICE-3G a la Península Antàrtica i les Illes Shetland del Sud.....	173
<i>Descripció de les prediccions del model ICE-3G</i> .....	173
<i>Interpretació de les prediccions del model ICE-3G</i> .....	175
<i>Grau de fiabilitat del model ICE-3G en la Península Antàrtica     i les Illes Shetland del Sud</i> .....	178
<i>Informació aportada pel model ICE-3G sobre les Illes Shetland del Sud</i> .....	179
5.4.4. Nivell de màxima inundació durant l'Holocè.....	179
5.4.5. Acotament de l'edat de les platges de l'Illa de Livingston.....	181
<b>5.5. Fases glacials a les Illes Shetland del Sud</b> .....	183
5.5.1. Fases glacials recents a l'Illa de Livingston i correlació amb les fases neoglacials de l'illa de King George.....	183
Fase glacial associada a la platja de 5-6 m.....	186
Fase glacial subactual.....	190
5.5.2. Fases del desglaçament associades a la platja de ≈20 m.....	190
5.5.3. Períodes de màxim enllaçament.....	191
5.5.4. Model de fases glacials i interrelació amb el nivell marí.....	193
<b>CAPÍTOL 6. CONCLUSIONS</b> .....	197
Relacions cronoestratigràfiques i estructurals.....	198
Relació entre l'evolució estructural neògena i el relleu.....	198
Relació entre aixecament, fases glacials i nivell marí.....	199
<b>BIBLIOGRAFIA</b> .....	201
<b>ANNEX A. Fotografies</b> .....	219
<b>ANNEX B. Llista i situació de les mostres de roca</b> .....	229

---

<b>ANNEX C. Teoria sobre variacions relatives del nivell del mar.....</b>	<b>243</b>
C.1. Eustatisme.....	244
C.1.1. Tecto-eustatisme.....	244
C.1.2. Glàcio-eustatisme.....	246
Isòtops de l'oxigen i nivell glàcio-eustàtic.....	246
<i>Base dels estudis sobre els isòtops de l'oxigen.....</i>	<i>246</i>
<i>Construcció de la corba de variació del <math>\delta^{18}</math> dels carbonats marins.....</i>	<i>247</i>
<i>Descripció de la corba isotòpica de l'oxigen</i>	
<i>i divisió del registre en estatges.....</i>	<i>247</i>
<i>Construcció de la corba glàcio-eustàtica a partir</i>	
<i>de la corba isotòpica de l'oxigen en els carbonats marins.....</i>	<i>248</i>
<i>Comparació i escalat de la corba del carbonats</i>	
<i>amb la corba eustàtica.....</i>	<i>249</i>
<i>Valors de <math>\delta^{18}</math> en els diferents períodes interglacials.....</i>	<i>250</i>
C.2. Isostàsia.....	252
<i>L'efecte del comportament reològic de la litosfera.....</i>	<i>253</i>
<i>L'efecte del temps.....</i>	<i>253</i>
C.2.1. Glàcio-isostàsia.....	255
C.2.2. Hidro-isostàsia.....	255
C.3. Deformació del Geoide.....	258
C.4. Tectònica.....	259
C.5. Modelització dels processos glàcio-eustàtics,	
glàcio-hidro-isostàtics i de deformació del geoide.....	260
C.5.1. Model del comportament glàcio-hidro-isostàtic global ICE-3G.....	261
Implicacions en la història glacial de l'Antàrtida del model ICE-3G.....	262
Limitacions del model ICE-3G.....	262
<b>ANNEX D. ARTICLES.....</b>	<b>265</b>

# ABSTRACT

## Summary of Chapter 1: Introduction

This study is based on geological data acquired over four summer field-work seasons on Livingston Island (South Shetlands archipelago, Antarctica) by a team from the *Departament de Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia* of the *Universitat de Barcelona* (see Table 1.1.). Our aim is to give a coherent view of the Mesozoic to Present geology of Livingston Island and for this reason strong emphasis is also placed on including the most relevant bibliographical information. To this end, a synthesis of the regional geology is first presented (Chapter 2), a compilation of the available data on the Mesozoic to Present geology of Livingston Island is then provided (Chapters 3 and 4) and, finally, some key points in the geological evolution of Livingston Island and the South Shetlands archipelago are discussed (Chapter 5).

The South Shetland Islands are at about 1000 km south of South America and separated from northern Antarctic Peninsula (Graham Land) by the Bransfield Strait, which is approximately 160 km wide (Figs. 1.1. to 1.2.). Livingston Island is about 70 km long and 6 to 25 km wide. It is extensively glaciated and outcrops are mainly restricted to coastal areas and a few nunataks (Fig. 1.3.).

## Summary of Chapter 2: Regional Geological Synthesis

The geological history of southern South America, the Scotia Arc and the Antarctic Peninsula is long and complex. This complexity is reflected in the geological record, distribution of lithospheric plates and present-day tectonics (Fig. 2.1.). Prior to Jurassic times, South America and the Antarctic Peninsula were part of Gondwana. At least since the upper Paleozoic, there was subduction of proto-Pacific oceanic lithosphere below the supercontinent. During the early or mid Jurassic, Gondwana began rifting apart. Extensional processes resulted, from late Jurassic to early Cretaceous, in the formation of new oceanic crust and the opening of the South Atlantic and Weddell Sea basins (Fig. 2.2.). Continuous subduction at the Pacific margin led to the formation of the long-lived Mesozoic to Cenozoic Andean and Antarctic Peninsula magmatic arc. The Scotia Sea opening was produced during the late Cenozoic as the result of fast backarc extension and oceanic spreading associated with subduction of the South American Plate below the Antarctic Plate (Fig. 2.3. and Fig. 2.4.). Moreover, during the Cenozoic, collision of oceanic spreading centres against the continental margin determined the gradual extinction of subduction processes along most of the Antarctic Peninsula (Fig. 2.3.). The only remnant of the Antarctic Peninsula subduction zone is now the South Shetland trench (Fig. 2.1.). The end of the subduction led to widespread Neogene extension and associated volcanism. Passive subduction and roll-back is generally believed to be responsible for present-day extension in the Bransfield Strait (Fig. 2.5.). Some authors suggest an early Miocene age for the initial phases of rifting in Bransfield Basin, while a Pliocene age is suggested by others.

The geological record of Graham Land and the South Shetland Islands may be grouped into a few tectonic elements; basement, accretionary prism, fore-arc basins, magmatic arc, back-arc basins and intra-arc extensional basins. *Basement* is arbitrarily restricted to rocks corresponding to pre-Mesozoic times. Although a few outcrops are known (Fig. 2.6.), indirect criteria indicate that it underlies, at least, the eastern side of the Antarctic Peninsula. Rocks believed to be deformed and metamorphosed in an

*accretionary prism* setting are grouped into the Scotia Metamorphic Complex (Fig. 2.7.). This unit crops out in Smith, Elephant and South Orkney islands and has widely variable metamorphic ages ranging from early Jurassic to Paleogene. Highly deformed flysch-like sedimentary rocks of (?)Permian to Triassic age crop out in the Antarctic Peninsula (Trinity Peninsula Group), the South Orkney Islands (Graywacke-Shale Formation) and Livingston Island (Miers Bluff Formation) (Figs. 2.6., 2.7., 2.8. and 2.9.). These are generally considered to be deposited and deformed in a *forearc* setting although deposition on a passive margin has also been suggested. Deformation of the Scotia Metamorphic Complex and these successions is poorly understood and is difficult to explain by subduction processes along the Pacific margin. The late Jurassic to early Cretaceous Byers Group (Livingston Island) records deposition in a marine to continental *forearc basin*, which was gradually encroached on by the Antarctic Peninsula magmatic arc (Figs 2.10. and 2.11.). The *magmatic arc* is represented by calc-alkaline plutonic and volcanic rocks (Antarctic Peninsula Batholith and Antarctic Peninsula Volcanic Group respectively). Known plutonic rocks range in age between the middle Triassic and the Cenozoic (Fig. 2.6. and 2.8.). The volcanic rocks are early Jurassic to early Cenozoic and have been subdivided and studied in greater detail in the South Shetland Islands, where they are younger towards the NE. In Graham Land, Joinville Island and the South Orkney Islands there are diachronous early Jurassic to early Cretaceous extension-related sedimentary successions of continental origin and local distribution (Botany Bay Group, Fig. 2.13.). Sedimentary successions east of Graham Land are considered to have been deposited in a *backarc basin*. Anoxic sediments of the late Jurassic to early Cretaceous (Nordenskjöld Formation, Fig. 2.13.) are succeeded by the early Cretaceous to Paleogene shallowing sequence of marine to continental deposits (Gustav, Marambio and Seymour Island groups). Widespread Neogene volcanism (James Ross Island Volcanic Group and Bransfield Basin and South Shetland Islands quaternary volcanic rocks, Fig. 2.14.) is related to *intra arc extension*.

In the South Shetland Islands there are extensive emerged marine platforms at a minimum height of 120 m a.s.l. (Fig. 2.15.). Glaciations have been affecting the South Shetlands since at least the Miocene. Glacial deposits and landforms are conspicuous features of the archipelago (Fig. 2.16.). Poorly preserved beach sediments have been found at a maximum height of 275 m a.s.l. (Fig. 2.17.). Better preserved raised beach berms and terraces are commonly found up to about 20 m (Fig. 2.18.) and, locally, also up to about 54 m a.s.l. Former studies suggested the following evolutive model. During isotopic stage 6 the whole central group of the South Shetlands would have been covered by a single ice-cap which would have been the responsible for the bulk of glacial erosion (2.19.). During isotopic stage 5 a high relative sea level would have drowned most of the islands allowing deposition of residual beaches at 275 m a.s.l and below. During isotopic stages 2 to 4 only local ice-caps would have developed on single islands and deposition of most of the glacial sediments would have taken place. Receding ice during the Holocene allowed deposition of the raised beaches between 54 m or 18 m a.s.l. to present sea level. Two Holocene glacial advances have been recorded which may be correlated with the Little Ice Age in the Northern Hemisphere.

### **Summary of Chapter 3: Mesozoic and Tertiary geology of Livingston Island**

The 3 km thick Miers Bluff Formation, the oldest unit in the South Shetland Islands, crops out in Hurd Peninsula and west of Burdick Peak (Figs. 3.1. and 3.2.). This turbiditic succession has been divided into the Johnsons Dock and Napier Peak, which were deposited in a submarine fan environment, probably during the early Triassic (Fig.

3.3.) The whole succession dips about 45° NW, is affected by open folds and is mainly overturned (Fig. 3.4. and 3.5.). The present attitude is interpreted as the result of polyphase folding plus large-scale tilting to the SE (Fig. 3.6.). Polyphase deformation is considered to be pre-mid Jurassic. The < 200 m thick Moores Peak Breccias are massive sedimentary rocks mainly reworked from the Miers Bluff Formation. They may be part of the Miers Bluff Formation or a separate unit with strong affinities to the Botany Bay Group of Graham Land. The probably late Cretaceous Mount Bowles Formation is constituted by volcanoclastic rocks, lavas and minor sandstones. In eastern Hurd Peninsula it is unconformable on or in fault contact with the Moores Peak Breccia Beds and the Napier Peak Member (Fig. 3.1.). West of Burdick Peak they are unconformable on the Miers Bluff Formation (Fig. 3.2.). The Mount Bowles Formation is strongly altered, probably due to contact metamorphism and hydrothermalism associated to late Cretaceous or Eocene plutonism. Plutonic rocks crop out along the Mount Friesland Range where Eocene tonalites are intruded in gabbros. Tonalites coeval with those at Barnard Point crop out at Willan Nunatak (Fig. 3.2.). At Hesperides Point there is a tonalitic to gabbroic stock dated as upper Cretaceous whereas another smaller undated stock is present north of Moores Peak. A complex set of epithermal veins and several sets of predominantly strike-slip micro-faults cut through lithostratigraphic units in eastern Hurd Peninsula. The age of this polyphase brittle deformation is poorly constrained between (?)mid Cretaceous to post-Eocene.

The 2.4 km thick Byers Group crops out in Byers Peninsula and has a Kimmeridgian to (?)Aptian age. It has recently been divided into the following formations: The Anchorage Formation (Kimmeridgian to Tinonian) is constituted by radiolarian mudstones and siltstones with minor tuffs, deposited in an oxygen poor marine environment. The President Beaches Formation (Berriasian) is constituted by marine to continental detritic rocks. The Start Hill Formation (Berriasian) is made by volcanoclastic breccias deposited in a marine environment. The Chester Cone Formation (late Berriasian to early Valanginian) is constituted by detritic rocks deposited in a shallow marine environment and minor peperitic breccias. The Negro Hill Formation (?Valanginian to ?Aptian) is mainly formed by epiclastic rocks, continental detritic rocks and minor pyroclastic rocks and lavas. Volcanic and subvolcanic rocks included and cutting through the Byers Group are early to late Cretaceous. The Byers Group is dominated by slight dips consistent with a dome-and-basin structure and ENE-striking synsedimentary normal faults.

The succession at Cape Shirreff is more than 0.4 km thick and formed by olivine basalts, basaltic andesites and smaller amounts of generally massive volcanoclastic breccias (Fig. 3.7.). Dips are predominantly moderate and are consistent with an elongated dome and basin structure dominated by NW-SE striking large-scale folds (Fig. 3.8. and 3.9.). The succession is cut by NW-SE trending dykes, lithologically indistinguishable from the lavas. A lava or dyke from Cape Shirreff yielded a K-Ar age of  $90.2 \pm 5.6$  Ma and suggests an upper Cretaceous age for the whole succession.

At Hannah Point there is a good exposure of volcanoclastic breccias and tuffs interbedded with andesites and basaltic andesites (Fig. 3.10.). Most of the volcanoclastic rocks probably have a pyroclastic origin. The succession is essentially undeformed, only affected by ENE-WSW normal faults. Lavas from the middle and upper part of the succession yield K-Ar ages of  $87.9 \pm 2.6$  and  $67.5 \pm 2.5$  Ma respectively.

Sedimentary beds at Williams Point have a continental origin and a Cenomanian to Campanian age. Dolerite sills at Williams and Siddons points are late Cretaceous and yield K-Ar ages of 79 to 73 Ma.

---

## Summary of Chapter 4: Quaternary geology and geomorphology of Livingston Island

South of Livingston Island there is an overdeepened basin more than 400 m below sea level, at the confluence of several submerged glacial valleys (Fig. 4.1.). At South and False bays there are submerged end moraines at a distance of 3 to 4 km from the present-day glacial fronts, which are interpreted as corresponding to the same glacial readvance.

At the eastern coast of False Bay and Barnard Point, moraines are related to at least two glacial readvances (Fig. 4.2.). The oldest is related with the False Bay submerged end moraine and took place in the time range between deposition of the 10 m beach and deposition of the 5 m beach. The youngest readvance took place after deposition of the 5 m beach and was the responsible for the formation of the ice cored moraines present in most ice margins.

Roughly horizontal surfaces 90 to 160 m a.s.l. in western Hurd Peninsula may be interpreted as the remnants of a marine emerged platform (Fig. 4.3.). Together with areas below 250 to 350 m a.s.l., this platform was covered by ice during periods of maximum ice thickness and extent. Beaches around the peninsula are found at variable maximum heights (Fig. 4.5.). The highest beach ( $\approx 20$  m) in Hurd Peninsula is found at the B.A.E. valley where it reworks the outer moraine of this site (Figs. 4.3. and 4.4.). Recent, fresh moraines at a distance of less than 200 m from the present-day ice-margin are generally subdivided into two ridges. The outermost of the submerged morainic ridges in Johnsons Dock was deposited prior or at the same time as the beach at 5 m a.s.l. Most of the lineations seen on the aerial photographs of Hurd Peninsula may correspond to faults (Fig. 4.6.). Faulting seems to control the distribution of geomorphological elements and the susceptibility of different areas to glacial, periglacial or marine processes (Fig. 4.7.).

The extensive platforms at around 100 m, 50 and 17 m a.s.l. in Byers Peninsula are interpreted as marine features which indicate a relative sea level descent since they were cut. These platforms are covered by tills and drumlinoids which correspond to periods when the whole or most of the peninsula was occupied by ice flowing towards the WNW (Fig. 4.8.). Coastal areas of Byers Peninsula were deglaciated when deposition of beaches at 17 to 21 m took place. Since that period, ice covering the peninsula would probably have been disconnected from the Rotch Dome glacier. Fusion of the dead ice mass and its recession towards the central areas of the peninsula would have contributed to the radial distribution of melt-water channels.

Platforms in Cape Shirreff at heights of about 65, 55, 22 and 15 m a.s.l. are considered to be of marine origin and were cut on bedrock when relative sea level was higher than at present (Fig. 4.9.). These platforms have been covered by ice, at least during periods of maximum ice thickness and extent. The narrow flat-bottomed valleys cutting through platform remnants may be formed as anastomosed subglacial melt-water channels. Cape Shirreff was mostly or totally deglaciated when the highest raised beach, at 17 m, was deposited. There are some pockets of cobbles and boulders at a height of 35 to 45 m a.s.l., which correspond to glacial deposits reworked by marine processes (Fig. 4.9.).

Hannah Point was completely covered by ice during phases of maximum ice extent and thickness (Fig. 4.10.). Absence of raised beaches at Siddons Point indicates that this site was completely glaciated in recent times (Fig. 4.11.). At Hannah and Siddons points margins of glaciers connected with the island ice-cap show morainic ridges that indicate two recent glacial readvances or phases of stabilisation. Cobbles and pebbles included in

these moraines must have been reworked from higher marine deposits located in areas which are now glaciated.

The Pleistocene to Recent volcanic rocks of the Inott Point Formation crop out between Mount Bowles and Williams Point and around Burdick Peak (Fig. 4.12.). This formation includes fresh doleritic plugs, basaltic lavas, lapilli-tuff and lapillistones which probably correspond to overlapping basaltic tuff cones having erupted mainly under freatomagmatic and, to a lesser amount, dry conditions. The northern outcrops may be the result of subglacial eruptions. Some lineations on the ice-cap surface of Livingston Island are associated with Quaternary volcanic rocks, indicating that, at least part of them, may be interpreted as the result of faults affecting the bedrock. Platforms on the ice surface showing abrupt inner limits indicate emerged marine platforms which are now covered by ice (Fig. 4.12.).

### **Summary of Chapter 5 and Chapter 6: Discussion & Conclusions**

Contact between the Miers Bluff Formation and the Mount Bowles Formation at eastern Hurd Peninsula may be an unconformity or a fault. The last possibility explains all observations in a simpler way. Unlike the Byers Group, the volcanic succession of Cape Shirreff is part of the Antarctic Peninsula Volcanic Group (APVG). It is probably correlative with the Negro Hill Formation of the Byers Group or correlative with the subvolcanic rocks cutting through the Byers Group. The volcanic succession of Hannah Point is part of the APVG but has no known affinities with other outcrops. It may include the youngest known rocks of this group in Livingston Island (upper Cretaceous to lowermost Tertiary). Dolerites at Williams and Siddons points are also part of the APVG and are included in the Coppermine Formation. The suggested late Cretaceous age for the Mount Bowles Formation seems to be confirmed by Ar-Ar analyses. Nevertheless, due to strong alteration and outcrop discontinuity this formation may conceal rocks of quite different ages. Direction of structures in the Miers Bluff Formation and in the succession at Cape Shirreff are approximately orthogonal and, in consequence, they are not consistent with a common deformation phase. Erosion may have had a deeper effect in the stratigraphic succession at the western part of the South Shetland Islands than to the east. This would permit us to explain both the fact that the oldest stratigraphic units in the archipelago are found on Livingston Island and the apparent migration of volcanism towards the NE.

Livingston Island is divided into several tectonic blocks. Faults bounding these blocks are associated with the Pleistocene to Recent volcanism of the Inott Point Formation, have an extensional component and are directly related to opening of the Neogene Bransfield Basin. An interpretative geologic map of Livingston Island showing the distribution and the suggested location of limits between lithostratigraphic units is presented in Fig. 5.1. Tectonic block movements influence the spatial variations in erosion intensity, the outcrop of deeper or shallower stratigraphic levels and, together with differential erosion, the distribution of physiographic units. The height of the Mount Friesland Range cannot be explained just by considering a shoulder effect related to Bransfield Basin extension. The large contrast in height with respect to other areas on the island must also be influenced by differential erosion and probably by independent uplift though movement of faults separating the Mount Friesland block from the Hurd Peninsula and Mount Bowles blocks.

Marine erosion platforms located at around 120 m and below have a poorly constrained early Miocene to upper Pleistocene age. Platforms could only have been cut during interglaciations or nonglacial periods, when substrate was locally free of ice and

susceptible to marine modelling. The South Shetland Islands probably underwent tectonic uplift after the first stages in the evolution of the Neogene extensional Bransfield Basin. There is no clear pattern in the distribution of platforms along longitudinal or transversal transects (Fig. 5.2.) This tectonic uplift was produced at an average of less than 0.4 m/ka while the peak rate between two interglaciations would have been less than 0.9 m/ka (Table 5.1., Fig. 5.4. and Table 5.2.). Superimposed on this relatively slow tectonic uplift movement, the archipelago has been affected by other much faster vertical movements of glacio-isostatic origin, associated with Quaternary and late Tertiary glacial fluctuations. Marine deposits (residual beaches) at 275 m a.s.l. have minimum ages of 705 ka BP, instead of the formerly suggested  $\leq 120$  ka BP.

During the Last Glacial Maximum (around 21 to 18 ka), ice on Livingston Island probably had a maximum thickness of about 500 to 700 m and was grounded at depths of more than 400 m below present sea level. In contrast to what had been suggested by former studies for the last glaciation, this is consistent with a single ice cap covering, with the exception of a few nunataks, the whole central South Shetland Islands. In spite of its inherent limitations, the ICE-3G model of glacio-hydro-isostatic deformation suggests that as a consequence of the glacio-eustatic rise associated with deglaciation in the Northern Hemisphere, relative sea level in the South Shetland Islands probably rose from several tens of meters below present sea level to a maximum above present sea level during the Holocene (Figs. 5.5. and 5.6.). If the assumed timing of deglaciation in the South Shetland Islands and the Antarctic Peninsula (around 10 ka BP) is correct, the maximum Holocene inundation would not have been higher than 25 to 30 m (Fig. 5.7. and 5.8.). Deglaciation of the archipelago and the Antarctic Peninsula have produced glacio-isostatic uplift since 10 ka BP. The resulting emergence allowed deposition of the Holocene raised beaches. In most coastal sites, deglaciation was not completed until about 6.4 ka *cal* BP, when relative sea level was at or below 20 m (Tables 5.3. and 5.4.). In contrast to what had been suggested before, this evolutive model implies that beaches or residual beaches above 30 m must have been deposited during interglaciations prior to the Holocene and must have been partially preserved in spite of being covered by ice during one or more glaciations. Several readvance or stabilisation glacial phases are recognised from at least 6.4 ka BP to Present. Relationships between moraines and beaches, together with correlation with phases defined on King George Island, permit us to distinguish two recent glacial phases, at 720-330 years BP (period of deposition of the 5-6 m beach) and at 300 years BP to Present (within the period of deposition of the 3 m beach). The suggested correlation of moraines and tills is shown in Figures 5.9 and 5.10. The present-day maximum rate of uplift in the South Shetland Islands is lower than 2.8 mm/year (corresponding to a maximum tectonic uplift of 0.4 mm/year plus a maximum rate of glacio-eustatic uplift of 2.4 mm/year).

## Appendices

Appendix A shows several photographs to illustrate some of the features described in Chapters 3 and 4.

Appendix B contains maps and outcrop sketches to show the location of the rock samples collected in Livingston Island. This is to complement descriptions in Chapter 3.

Appendix C gives some theoretical background on relative sea level variations to support most of what is discussed in Sections 5.3 and 5.4.

Appendix D gathers several papers to which the author contributed.







# CAPÍTOL 1

## INTRODUCCIÓ

Ara fa poc més de sis anys, tres geòlegs del *Departament de Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia* de la *Universitat de Barcelona* marxaven per primer cop cap a l'Illa de Livingston, prop de la Península Antàrtica. L'oportunitat de treballar en aquelles terres, d'obrir-se a un nou paisatge i a una nova geologia no es podia deixar perdre.

L'Illa de Livingston va resultar ser més aviat ventosa, força humida i en gran part coberta per les glaceres. Malgrat les dificultats del lloc, aquells tres visitants, lluny de desanimar-se, van concloure que la geologia d'aquesta illa era prou interessant i que valia la pena de ser estudiada amb més detall.

## 1.1. PRESENTACIÓ

### Punt de partida

El Juny de 1991, en Francesc Sàbat i en Joan Manuel Vilaplana em van proposar que els ajudés a treballar les dades que havien recollit fins llavors en dues campanyes a l'Illa de Livingston durant els estius australs de 1989-90 i 1990-91. La idea era de dur a terme dues campanyes de camp més, la qual cosa em permetria, en el cas que se'm concedís una beca, de treballar durant un total de quatre anys amb tot el conjunt de dades obtingudes. Així ha estat. La beca em va ser concedida en tornant de la meua primera campanya (estiu austral de 1991-92) i des de llavors he estat treballant amb les dades disponibles.

Al llarg d'un total de quatre campanyes, la recolecció de dades ha estat duta a terme per en Francesc Sàbat, en Joan Manuel Vilaplana, en David Serrat, en Josep Anton Muñoz, en Jaume Calvet, en Pere Santanach, la Glòria Furdada, en Josep Maria Casas i jo mateix (vegeu un resum en la taula 1.1.). A més, durant les dues darreres campanyes vam tenir la sort de comptar amb l'ajuda (no només tècnica) d'en Jorge Enrique. Com es pot veure, es tracta d'un grup nombrós i variat, en què tant hi ha geòlegs estructurals com geomorfòlegs (a més d'un navegant-alpinista-mecànic-etc...). Un cop a Barcelona, d'altres geòlegs ens han ajudat en aquells terrenys que més falta ens feia, com per exemple la Montserrat Liesa i en Xiangshen amb la descripció de les mostres de roca. La diversitat de temes que hem tocat, des de la geologia de la roca del substrat fins a qüestions de glaciologia, ens ha portat a fer un estudi ampli, de caire regional.

En el moment de la meua incorporació al grup, alguns dels temes, tals com la geologia del substrat de la Península de Hurd, ja havien estat parcialment elaborats i/o estaven en vies de publicació. Tot i que he pogut seguir el desenvolupament d'aquests temes i prendre part activa en el seu procés, en aquest treball els incloc com a *antecedents*. D'altres temes els he pogut desenvolupar més de nou en nou i són aquests els que amb aquest treball presento amb noves idees i interpretacions pròpies.

Vull remarcar que el que ara teniu entre les mans no és únicament el resultat del meu treball sinó que també és, en gran mesura, el resultat del treball dels meus directors de tesi i de la resta de persones amb qui hem treballat conjuntament a Livingston o durant el treball de gabinet. És per aquesta raó que a partir d'aquest punt deixo d'utilitzar la primera persona del singular (jo) i adopto la segona persona del plural (nosaltres).

### Objectiu i esquema de treball

L'objectiu d'aquest treball és donar una visió coherent de la geologia mesozoica, terciària i quaternària de l'Illa de Livingston.

Per arribar al nostre objectiu ho fem seguint el camí següent:

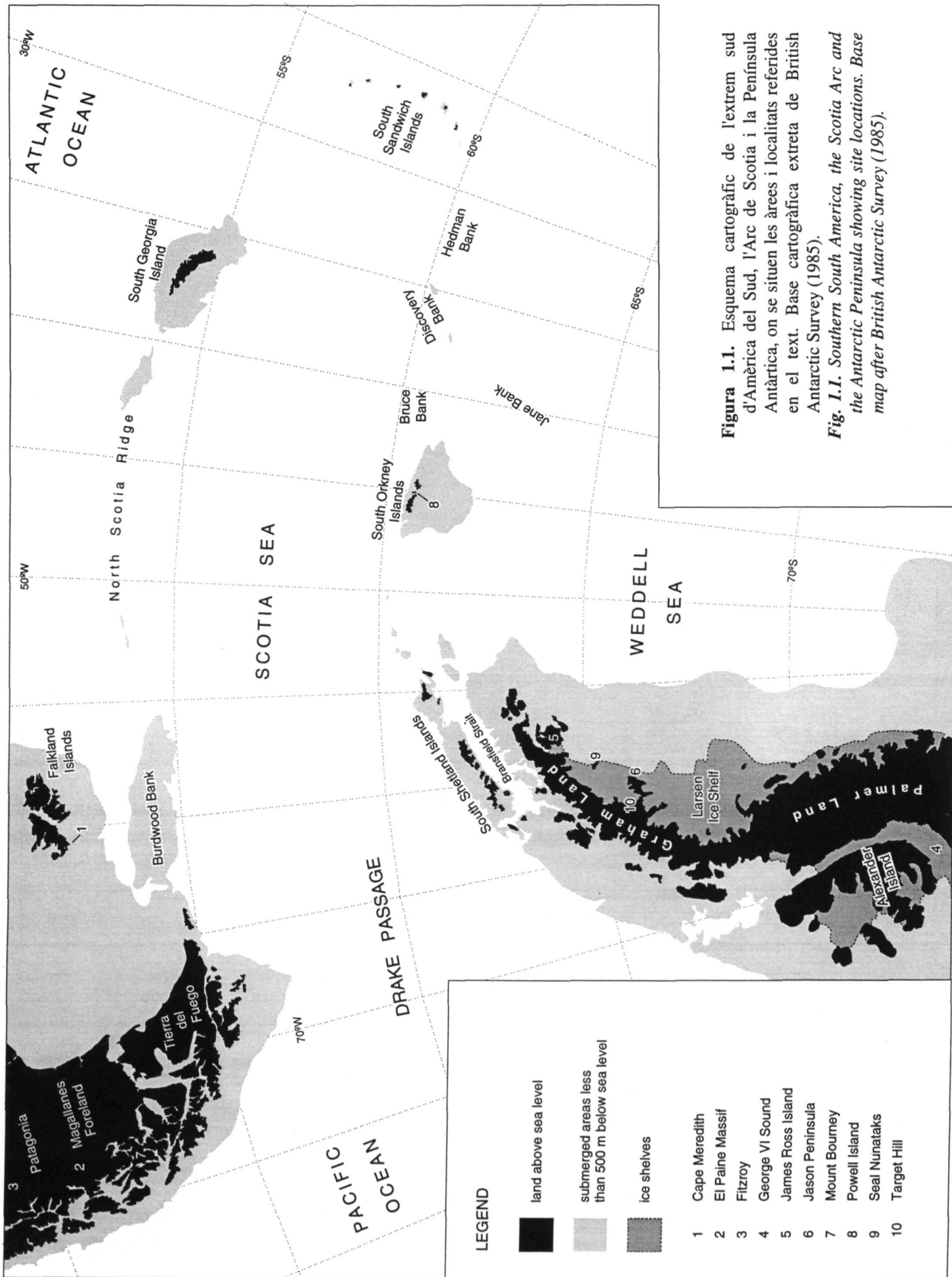
- a) elaborem una síntesi del marc geològic regional de l'Illa de Livingston i les Illes Shetland del Sud (Capítol 2)
- b) recollim i presentem un conjunt de dades, descripcions i interpretacions inèdites, sobre la geologia mesozoica a quaternària de l'Illa de Livingston (Capítols 3 i 4)
- c) discutim alguns dels punts clau de l'evolució geològica de l'Illa de Livingston i de les Illes Shetland del Sud, a partir de les dades tant pròpies com bibliogràfiques (Capítol 5)

Project Field season Dates	visited areas	field work	participants
ANT89-822E  1989-1990 4 December 1-January	Hurd Peninsula False Bay eastern coast Barnard Point Ereby Point Hannah Point Siddons Point	exploratory survey rock sampling structural geology geomorphology	David Serrat Francesc Sàbat J..Manuel Vilaplana
ANT90-1095E  1990-1991 2 December 15 January	Hurd Peninsula Burdick Peak Mount Bowles	rock sampling structural geology geological mapping	Francesc Sàbat J.Anton Muñoz
18-January 11-March	Hurd Peninsula Ereby Point	geomorphology geomorphological mapping	J.Manuel Vilaplana Jaume Calvet
ANT91-1270E  1991-1992 7 December 5 January	south of Samuel Peak Hurd Peninsula Siddons Point east of Mount Bowles	rock sampling structural geology geological mapping geomorphology geomorphological mapping	Francesc Sàbat Pere Santanach Jaume Calvet Glòria Furdada Jorge Enrique Raimon Pallàs
ANT91-1270E  1992-1993 28 November 5 January	Hurd Peninsula Hannah Point Cape Shirreff	rock sampling structural geology geological mapping geomorphology geomorphological mapping	Francesc Sàbat J.Manuel Vilaplana Josep M. Casas Jaume Calvet Jorge Enrique Raimon Pallàs

**Taula 1.1.** Informació sobre les campanyes de recollida de dades geològiques efectuades a l'Illa de Livingston. Totes les campanyes de camp les hem efectuat utilitzant el suport personal i logístic de la Base Antàrtica Espanyola (B.A.E., Juan Carlos I).

*Table 1.1. Information of geological field work on Livingston Island. All seasons enjoyed the personal and logistic support of the Spanish Antarctic Station (B.A.E. Juan Carlos I).*

Anteriorment al nostre treball sobre l'Illa de Livingston ja hi havia una quantitat molt considerable d'estudis publicats sobre aspectes diversos de la geologia de la Península Antàrtica i les Illes Shetland del Sud. Arribant al que per nosaltres ha estat una *nova* zona d'estudi, ens ha calgut fer una feina important per aconseguir d'assimilar la informació publicada anteriorment i de posar-nos *a nivell*. Aquesta és la primera tesi estrictament geològica que es presenta en el nostre país sobre aquesta àrea geogràfica, la qual cosa motiva que dediquem un esforç especial per incloure-hi la informació bibliogràfica més rellevant.



**Figura 1.1.** Esquema cartogràfic de l'extrem sud d'Amèrica del Sud, l'Arc de Scotia i la Península Antàrtica, on se situen les àrees i localitats referides en el text. Base cartogràfica extreta de British Antarctic Survey (1985).  
**Fig. 1.1.** Southern South America, the Scotia Arc and the Antarctic Peninsula showing site locations. Base map after British Antarctic Survey (1985).

## 1.2. MARC GEOGRÀFIC

### L'extrem sud d'Amèrica del Sud, l'Arc de Scotia i la Península Antàrtica

L'extrem més meridional d'Amèrica del Sud i la Península Antàrtica estan separats pel Passatge de Drake que té uns 1000 km d'amplada. Cap a l'est del Passatge de Drake s'hi estén l'Arc de Scotia, que és una cadena de relleus positius majoritàriament submergits que enllaça l'extrem sud dels Andes amb l'extrem nord de la Península Antàrtica. Aquests relleus positius únicament afloren per sobre de la superfície oceànica a l'Illa Geòrgia del Sud, les Illes Sandwich, les Illes Orkney i les Illes Shetland del Sud (Fig. 1.1.).

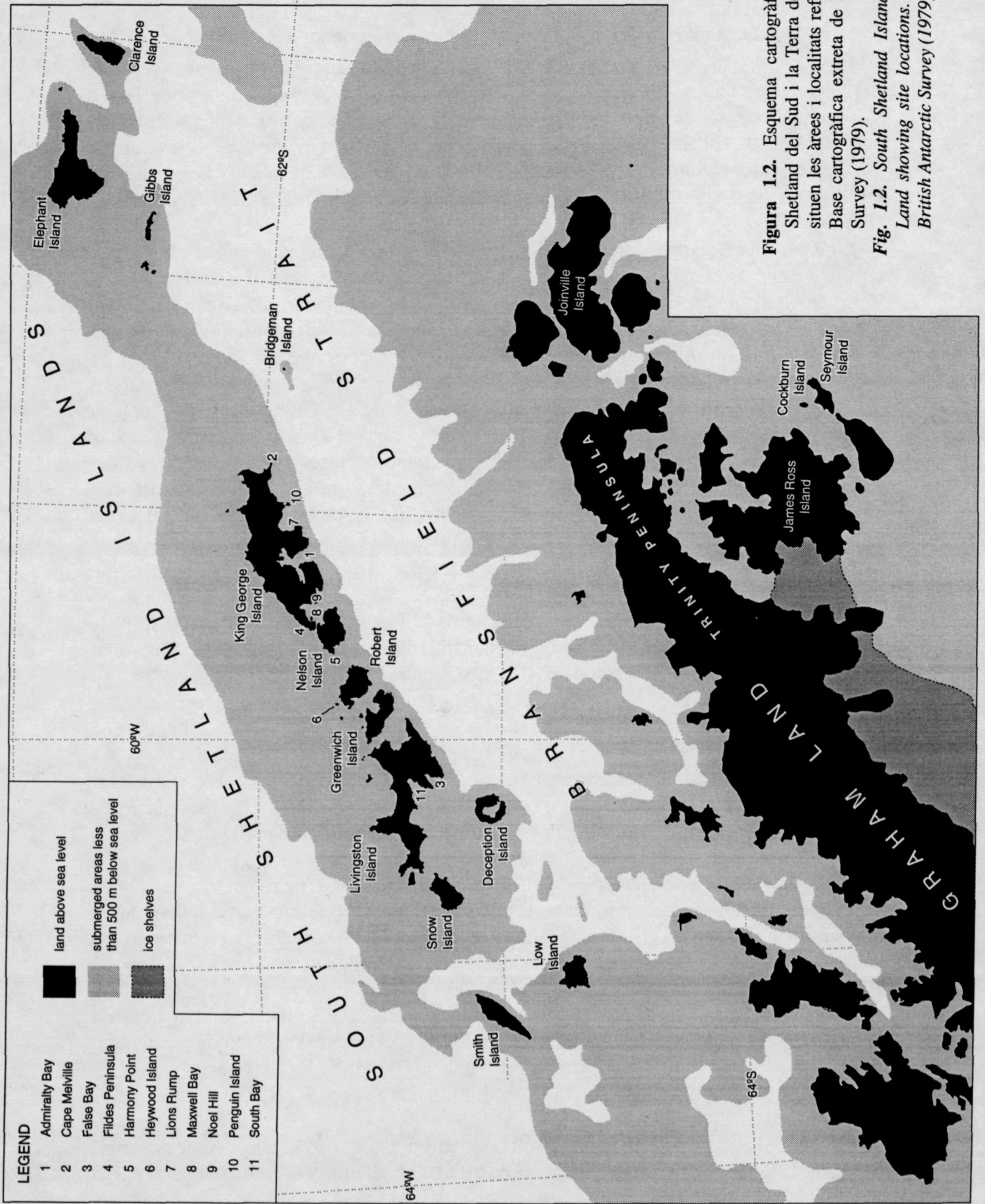
La Península Antàrtica constitueix una serralada estreta de muntanyes que es divideix en dos segments clarament diferenciats; la Terra de Graham i la Terra de Palmer. La Terra de Graham constitueix l'extrem nord, més estret, de la Península Antàrtica, té uns 700 km de longitud i uns 70 km d'amplada i està envoltada per una important quantitat d'illes i illots. Les altituds d'aquest segment són poc superiors als 1000 m i hi ha un recobriment glacial extens format principalment per glaceres de muntanya fortament encaixades. La Terra de Palmer se situa per sota dels 68°30' S, té una llargada d'aproximadament 1000 km i una amplada superior als 300 km. Les parts centrals d'aquest segment superen els 2000 m d'altitud i estan cobertes per un extens casquet glacial únicament interromput per la presència de nunataks que arriben a alçades de més de 3000 m. A l'oest de la Terra de Palmer hi ha l'illa d'Alexander, separada del cos principal de la Península Antàrtica per l'estret enllaçat de George VI.

### Les Illes Shetland del Sud

Les Illes Shetland del Sud estan separades de la Península Antàrtica per l'Estret de Bransfield que té una amplada d'aproximadament 160 km. L'arxipèlag consta d'un total d'onze illes majors que s'alineen de ENE a OSO, entre les longituds 62°45' i 53°30' O i les latituds de 61°00' i 63°30' S (Fig. 1.2.). La característica principal d'aquestes illes és l'intens enllaçament; la major part d'aquestes illes suporta un casquet de gel actiu que arriba a la costa formant-hi espadats de gel. Els pocs afloraments de la roca del substrat i de formacions superficials es troben majoritàriament en algunes de les penínsules costaneres situades perifèricament respecte als centres glacials. Les més extenses d'aquestes àrees costaneres desglaçades són la Península de Byers de l'Illa de Livingston (uns 40 km<sup>2</sup>) i la Península de Fildes de l'Illa de King George (uns 21 km<sup>2</sup>). La resta d'afloraments de roca situats en les parts centrals de les illes formen *nunataks* aïllats de dimensions reduïdes. La major part de les Illes Shetland del Sud mostra un relleu planar que rarament sobrepasa els 400 m d'altitud. Únicament a l'Illa de Smith i a la banda est de l'Illa de Livingston se superen clarament els 600 m d'altitud amb alçades superiors als 2000 i 1700 m respectivament.

El conjunt central de l'arxipèlag (illes Snow, Livingston, Greenwich, Robert, Nelson i King George) limita abruptament amb les aigües de més de 1000-1500 m de profunditat de l'Estret de Bransfield. Contràriament, la banda nord-oest de les illes queda envoltada per una extensa plataforma continental amb profunditats inferiors als 300 m.

Les Illes Shetland del Sud tenen un clima marítim antàrtic dominat per una successió constant de depressions provinents del nord i de l'oest. El clima es troba temperat per la



**Figura 1.2.** Esquema cartogràfic de les Illes Shetland del Sud i la Terra de Graham, on se situen les àrees i localitats referides en el text. Base cartogràfica extreta de British Antarctic Survey (1979).

**Fig. 1.2.** South Shetland Islands and Graham Land showing site locations. Base map after British Antarctic Survey (1979).



influència de mar obert durant l'estiu, la qual cosa produeix que la temperatura mitjana anual se situï al voltant dels  $-3^{\circ}\text{C}$  i que, durant l'estiu, la temperatura de l'aire en les zones costaneres se situï al voltant de  $1^{\circ}\text{C}$  de mitjana. La precipitació varia entre 1000 i 1500 mm, depenent de l'altitud i de l'exposició respecte als vents predominants que són de primer quadrant. La major part de la precipitació és en forma de neu, però també hi ha pluja i formació de glaç per sublimació.

### L'Illa de Livingston

L'Illa de Livingston és la segona amb extensió de les Illes Shetland del Sud. El traçat de la costa és molt irregular, amb una dimensió màxima d'est a oest d'aproximadament 70 km i una amplada variable en direcció nord-sud d'entre 6 i 25 km. L'illa es troba coberta pel gel en aproximadament un 90 % de la seva superfície i mostra tres unitats fisiogràfiques clarament diferenciades; una zona amb relleu d'alta muntanya, una amb relleu de muntanya mitjana i una amb domini dels relleus planars (Fig. 1.3.).

#### *Zona d'alta muntanya*

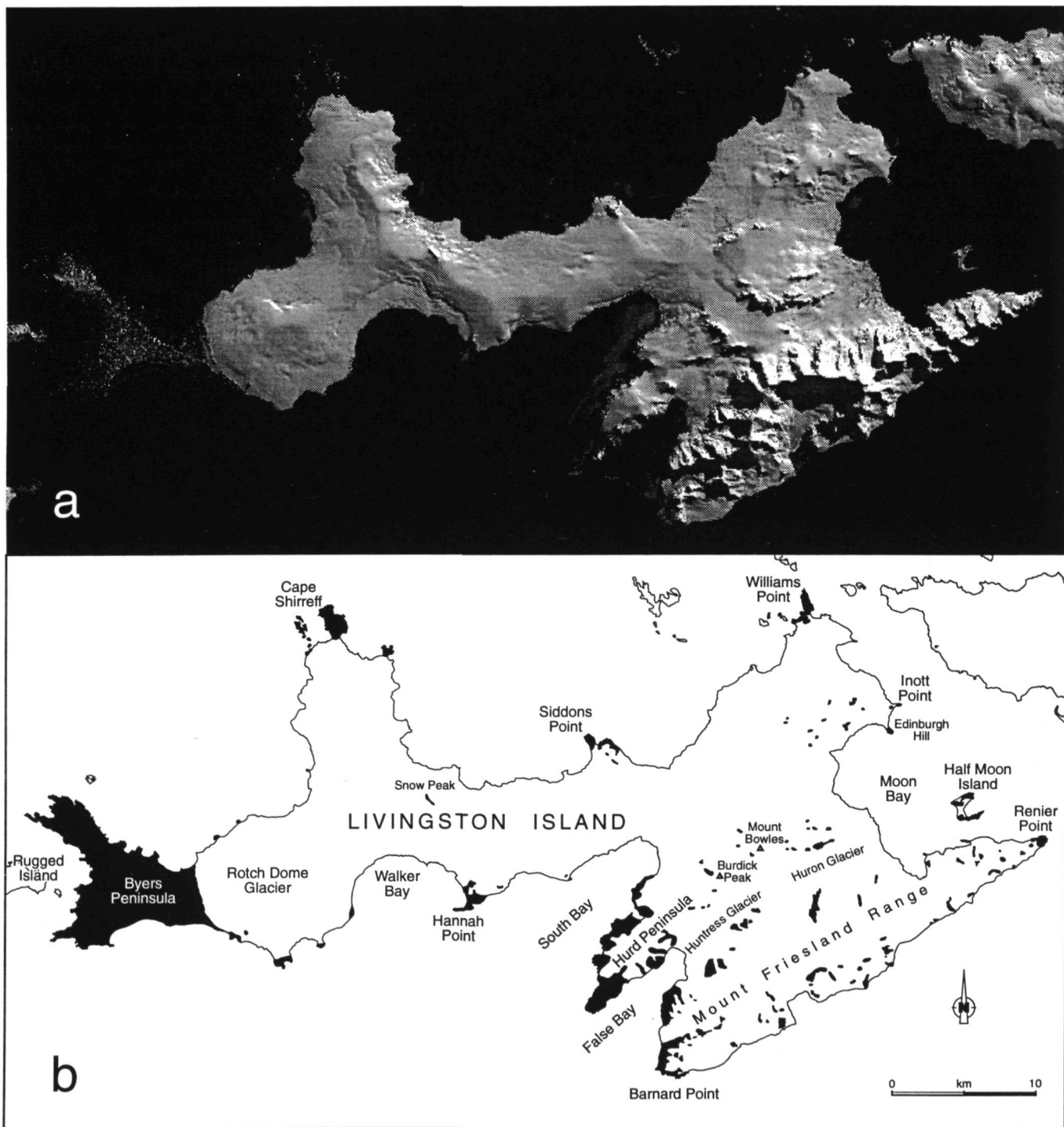
A l'extrem sud-est de l'Illa de Livingston, limitant amb la vora de l'Estret de Bransfield, hi ha la Serralada del Mont Friesland (Fotografia 9 de l'Annex A). Aquest relleu muntanyós s'allarga entre les puntes Barnard i Renier i té uns pendents molt abruptes (Fig. 1.3.). El Mont Friesland té una altitud propera als 1800 m, a una distància del mar inferior als 5 km. Els pocs afloraments de roca són de reduïdes dimensions ja que, malgrat els forts gradients topogràfics, el conjunt de la serralada es troba cobert per glaceres i neu. Aquestes glaceres, es despengen desde les parts més altes de la serralada, bé en direcció sud-est, cap al mar, o bé en direcció nord-oest, cap a la part central de l'illa. Les glaceres del vessant nord-oest alimenten els *plateaux* glacials de Huntress i d'Huron, que drenen cap a la Badia Falsa i la Badia Moon respectivament. El canvi de pendent entre aquests *plateaux* i la serralada del Friesland és molt brusc.

#### *Zona de muntanya mitjana*

Amb una disposició aproximadament paral·lela a la de la zona d'alta muntanya, al nord-oest de les glaceres de Huntress i Huron hi ha una àrea amb altituds que sovint superen els 400 m i que excepcionalment superen els 800 m al Mont Bowles (Fotografia 10 de l'Annex A). Incloem dins d'aquesta zona la banda sud i est de la Península de Hurd, els pics Burdick i Bowles, el Leslie Hill i la zona del Pic Samuel. Aquestes àrees amb un relleu de muntanya mitjana també es troben extensament englaçades. Els afloraments de roca més extensos es troben a la Península de Hurd, mentre que a la resta els afloraments són de dimensions reduïdes i formen *nunataks* aïllats.

#### *Zona de relleus planars*

Des de la zona de muntanya mitjana cap a l'oest, la resta de l'Illa de Livingston mostra un relleu majoritàriament planar ocupat per una extensa i contínua glacera de casquet formada per la coalescència de diversos doms glacials elongats (Fotografia 11 de l'Annex A). Les alçades topogràfiques rarament sobrepassen els 400 m i culminen al Pic Snow de 428 m d'altitud. La Península de Byers es troba a l'extrem oest de l'illa i és l'àrea descoberta de glaç més extensa de totes les Illes Shetland del Sud. D'altres zones descobertes de gel són el Cap de Shirreff, la Punta Hannah, la Punta Siddons i la Punta Williams, tots situats en les parts més perifèriques i allunyades dels centres glacials. A part d'aquestes zones costaneres els afloraments de roca són pràcticament inexistents.



**Figura 1.3.** Esquema cartogràfic de l'illa de Livingston. **a)** Simplificació de l'orthoimatge de l'illa de Livingston (Institut Cartogràfic de Catalunya 1992) en què es poden observar els grans trets del relleu de l'illa. **b)** Esquema que mostra les localitats referides en el text. En negre es representen les àrees amb aflorament de la roca del substrat i de formacions superficials.

**Fig. 1.3.** Livingston Island. **a)** Orthoimage of Livingston Island (simplified from Institut Cartogràfic de Catalunya 1992) showing the main topographic features. **b)** Site locations. Ice-free areas above sea-level are shown in black.





## **CAPÍTOL 2**

### **SÍNTESI GEOLÒGICA REGIONAL**

La Península Antàrtica i les Illes Shetland del Sud es troben majoritàriament cobertes per glaceres. Aquest fet en dificulta en gran mesura els estudis geològics perquè els afloraments, tant de la roca del substrat com de les formacions superficials recents, hi són escassos.

Tot i això la Península Antàrtica i les illes subantàrtiques constitueixen la zona més accessible de l'Antàrtida i a partir dels anys 60 han estat intensament investigades per nombrosos equips de geòlegs i geofísics d'arreu. La diversitat i complementarietat dels objectius d'aquestes investigacions permeten de donar una visió de conjunt força completa de la regió.

En aquest capítol exposem una síntesi dels trets més importants de la geologia de l'Arc de Scotia, la Península Antàrtica i les Illes Shetland del Sud, elaborada a partir de la informació bibliogràfica. En el primer apartat resumim els grans trets de l'evolució geològica de la zona de l'Arc de Scotia, l'extrem sud d'Amèrica del Sud i la Península Antàrtica. Tot pujant d'escala, en el segon apartat ens centrem en la informació referent al registre geològic corresponent a les Illes Shetland del Sud i l'extrem nord de la Península Antàrtica (Terra de Graham). Finalment, en el darrer apartat hi recollim les idees publicades amb anterioritat al nostre treball sobre l'evolució geomorfològica de les Illes Shetland del Sud.

## 2.1. GEOLOGIA DE L'EXTREM MERIDIONAL D'AMÈRICA DEL SUD, L'ARC DE SCOTIA I LA PENÍNSULA ANTÀRTICA

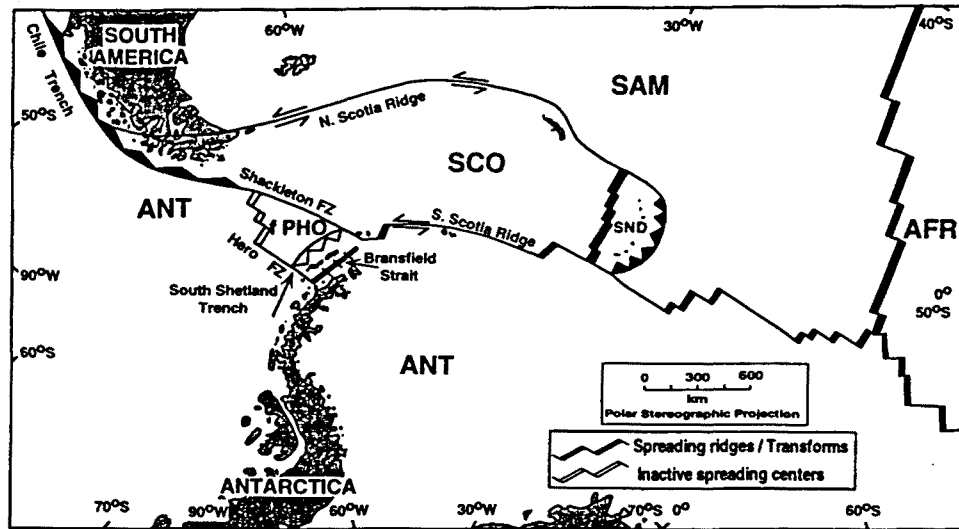
### 2.1.1. Situació tectònica actual

La figura 2.1. mostra quina és la disposició de plaques litosfèriques actual de la zona de l'Arc de Scotia. La sismicitat d'aquesta zona indica que entre les plaques Sudamericana i Antàrtica s'hi disposa la placa de Scotia, els límits nord i sud de la qual coincideixen a grans trets amb els relleus positius de l'Arc de Scotia (Forsyth 1975, Pelayo & Wiens 1989). Els desplaçaments relatius al llarg de les vores d'aquestes tres plaques estan dominats per un lent moviment sinistre entre l'Amèrica del Sud i l'Antàrtida (Chase 1978, Minister & Jordan 1978). A la vora pacífica del sud d'Amèrica del Sud, aquest moviment es resol en una subducció lenta d'escorça oceànica antàrtica per sota l'escorça continental dels Andes. Cap al sud, aquesta zona de subducció canvia de direcció i enllaça amb la zona de fractura de Shackleton, de moviment majoritàriament direccional sinistre. Al llarg de la Cresta Nord de l'Arc de Scotia, el moviment predominant és el direccional però possiblement també hi ha un cert component compressiu, amb possible subducció de l'escorça oceànica del plateau de les Malvines (Ludwig & Rawinowitz 1982). Al llarg de la Cresta Sud de l'Arc de Scotia hi ha un moviment direccional amb un cert component extensiu i possible formació de conques de *pull-apart* (Pelayo & Wiens 1989). A l'est de les Illes Sandwich, el moviment entre les plaques Sudamericana i Antàrtica s'acomoda en l'extensió de la dorsal Sudamericana-Antàrtica i el moviment direccional sinistre al llarg de les múltiples zones de fractura que la segmenten (Barker & Lawver 1988).

A l'est de la placa de Scotia hi ha la microplaca de les Illes Sandwich. La vora oriental d'aquesta microplaca està formada per la fossa de les Sandwich, on hi ha subducció ràpida d'escorça oceànica corresponent a la placa sudamericana. Les Illes Sandwich del Sud són un arc d'illes magmàtic actualment actiu. La vora occidental de la microplaca de les Sandwich està constituïda per una dorsal d'expansió ràpida (70 mm/any) que té un funcionament de rere-arc respecte a la zona de subducció de les Sandwich i en provoca una ràpida migració cap a l'est. La dinàmica d'aquest sistema acreció/subducció associada a la microplaca de les Sandwich té un funcionament independent respecte al moviment sinistre (molt més lent) entre les plaques Sudamericana i Antàrtica.

Al nord de la Península Antàrtica, entre les plaques de Scotia i Antàrtica s'hi disposa la microplaca de Drake (també anomenada Aluk o *former-Phoenix*, segons proposen Lawver et al. 1995) (Fig. 2.1.). Aquesta microplaca queda limitada per les zones de fractura de Shackleton i Hero (NE i SO respectivament), per la dorsal Drake-Antàrtica (NO) i per la fossa de les Illes Shetland (SE). Tot i que la dorsal Drake-Antàrtica és actualment inactiva hi ha sismicitat en les àrees properes a la fossa que suggereixen que hi pot haver una certa subducció de la placa de Drake per sota de l'arxipèlag (Pelayo & Wiens 1989). Per altra banda, la solució dels mecanismes focals dels sismes i la presència de vulcanisme actiu a l'Estret de Bransfield indiquen que actualment aquesta zona està sotmesa a extensió de direcció NO-SE (Gràcia et al. in press). S'interpreta que la lenta subducció de la placa de Drake es tradueix en una lenta migració cap al nord tant de la fossa de les Shetland com del conjunt de l'arxipèlag. Aquest moviment permet

que hi hagi extensió a l'Estret de Bransfield i fa que es pugui considerar el bloc de les Illes Shetland del Sud com una microplaca individualitzada (British Antarctic Survey 1985).



**Figura 2.1.** Disposició actual de les plaques de la regió de l'extrem sud d'Amèrica del Sud, l'Arc de Scotia i la Península Antàrtica. SAM = placa Sudamericana, ANT = placa Antàrtica, AFR = placa Africana, SCO = placa de Scotia, SND = placa Sandwich i f PHO = *former-Phoenix* o antiga placa de Phoenix, altrament anomenada placa de Drake o d'Aluk. Aquesta darrera microplaca és limitada per les zones de fractura de Shackleton i Hero, la dorsal segmentada inactiva de Drake o Aluk i la zona de subducció de les Shetland, feblement activa. Esquema extret de Lawver et al. (1995), modificat a partir de British Antarctic Survey (1985).

*Fig. 2.1. Present-day lithospheric plate distribution in southern South America, the Scotia Arc and the Antarctic Peninsula. SAM = South American Plate, ANT = Antarctic Plate, AFR = African Plate, SCO = Scotia Plate, SND = Sandwich Plate and f PHO = former-Phoenix Plate (also called Drake or Aluk). The former-Phoenix Plate is bounded by the Hero and Shackleton Fracture Zones, the Drake spreading center (inactive) and the Shetland subduction zone (slightly active). From Lawver et al. (1995), modified from British Antarctic Survey (1985).*

### 2.1.2. Evolució i registre geològic

La geologia de l'Arc de Scotia, l'extrem sud d'Amèrica del Sud i la Península Antàrtica és complexa. A continuació exposem una síntesi de la història geològica suggerida a partir de la informació bibliogràfica existent sobre aquesta regió.

#### Formació del cratí i cobertora de Gondwana (Precambrià a Mesozoic mitjà)

Juntament amb els continents d'Àfrica, Índia, Austràlia, la part est de l'Antàrtida i Nova Zelanda, una part important de l'escorça continental de la Península Antàrtica i d'Amèrica del Sud havia format part del supercontinent Gondwana.

A la regió de l'Arc de Scotia, però, hi ha pocs afloraments de roques que corresponguin a aquest continent. És a les Illes Falkland on afloren les roques més antigues consistents en esquistos i gneisos intruïts per granit, dics màfics i pegmatita d'edat Precambriana (>1000 Ma, *Complex de Meredith*) les quals, indubtablement, formen part de l'escorça continental de Gondwana (Greenway 1972, Cingolani & Varela 1976). Localment, a la Península Antàrtica hi ha alguns afloraments de roques

paleozoiques (localment precambrianes a la Terra de Graham) consistents en gneisos migmatítics i anfibolites que també s'interpreten com a part del basament de Gondwana (British Antarctic Survey 1981a, Pankhurst 1983, Harrison & Loske 1988, Milne & Millar 1989). Tot i l'escassetat d'aquests afloraments, la composició geoquímica dels granats presents en les roques volcàniques més modernes també suggereix fortament la presència d'un basament continental pre-mesozoic tot al llarg de la banda est de la Península Antàrtica (Moyes & Hamer 1983).

A les Illes Falkland, el *Complex Meredith* es troba recobert discordantment per una successió deformada corresponent a la cobertora del crató de Gondwana. Aquesta successió és clarament correlacionable amb successions d'Argentina, Àfrica i l'est de l'Antàrtida (*Grup Devono-Carboniferous* i *Supergroup Lafonian* d'edat Devonià a Triàsic) (Frakes & Crowell 1967)

### **Acreció al marge de Gondwana i formació de conques d'avant-arc (Paleozoic superior a Mesozoic mitjà)**

Al llarg del marge pacífic hi ha roques sedimentàries i volcàniques fortament deformades, amb metamorfisme de grau variable (entre esquistos verds i facies anfibolita) que tenen edats compreses entre Paleozoic superior i Mesozoic inferior (Hyden & Tanner 1981).

Les roques d'aquest tipus que afloren a l'Amèrica del Sud i les illes Orkney, (*Complex Duke of York*, *Complex Denaro*, *Complex Staines*, *Calcàries de Tarleton*, i part del *Complex Metamòrfic de Scotia*) tenen afinitats oceàniques (se superposen a laves màfiques en coixí i calcàries amb fússulínids) i s'interpreten com a corresponents a un complex de subducció que va ser acrecionat al marge del continent de Gondwana durant el Mesozoic mitjà (British Antarctic Survey 1979, 1984, Dalziel 1982, Forsythe 1982, Tanner et al. 1982, Storey & Garrett 1985).

Les successions que afloren a la Península Antàrtica i l'Illa Livingston són de tipus *flysch*, amb conglomerats, chert i localment esquistos verds i laves màfiques (*Formació Graywacke-Shale*, *Formació Miers Bluff*, *Grup Trinity Peninsula*, *Grup LeMay*). L'origen d'aquestes formacions és molt discutit i s'ha indicat que es podria tractar de sediments dipositats en un ambient de fossa, talús, conca d'avant-arc o fins i tot marge passiu, els quals deuriem ser posteriorment acrecionats al marge pacífic de Gondwana abans del Juràssic inferior o mitjà (British Antarctic Survey 1979, 1981a, 1981b, 1982, 1984, Dalziel 1984, Storey & Garrett 1985, Trouw & Pankhurst 1995).

A diferència de les parts dels Andes situades més al nord (Forsythe 1982), en tota la regió de l'Arc d'Escòcia els afloraments de roques magmàtiques anteriors al Juràssic mitjà són molt escassos (British Antarctic Survey 1985). Tot i això la presència de les successions associades a complexos de subducció d'edat Paleozoic superior-Mesozoic inferior sembla revelar que, anteriorment al desmembrament del continent de Gondwana, ja hi havia subducció d'escorça oceànica proto-pacífica (panthalassica) per sota el continent. No es descarta la possibilitat que aquests prismes d'acreció s'haguessin format lluny del marge de Gondwana i posteriorment haguessin estat acrecionats al marge com a *terranes* al·lòctons (Forsythe 1982, Dalziel & Forsythe 1986).

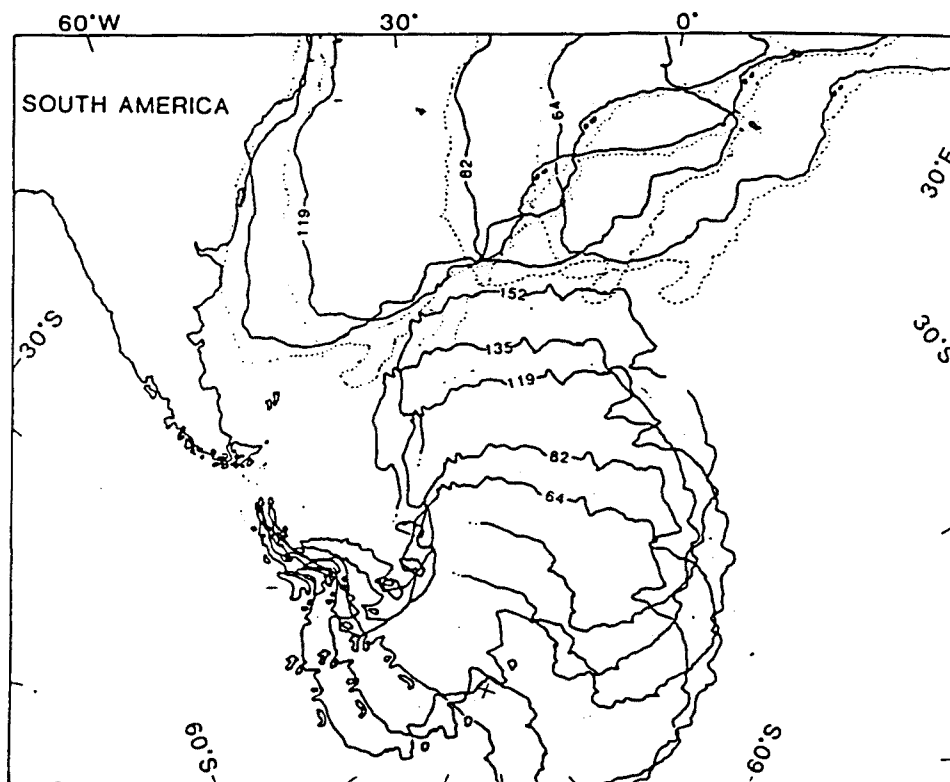
### **Trencament de Gondwana: Formació de conques oceàniques intra-Gondwana i magmatisme d'arc al marge pacífic (Mesozoic superior i Cenozoic)**

Durant el Juràssic inferior o mitjà, els processos d'extensió inicien la fragmentació del continent de Gondwana. Els inicis d'aquest trencament van anar associats a un



aixecament i erosió generalitzats que van produir una discordança que es reconeix a l'Àfrica, l'Amèrica del Sud i localment a l'Arc d'Scotia (Dalziel & Elliott 1973, Dalziel et al. 1987). El trencament també va associat a un magmatisme extensional continental (*dolerites Karoo, laves de Stormberg, dolerites Tasmanian, Supergroup Ferrar i intrusió Dufek, granits d'Ellsworth-Whitmore*) que a l'àrea de l'arc de Scotia únicament es reflecteix a les Illes Falkland amb l'emplaçament, durant el Juràssic inferior, d'un eixam de diacs màfics (Cingolani & Varela 1976, Greenway 1972).

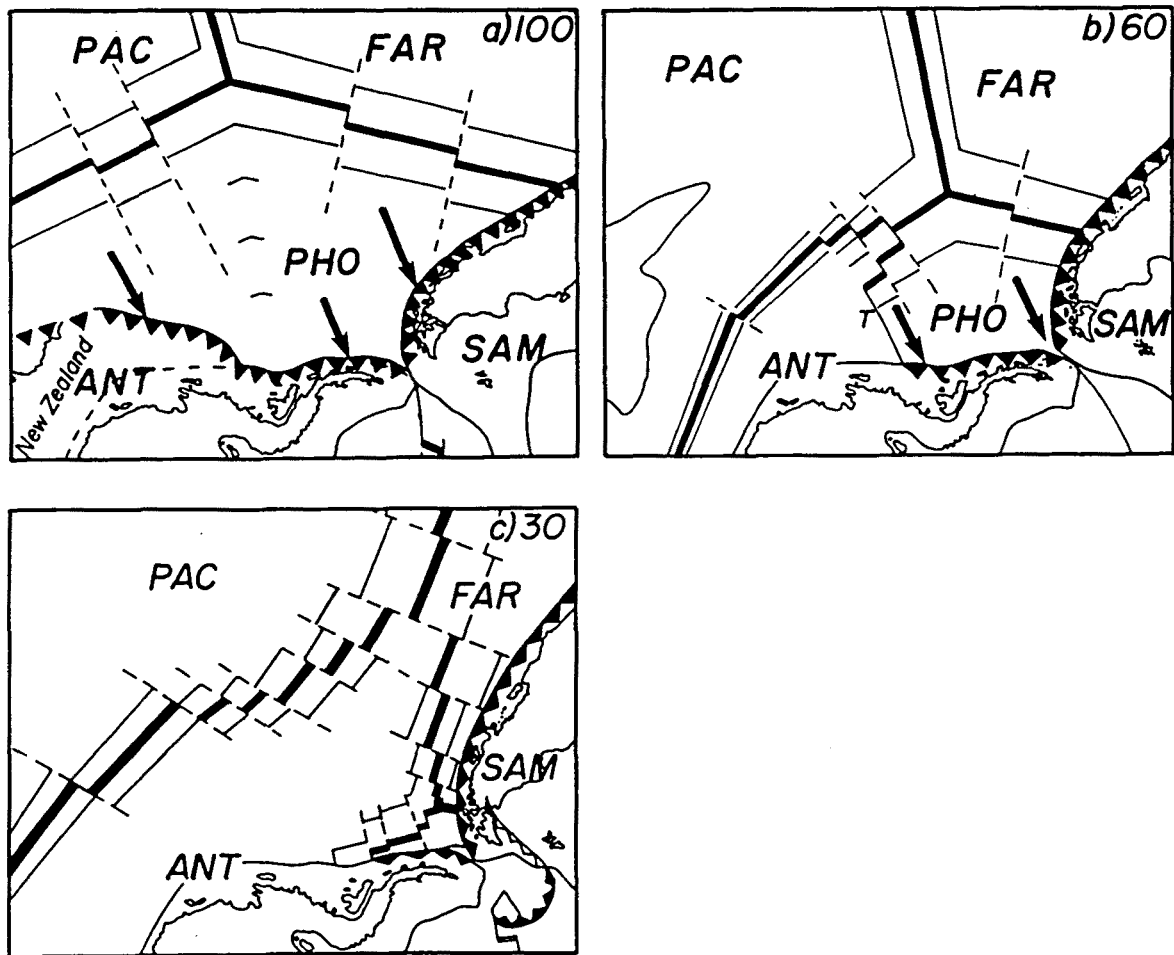
L'extensió entre els diferents fragments continentals de Gondwana permet l'obertura de les conques de Weddell i de l'Atlàntic Sud, amb formació d'escorça oceànica d'edat compresa entre el Juràssic superior i el Cretaci inferior. Les anomalies magnètiques de les conques intra-gondwana no sempre es reconeixen en detall, però permeten la reconstrucció parcial de la posició dels continents des de les primeres fases d'expansió oceànica (Lawver et al. 1985, Fig. 2.2.).



**Figura 2.2.** Moviment relatiu entre els continents de Sudamèrica (deixat fix), Àfrica i l'Antàrtida des del Juràssic superior fins el Terciari inferior. Anteriorment al Juràssic els tres continents formaven part del supercontinent Gondwana. Esquema extret de Lawver et al. (1985).

*Fig. 2.2. Motion of Africa and Antarctica relative to South America from the late Jurassic to early Tertiary. Prior to Jurassic times, these continents formed part of the Gondwana supercontinent. From Lawver et al. (1985).*

A la banda oest del Pacífic, la disposició de les anomalies magnètiques permet d'interpretar que durant el Juràssic superior i el Cretaci hi havia un sistema de tres plaques formades per escorça oceànica (Pacífica, Farallon i Phoenix) separades entre si per eixos d'expansió (Barker 1982, Fig. 2.3.). Sincrònicament amb el trencament de Gondwana, durant el Mesozoic superior i al llarg de tot el Cenozoic, aquesta escorça



**Figura 2.3.** Reconstrucció de la disposició de les plaques de la banda sudoest del Pacífic des del Cretaci mitjà fins l'Oligocè en què es mostra la posició dels eixos d'expansió de les dorsals oceàniques (línies rectes en traç gruixut) i les zones de subducció (línies dentades). a) correspon a la reconstrucció pel Cretaci mitjà (100 Ma), b) al Paleocè (60 Ma) i c) a l'Oligocè (30 Ma). SAM = placa Sudamericana, ANT = placa Antàrtica, PAC = placa Pacífica, FAR = placa Farallon, PHO = placa Phoenix. Noteu que, posteriorment a 60 Ma, el marge actiu de la Península Antàrtica s'extingeix de sud cap a nord a mesura que els diferents segments de la dorsal oceànica Antàrtica-Phoenix col·lisionen amb la zona de subducció. Noteu que a 30 Ma en la zona de de l'Arc de Scotia ja s'ha iniciat la subducció d'una porció de la placa Sudamericana per sota de la placa Antàrtica. L'extensió de rerearc associada a aquesta subducció produeix l'obertura del Mar de Scotia. Extret de Barker et al. (1987).

**Fig. 2.3.** Reconstruction of the lithospheric plate distribution of the Southeast Pacific region from mid Cretaceous to Oligocene. Bold straight lines indicate spreading centers (black = active, white = inactive) and toothed lines indicate subduction zones. a) mid-Cretaceous reconstruction (100 Ma), b) Paleocene (60 Ma) and c) Oligocene (30 Ma). SAM = South American Plate, ANT = Antarctic Plate, PAC = Pacific Plate, FAR = Farallon Plate, PHO = Phoenix Plate. After 60 Ma, the Antarctic Peninsula active margin extinguished from south to north as the segments of the Antarctic-Phoenix spreading center collided with the trench. Note that subduction of the South-American Plate below the Antarctic Plate in the Scotia Arc region was already established at 30 Ma. The associated back-arc extension produced the opening of the Scotia Sea during the late Cainozoic and is still at work at present. From Barker et al. (1987).

oceànica va continuar subduint-se per sota el marge d'Amèrica del Sud i la Península Antàrtica. La subducció va generar un gran volum de roques magmàtiques calco-alcalines les quals van construir l'arc magmàtic dels Andes i la Península Antàrtica. L'activitat magmàtica va ser dominada per l'emplaçament d'un batòlit calco-alcalí estès de forma majoritària a l'Amèrica del Sud (*Batòlit de la Patagonia*) i la Península Antàrtica (*Batòlit de la Península Antàrtica*), amb unes edats variables entre Triàsic i Terciari superior (British Antarctic Survey 1979, 1981a, 1981b, 1982, 1984, Dalziel 1983, Escobar 1980, Suárez 1978, Thomson et al. 1983, Leat et al. 1995). A la Península Antàrtica també hi ha els equivalents deformats d'aquest batòlit (ortogneis granític) els quals poden incloure roques més antigues del basament (Meneilly 1983, Pankhurst 1983). L'equivalent extrusiu d'aquest magmatisme consisteix en una potent sèrie volcànica (Juràssic inferior a Cenozoic) que recobreix discordantment les roques corresponents al complex de subducció pre-juràssic (*Formació Hardy, conglomerats de Spence Harbour, conglomerats de Powell Island, Grup Volcànic de la Península Antàrtica*) (British Antarctic Survey 1979, 1981a, 1981b, 1982, 1984, Suárez 1978, Thomson & Pankhurst 1983, Thomson et al. 1983). Aquestes successions estan majoritàriament formades per laves andesítiques-riolítiques de la sèrie calco-alcalina i roques vulcanoclàstiques amb presència local de basalt. A les Illes Orkney del Sud i al Nord de la Península Antàrtica la successió inclou bretxes i conglomerats. A la Península Antàrtica (especialment a la part nord) hi aflora majoritàriament la part superior de l'arc magmàtic amb predomini de roques extrusives (*Grup Volcànic de la Península Antàrtica*) mentre que al sud d'Amèrica del Sud hi aflora majoritàriament l'arrel de l'arc magmàtic, amb predomini de roques intrusives (*Batòlit de la Patagonia*) (British Antarctic Survey 1985).

A banda i banda de l'arc magmàtic de la Península Antàrtica hi va haver la formació de diverses conques. Amb una situació d'avant-arc, hi ha sediments fluvials i marins amb una edat de Juràssic mitjà-Cretaci mitjà (*Grup Fossil Bluff* a l'illa d'Alexander), discordants sobre el complex de subducció-acreció pre-juràssic (British Antarctic Survey 1981b, Doubleday et al. 1993).

A l'extrem meridional d'Amèrica del Sud l'extensió de rere-arc va provocar la fusió parcial de l'escorça continental que localment va donar com a resultat l'emplaçament de granits peraluminics amb una edat de Juràssic mitjà a superior (*Darwin Granite Suite*) (Nelson et al. 1980) i l'extrusió generalitzada de roques volcàniques silíciques, predominantment piroclàstiques (*Formació Tobífera, Formació Quemado* i equivalents), que s'intercalen amb lutites marines anòxiques i gresos vulcanoclàstics (Dalziel 1981, Dalziel & Palmer 1979, Escobar 1980). Al Sud dels Andes i a l'Illa Geòrgia del Sud hi ha registrada l'obertura de la conca de rere-arc de Rocas Verdes amb formació d'escorça oceànica entre el Juràssic inferior i el Cretaci inferior (Dalziel 1981, Barker & Dalziel 1983). A les vores d'aquesta conca hi havia sedimentació de dipòsits vulcanoclàstics anòxics (membre inferior de la *Formació Annenkov Island* i *Formació Zapata*, Cretaci inferior) (British Antarctic Survey 1984, Ramos & Pesce 1982, Winslow 1982) mentre que en les parts centrals hi havia sedimentació de turbidites d'origen vulcanoclàstic amb presència menor de roques vulcanoclàstiques (*Formació Yaghan, Formació Cumberland Bay, Formació Sandebugten*, (?)Juràssic superior a Cretaci inferior) (British Antarctic Survey 1984, Dalziel 1981). Tot i que la posterior obertura del Mar de Scotia n'ha esborrat els indicis, possiblement la conca de Rocas Verdes deuria formar part de la conca de Weddell (Barker et al. 1991, Dalziel 1989).

L'extensió de rere-arc a la Península Antàrtica (corresponent als marges de la conca del proto-Mar de Weddell) va donar lloc a la sedimentació majoritària d'argiles marines (localment anòxiques) i materials vulcanoclàstics amb edats compreses entre el Juràssic inferior o mitjà i el Cretaci inferior (*Formació Lataday*, *Formació Mount Hill*, *Formació Nordenskjöld*, *Sèries de Snow Hill Island*, *Formació La Meseta*) (Rowley & Williams 1982, British Antarctic Survey 1982, Thomson 1983). El magmatisme silícic present de forma extensiva a l'Amèrica del Sud generalment no es reconeix a la Península Antàrtica, tot i que alguns membres silícics presents a l'est de la Península Antàrtica en podrien ser els equivalents (Barker et al. 1991). Contràriament al què passa al sud dels Andes, en què la conca de Rocas verdes s'instal·la damunt de l'arc magmàtic, no hi ha evidències que l'escorça continental de la part central de la Península Antàrtica hagués experimentat un grau significatiu d'extensió (Barker et al. 1991).

Les reconstruccions del moviment de les plaques suggereixen que entre l'Antàrtida de l'Est i la de l'Oest hi va haver, posteriorment al trencament de Gondwana, un moviment direccional dret (Schmidt & Rowley 1986). Storey & Nell (1988) i Nell & Storey (1991) consideren que la tectònica direccional va tenir un paper important en l'evolució del conjunt de la Península Antàrtica i que hauria pogut ser efectiva com a mínim des del Juràssic mitjà fins el Cenozoic.

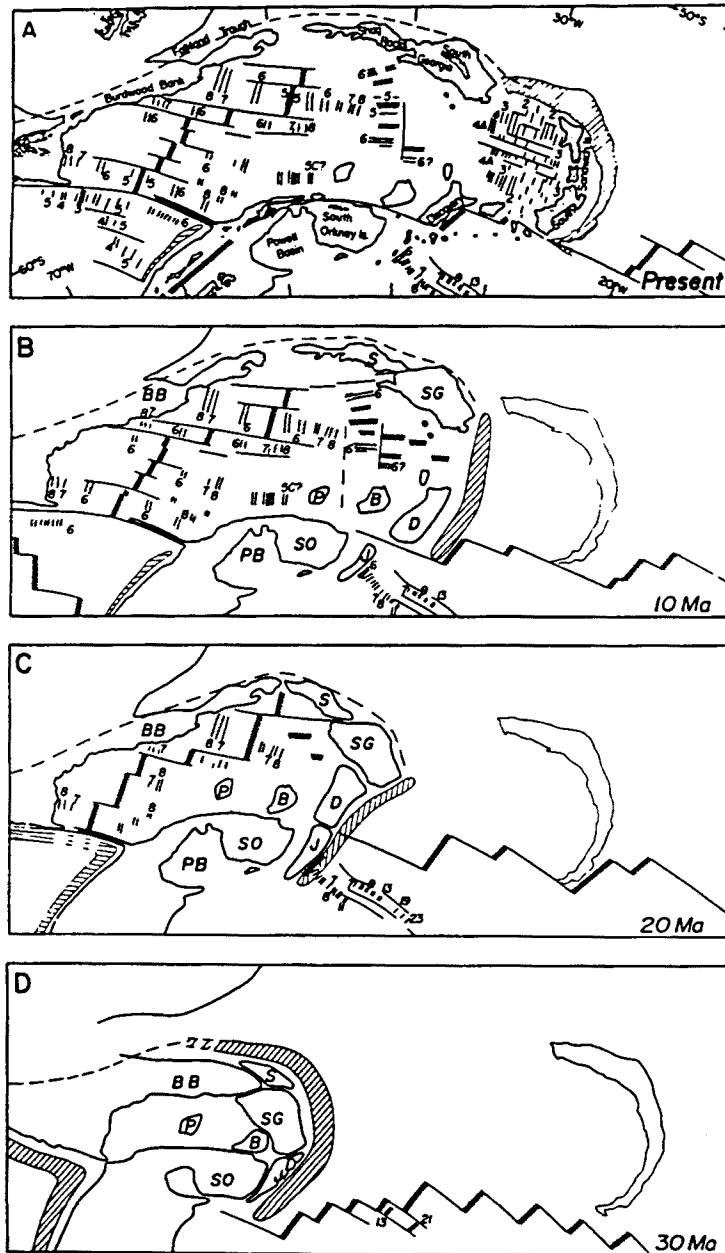
### **Etapa compressiva al llarg del marge continental pacífic (Cretaci inferior-mitjà a Cenozoic)**

Durant el Cretaci *mitjà* hi ha l'episodi més important de deformació compressiva de la zona de l'Arc de Scotia. El canvi entre el règim majoritàriament extensiu i aquesta etapa compressiva es pot relacionar amb l'increment, al llarg del Cretaci *mitjà*, dels índexs d'acreció en les dorsals oceàniques del Pacífic (Dalziel 1985).

A l'Antàrtida, aquesta etapa compressiva té lloc durant el Cretaci inferior-*mitjà* (anteriorment a la deformació a l'Amèrica del Sud) i queda registrada únicament a la part sud de la Península Antàrtica (Palmer Land). En aquest període es produeix el plegament de les successions d'avant arc de l'Illa d'Alexander mentre que a la banda est de Palmer Land hi ha plegament de les successions de rere-arc i formació d'encavalcaments vergents cap a l'est en les unitats corresponents a l'arc magmàtic (Meneilly et al. 1987).

A l'Amèrica del Sud i Geòrgia del Sud és on es registra la deformació més important, amb la destrucció de la conca de rere-arc de Rocas Verdes i la subseqüent formació de mantells ofiolítics (*Complex Sarmiento*, *Complex Tortuga*, *Formació Larsen Harbour*, i part del *Complex Drygalski Fjord*) (Barker & Dalziel 1983, British Antarctic Survey 1984, Dalziel 1981). Aquesta fase compressiva té lloc durant el Cretaci *mitjà*. És durant aquest període en què s'inicia l'aixecament tectònic dels Andes, el qual es prolonga dins del Cenozoic. L'engruiximent cortical associat a aquesta deformació indueix la formació de la conca d'avantpaís de Magallanes que és reomplerta pels materials d'erosió procedents dels Andes i que és deformada mitjançant plects i encavalcaments durant el Cretaci superior i el Cenozoic (Barker et al. 1991).

A partir del Cretaci *mitjà* i fins al Miocè hi ha intrusió de plutons calcoalcalins. Aquests plutons permeten la datació de la deformació compressiva perquè tallen les successions sedimentàries ja deformades tals com algunes de les seqüències de rere-arc (*Lassiter Coast Intrusive Suite*, *Beagle Granite Suite*) (British Antarctic Survey 1982, Rowley & Williams 1982, Dalziel 1981, Nelson et al. 1980, Suárez 1978) i la conca d'avant-país de Magallanes (*Plutons del Paine* i *Plutons del Fitzroy*) (Escobar 1980). A l'Illa d'Alexander aquest magmatisme (tant intrusiu com extrusiu) talla i se superposa a



**Figura 2.4.** Evolució tectònica de la regió del Mar de Scotia des de 30 Ma (Oligocè) fins al present. L'obertura del Mar de Scotia és el resultat de l'expansió de rere-arc associada a la subducció cap a l'oest d'escorça oceànica corresponent a la placa Sudamericana per sota de la placa Antàrtica. Les lletres majúscules indiquen la posició dels diversos blocs crustals que constitueixen els actuals relleus positius de l'Arc de Scotia. Els números corresponen a les anomalies magnètiques de l'escorça oceànica. Amb trama ratllada s'indica la distribució de les fosses oceàniques. Extret de Barker (1995).

**Fig. 2.4.** Tectonic evolution of the Scotia Sea region from 30 Ma (Oligocene) to present. The opening of the Scotia Sea is the result of backarc extension due to subduction of South American Plate oceanic crust below the Antarctic Plate. Capital letters correspond to crustal fragments which constitute the areas of high relief along the Scotia Arc. Numbers correspond to oceanic crust magnetic anomalies. Dashed areas correspond to oceanic trenches. From Barker (1995).

les roques corresponents al complex de subducció-acreció pre-Juràssic (*Batòlit de Rouen Mountain, Formació Elgar, Formació Colbert i Formació Vivaldi*) (British Antarctic Survey 1981b, Care 1983, Burn 1981).

### **Obertura del mar de Scotia i història de la subducció al llarg del marge pacífic (Cenozoic)**

Entre 40 i 30 Ma, a l'est de la zona de subducció del Pacífic, una part de l'escorça oceànica de la placa Sudamericana va començar a ser subduïda cap a l'oest per sota la placa Antàrtica (Barker & Hill 1981, Fig. 2.3.). Aquesta zona de subducció tenia una vergència contrària a la de la subducció del marge pacífic i possiblement constituïa la prolongació de la vora occidental de la conca d'avantpaís de Magallanes (vergent cap a l'est) (Barker et al 1991). En una posició de rere-arc respecte aquesta nova zona de subducció es va iniciar la formació de nova escorça oceànica entre l'Amèrica del Sud i la Península Antàrtica. Aquesta extensió de rere-arc s'ha mantingut al llarg de tot el Cenozoic superior i ha donat lloc a l'expansió del fons oceànic del Mar de Scotia (Barker & Griffiths 1972, Barker & Hill 1981) (Fig. 2.4.). L'extensió en aquesta zona va provocar una dispersió de fragments crustals de reduïdes dimensions els quals actualment formen el conjunt de relleus positius de l'Arc de Scotia (l'alt de Burdwood, l'Illa Georgia del Sud, els alts de Hedman, Bruce, Discovery i Jane, el microcontinent de les illes Orkney del Sud). La major part d'aquests relleus positius sembla que corresponen a fragments d'escorça continental i la seva evolució estructural ha estat complexa (Barker et al. 1982, Ludwig & Rabinowitz 1982, Barker et al. 1984). Les Illes Sandwich del Sud són un arc volcànic Plio-Quaternari actualment actiu en què hi ha extrusió de laves basàltiques toleítiques i roques piroclàstiques.

Les anomalies magnètiques registrades a l'escorça oceànica pacífica permeten reconstruir l'evolució de la subducció al llarg del marge oest de la Península Antàrtica. Tot just anteriorment a 65 Ma (inici del Cenozoic) la dorsal que separava les plaques Pacífica i Phoenix es dividia en dos centres d'expansió (Fig. 2.3.); la dorsal Pacífica-Antàrtica i la dorsal Antàrtica-Phoenix (Barker 1982). L'escorça oceànica formada entre aquests dos centres d'expansió passava a formar part de la placa Antàrtica. Això feia que amb l'acreció de nova escorça oceànica en la dorsal Antàrtica-Phoenix es produís una migració de la dorsal cap a la zona de subducció. La disposició de la dorsal Antàrtica-Phoenix, segmentada per múltiples zones de fractura, va fer que les col·lisions dels diferents segments de la dorsal amb la zona de subducció tinguessin lloc diacrònicament, primer a la part sud de la Península Antàrtica i posteriorment a la part Nord. Amb aquestes col·lisions, tant l'expansió oceànica com la subducció s'extingeixen i, en conseqüència, el marge continental esdevé passiu. La primera col·lisió dorsal-fossa i el subseqüent canvi de marge actiu a passiu va tenir lloc enfront de l'Illa d'Alexander fa 50 Ma (Eocè inferior, Barker 1982). A partir d'aquest moment, la col·lisió de la resta de segments es va produir cada cop més cap al nord on el darrer segment, situat just al sud de la zona de fractura de Hero, va topiar contra el marge al voltant de fa 4 Ma (Pliocè, Barker 1982). Sincrònicament amb aquesta darrera col·lisió, just al nord de la zona de fractura de Hero i enfront de les Illes Shetland del Sud, la porció que quedava de la dorsal Antàrtica-Phoenix aturà la seva expansió abans d'arribar al marge. Això fa que, l'actual microplaca de Drake (Fig. 2.1.) sigui l'última resta de la placa de Phoenix i que la fossa que la limita amb l'arxipèlag sigui l'últim remanent de la zona de subducció que durant el Mesozoic i part del Cenozoic s'estenia al llarg del marge pacífic de la Península Antàrtica.

### **Etapa extensiva al llarg del marge pacífic (Cenozoic superior a Present)**

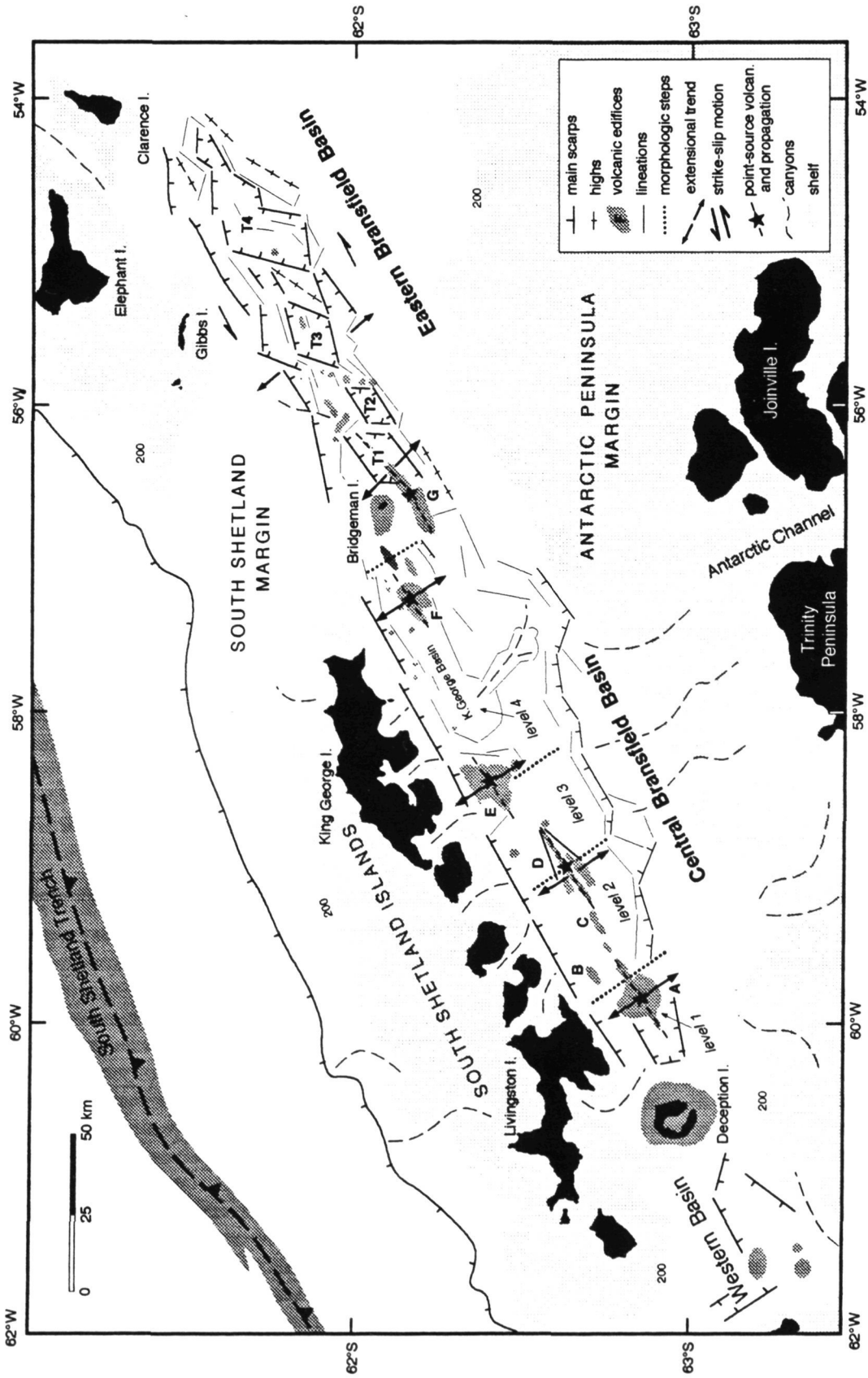
Durant el Cenozoic superior el marge pacífic d'Amèrica del Sud i la Península Antàrtica experimenten una nova fase tectònica extensional (Barker et al. 1991).

Al sud d'Amèrica del Sud el vulcanisme d'arc, amb extrusió de laves i roques piroclàstiques calco-alcalines (p.ex. al Mont Bourney) s'ha mantingut fins el Quaternari (Suárez 1978, Escobar 1980). Tot i això, també hi ha un vulcanisme de tipus alcalí (*Camp Basàltic de Patagonia*) d'edat pliocena a quaternària, el qual també es troba representat en d'altres àrees de la Serralada Andina (Ramos & Pesce 1982). Des del Cretaci mitjà fins al Present, la conca d'avant-país de Magallanes ha experimentat una deformació en plecs i encavalcaments dirigits cap al crató (est i nord-est) (Winslow 1982). En canvi, a la Terra del Foc s'observa que els materials deformats més recents tenen una edat eocena mentre que els materials miocens hi són indeformats, la qual cosa indica que la deformació compressiva s'hi va aturar durant el Terciari.

A la Península Antàrtica, durant el Cenozoic també hi actua un règim extensiu. D'una banda, hi ha representat un vulcanisme alcalí d'edat Miocè superior a Recent (*Grup Volcànic de l'Illa de James Ross*), que es distribueix en una àmplia àrea (Illa d'Alexander, Jason Peninsula, els Seal Nunataks i l'Illa de James Ross) (British Antarctic Survey 1979, 1981b, Barker et al. 1977, González-Ferran 1983, Lawver et al. 1995). Aquest vulcanisme és clarament distingible del vulcanisme calco-alcalí d'arc i s'interpreta com al resultat d'una extensió crustal esdevinguda posteriorment a l'aturada de la subducció (Smellie et al. 1988). D'altra banda l'obertura de l'estret lineal de George VI Sound i l'obertura de l'Estret de Bransfield indiquen que hi ha hagut extensió cortical durant el Cenozoic superior i el Quaternari.

L'estret de Bransfield és una conca amb una llargada aproximada de 400 km, els extrems de la qual coincideixen amb les prolongacions cap a terra de les zones de fractura de Hero (al SO) i Shackleton (NE). L'amplada de la conca és d'uns 100 km i la profunditat màxima oscil·la entre 2000 i 2800 m (Lawver et al. 1985). El marge nord-oest de la conca és abrupte i limita a través d'una sèrie de falles normals amb les Illes Shetland del Sud (Fig. 2.5., Gràcia et al. in press). La batimetria detallada mostra un aprofundiment de la conca de SE cap a NO a través d'una sèrie de graons orientats que han estat interpretats com a falles. Les falles de la vora sud-oest estan majoritàriament cobertes per potents sèries sedimentàries progradants d'origen glàcio-marí, les quals constitueixen el marge de la Península Antàrtica (Jeffers & Anderson 1990).

Associat amb l'extensió de la conca de Bransfield hi ha un vulcanisme d'edat quaternària. Al fons de la zona central de la conca de Bransfield, paral·lelament a l'eix de la conca, hi ha diversos edificis volcànics submarins que formen una cresta volcànica discontinua de direcció ENE-OSO (Gràcia et al. in press). Part d'aquest vulcanisme és subaeri i forma el volcà històricament actiu de l'Illa Decepció, els volcans de les illes Penguin i Bridgeman i afloraments aïllats d'extensió local a les illes King George, Greenwich i Livingston (Smellie et al. 1984, Smellie et al. 1995) El conjunt d'aquest vulcanisme quaternari mostra una composició transicional entre el magmatisme d'arc (calco-alcalí) i el magmatisme de dorsal oceànica (toleític) (British Antarctic Survey 1979, Weaver et al. 1979, Lawver et al. 1995).



**Figura 2.5.** Mapa morfològic de la Conca de Bransfield interpretat a partir de la informació batimètrica. Els marges de la conca són abruptes, especialment el marge rectilini NO, que limita amb les Illes Shetland del Sud. El fons de la conca mostra un aprofundiment cap al NE a través d'una sèrie de graons transversals. Hi ha una sèrie d'edificis volcànics que, a grans trets, s'alineen discontinuament al llarg de les parts més profundes de la conca. Aquests edificis afloren sobre la superfície marina a les illes Decepció i Bridgeman. Extret de Gràcia et al. (in press).

**Fig. 2.5.** Morphostructural map of the Bransfield Basin interpreted from swath-bathymetry data. The basin is bounded by steep margins which are especially abrupt and straight close to the South Shetland Islands. The basin deepens to the NE through a series of rectilinear steps. Several volcanic edifices protrude from the basin floor and are roughly aligned, forming a discontinuous ridge. This volcanism emerges above sea-level only at Deception and Bridgeman islands. From Gràcia et al. (1996).



No hi ha proves concloents sobre l'edat de l'inici de l'extensió a la conca de Bransfield. Barker (1982) suggereix que l'inici de l'obertura de l'estret de Bransfield deuria ser conseqüència directa de l'alentiment o aturada de l'acreció a la dorsal Drake Antàrtica, ara fa 4 Ma. Segons aquest autor, a partir d'aquest moment, la subducció de la placa de Drake hauria passat a ser passiva (únicament deguda al pes de la porció d'escorça oceànica subduïda), hi hauria hagut una certa migració tant de la fossa com de la microplaca de les Shetland cap al nord (deguda a un retrocés de la flexió de la placa) i, en conseqüència, s'hauria produït l'extensió a la zona de l'Estret de Bransfield. Contrastant amb les idees aportades per Barker (1982), Birkenmajer (1992b), a partir de la relació entre la successió terciària i les falles que afecten l'Illa de King George interpreta que l'inici del fallament de la conca s'hauria produït al voltant de 26 Ma (límit Oligocè-Miocè), molt anteriorment a l'aturada de l'expansió a la dorsal d'Aluk. Tokarski (1987b, 1991) considera que l'extensió a la conca de Bransfield, en lloc d'estar relacionada directament amb la subducció de la placa de Drake, hauria pogut ser originada per la transmissió dels esforços associats a l'expansió del mar de Scotia, a través de les estructures direccionals sinistres del límit sud de la Placa de Scotia.

Tot i que, tant a l'Amèrica del Sud com a la Península Antàrtica, les laves alcalines es troben a distàncies similars del marge pacífic, les diferències en la història de subducció al llarg dels diferents segments del marge no permeten d'atribuir un origen comú (p.ex. simplement a extensió de rere-arc) al conjunt d'aquestes manifestacions magmàtiques (Barker et al. 1991).