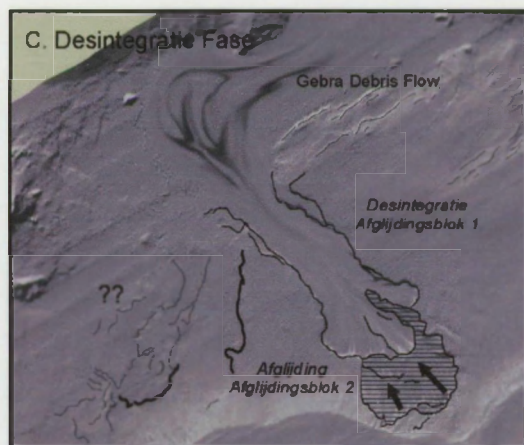
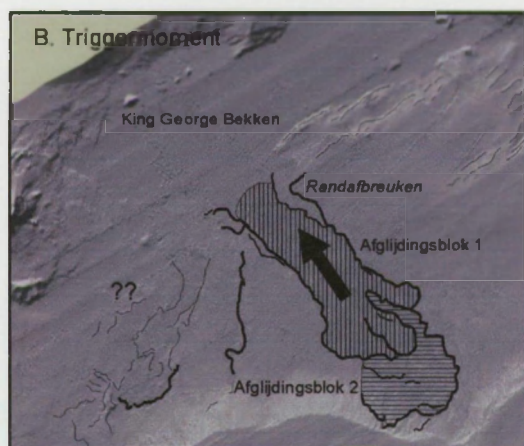
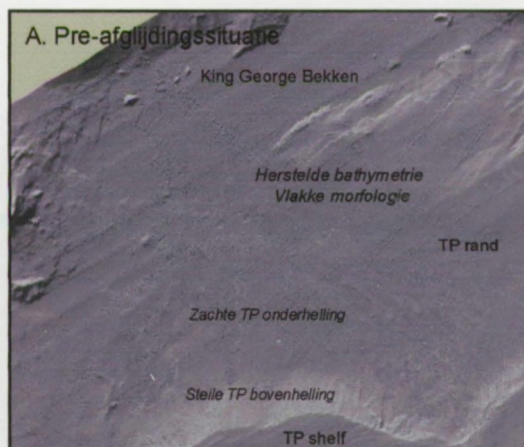


Faculteit Wetenschappen

Vakgroep Geologie en Bodemkunde  
Academiejaar 2002 - 2003



*Hellingsinstabiliteiten en Massatransport  
Langsheen een Glaciale Continentale Rand*

**Yannick Imbo**

Promotor : Prof. Dr. M. De Batist  
Co-Promotor : Prof. Dr. M. Canals (Univ. Barcelona)

*Proefschrift ingediend  
bij de Faculteit Wetenschappen  
van de Universiteit Gent  
voor het verkrijgen van de graad van  
Doctor in de Wetenschappen*

UNIVERSITEIT GENT  
RCMG-Seismostratigrafie  
Inventarisnummer : .....  
...RCMG...1103.....

## DANKWOORD

Vooreerst houd ik eraan volgende mensen en instellingen die het volbrengen van deze studie mede hebben mogelijk gemaakt hartelijk te bedanken:

**Prof. Dr. Marc Tist De Batist**

*Voor het aanreiken van deze boeiende doctoraatsstudie, de unieke kans een pinguïnkolonie in levende lijve op een vulkanisch eiland te mogen aanschouwen (waaw !!) alsook voor de motivatie en begeleiding van dit soms koppig exemplaar  
Co-promotor*

**Prof. Dr. M. Canals, Universiteit Barcelona**

*Voor de noodzakelijke sponsering gedurende 4 jaar*

**Instituut voor de aanmoediging van  
Innovatie door Wetenschap en Technologie  
in Vlaanderen**

*Voor de intense samenwerking tijdens haar  
studieverblijf in Gent  
Voor de processing van de multibeam  
bathymetrische data*

**María José Prieto**

**Marcel-Li Farrán, CSIC, Barcelona**

**De kapitein en de bemanning van de B.I.O  
Hesperides**

*Voor de interessante ervaring van twee  
Antarctische campagnes in het Bransfield  
Bekken onderzoeksgebied, voor de logistieke  
steun tijdens de data-acquisitie*

**Het 'Renard Centre of Marine Geology'**

*De niet meer zo heel kleine, maar toch zeer  
dynamische onderzoeksgroep, voor de  
uitgebreide logistieke steun, gaande van nietjes  
en een kopiërmachien tot de 'sparker power  
supply'*

*Voor de assistentie bij de processing van de  
seismische profielen, voor de hard- en software  
problemen, en natuurlijk voor de onvergetelijke  
Pep en Kok periode tijdens de COHIMAR  
campagne*

**Wim Versteeg**

*Voor de data-acquisitie tijdens de MAGIA-99  
campagne en voor het grondig reinigen van het  
plafond, de muren en de grond van onze eigenste  
Hesperides stortplaats, voor het besef dat  
Antwerpen echt wel een wereldstad is.*

**Koen De Rijcker**

*Voor de administratieve hulp en bijna oneindige  
opgewektheid*

**Marc Faure**

<b>Ben</b>	<i>Die andere vette os die nooit mee kon tijdens de fietstochten in de Scheldestreek ! Zweedse kok op de Alpenexcursie.</i>
<b>Maarten &amp; Steph</b>	<i>Voor het sporadisch nuttigen van dat kwaliteitsvolle frietkotvlees, en voor de korte introductie in de Noorse samenleving.</i>
<b>Robsky Husky</b>	<i>De ontdekker van het 'net send' commando en de korte introductie in Latex.</i>
<b>Snowy</b>	<i>Mijn eerste bureau-compagnon</i>
<b>Fouby en Lieven</b>	<i>De tweede generatie bureau-compagnons</i>
Voor de aangename werksfeer gedurende mijn tijd op het RCMG	<b>Jean-Pierre, Vera, Pieter, Jeffrey, Emmanuel, Deevit, Irina, Samuel, François, Tine, Peter O., Tom, Sofie, Abdel, Pieterke, Peter, Jeroen en George</b>
<b>POLTJE</b>	<i>Om scheel van de honger de Astrid binnen te stekken</i>
<b>De madammen van de Astrid</b>	<i>Voor de Vinkskes en de Viskes</i>
<b>Ilse</b>	<i>Mien madame en keppe</i>
<b>Roro en Coco</b>	<i>De mama en de papa</i>

*Bedankt !*

*Yannick*

Gent, 22 mei 2003

## INHOUDSTAFEL

VOORWOORD .....	1
-----------------	---

### INLEIDING

<b>Hoofdstuk 1: Inleiding .....</b>	<b>5</b>
-------------------------------------	----------

<i>1.1 Hellingsinstabiliteiten en massabewegingen langsheen continentale randen .....</i>	<i>5</i>
<i>1.1.1 Inleiding.....</i>	<i>5</i>
<i>1.1.2 Geografische distributie van instabiliteiten langsheen continentale randen.....</i>	<i>7</i>
<i>1.1.2.1 Voorkomen van instabiliteiten.....</i>	<i>7</i>
<i>1.1.2.2 Glaciaal versus gematigde randen .....</i>	<i>7</i>
<i>1.1.2.3 Database .....</i>	<i>8</i>
<i>1.1.3 Classificatie van 'offshore' hellingsinstabiliteiten en massabewegingen.....</i>	<i>8</i>
<i>1.1.4 Triggering en factoren ten gunste van 'offshore' hellingsinstabiliteiten en massabeweging.....</i>	<i>12</i>
<i>1.1.5 Conclusies .....</i>	<i>14</i>
<i>1.2 De Antarctische glacio-mariene setting .....</i>	<i>16</i>
<i>1.2.1 Antarctica on a shoestring.....</i>	<i>16</i>
<i>1.2.1.1 De verschillende tektonische blokken van Antarctica .....</i>	<i>16</i>
<i>1.2.1.2 De isolatie van Antarctica.....</i>	<i>17</i>
<i>1.2.1.3 De hedendaagse glaciële sedimentatie-omgeving .....</i>	<i>19</i>
<i>1.2.1.4 Oceanografie langsheen de Antarctische continentale rand .....</i>	<i>22</i>
<i>1.2.2 De Antarctische glaciële continentale rand .....</i>	<i>23</i>
<i>1.2.2.1 Waarom is de continentale shelf zo diep? .....</i>	<i>23</i>
<i>1.2.2.2 Een sedimentatiemodel voor de Antarctische rand.....</i>	<i>25</i>
<i>1.3 Methodologie .....</i>	<i>26</i>
<i>1.3.1 Inleiding.....</i>	<i>26</i>
<i>1.3.2 Airgun seismische profielen.....</i>	<i>26</i>
<i>1.3.3 TOPAS-profielen .....</i>	<i>28</i>
<i>1.3.4 'Multibeam' bathymetrische data.....</i>	<i>31</i>

### RECENTE SEDIMENTAIRE HELLINGSPROCESSEN IN HET CENTRALE BRANSFIELD BEKKEN

<b>Hoofdstuk 2: Reconstructie van de glacio-mariene sedimentatie-omgeving in het Centrale Bransfield Bekken sinds de laatste glaciële uitbreiding .....</b>	<b>33</b>
---	-----------

<i>2.1 Inleiding.....</i>	<i>33</i>
<i>2.2 Fysiografie van het Bransfield Bekken.....</i>	<i>34</i>

<b>2.3 Morfologie op de Trinity Peninsula shelf: evidentie van subglaciale ijswerking</b> .....	35
2.3.1 Case study I: de 'bundle structure' in het westelijke Bransfield Bekken.....	38
2.3.2 Case study II: de glaciale troggen op de Trinity Peninsula shelf.....	38
<b>2.4 Reconstructie van de laatste glaciale uitbreidingsfase in het Centrale Bransfield Bekken</b> .....	41
<b>2.5 Subpolair afzettingsmodel voor de Trinity Peninsula rand</b> .....	42
2.5.1 Voorgaande studies: het afzettingsmodel van Prieto et al. [1999].....	42
2.5.2 Correctie op het model.....	47
2.5.3 Verfijning sedimentatie-omgeving tijdens het laatste glaciaal en het huidige interglaciaal.....	47
2.5.3.1 Het laatste glaciaal: eenheid U7.....	47
2.5.3.2 Het huidige interglaciaal: eenheid U8.....	49
<b>2.6 De laterale sedimentvariabiliteit langsheen de Trinity Peninsula rand</b> .....	50
<b>2.7 Conclusies</b> .....	52

### **Hoofdstuk 3: Kleinschalig massatransport langsheen het Antarctische Schiereiland: Geografische distributie, ontstaan en rol van 'gullies' ..... 53**

<b>3.1 Inleiding</b> .....	53
<b>3.2 Beschikbare data</b> .....	55
<b>3.3 De continentale glaciale randen langsheen het noordelijke Antarctische Schiereiland</b> .....	55
3.3.1 De Bellingshausen Zee continentale rand ter hoogte van de Biscoe trog (zone 1).....	55
3.3.2 De noordelijke Bellingshausen Zee continentale rand (zone 2).....	58
3.3.3 De Smith – Boyd Straat (zone 3).....	60
3.3.4 De Trinity Peninsula continentale rand in het Bransfield Bekken (zone 4a en 4b).....	60
3.3.5 De South Shetland Eilanden continentale rand (zone 5).....	62
<b>3.4 Discussie</b> .....	62
3.4.1 Een 'gully'-veld op de continentale bovenhelling nabij de Biscoe trog.....	62
3.4.2 De geografische verspreiding van 'gullies' langsheen de continentale randen van het Antarctische Schiereiland.....	63
3.4.3 'Gullies' op andere Antarctische randen en niet-glaciale randen.....	65
<b>3.5 Conclusie</b> .....	66

### **Hoofdstuk 4: De Gebra afglijding: Een grootschalige, onderzeese afglijding op de Trinity Peninsula rand in het Centrale Bransfield Bekken ..... 69**

<b>4.1 Inleiding</b> .....	69
<b>4.2 Gebruikte data</b> .....	71
<b>4.3 Beschrijving van de data</b> .....	72
4.3.1 De Gebra afglijding.....	72
4.3.2 Seismische stratigrafie in de Gebra afglijdingszone.....	76
<b>4.4 Een meerfasig instabiliteitsevent ??</b> .....	77
<b>4.5 Desintegratie van een Gebra afglijdingsblok tot een Gebra 'debris flow'</b> .....	80
4.5.1 Desintegratie van 1 groot blok tot $\sim 10^{22}$ deeltjes ??.....	80
4.5.2 'Hydroplaning' van de Gebra 'debris flow'.....	81
<b>4.6 De ouderdom van de Gebra afglijding</b> .....	82
<b>4.7 Processen die destabilisatie kunnen bevorderen</b> .....	84
4.7.1 De opbouw van een overdruksituatie ten gevolge van een hoge sedimentatiesnelheid.....	84

4.7.2 Lading/ontlading door uitbreiding/terugtrekking van de ijskap .....	85
4.7.3 Destabilisatie van gashydraten en migratie van ondiep methaangas .....	86
4.7.4 Oversteepening van de rand .....	86
4.7.5 Erosie aan de voet van de continentale helling.....	86
4.7.6 Het tektonische kader .....	86
4.7.7 Aardbevingen .....	87
<b>4.8 Vergelijking met andere hoge-breedtegraad grootschalige onderzeese afglijdingen .....</b>	<b>88</b>
<b>4.9 Conclusies.....</b>	<b>89</b>

## **Hoofdstuk 5: Evidentie voor veelvuldige instabiliteiten en massatransport sinds het Laatste Glaciale Maximum in het King George Bekken ..... 91**

<b>5.1 Inleiding.....</b>	<b>91</b>
<b>5.2 Methodologie en gebruikte dataset.....</b>	<b>92</b>
<b>5.3 Fysische geografie van het Centrale Bransfield Bekken .....</b>	<b>93</b>
<b>5.4 Bronnen van sedimentaanvoer naar het King George Bekken.....</b>	<b>94</b>
<b>5.5 Detailmorfologie van de Trinity Peninsula continentale rand.....</b>	<b>95</b>
5.5.1 De Gebra afglijding.....	95
5.5.2 De oostelijke Trinity Peninsula rand.....	96
5.5.3 De westelijke Trinity Peninsula rand .....	97
<b>5.6 Beschrijving van de TOPAS profielen .....</b>	<b>99</b>
5.6.1 TOPAS-profiel GEBRA-93 G11 .....	99
5.6.2 TOPAS-profiel GEBRA-93 G13 .....	101
<b>5.7 Discussie .....</b>	<b>103</b>
5.7.1 Datering.....	103
5.7.2 Simultaan met de Gebra afglijding ??.....	103
5.7.3 Een éénfasig/meerfasig instabiliteitsproces.....	104
5.7.4 Een mogelijke triggering .....	105
<b>5.8 Conclusies.....</b>	<b>106</b>

### MOGELIJKE TRIGGERMECHANISMEN

## **Hoofdstuk 6: Een hellingsstabiliteitsanalyse van de Trinity Peninsula rand: Implicaties voor de glacio-mariene faciesarchitectuur sinds de laatste glaciatie ... 109**

<b>6.1 Inleiding.....</b>	<b>109</b>
<b>6.2 Een oneindige hellingsstabiliteitsanalyse ter bepaling van de poriëndruk in het sediment.....</b>	<b>111</b>
6.2.1 De stabiliteitsvergelijking van Denlinger en Iverson [1990] .....	111
6.2.2 De formule van Gibson [1958].....	112
<b>6.3 Invullen van de verschillende parameters .....</b>	<b>113</b>
6.3.1 De sedimentatiesnelheid.....	113
6.3.2 Een consolidatiecoëfficiënt.....	116
6.3.3 De cohesie-intercept.....	116
6.3.4 De hellingsgradiënt .....	117

6.3.5 De frictiehoek .....	117
6.3.6 Het sedimentgewicht .....	119
<b>6.4 Resultaten en discussie</b> .....	<b>119</b>
6.4.1 Bespreking van de resultaten .....	119
6.4.2 Beperkingen van het gebruikte model .....	121
6.4.3 Implicaties voor de glacio-mariene faciesarchitectuur van de Trinity Peninsula rand .....	121
<b>6.5 Conclusies</b> .....	<b>126</b>

## **Hoofdstuk 7: Een mogelijke seismische triggering voor de destabilisatie van de Trinity Peninsula rand, Bransfield Bekken..... 129**

<b>7.1 Inleiding</b> .....	<b>129</b>
<b>7.2 (Platen)Tektonische context van het Bransfield Bekken</b> .....	<b>130</b>
<b>7.3 Aardbevingen in het Bransfield Bekken</b> .....	<b>130</b>
<b>7.4 Gevolgde strategie bij het uitvoeren van een dynamische (seismische) stabiliteitsanalyse: de Newmark analyse</b> .....	<b>133</b>
7.4.1 De kritische acceleratie .....	133
7.4.2 Een aardbeving acceleratie-tijdsdiagram en locatie van het epicentrum .....	135
7.4.3 De Newmark verplaatsing .....	136
<b>7.5 Discussie</b> .....	<b>139</b>
<b>7.6 Conclusies</b> .....	<b>142</b>

## **Hoofdstuk 8: Een gegronde ijsskap op de Trinity Peninsula shelf: Implicaties voor de Trinity Peninsula hellingsstabiliteit..... 145**

<b>8.1 Inleiding</b> .....	<b>145</b>
<b>8.2 Reconstructie van de paleo-waterdiepte sinds het laatste glaciaal</b> .....	<b>146</b>
8.2.1 Actuele waterdiepte van de shelfrand .....	146
8.2.2 Paleo-waterdiepte van de shelfrand aan het einde van het laatste glaciaal .....	148
<b>8.3 Stabiliteitsreductie door een gekoppelde ijsskap</b> .....	<b>150</b>
8.3.1 Statisch (ijsskap)ladingseffect .....	152
8.3.2 Overconsolidatie en verhoogde poriëndruk .....	153
<b>8.4 Conclusies</b> .....	<b>155</b>

## **Hoofdstuk 9: Eindconclusies..... 157**

ENGELSE SAMENVATTING .....	161
----------------------------	-----

REFERENTIELIJST .....	171
-----------------------	-----



## VOORWOORD

Sinds een aantal jaar kijkt de marien-geologische gemeenschap met een hernieuwde aandacht naar processen van sedimenttransfer van het continent naar de diepzee. De plaatsing van 'offshore' bouwwerken, kabels en de ontginning van energiebronnen in een steeds dieper marien domein is de economische drijfveer van deze verhoogde interesse. In de wetenschappelijke wereld wordt deze interesse gebundeld in een aantal internationale onderzoeksprojecten zoals het COSTA-project (*Continental Slope Stability*), gesponsord door de Europese Unie. Eén van de nieuw verkregen inzichten is het besef dat de sedimenttransfer van het continent naar de diepzee ter hoogte van de continentale rand tijdens het Laat-Kwartair niet altijd even rustig en gelijkmatig is verlopen. Verschillende structuren op de Noord-Atlantische randen getuigen van een plotse, catastrofale ineenstorting van de continentale helling met de mobilisatie van gigantische sedimentvolumes. Voorbeelden als de Storegga afglijding op de Noorse rand, de Agulhas afglijding op de Zuid-Afrikaanse rand, ... getuigen van deze grootschalige hellingsinstabiliteiten en massabewegingen op diverse continentale randen, waarbij geen onderscheid schijnt te bestaan tussen glaciële en niet-glaciële randen, vulkanische eilanden of actieve- en passieve randen.

Historisch bepaald gaat in dit onderzoek vooral aandacht uit naar de Noord-Atlantische regio, waar door de (vroegere) aanwezigheid van een ijskap een dynamisch sedimentatiemilieu is ontstaan dat schijnbaar gunstig is voor grootschalig massatransport op de helling. Voorbeelden van die andere glaciële rand die gecontroleerd wordt door de (vroegere) positie van een ijskap, nl. de Antarticarand ontbraken vooralsnog. Het RCMG (Renard Centre of Marine Geology), verbonden aan de Universiteit Gent, beschikt in samenwerking met de Universiteit van Barcelona in de loop der jaren over een uitgebreide dataset langsheen verschillende segmenten van deze Antarticische rand. Het is op basis van deze dataset dat dit doctoraatonderzoek *Hellingsinstabiliteiten en massatransport langsheen een glaciële continentale rand* gerealiseerd kon worden, met als zwaartepunt de studie van de eerste grootschalige afglijding langsheen de Antarticische rand, nl. de Gebra afglijding in het Bransfield Bekken in het uiterste noorden van het Antarticische Schiereiland.

## INLEIDING

In **Hoofdstuk 1** van deze studie wordt ingegaan op de verschillende elementen in de titel, nl. *Hellingsinstabiliteiten en massatransport langsheen een glaciële continentale rand*. Vooreerst wordt een stand van zake gegeven omtrent de huidige kennis van grootschalige, onderzeese hellingsinstabiliteiten. We gaan in op de regionale verdeling van deze grootschalige instabiliteiten langsheen de verschillende continentale randen met speciale aandacht voor het verschil tussen een glaciële en een niet-glaciële setting. We bespreken de verschillende classificaties die bestaan om deze instabiliteiten en massatransporten onder te verdelen en de verschillende triggermechanismen en destabilisatiefactoren die afglijdingen kunnen bevorderen. In een tweede punt wordt ingegaan op het tweede deel van de titel, nl. in het kort wordt de Antarticische glacio-mariene sedimentatie-omgeving geschetst met speciale aandacht voor de sedimentatieprocessen en -modellen die bestaan op de Antarticische shelf en continentale rand in de opeenvolging van glacialen en interglacialen. Deze glacio-mariene sedimentatieprocessen zorgen voor een sedimentatie-omgeving die sterk afwijkt van

die op een meer gematigde rand. In een derde luik binnen deze inleiding tenslotte geven we een kort overzicht van de gehanteerde methodologie. Er worden een aantal geofysische methodes in besproken die de moderne mariene geologie maken tot wat zij is: met name multibeam bathymetrische opnames, reflectie-seismische profielen alsook TOPAS 'subbottom' profielen. We geven een overzichtskaart van de beschikbare data.

## RECENTE SEDIMENTAIRE PROCESSEN IN HET CENTRALE BRANSFIELD BEKKEN

In **Hoofdstukken 2 tot met 5** hebben we aandacht voor de recente glacio-mariene sedimentatie-omgeving van het onderzoeksgebied, het Bransfield Bekken. De morfologie en architectuur van de continentale randen van het Antarctische Schiereiland worden geschetst waarbij ingezoomd wordt op de verschillende types hellingsprocessen die sediment van het continent naar het diepere bekken via de continentale rand transporteren. Een 'case study', nl. deze van de 'gullies' die de bovenhelling van verschillende segmenten van de continentale rand op het Antarctische Schiereiland tekenen, illustreert een kleinschalig hellingsproces. Daarnaast getuigt de Gebra afglijding van een grootschalige ineenstorting van de Trinity Peninsula rand. Verschillende hellingsprocessen, elk met hun eigen kenmerken en sterk variërende dimensies, worden aldus toegelicht. Dit wordt mogelijk gemaakt op basis van de beschikbare multibeam bathymetrische lijnen, de TOPAS 'subbottom' profielen en seismische airgun profielen.

In **Hoofdstuk 2** is het de bedoeling het geologische kader rond de Gebra afglijding te schetsen, nl. de Trinity Peninsula rand in het Bransfield Bekken in het noorden van het Antarctische Schiereiland. Omdat de Gebra afglijding een zeer jonge structuur blijkt te zijn, wordt de huidige morfologie van de zeebodem in het Bransfield bekken geplaatst tegen de achtergrond van de laatste glaciatieperiode, tijdens dewelke een uitgebreide ijskap de shelf bedekte. Speciale aandacht gaat uit naar (1) de sterk verschillende afzettingsregimes die glaciële en interglaciële periodes kenmerken en (2) de sedimentaire architectuur van de Trinity Peninsula rand waarop de Gebra afglijding kon plaatsvinden.

In **Hoofdstuk 3** is er plaats voor een kleine excursie naar het voorkomen van zogenaamde 'gullies', een expressie van kleinschalig sedimenttransport op de bovenhelling van een continentale rand. Dankzij de zeer uitgebreide, beschikbare dataset van multibeam bathymetrische data van het noordelijke deel van het Antarctische Schiereiland met bedekking van zowel de Pacifische rand van het Antarctische Schiereiland ter hoogte van de Bellingshausen Zee als het Centrale Bransfield Bekken met de Trinity Peninsula rand en de South Shetland Island rand en de Smith Boyd Strait rand, kan de geografische uitgebreidheid van deze secundaire morfologie uitgetekend worden. Op basis van deze geografische distributie kan de ontstaansvoorwaarde voor de ontwikkeling van een dergelijke morfologie afgeleid worden.

In **Hoofdstuk 4** is het de beurt aan de bespreking van de Gebra afglijding, zoals die is gedocumenteerd aan de hand van multibeam data en reflectie-seismische profielen op de benedenhelling van de Trinity Peninsula rand in het Centrale Bransfield Bekken. De seismisch-stratigrafische opbouw van de Trinity Peninsula rand wordt onder de loep genomen, met aandacht voor de positie van de Gebra afglijding in de topsequentie. We beschrijven de Gebra depressie met steile randafbreuken op de onderhelling en het voorkomen van een geassocieerde 'debris flow' afzetting in het diepere bekken. We gaan dieper in op het al dan niet éénfasig/meerfasig karakter van dit hellingsinstabiliteitsevent. Ook het mechanisme

dat leidt tot het uiteenvallen van een in oorsprong coherent blok tot een 'debris flow' wordt kort besproken. Op basis van het seismisch-stratigrafische kader worden argumenten gevonden die een indicatie geven omtrent een mogelijke ouderdom. Verder worden verschillende triggermechanismen en destabilisatiefactoren kort besproken, waarbij een voorkeur uitgesproken wordt voor de meest plausibele processen. Tenslotte wordt de Gebra afglijding vergeleken met een aantal goed gedocumenteerde afglijdingen op de Noord-Atlantische randsystemen. Dit hoofdstuk is onder een licht andere vorm gepubliceerd in het internationale vaktijdschrift *Marine Geology*.

In **Hoofdstuk 5** wordt evidentie gevonden voor bijkomende instabiliteiten die de Trinity Peninsula benedenhelling geaffecteerd hebben in een zone ten westen van de Gebra afglijding. Op basis van TOPAS 'subbottom' profielen wordt een sequentie van geassocieerde 'debris flow' afzettingen aangetoond in het diepere bekken, die wijzen op het voorkomen van meerdere, opeenvolgende massabewegingen die het diepe bekken geleidelijk opvullen. Op basis van een seismisch-stratigrafische analyse wordt (1) een mogelijke datering afgeleid en (2) een te verwachten tijdsinterval tussen deze verschillende events voorgesteld. Er wordt ingegaan op de relatie met de Gebra afglijding, terwijl ook de mogelijke triggermechanismen van deze bijkomende afglijdingen worden overlopen.

## MOGELIJKE TRIGGERMECHANISMEN

In **Hoofdstukken 6 tot en met 8** wordt dieper ingegaan op drie plausibele triggermechanismen. Het is de opzet hierbij niet louter beschrijvend te blijven, maar onze voorgestelde interpretaties omtrent de uiteindelijke triggering te confronteren met een aantal reeds bestaande modellen, die in de literatuur hun degelijkheid hebben bewezen. Aldus kunnen een aantal bijkomende, interessante inzichten verkregen worden en verdere conclusies gemaakt worden.

In **Hoofdstuk 6** wordt het effect van een hoge sedimentatiesnelheid op de stabiliteit van de Trinity Peninsula helling nader geëvalueerd. Dit wordt gedaan met behulp van een oneindige hellingsinstabiliteitsanalyse, waarmee op basis van een aantal geotechnische parameters de veiligheidsfactor van de helling ingeschat wordt. Omdat tot op heden geen geotechnische data van het Trinity Peninsula sediment voorhanden zijn, wordt gewerkt met minimum- en maximumwaarden, die afgeleid worden uit gelijkaardige sedimentatie-omgevingen waarvoor deze data wel gekend zijn. Aan het opstellen van deze minimum- en maximumwaarden wordt uitgebreid aandacht gegeven. De bekomen resultaten worden geëvalueerd in termen van de waargenomen sedimentatieprocessen op de Trinity Peninsula helling: de uitbouw van 'Trough Mouth Fans', de generatie van glaciogene 'debris flows', 'slumps' en 'slides' die de sedimentaire architectuur van de Trinity Peninsula helling bepalen.

In **Hoofdstuk 7** wordt de mogelijke triggering van de verschillende afglijdingen door een aardbeving onder de loep genomen. Seismologische data bewijzen de actieve, tektonische setting van het Bransfield Bekken. We gebruiken bij het uitvoeren van deze seismische stabiliteitsanalyse het model van Newmark, dat in de literatuur zijn nut bewezen heeft in diverse andere 'case studies'. De seismologische kaart dient hierbij om de zogenaamde Arias intensiteit doorheen het Bransfield Bekken te berekenen.

In **Hoofdstuk 8** wordt ingegaan op de mogelijke impact van een gegronde ijsskap op de stabiliteit van de Trinity Peninsula helling en shelf. Het gewicht van een gegronde ijsskap vermindert de stabiliteit

van de Trinity Peninsula rand drastisch door enerzijds een effect van statische lading en anderzijds het in onevenwicht brengen van de poriëndruk doorheen de sedimentaire kolom. Hierbij speelt de paleo-dikte van de ijskap tijdens het laatste glaciaal een cruciale rol, en deze is afhankelijk van de paleo-waterdiepte.

In **Hoofdstuk 9** tenslotte worden de belangrijkste eindconclusies nog eens kort herhaald en ingepast in het glaciaal/interglaciaal afzettingsmodel van het Bransfield Bekken.

**Het is de bedoeling dat de verschillende hoofdstukken als afzonderlijke gehelen kunnen gelezen worden. Logisch gevolg hiervan is dat af en toe bepaalde triviale zaken omtrent het geologische kader soms kort herhaald worden en dat een apart hoofdstuk die de algemene geologie van het Bransfield Bekken behandelt achterwege is gelaten.**

INLEIDING

### ***1.1 Hellingsinstabiliteiten en massabewegingen langsheen continentale randen***

#### ***1.1.1 Inleiding***

#### ***1.1.2 Geografische distributie van instabiliteiten langsheen continentale randen***

##### ***1.1.2.1 Voorkomen van instabiliteiten***

##### ***1.1.2.2 Glaciaal versus gematigde randen***

##### ***1.1.2.3 Database***

#### ***1.1.3 Classificatie van 'offshore' hellingsinstabiliteiten en massabewegingen***

#### ***1.1.4 Triggering en factoren ten gunste van 'offshore' hellingsinstabiliteiten en massabeweging***

#### ***1.1.5 Conclusies***

### ***1.1 Hellingsinstabiliteiten en massabewegingen langsheen continentale randen***

#### ***1.1.1 Inleiding***

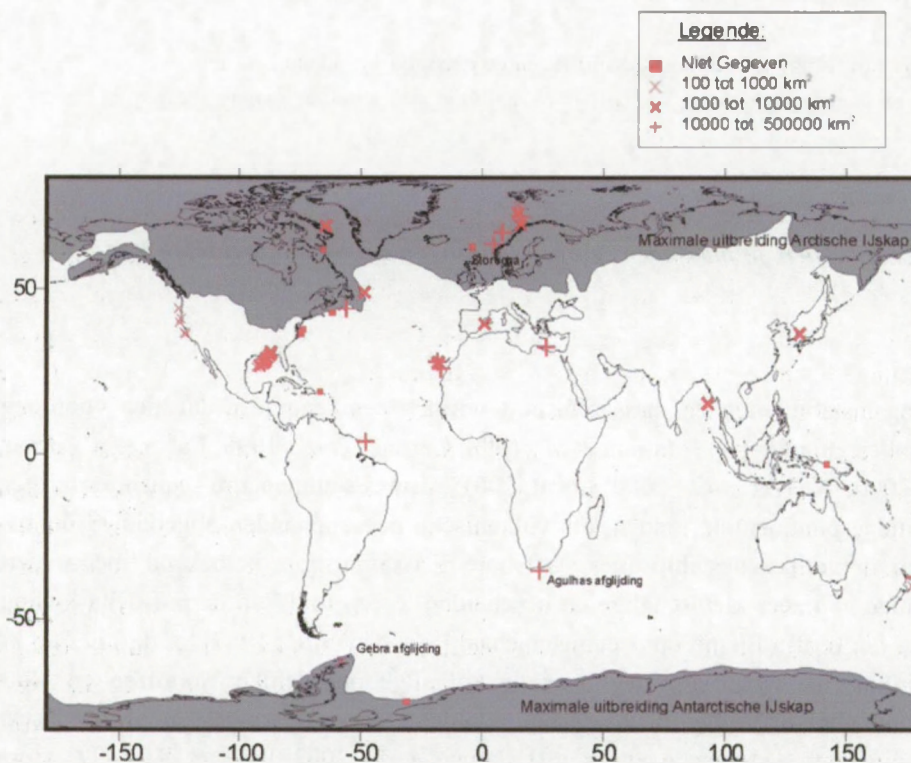
Offshore hellingsinstabiliteiten en massatransport vormen een fenomeen dat zich voordoet op alle continentale randen (Figuur 1.1) [Masson *et al.*, 1998; Gardner *et al.*, 1999; Laberg en Vorren, 2000a; Locat en Lee, 2000; Weaver *et al.*, 2000; Locat, 2001]. Zowel sedimentaire sequenties ter hoogte van passieve en actieve continentale randen, als vulkanische oceaaneilanden opgebouwd uit bazalt zijn onderhevig aan dergelijke destabilisaties. Offshore massatransport is bekend met uiteenlopende dimensies, gaande van zeer kleinschalige en bescheiden 'creep folds' in de pro-delta helling van de Tingin Fjord op het Baffin Eiland op decameterschaal [Syvitski *et al.*, 1987] tot de 112.500 km<sup>2</sup> grote Storegga afglijding die zich nagenoeg over de volledige noordelijke Noordzee en Noorse Zee verspreidt. Verschillende triggermechanismen worden ter verklaring van deze instabiliteiten ingeroepen en omvatten tektonische activiteit [Lykousis *et al.*, 2002; Piper *et al.*, 1999], stormgolven en getijdewerking in ondiepe delen [Henkel, 1970; Watkins en Kraft, 1976], hoge sedimentatiesnelheden [Dimakis *et al.*, 2000], poriëngasontwikkeling en destabilisatie van gashydraten [McIver, 1982; Bugge *et al.*, 1987; Kayen en Lee, 1991; Dillon *et al.*, 1998; Mienert *et al.*, 1998; Bouriak *et al.*, 2000].

Gedurende de laatste twee decennia heeft het onderzoek naar offshore hellingsinstabiliteiten een stroomversnelling gekend. Hiervoor zijn een aantal duidelijke redenen aan te halen.

(1) Vooreerst werd de exploratie naar fossiele brandstoffen uitgebreid tot de diepere gedeelten van de continentale helling. Afzettingen, veroorzaakt door hellingsinstabiliteiten, bestaan dikwijls uit grote, homogene volumes van grofkorrelig, slecht gesorteerd materiaal, die afgezet worden in een milieu van hoofdzakelijk fijnkorrelige diepzeesedimenten. Deze associatie van facietypes is ideaal voor het ontstaan, de migratie en het opvangen van koolwaterstoffen [Evans *et al.*, 1998].

(2) De observatie van grote massa's gedestabiliseerd materiaal in het diepere bekken leidde tot nieuwe inzichten omtrent hun exacte transport- en triggermechanisme. Deze nieuwe kennis wordt aangewend om het potentiële gevaar voor allerlei constructies op de zeevloer (communicatiekabels, 'offshore'-installaties) in te schatten.

(3) Daarnaast heeft de ontwikkeling van 'side scan sonar' en multibeam-bathymetrie-technologie het mogelijk gemaakt detailkarteringen te maken van de diepzeebodem met een kwaliteit die vergelijkbaar is met die van satellietopnames van het aardoppervlak. De bereikte resolutie laat toe het belang van hellingafwaarts sedimenttransport in te schatten en te plaatsen in het algemeen begrijpen van de oceaandragsystemen.



Figuur 1.1: Verspreiding van de in de literatuur bekende grootschalige onderzeese instabiliteiten op continentale randen (uitgedrukt naar totaal aangetaste oppervlakte). Dergelijke grootschalige instabiliteiten zijn aanwezig op alle onderzochte continentale randen, zowel op glaciële randen (i.e. actueel glaciaal, of tijdens voorbije glaciële perioden) als op randen op een meer gematigde breedtegraad die gedomineerd worden door grote fluviale drainage-systemen.

In de wetenschappelijke wereld wordt het onderzoek naar onderzeese instabiliteiten gebundeld in een aantal internationale projecten. In het ENAM II (*European North Atlantic Margin*) project (1996-1999), gesponsord door de Europese Gemeenschap, wordt een belangrijke component ingenomen door onderzoek met betrekking tot sedimentaire processen op continentale randen, meer bepaald langs de Europese Noord-Atlantische rand, onder meer met een intensieve studie van de Storegga afglijding [ENAM II Report MAS3-CT95-0003], en langs de NW Afrikaanse continentale rand [Masson *et al.*, 1993, 1998]. Na de beëindiging van dit ENAM II project werd door de Europese onderzoekers een nieuw project in het leven geroepen dat zich specifiek toespitst op hellingsinstabiliteiten: het COSTA (*Continental Slope Stability*) -project (2000-2002). Het studiegebied omvat de Nice en BIG'95 afglijdingen in het Middellandse Zeegebied en de afglijdingen langs de Europese Noord-Atlantische rand. De in deze studie besproken Gebra afglijding, de eerste gerapporteerde afglijding langs een Antarctische rand, werd opgenomen in de COSTA-database ter illustratie.

In deze internationale onderzoeksprogramma's wordt in eerste instantie aandacht besteed aan het beschrijven en verklaren van deze instabiliteiten. Echter, in het laatste decennium heeft men zich ook gewaagd aan het modelleren van deze submariene afglijdingen. Daarom wordt in dit onderzoek, na het beschrijven en interpreteren van een aantal instabiliteiten op de onderhelling van de Trinity Peninsula rand in het Bransfield Bekken op basis van multibeam bathymetrische data en reflectie-seismische profielen, een poging gedaan ook een meer analytische benadering in het evalueren van de potentiële triggermechanismen te hanteren.

### 1.1.2 Geografische distributie van instabiliteiten langsheen continentale randen

#### 1.1.2.1 Voorkomen van instabiliteiten

Figuur 1.1 toont het voorkomen van grote hellingsinstabiliteiten langsheen continentale randen, zoals gerapporteerd in de literatuur. Er is geen onderscheid gemaakt naar transportmechanisme ('slump' of 'slide' tot 'debris flow en turbidietafzetting) of op basis van een ander classificatiesysteem (zie verder). De kaart toont dat hellingsinstabiliteiten verspreid zijn langsheen vrijwel elke continentale rand. In totaal zijn 67 grotere instabiliteiten vanuit de literatuur overgenomen, alhoewel nog een groot aantal vooral kleinere afglijdingen simpelweg niet bekend zijn. De observatie dat verschillende segmenten van de continentale rand door geen onderzeese instabiliteit schijnen te worden geaffecteerd, houdt eerder verband met een gebrek aan data aldaar, dan wel door de daadwerkelijke afwezigheid van afglijdingen [Mienert *et al.*, 2002]. Evaluatie van side-scan sonar data langsheen de US continentale randen toont dat ongeveer 10 % van deze randen getekend wordt door onderzeese hellingsinstabiliteiten. In de golf van Mexico loopt dit aandeel zelfs op tot een spectaculaire 27 % [McAdoo *et al.*, 2000]. Hieruit blijkt dat instabiliteiten en massabewegingen een niet onbelangrijke rol spelen in het sedimenttransport van de bovenste continentale helling naar het diepere bekken. Occasioneel spelen grootschalige, hellingeroderende processen zelfs een dominante rol in het bekkenwaarts sedimenttransport [Prior en Coleman, 1984]. Bijgevolg bepalen deze processen in hoge mate de hellingshoek van de betreffende continentale rand en levert de hellingshoek zelf informatie over het sedimentatieregime [Adams *et al.*, 1998; Adams en Schlager, 2000].

#### 1.1.2.2 Glaciaal versus gematigde randen

De Gebra afglijding, die uitvoerig besproken wordt in Hoofdstuk 4, is de eerste gerapporteerde afglijding van Laat-Kwartaire ouderdom langsheen de Antarctische continentale rand. Een afglijding die de Crary Trough Fan in de Weddell Zee aantast, wordt gedateerd op het einde van het Mioceen [Bart *et al.*, 1994; Bart *et al.*, 1999]. Omdat ons studiegebied zich situeert langsheen een glaciale rand - i. e. een rand die gecontroleerd wordt door glacio-mariene processen - wordt op Figuur 1.1 ook de maximale uitbreiding van de Arctische en Antarctische ijskappen tijdens het Laatste Glaciale Maximum (18 ka BP) meegegeven. Aldus maken we een onderscheid tussen (paleo-)glaciale randen enerzijds en niet-glaciale, gematigde randen anderzijds.

(1) Op een gematigde, continentale rand wordt de sedimenttoevoer op de shelf (vb. de Noordzee shelf) gecontroleerd door grote fluviale drainagesystemen. Heden ten dage monden deze uit op de ondiepe shelve (met <200-300 m waterdiepte) waar hun sedimentlading afgezet wordt. Tijdens een lage eustatische zeespiegelstand (i. e. tijdens een glaciaal) daarentegen snijden deze rivieren zich in de



meer distale shelfstrata in en wordt sediment op de buitenshelf en occasioneel op de bovenhelling van de continentale rand afgezet [Escutia *et al.*, 2000].

(2) In een glaciële setting, zoals bijvoorbeeld in het geval van de Trinity Peninsula rand in het noorden van het Antarctische Schiereiland (Hoofdstuk 2), wordt de sedimenttoevoer gecontroleerd door een (gegronde) ijsskap en ijsstromen die zich tijdens een glaciaal maximum tot de shelfrand kunnen uitbreiden. Een dergelijke gegronde ijsskap en diens geassocieerde glacio-mariene processen zorgen voor een apart sedimentatieregime dat direct of indirect de stabiliteit van de continentale rand mee bepaalt. Op deze manier schijnen de Noord-Atlantische randen in hoge mate blootgesteld aan allerhande destabiliseringsprocessen met een groot aantal gerapporteerde afglijdingen tot gevolg: de Storegga afglijding, de Trænadjupet afglijding, de Bjørnøyrenna afglijdingen langsheen de Noorse rand [Bugge *et al.*, 1987; Laberg *et al.*, 2000a] en het Verrill canyon gebied op de Scotia rand [Mulder en Moran, 1995]. Toch blijken ook segmenten van meer gematigde continentale randen sterk onderhevig aan destabilisatieprocessen. De gepresenteerde kaart laat niet toe definitief uitsluitel te geven of een glaciële rand nu daadwerkelijk instabieler is dan een rand in meer gematigde streken. Wat wel opvalt is dat de Antarctische randen in vergelijking met de Arctische Noord-Atlantische randsystemen door weinig instabiliteiten getekend worden. *Is deze (schijnbare) afwezigheid van instabiliteiten en massabeweging langsheen de Antarctische randen in vergelijking met de Arctische Noord-Atlantische glaciële randsystemen te verklaren door een gebrek aan data of is de algemene ijsskap- en sedimentdynamica op Antarctica misschien anders dan die op de Arctische Noord-Atlantische randsystemen?*

#### 1.1.2.3 Database

In Tabel 1.1 zijn 56 gerapporteerde onderzeese instabiliteiten opgenomen. In onze database is steeds het getransporteerde volume en de aangetaste oppervlakte van de gedestabiliseerde massa weergegeven, naast de referentie in de literatuur waar de instabiliteit is beschreven. Zowel voorbeelden van grootschalige instabiliteiten als van instabiliteiten met een beperkte dimensie zijn in deze lijst opgenomen. Vanzelfsprekend is deze database verre van volledig, terwijl waarschijnlijk ook veel instabiliteiten gewoon nog niet bekend zijn langsheen minder goed geëxploreerde kustlijnen. Denken we hierbij aan de kust van Argentinië en Oost-Afrika. Uit de lijst blijkt dat de Gebra afglijding een zeer bescheiden dimensie heeft in vergelijking met mastodonten als de Storegga afglijding en de Trænadjupet afglijding langsheen de goed-geëxploreerde Noorse rand en de Agulhas afglijding op de Zuid-Afrikaanse rand.

#### 1.1.3 Classificatie van 'offshore' hellingsinstabiliteiten en massabewegingen

- In de literatuur werden reeds verschillende pogingen ondernomen om een classificatie van onderzees massatransport en hellingsinstabiliteiten uit te werken [Prior en Coleman, 1984; Mulder en Cochonat, 1996; Locat, 2001]. Op basis van meer dan 100 onderzeese instabiliteiten in het Holocene en Pleistocene sedimentrecord maken Mulder en Cochonat [1996] een onderverdeling in drie klassen op basis van transportmechanisme, algemene architectuur en morfologie van het afglijdingsoppervlak: 'slides' en 'slumps', plastische stromen ('debris flows' waarbij het transport van het sediment gebeurt in een laminair regime) en tenslotte turbidietstromen (waarbij het bewegingsregime turbulent is).

<i>Naam &amp; Plaats massabeweging</i>	<i>Volume (km<sup>3</sup>)</i>	<i>Opp. (km<sup>2</sup>)</i>	<i>Literatuur</i>
Saharan Debris Flow	1100	130000	Gee et al., 2001
Storegga Slide	5600	112500	Jansen et al., 1987
Agulhas Slide, off South Africa	20331	79488	Dingle, 1977
Canary Debris Flow	400	40000	Masson et al., 1998
Herodotus Basin megaturbidite	400	40000	Reeder et al., 2000
Grand Banks Slide	185	27500	Piper et al., 1999
Traenadjupet Slide	900	14100	Laberg and Vorren, 2000
Bjomoyrenna Slide, Bear Island TMF	1100	12500	Laberg and Vorren, 1993
Matakaoa debris Flow, New Zealand	650	10800	Carter, 2001
Amazon Fan	1000	10000	Piper et al., 1997
Andoya Slide	??	9700	Laberg et al., 2000
Gulf of Mexico	148	5509	McAdoo et al., 2000
Bassin Slide, Bay of Bengal	960	3940	Moore et al., 1976
Baffin Bay, Labrador Sea	36,7	3869	Hiscott and Aksu, 1994
Gulf of Mexico	70,4	2913	McAdoo et al., 2000
Gulf of Mexico	119,9	2460	McAdoo et al., 2000
Rockall Bank, NE Atlantic	300	2200	Faugeres et al., 1981
Newfoundland Slope debris flows	177,57	2000	Aksu and Hiscott, 1992
BIG95, Western Mediterranean	26	2000	Lastras et al., 2002
Bear Island Debris Flows	32	1880	Dimakis et al., 2000
El Julian, Canary Islands	130	1800	Gan et al., 2001
San Andres, Canary Islands	??	1700	Gee et al., 2001
El Golfo, Canary Islands	165	1500	Gee et al., 2001
Ulleung Basin, Sea of Japan	100	1500	Lee et al., 1999
Gela Slide, Mediterranean Sea	??	1500	Trincardi and Argnani, 1990
Gulf of Mexico	51,4	1394	McAdoo et al., 2000
Gulf of Mexico	152,2	1156	McAdoo et al., 2000
Gulf of Mexico	32,9	1098	McAdoo et al., 2000
Baffin Bay, Labrador Sea	7,7	1004	Hiscott and Aksu, 1994
Peruvian Margin	250	1000	Duperret et al., 1995
Las Playas 2, Canary Islands	30	950	Gee et al., 2001
Gulf of Mexico	20,6	748	McAdoo et al., 2000
Californian US Continental Slope	27,6	525	McAdoo et al., 2000
Storfjorden TMF	8	500	Laberg and Vorren, 1996
Gulf of Mexico	13,6	452	McAdoo et al., 2000
Gebra Slide, Trinity Peninsula Margin	21	350	Imbo et al., 2003
Californian US Continental Slope	12,1	295	McAdoo et al., 2000
Kidnappers Slide, New Zealand	8	250	Lewis, 1971
Oregon US Continental Slope	42,5	239	McAdoo et al., 2000
Humboldt Slide, N-Californian Margin	6	200	Gardner et al., 1999
Californian US Continental Slope	15,2	159	McAdoo et al., 2000
Gulf of Mexico	22,9	148	McAdoo et al., 2000
Gulf of Mexico	12,5	143	McAdoo et al., 2000
North Aegean Trough	3,8	85	Lykousis et al., 2002
New Jersey US Continental Slope	5,2	52	McAdoo et al., 2000
Nice Slide	0,35	10	Klaucke and Cochonat, 1999
Isfjorden Fan	100	1	Elverhoi et al., 1997
Crary Fan, Weddell Sea	??	??	Bart et al., 1999
Albemarle-Currituck Slide, US mid-Atlantic coast	140	??	Driscoll et al., 2000
Baltimore-Accomac Slide, US mid-Atlantic coast	??	??	Driscoll et al., 2000
Verrill Canyon, Scotian Slope	5,75	??	Mosher et al., 1994
Puerto Rico Slide, off Arcibo Basin	1500	??	Schwab et al., 1991
Baffin Island shelf	??	??	Stravers and Powell, 1997
Papua New Guinea	10	??	Tappin, et al., 2001
NE Faeroe Continental Margin Slide	??	??	Van Weering et al., 1998
Karmsundet Slide, SW Norway	0,02	??	Boe et al., 2000

*Tabel 1.1: De samengestelde (niet volledige) database met 56 gerapporteerde instabiliteiten langsheen de verschillende continentale randen.*

- ♦ 'Slides' en 'Slumps'

Een 'slide' of afglijding wordt door Nardin *et al.* [1979] gedefinieerd als zijnde een groot coherent of semi-coherent, sedimentair blok dat hellingafwaartse beweging ondergaan heeft langsheen een duidelijk afglijdingsvlak. Dit basaal afglijdingsvlak bestaat veelal uit een zwakkere zone van minder coherent materiaal en is gewoonlijk parallel georiënteerd aan de regionale helling [Prior en Coleman, 1984]. Naar het hellingopwaartse einde van een afglijdingszone evolueert het afglijdingsoppervlak naar een concaaf, en bovenaan vertikaal georiënteerd vlak dat de oorspronkelijke stratificatie van het sediment doorsnijdt en vorm geeft aan een randbreuk [Lewis, 1971]. In doorsnede vertoont een dergelijke randbreuk een boogvormige geometrie met een open einde in hellingafwaartse richting [Prior en Coleman, 1982]. De voet van de gemobiliseerde sedimentmassa toont veelal een onregelmatig oppervlak en heeft een interne vervorming ondergaan, wat compressieve breukwerking en vervorming weerspiegelt tijdens het afglijdingsproces zelf [Lewis, 1971]. Afglijdingen worden beschouwd als een ruim verspreide vorm van onderzeese hellingsinstabiliteiten en tasten hellingen aan met een eerder zachte gradiënt ( $<5^\circ$ ), waarbij hun grootte veelal die van subaërische afglijdingen overstijgt [Prior en Coleman, 1984]. Verschillende extreem grote afglijdingen zijn gerapporteerd met dimensies tussen 1000 en 20.000 km<sup>3</sup>, zoals bijvoorbeeld de Storegga afglijding, de Agulhas afglijding en de Grands Banks afglijding.

De term 'slump' wordt gebruikt om een afglijding te definiëren die een rotationele component vertoont [Nardin *et al.*, 1979] of een grote interne vervorming heeft ondergaan, waarbij het oorspronkelijke coherente blok finaal afgezet kan worden als een 'debris flow' of modderstroom [Einsele, 1991]. In rotationele 'slumps' zijn meerdere, concave afglijdingsoppervlakken te vervolgen tussen de verschillende, individuele sedimentblokken die een kleine rotatiebeweging ondergaan hebben. In het distale verlengde van een dergelijke 'slump' evolueren deze concave afglijdingsoppervlakken tot één basaal afglijdingsoppervlak [Prior en Coleman, 1979].

- ♦ 'Debris flows'

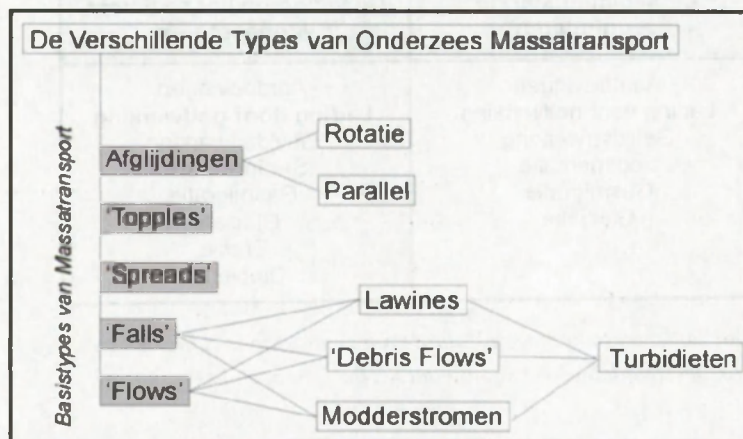
In een 'debris flow' is de interne vervorming verdeeld over het volledige gemobiliseerde sedimentlichaam in plaats van langsheen een goed-gedefinieerd afglijdingsoppervlak [Nardin *et al.*, 1979]. Dit resulteert in een laminair stroomregime, waarbij een relatief dense en coherente mengeling van fijn-korrelig sediment en vloeistof ontstaat die grote blokken kan dragen [Einsele, 1991]. 'Debris flows' worden soms gezien als de overgang tussen afglijdingen en turbidietstromen [Prior en Coleman, 1984] en vertegenwoordigen het belangrijkste vloeiregime in een mariene setting. 'Debris flows' zijn zeer mobiel, zelfs op zeer zachte hellingen met een gradiënt van 0.1 tot 1° [Embley, 1976]. Afzetting van de 'debris flow' wordt verondersteld zeer vlug te kunnen gebeuren wanneer het poriënwater voldoende gedissipeerd is [Einsele, 1991].

De overeenkomstige afzetting van een 'debris flow' staat bekend als een debriet of een olistostroom. Deze zijn opgebouwd uit modder/grind, met een textuur die sterke gelijkenis vertoont met tillafzettingen [Kennett, 1982]. Een hoge graad van homogenisatie vertaalt zich in een typisch gebrek aan stratificatie [Einsele, 1991]. 'Debris flow' afzettingen vormen veelal een lob-geometrie met een positief reliëf, waarbij de langste as parallel georiënteerd is aan de gradiënt van de helling. Een dikte in de orde van enkele tientallen meters kan bereikt worden, waarbij de afzetting veelal de reeds bestaande

morfologie volgt en gewoon opvult [Aksu en Hiscott, 1992]. Het basale ondervlak is veelal niet erosief.

♦ Turbidietstromen

Turbidietstromen zijn een zeer wijd verspreid proces dat grote delen van de continentale hellingen en abyssale vlakten heeft opgebouwd. Er zijn verschillende mechanismen bekend die leiden tot de generatie van een dergelijk turbulent transport met deeltjes in suspensie [Prior en Coleman, 1984]. Turbidietstromen kunnen ontstaan na destabilisatie van onstabiele sedimentaccumulaties. Zij kunnen echter ook ontstaan uit 'slumps' of 'debris flows' wanneer bijkomend water de densiteit van deze verlaagd heeft en ze hierdoor overgaan in een turbulent stromingsregime. Tenslotte kunnen zij ook ontstaan bij een onderstroom van dens water dat afkomstig is van zwaar met sedimentgeladen rivieren of gletsjers. Soms maakt men een onderscheid tussen hoge- en lage-densiteit turbidietstromen [Einsele, 1991]. Hoge-densiteit turbidietstromen zijn in staat relatief grofkorrelig zand en zelfs grind te transporteren. Deze turbidietstromen bereiken hoge stroomsnelheden en kunnen materiaal transporteren over een grote afstand. Hierbij kan de zeebodem bijkomend geërodeerd worden. Lage-densiteit turbidietstromen daarentegen stromen relatief trager en kunnen daarom enkel de silt- of kleifraction in suspensie opnemen, waarbij ook hun erosieve kracht beperkt is. De dikte van turbidietstromen kan meerdere honderden meters bedragen, waarbij het materiaal in suspensie over een groot gebied kan afgezet worden in een dun laagje. Turbidieten, na afzetting, hebben gewoonlijk een dikte in de grootte-orde van mm tot cm. In zeldzame gevallen echter, de zogenaamde megaturbidieten, kunnen zij een dikte bereiken van verschillende meters [Piper *et al.*, 1985]. Turbidieten zijn matig gesorteerd, en vertonen een typisch verticale opeenvolging van sedimenteigenschappen en texturen, die gekend is als de Bouma cyclus [Bouma, 1962].



Figuur 1.2: Classificatie van de onderzeese massabewegingen zoals voorgesteld door het ISSMGE Technical Committee on Landslides [Locat en Lee, 2000].

- Een andere classificatie van onderzees massatransport wordt gehanteerd door het ISSMGE (International Society for Soil Mechanics and Geotechnical Engineering) Technical committee on Landslides [Locat en Lee, 2000]. Een aanpassing voor de mariene wereld wordt voorgesteld in Figuur 1.2. Hierbij worden 5 verschillende types van massatransport gedefinieerd die duidelijke, exclusieve

kenmerken hebben. Afglijdingen worden hierbij gekenmerkt door een kleine verplaatsing van de gedestabiliseerde massa, terwijl 'flows' tot 100den kilometer ver van hun brongebied kunnen vloeien [Locat en Lee, 2000]. Een type van massabeweging kan echter na verloop van tijd overgaan tot een ander, vb. een afglijding kan zich transformeren in een 'flow'. Turbidietstromen zijn uniek voor een mariene omgeving [Locat, 2001]. Dit ISSMGE-classificatiesysteem is eigenlijk sterk gelijklopend met de classificatie van Mulder en Cochonat [1996]. In het beschrijven van de hellingsinstabiliteiten en massabeweging waarmee we in deze studie zullen geconfronteerd worden, baseren we ons op de classificatie van Mulder en Cochonat [1996].

#### 1.1.4 Triggering en factoren ten gunste van 'offshore' hellingsinstabiliteiten en massabeweging

Figuur 1.3 toont een compilatie van de verschillende processen die een onderzeese massabeweging kunnen initialiseren [Locat en Lee, 2000]. Deze vallen uiteen in twee groepen. Enerzijds zijn er elementen die de sedimentcoherentie zelf verlagen, terwijl andere de spanning op het sediment verhogen. Mechanismen die in het vet gedrukt staan zijn de meest voorkomende. Sommige zijn specifiek verbonden aan een mariene omgeving: bv. de rol van gaslading, diapirisme en golfwerking. In de literatuur zijn tal van potentiële triggermechanismen beschreven voor de generatie van onderzeese instabiliteiten (Figuur 1.4): 1) 'oversteepening', 2) seismische lading, 3) extra lading door stormgolven, 4) een hoge sedimentaanvoer en onderconsolidatie, 5) gaslading, 6) gashydraatdissociatie, 7) getijdenwerking, 8) gasmigratie, 9) glaciële lading en 10) vulkanische eiland processen [Dimakis *et al.*, 2000; Locat en Lee, 2000; Mienert *et al.*, 2002].

$F = \frac{\sum \text{Wrijvingskrachten}}{\sum \text{Gravitationele krachten}}$	
De sedimentsterkte verminderen	De lading op het sediment vermeerderen
Aardbevingen Lading door golfwerking Getijdenwerking Sedimentatie Gasmigratie Glaciatie	Aardbevingen Lading door golfwerking Getijdenwerking Sedimentatie Gasmigratie Glaciatie Erosie Diapieren

Figuur 1.3: Oorzaken voor onderzeese hellingsinstabiliteiten en massabewegingen. Oorzaken in het vet weergegeven worden verondersteld het meest significant te zijn [Locat en Lee, 2000].

#### ♦ Sedimentaire lading

Bepaalde mariene omgevingen worden gekenmerkt door hoge sedimentatiesnelheden. In delta-systemen, maar ook ter hoogte van een glaciële trog en in fjorden, kan een zeer snelle sedimentaccumulatie plaatsvinden. Wanneer de sedimentatiesnelheid dermate hoog is dat drainage van poriënwater niet voldoende snel kan gebeuren, bevindt het sediment zich in een toestand van onderconsolidatie onder een progressief verdere sedimentbegroving. Hierbij wordt een overdruksituatie gecreëerd, hetgeen leidt tot een verminderde sedimentstabiliteit. Terzaghi [1942]

beschouwt deze overdruksituatie als het resultaat van een onevenwicht tussen accumulatie en consolidatie.

- ♦ Cyclische lading door golven

Drukveranderingen op de zeebodem, veroorzaakt door de cyclische lading van (storm)golven, kan voor een destabilisatie zorgen van zachte, ongeconsolideerde sedimenten op een waterdiepte van maximaal 150 m, vb. in delta-omgevingen [Henkel, 1970]. Deze drukveranderingen zijn het grootst bij winterstormen en orkanen [Prior en Coleman, 1984].

- ♦ Ontstaan van poriëngas

Mariene sediment-watersystemen worden beïnvloed door interne geochemische en bacteriologische processen die kunnen leiden tot gasontwikkeling (vooral methaan) en het ontstaan van poriëndruk [Prior en Coleman, 1984]. Wanneer deze gasvorming voldoende groot is verlaagt dit de interne sedimentcohesie wat ook de stabiliteit van de sedimentkolom vermindert. Op een seismische sectie is deze gasontwikkeling zichtbaar onder de vorm van een akoestische 'blanking'. Ook destabilisatie van gashydraten kan de stabiliteit van een continentale rand sterk reduceren met een instabiliteit van de helling tot gevolg [Mienert *et al.*, 1998; Haq, 1998].

- ♦ Getijdenwerking

Deze kan offshore massabeweging generen in de onmiddellijke nabijheid van de kust of ter hoogte van delta's [Mulder *et al.*, 1993]. Het afglijdingsmechanisme houdt verband met vlugge alternaties van insijpelings- en drainageprocessen van water in de sedimentporiën, wat gediceerd wordt door de getijdenwerking. De Kitimat Arm afglijding in British Columbia is hiervan een goed gedocumenteerd voorbeeld [Prior *et al.*, 1982]. Een watervoerende laag bovenaan afgesloten door een waterafsluitende laag vormt de ideale configuratie voor het creëren van een overdruksituatie.

- ♦ Seismische lading

Het potentieel van aardbevingen als triggermechanisme werd reeds in het vroege werk van Morgenstern [1967] erkend als één van de mechanismen tot onderzeese hellingsinstabiliteit en is sindsdien uitvoerig bestudeerd [Piper *et al.*, 1999]. Aardbevingen zijn verantwoordelijk voor een directe lading op de sedimentaire kolom, wat de opbouw van poriëndruk in het sediment in de hand werkt en leidt tot een algemeen verminderde sedimentcoherentie. Talrijke voorbeelden van instabiliteiten en massabewegingen ten gevolge van een aardbeving zijn bekend: de 1929 Grand Banks afglijding op de Scotia rand [Mulder en Moran, 1995], de Andøya afglijding op de Noorse rand [Laberg *et al.*, 2000], meerdere onderzeese hellingsinstabiliteiten in de westelijke Golf van Korintheë [Hasiotis *et al.*, 2002], enz.

Echter, een recente studie van Boulanger *et al.* [1998] toont aan dat een aardbeving, die niet onmiddellijk aanleiding geeft tot een catastrofale afglijding, de coherentie van het sediment dermate kan vergroten dat de algemene stabiliteit van de helling verhoogd wordt. Na een aardbeving wordt de sedimentkolom gedraineerd waarbij een verder consolidatie optreedt. Dit inzicht werd bekomen na het uitvoeren van een aantal cyclische ladingstesten op normaal geconsolideerd sediment. Voorwaarde is

dat de periode tussen twee opeenvolgende aardbevingen voldoende groot is. Aldus kan dit proces van 'seismische versteviging' ten dele ingeroepen worden voor de schaarsheid aan onderzeese afglijdingen in het Eel River gebied op de Californische rand en andere seismisch actieve zones langsheen de continentale randen [Locat en Lee, 2000].

- ♦ Continental glaciatie

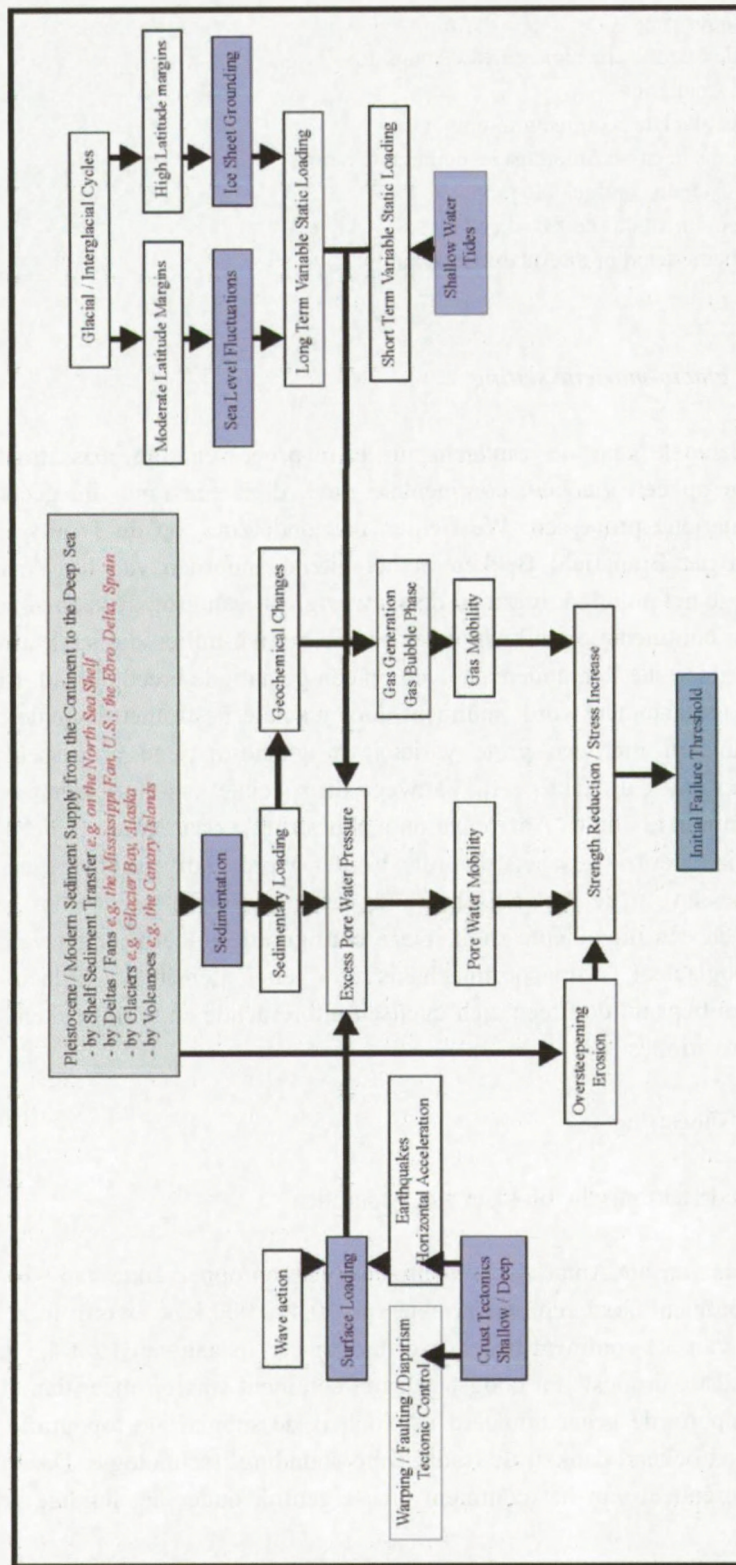
De aanwezigheid van een gegronde ijskap op de shelf met zijn dynamische glacio-mariene processen speelt een bepalende rol in de opbouw van de sedimentaire architectuur van de continentale rand en dus ook in de stabiliteit ervan. Mulder en Moran [1995] illustreren dat de extra lading van een gegronde ijskap enerzijds en het dynamische ladingsverschil bij een (de)glaciatie anderzijds een significante rol kunnen spelen in het initialiseren van grootschalig massatransport. Een 'debris flow' in het Verrill Canyon gebied op de Scotia rand werd op deze wijze getriggerd [Mulder en Moran, 1995]. Andere glacio-mariene processen die de stabiliteit van de helling verder kunnen ondergraven, zijn o.a. het buigen van de aardkorst door de extra lading, een sterk fluctuerende drainage versus insijpeling van poriënwater en een hoge sedimentatiesnelheid voor het glaciële front met de afzetting van morenes en tills [Locat en Lee, 2000]. Deze potentieel destabiliserende factoren zullen uitvoerig behandeld worden in Hoofdstukken 6 en 8.

- ♦ Vulkanische eilanden

Vulkanische eilanden bieden een ideaal kader voor de generatie van veelvuldige instabiliteiten. Afglijdingen, die ontstaan op de steile flanken van een vulkanisch eiland, hebben soms spectaculaire dimensies met 'run-out' afstanden van meer dan 200 km [Urgeles *et al.*, 1997], terwijl ook aardbevingen kunnen gegenereerd worden met een magnitude van meer dan 7 [Lipman *et al.*, 1985]. Deze sedimentverplaatsing kan op zijn beurt aanleiding geven tot het ontstaan van een tsunami. Zo wordt een 5-10 km<sup>3</sup> grote 'slump', offshore de Sissano Lagune, Papua Nieuw Guinea, verantwoordelijk geacht voor een grote tsunami die in juli 1998 de kusten van Sissano, Papua Nieuw Guinea heeft overspoeld [Tappin *et al.*, 2001]. Voorbeelden van afglijdingen op vulkanische eilanden zijn gedocumenteerd op de Canarische Eilanden, waar 4 grote 'debris flows' geïdentificeerd werden [Urgeles *et al.*, 1997; Masson *et al.*, 1998; Gee *et al.*, 2001]. Mogelijke destabilisatie wordt toegeschreven aan seismische activiteit. Bijkomende factoren die de destabilisatie in de hand werken omvatten de speciale fysische eigenschappen van het vlug afgezette vulkanische materiaal, magma en druk in de kern van het eiland en de aanwezigheid van magma in de nabijheid van de afglijdingsvlakken [Locat en Lee, 2000].

### 1.1.5 Conclusies

Doorheen de literatuur blijkt dat er de laatste 10-20 jaar een grote wetenschappelijke interesse gegroeid is voor massatransport en hellingsinstabiliteiten in het mariene milieu. Getuige daarvan een aantal internationale projecten zoals ENAM II in het verleden, en COSTA-Europa en COSTA-Canada die de wetenschappelijke inspanningen omtrent deze problematiek bundelen. De studie van tientallen onderzeese hellingsinstabiliteiten op basis van een veelheid aan geofysische methodes heeft geleid tot nieuwe inzichten omtrent de verschillende types van afglijdingen op basis van de geomorfologische signatuur en het transportmechanisme, de geotechnische karakteristieken van het gedestabiliseerde sediment, de potentiële triggermechanismen en uiteindelijk risico-inschatting.



Figuur 1.4: Mechanismen en interacties die verantwoordelijk zijn voor de initiatie van onderzeese hellingsinstabiliteiten en massabewegingen [aangepast naar Prior en Coleman, 1984].



## ***1.2 De Antarctische glacio-mariene setting***

### ***1.2.1 Antarctica on a shoestring***

#### ***1.2.1.1 De verschillende tektonische blokken van Antarctica***

#### ***1.2.1.2 De isolatie van Antarctica***

#### ***1.2.1.3 De hedendaagse glaciële sedimentatie-omgeving***

#### ***1.2.1.4 Oceanografie langsheen de Antarctische continentale rand***

### ***1.2.2 De Antarctische glaciële continentale rand***

#### ***1.2.2.1 Waarom is de continentale shelf zo diep?***

#### ***1.2.2.2 Een sedimentatiemodel voor de Antarctische rand***

## ***1.2 De Antarctische glacio-mariene setting***

In dit doctoraatonderzoek gaat de aandacht uit naar processen van massatransport en hellingsinstabiliteiten op een glaciële, continentale rand, d. i. een rand die gecontroleerd wordt door glacio-mariene processen. We richten ons onderzoek op de Trinity Peninsula continentale rand in het Bransfield Bekken in het uiterste noorden van het Antarctische Schiereiland. Vanwege het polaire klimaat en de aanwezigheid van grote ijskappen hebben de Antarctische shelf en continentale rand een uniek glacio-mariene milieu dat sterk afwijkt van bijvoorbeeld de Noordzee shelf en andere shelve op een gematigde breedtegraad. Bij gebrek aan fluviatiele drainagesystemen wordt sediment door glaciële ijsstromen naar de rand van het continent gedraineerd met een grote variëteit in glacio-mariene processen, wat de Antarctische rand een uniek uitzicht geeft. Vanwege dit speciale kader allereerst een aantal inleidende paragrafen met als titel: 'Antarctica on a shoestring', waar summier het algemene tektonische en glaciële kader geschetst wordt. Verder wordt ook kort ingegaan op de reliëfvormende processen op de Antarctische rand, die gekenmerkt wordt door een steile continentale helling en een uitgediepte shelf. Deze configuratie is het product van glaciële erosie, een subglaciaal transportmechanisme en tenslotte glacio-mariene sedimentatieprocessen bepaald door een zich cyclisch uitbreidende en terugtrekkende ijskap, gestuurd door klimaatvariaties.

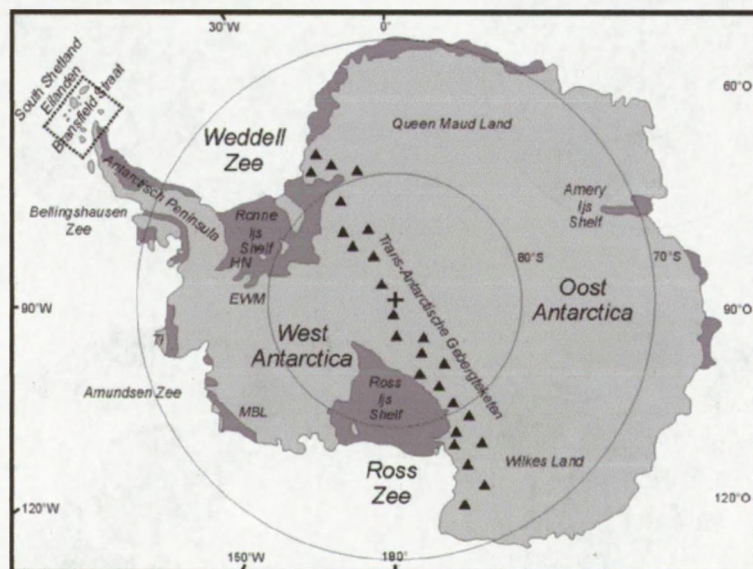
### ***1.2.1 Antarctica on a shoestring***

#### ***1.2.1.1 De verschillende tektonische blokken van Antarctica***

De geologische kennis van het Antarctische continent met een oppervlakte van ~14.110.000 km<sup>2</sup> (het Europese continent heeft een oppervlakte van 10.498.000 km<sup>2</sup>) wordt in grote mate beperkt omdat 98 % van het continent bedekt wordt door een ijslaag van 1 tot 4,5 km dikte. Antarctica is het koudste, droogste en hoogst gelegen continent waarop meer dan 90 % van het continentale ijs op Aarde geaccumuleerd is. Toch is de subglaciële topografie van het continent redelijk goed bekend dankzij de 'radio-echo sounding' technologie. Deze methode toont aan dat het merendeel van het continent zich eigenlijk onder het huidige zeeniveau bevindt.

Eenvoudig gesteld bestaat Antarctica uit twee afzonderlijke grote blokken. Deze twee grote tektonische eenheden van West- en Oost-Antarctica worden gescheiden door de Trans-Antarctische gebergteketen, die met zijn 3500 km lengte één van de grootste gebergteketens op Aarde vormt (Figuur 1.5). Enerzijds is Oost-Antarctica samengesteld uit een groot stabiel

continentaal kraton dat hoofdzakelijk bestaat uit Precambrisch metamorf sokkelgesteente met granitische intrusies. Dit Precambrische kraton is door een regionale discordantie gescheiden van een bovenliggend zacht-hellend sedimentair gesteente. Anderzijds vormt West-Antarctica een archipel van diverse micro-platen die gekenmerkt worden door collisiemetamorfisme en magmatische intrusies daterend van het Mesozoïcum en het Cenozoïcum. Het continentale mozaïek van West-Antarctica bestaat uit het Antarctische Schiereiland, Thurston Island, Marie Byrd Land, Haag Nunataks en de Ellsworth-Whitmore gebergteketen (Figuur 1.5).



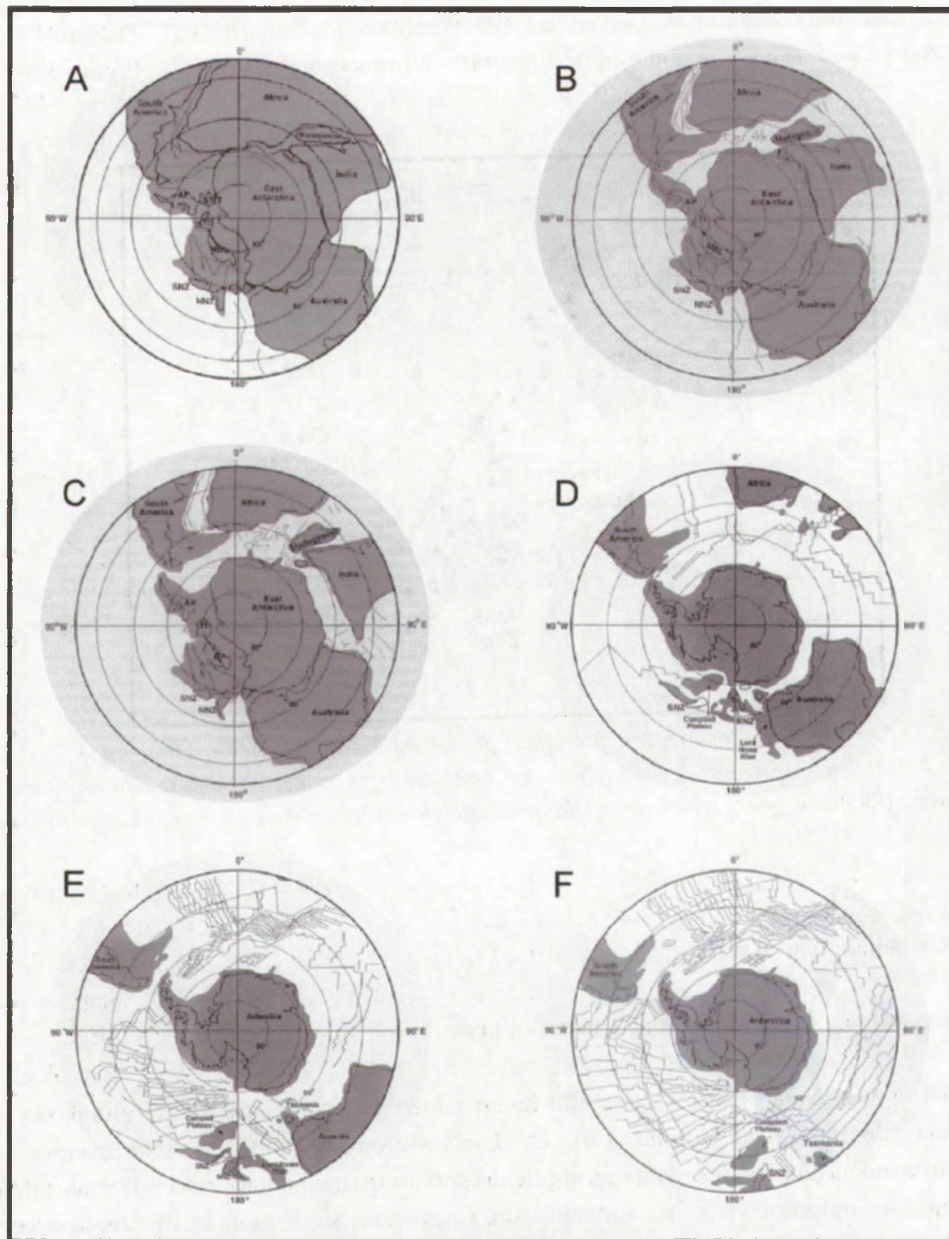
Figuur 1.5: Geografische locaties op het Antarctische continent en in de omliggende Zuidelijke Oceaan. Antarctica wordt opgedeeld in West- en Oost-Antarctica, met een Westelijke en Oostelijke Antarctische ijskap. De grijze zones stellen de verschillende ijsshelven voor [aangepast naar Anderson, 1999].

### 1.2.1.2 De isolatie van Antarctica

- ♦ Uiteenvallen van het Gondwana supercontinent

Het ontstaan van Antarctica als continent hangt nauw samen met het uiteenvallen van het Gondwana supercontinent (Figuur 1.6). Op basis van mariene magnetische anomalieën, oceaankorstouderdommen (en daarvan afgeleide spreidingssnelheden), zeebodem morfologie en tektonische oprijningen is het mogelijk dit Gondwana supercontinent te reconstrueren [Lawver *et al.*, 1992]. Gedurende het Perm begon een initiële fase in het opsplitsen van dit Gondwana supercontinent - waar ook Oost-Antarctica deel van uitmaakte - met de ontwikkeling van een groot normaal breukensysteem ter hoogte van de huidige oostelijke grens van Afrika [de Wit *et al.*, 1988]. Tegen het Vroeg- tot Midden-Jura evolueerde dit systeem tot een riftsysteem dat Afrika losmaakte van Madagascar en Oost-Antarctica waardoor een oostelijk en westelijk Gondwana gevormd werd. Tegen het Vroeg-Krijt was deze scheiding voltrokken, behalve voor Indië dat nog steeds gekoppeld was aan Oost-Antarctica. Deze laatste verbinding werd verbroken tijdens het Vroeg-Krijt toen door actieve zeevloerspreiding Indië en Sri Lanka losgekoppeld werden van Oost-Antarctica (Figuur 1.6). Dit initieel uiteenvallen van het Gondwana supercontinent ging gepaard met het grootschalig

vrijkomen van magma-materiaal, wat zich vertaalde in de vorming van de Karoo bazalten in Zuid-Afrika, de Parana bazalten in zuidelijk Zuid-Amerika en de Deccan plateaubazalten op het Indische subcontinent.



*Figuur 1.6: A. Gondwana reconstructie voor het Vroeg Jura (200 Ma). De verschillende tektonische blokken bewegen relatief tegenover een 'vast' Oost-Antarctica. AP = Antarctische Peninsula blok ; EWT = Ellsworth-Whitmore Bergketen blok ; MBL = Marie Byrd Land blok ; NNZ = North New Zealand blok ; SNZ = South New Zealand blok ; TI = Thurston eiland blok B. Paleo-geografische reconstructie tijdens het Vroeg Krijt (130 Ma). C. Paleo-geografische reconstructie tijdens het Vroeg Krijt (118 Ma). D. Paleo-geografische reconstructie tijdens het Laat Krijt (80 Ma). E. Paleo-geografische reconstructie tijdens het Vroeg Oligoceen (30 Ma). F. Hedendaagse situatie van de Zuidelijke Oceaan [Lawver et al., 1992 ; Anderson, 1999].*

- ♦ Afscheiding van Australië en Zuid-Amerika

In een volgende fase van isolatie van het Antarctische continent werd Antarctica losgekoppeld van Australië gedurende het Vroeg-Krijt (125 Ma) (Figuur 1.6). Tegen het Laat-Krijt begon rifting tussen het Nieuw-Zeeland blok en Oostelijk Australië, wat een eerste circulatie mogelijk maakte tussen de Indische en Stille Oceaan. De uiteindelijke scheiding van Nieuw-Zeeland en het Antarctische continent gebeurde rond ~72 Ma [Stock and Molnar, 1987], terwijl een volledige oceaanoening pas werd gerealiseerd door de noordwaartse drift van Tasmanië in het Vroeg-Oligoceen. Dit valt samen met de opening tussen Zuid-Amerika en het Antarctische Schiereiland nabij 30 Ma. Rond 30 Ma was bijgevolg overal rifting geïnitieerd zodat Antarctica volledig geïsoleerd was in de zuidelijke polaire regio voor het verdere Cenozoïcum (Figuur 1.6). Hierdoor kon zich een Antarctische circumpolaire oceaanstroom ontwikkelen die leidde tot het instellen van een polair klimaat zonder equatoriale invloeden. Deze graduele isolatie van Antarctica vindt men eveneens terug in zijn unieke geologie, fauna en flora, in vergelijking met de rest van Gondwana.

Een gedetailleerde beschrijving van de (complexe), recente plaat-tektonische context rond het Antarctische Schiereiland wordt gegeven in Hoofdstuk 7, waar we het hebben over de potentiële seismische triggering van de Gebra en geassocieerde afglijdingen op de Trinity Peninsula rand in het Centrale Bransfield Bekken. De waargenomen instabiliteiten beperken zich tot de Laat-Kwartaire sedimentaire sequenties, waarbij de tektonische erfenis slechts een secundaire rol speelt naast de dominante glacio-mariene sedimentatieprocessen.

### 1.2.1.3 De hedendaagse glaciale sedimentatie-omgeving

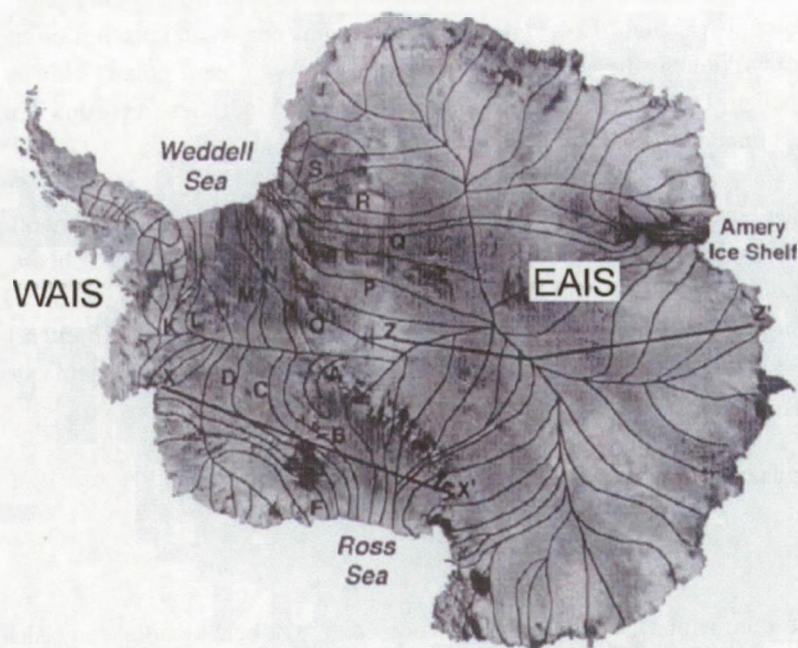
- ♦ De ijskappen

Het Antarctische continent is, zoals vermeld, voor ca. 98 % bedekt door een ijskap die in dikte varieert van 1 tot 4,5 km. Deze ijskap heeft actueel een volume van ongeveer  $30 \times 10^6 \text{ km}^3$  ijs en bedekt een gebied van  $13.6 \times 10^6 \text{ km}^2$  [Denton *et al.*, 1991]. Hiermee staat het in voor 90 % van het huidige ijsvolume op Aarde en wanneer de Antarctische Ijskap volledig zou afsmelten dan zou de zeespiegel met ~66 m stijgen [Denton *et al.*, 1991]. Eén van de meest intrigerende en nog steeds onopgeloste problemen in het Antarctisch glaciologisch onderzoek hieromtrent is de vraag naar de exacte massa-balans en de stabiliteit van de Antarctische ijskap. De massa-balans wordt ingeschat door het verschil tussen enerzijds de accumulatie van ijs over de ijskap en anderzijds de ablatie van ijs door ijsbergafkalving. Afsmelting van de ijskap zelf is verwaarloosbaar in het huidige polaire milieu. De meest betrouwbare schatting voor deze massa-balans is die van West-Antarctica en deze suggereert dat de Antarctische ijskap momenteel in volume kleiner wordt [Jacobs, 1992]. Verder wordt de Antarctische ijskap onderverdeeld in twee delen: een Oostelijke Antarctische Ijskap (de EAIS – de ‘East Antarctic Ice Sheet’) en een Westelijke Antarctische Ijskap (de WAIS – de ‘West Antarctic Ice Sheet’), elk met hun eigen karakteristieken (Figuur 1.7).

- ♦ De Oost-Antarctische Ijskap (EAIS)

Deze Oost-Antarctische Ijskap is een terrestrische ijskap, wat betekent dat deze gegrond is boven het zeespiegelniveau (Figuur 1.8). De Oost-Antarctische Ijskap heeft een gemiddelde

dikte van 3 km en heeft een steil terminaal front waar ijskliffen afkalven door golfwerking. Drainage van het ijs aan de oppervlakte is direct naar onderen gericht waardoor de ouderdom van het ijs toeneemt naarmate men dieper in de ijskap boort. Nabij de kust gebeurt divergentie van de Oost-Antarctische Ijskap (Figuur 1.7). Door dit divergente drainagepatroon vermindert de stroomsnelheid kustwaarts en varieert ze van een paar meter tot een paar tientallen meter per jaar. Dit betekent dat basaal smeltwater niet in voldoende grote hoeveelheden aanwezig is opdat glijding van de ijskap op een basaal oppervlak kan plaatsvinden. De belangrijkste uitzondering hiervoor is het Vostok meer, gesitueerd nabij het centrum van Oost-Antarctica. Dit ondergronds zoetwatermeer heeft een oppervlakte van 14.000 km<sup>2</sup>, vergelijkbaar met de oppervlakte van Vlaanderen.

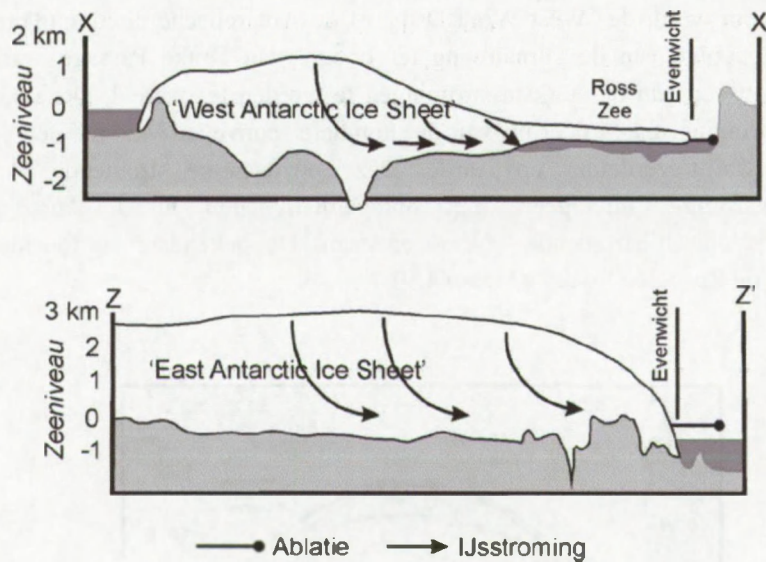


*Figuur 1.7: Drainagekaart van het Antarctische continent met de vloeilijnen van de verschillende ijsstromen.*

- ♦ De Westelijke Antarctische Ijskap (WAIS)

De Westelijke Antarctische Ijskap daarentegen is een mariene ijskap, wat betekent dat het merendeel van de Westelijke Antarctische Ijskap weliswaar is gegrond op het continent maar echter op een diepte van meer dan 1 km onder het zeespiegelniveau en zelfs tot 2 km onder de zeespiegel in het Byrd subglaciale bekken (Figuur 1.8). Drainage van de Westelijke Antarctische Ijskap gebeurt hoofdzakelijk convergent naar de kust, wat resulteert in de vorming van een reeks vlugger stromende ijsstromen, die instaan voor praktisch alle ijsdrainage van de Westelijke Antarctische Ijskap (Figuur 1.7). Ten gevolge van deze hoge ijsflux langsheen dergelijke ijsstromen treedt zowel interne vervorming op als basaal glijden en vervormen van het ondervlak. Studies in de Ross Zee brengen een grote diversiteit aan stroomsnelheden, massabalansen en fysisch gedrag naar voor tussen verschillende ijsstromen. Zo is ijsstroom C in de Ross Zee vrijwel inactief [Shabtaie en Bentley, 1982], terwijl de naburige ijsstroom B een stroomsnelheid heeft van verschillende honderden km per jaar

[Whillans *et al.*, 1993]. Onder dergelijke ijssstromen wordt door het ontstaan van frictiewarmte het basale oppervlak als 'wet-based' verondersteld, terwijl ter hoogte van de omliggende stationaire ijskap het basale oppervlak als bevroren wordt verondersteld. Aan het oppervlak wordt dit verschil in stroomsnelheid duidelijk door de aanwezigheid van gletsjerspleten. In vergelijking met de EAIS heeft de WAIS een vrij vlak relief, wat het resultaat is van dit verschil in drainagemechanisme.



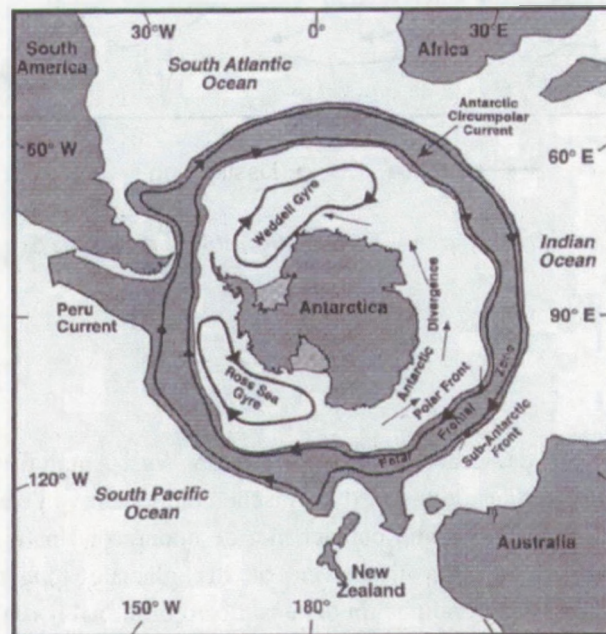
Figuur 1.8: Doorsnedes van de Oostelijke en Westelijke Antarctische ijskap met de ijsstroomvloeilijnen [Anderson, 1999].

♦ De Ijsshelven

Ongeveer 90 % van het ijs dat geaccumuleerd wordt op West-Antarctica convergeert in snelstromende ijssstromen die aldus de meest dynamische component van een ijskap vormen. Deze ijssstromen verliezen uiteindelijk hun contact met de ondergrond nabij de zogenaamde grondingslijn waarna zij drijven als ijsshelven of als glaciale tongen. De moderne Antarctische shelven hebben een grondingslijn die gesitueerd blijkt nabij een waterdiepte van 1300 m [Keys, 1990]. De grote ijssstromen van West-Antarctica die convergeren in de Weddell Zee en de Ross Zee geven daar vorm aan grote drijvende ijsshelven: de Ronne-Filchner ijsshelf en de Ross ijsshelf met een oppervlakte van  $532 \times 10^3 \text{ km}^2$  en  $536 \times 10^3 \text{ km}^2$  respectievelijk (Figuur 1.5). Het gecombineerde drainagebekken van deze twee ijsshelven staat in voor ca. 62 % van de totale oppervlakte van het Antarctische continent. Aldus ontvangen zij ~53 % van de totale hoeveelheid gedraineerd ijs, terwijl zij maar 10 % van de kustlijn beslaan. Ablatie van deze ijsshelven gebeurt hoofdzakelijk door ijsbergafkalving waarbij 100den m ijs per jaar worden afgekald. In Oost-Antarctica komt slechts 1 dergelijke ijsshelf tot ontwikkeling, nl. de Amery ijsshelf (Figuur 1.5).

#### 1.2.1.4 Oceanografie langsheen de Antarctische continentale rand

De oceanen rond het Antarctische continent geven het ontstaan aan twee belangrijke watermassa's: het 'Antarctic Bottom Water' en het 'Antarctic Intermediate Water'. Daarnaast zijn in de literatuur nog verschillende andere watermassa's bekend, elk met hun eigen kenmerken: het '(Sub)Antarctic Surface Water', het 'Warm Deep Water' en het 'Circumpolar Deep Water'. De circulatie van de Zuidelijke Oceaan gebeurt in wijzerzin en wordt gediceerd door hoofdzakelijk westelijke winden die heersen tussen 35° en 60° ZB. Deze dominante oostwaartse stroom wordt de 'West Wind Drift' of de Antarctische circumpolaire stroming genoemd. Ten gevolge van de vernauwing ter hoogte van Drake Passage versterkt deze stroming daar om één van de sterkste stromingen te worden ter wereld. Deze Antarctische circumpolaire stroming maakt deel uit van de mondiale 'conveyer belt' die een centrale rol vervult in de warmteverdeling op Aarde. Deze oostwaartse stromende, Antarctische circumpolaire stroming interageert met onregelmatigheden in de kustlijn waarbij verschillende cyclonisch stromende 'gyres' ontstaan. De bekendste voorbeelden zijn de Weddell Zee en de Ross Zee 'gyres' (Figuur 1.9).



Figuur 1.9: De grote oceaanstromen die de Zuidelijke Oceaan domineren met aanduiding van de Weddell Zee gyre en de Ross Zee gyre [Anderson, 1999].

Deze verschillende watermassa's hebben een niet onbelangrijke invloed op de sedimentverdeling op de Antarctische continentale rand. In het bijzonder hebben deze circumpolaire grensstromen een invloed op de hellings sedimenten op de rand en dus op hellingsprocessen en -stabiliteit in het algemeen [Anderson *et al.*, 1979]. Algemeen gesproken kan gesteld worden dat waar een sterke stroming botst op de bovenhelling, het sediment uit grover materiaal zal bestaan. Waar een dense, zwakke waterstroom van de shelf weg stroomt en vermengd wordt met 'Warm Deep Water', wordt fijnkorrelig sediment op de bovenhelling

afgezet [Anderson *et al.*, 1979]. De onderhelling en het continentaal plat worden gekenmerkt door zwakke bodemstromen en fijnkorrelige sedimenten.

## 1.2.2 De Antarctische glaciële continentale rand

### 1.2.2.1 Waarom is de continentale shelf zo diep?

Holtedahl [1929] en Shepard [1931] waren de eersten die wezen op het unieke morfologische karakter van de hoge-latitude continentale shelve, met name de afwijkend grote waterdiepte, het landinwaarts hellende profiel en de ruwe topografie. De gemiddelde shelfdiepte bedraagt 500 m [Johnson *et al.*, 1982], wat ongeveer 8 maal het wereld-gemiddelde is [Shepard, 1973]. Buitenshelfdieptes reiken gemiddeld tot 400 à 500 m, terwijl de binnenshelf tot 1200 m diepte kan gaan. De Oost-Antarctische shelf is relatief nauw, terwijl de West-Antarctische shelf over het algemeen vrij breed is, over grote zones bedekt met een ijsshelf van de Westelijke Antarctische Ijskap. De grote diepte van de shelf is hoofdzakelijk te danken aan glaciële erosie waarbij een bescheiden extra component te wijten is aan een isostatische correctie op de statische lading van een gekoppelde ijskap tijdens de opeenvolgende glaciatieperiodes.

#### ♦ Isostasie

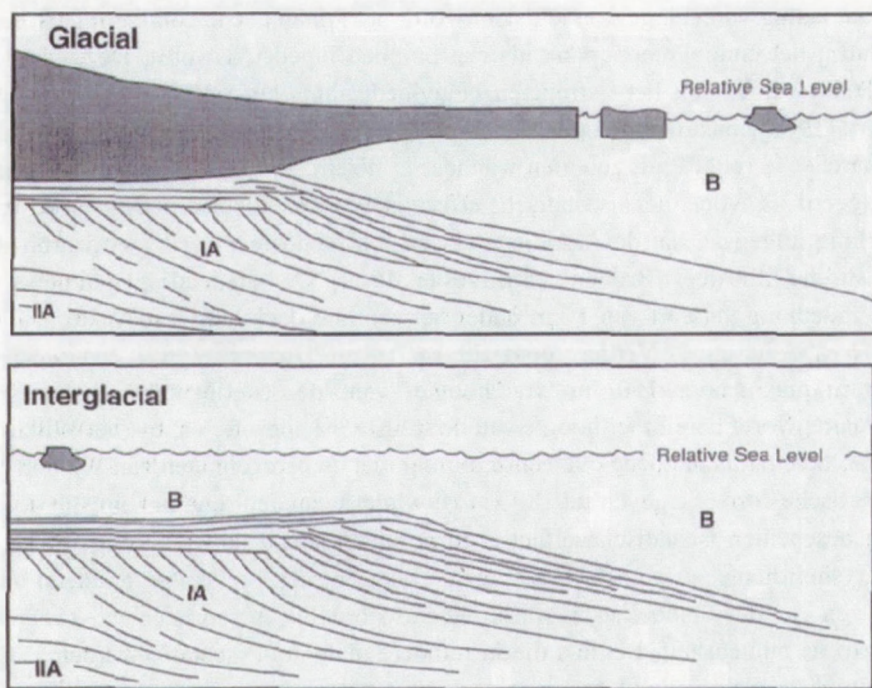
Door de grote lading van een gegronde ijskap wordt het Antarctische continent naar beneden gedrukt waarbij het continentoppervlak als een bolhoed ingedeukt wordt. Deze isostatische indrukking reikt verder dan het ijsfront en beïnvloedt aldus het reliëf van de continentale shelf. Drewry [1983] construeerde op basis van isostatische vergelijkingen een kaart die toont hoe het Antarctische reliëf eruit zou zien wanneer er helemaal geen ijskap zou zijn, en waar dus gecorrigeerd is voor het isostatisch effect. Bij deze reconstructie wordt van de veronderstelling uitgegaan dat de Aarde een visceuze asthenosfeer heeft met daarboven een uniform elastische lithosfeer [Brotchie en Silvester, 1969]. De berekende magnitude voor de isostatische indeuking varieert van 1 km onder het centrale deel van Oost-Antarctica tot 0.5 km onder West-Antarctica. Verder toont de kaart van Drewry [1983] een isostatische correctie van maximaal ~150 m ter hoogte van de continentale shelve. Deze maximumwaarde wordt bereikt ter hoogte van de steilste ijskaprofielen, bv. het Wilkes Land in Oost-Antarctica. Dit is in goede overeenstemming met de berekeningen van Walcott [1970] die een isostatische correctie geven tot 180 km verwijderd van de grondingslijn van de ijskap. Dit dus vrij bescheiden isostatische effect is ruim ontoereikend ter verklaring van de grote Antarctische shelfdiepte. Algemeen gaat men ervan uit dat, rekening houdend met de tekortkomingen van deze modellen, isostasie verantwoordelijk is voor slechts ~25 % van de uitdieping van de binnenshelf. Regio's die in mindere mate door isostasie worden aangetast, bv. het Antarctische Schiereiland, tonen echter ook een negatief landinwaarts hellingsprofiel [Pope and Anderson, 1992]. Glaciële erosie blijkt de bepalende factor voor de uitdieping van de Antarctische shelf [Anderson, 1991, ten Brink en Cooper, 1992].

#### ♦ Glaciële erosie

Bewijs voor glaciële erosie vindt men terug in nagenoeg om het even welk seismisch profiel van de Antartische shelf. Dit is te vervolgen in het seismisch facies waar de bovengrens van de verschillende facieseenheden gekenmerkt wordt door afgesneden reflectoren. Deze erosieve oppervlakken variëren van shelf-dimensie over duizenden km<sup>2</sup> oppervlakte tot



kleinere, glaciële troggen van slechts 10-100 km<sup>2</sup>. Daarnaast zijn in de moderne zeebodemvloer allerlei negatieve reliëfvormen geëetst, eveneens met sterk wisselende dimensies gaande van ondiepe uitschuringslineaties tot glaciële troggen. Onder invloed van de glaciële, erosieve kracht wordt de oorspronkelijke bodem in een glaciële trog tientallen tot honderden meters ingesneden en dit over een breedte van verschillende tientallen km. Seismische profielen langsheen de centrale Ross Zee en het Antarctische Schiereiland tonen successieve uitbreiding en terugtrekking van de ijskap, met overeenkomstige erosie en afzetting van debris, gestuurd door eerste-orde klimaatswisselingen [Bart en Anderson, 1995]. De binnenshelf wordt op dergelijke wijze door opeenvolgende erosie steeds verder gestript van zijn sedimentaire bedekking tot de kristallijne sokkel en oudere meta-sedimentaire afzettingen dagzomen. Hierbij wordt het geërodeerde materiaal afgezet nabij de buiten-shelf en op de continentale bovenhelling. Op dergelijke manier bouwen opeenvolgende sedimentsequenties, gescheiden door regionale discordanties, de sedimentaire architectuur van de continentale rand met een 'gestackt' patroon, zoals zichtbaar op hoge-resolutie seismische profielen [Bart en Anderson, 1995]. Het resultaat van deze glaciële erosie, zoals zichtbaar op reflectie-seismische profielen en bathymetrische data zal verder geïllustreerd worden in Hoofdstuk 2, waar het subglaciële deposysteem van het Bransfield Bekken toegelicht wordt met aandacht voor de verschillende glaciële troggen, waar langs het ijs preferentieel gedraineerd wordt.



*Figuur 1.10: Afzettingsmodel voor een gegronde ijskap op de shelf met de vorming van type IA en IIA sequenties. Type IIA sequenties, die een aggradatieneel patroon hebben, worden afgezet tijdens de pre-glaciële periode op de continentale shelf. Type IA sequenties, die gekenmerkt worden door een prograderend patroon, zijn afgezet tijdens een glaciëel maximum wanneer een gegronde ijskap is uitgebreid tot de paleo-shelfrand. Tijdens een interglaciëel gebeurt weinig sedimentafzetting. B = hemi-pelagisch sediment [Cooper et al., 1991].*

### 1.2.2.2 Een sedimentatiemodel voor de Antarctische rand

In afwezigheid van een grootschalig fluviatiel systeem wordt de sturende kracht van de sedimentdistributie (erosie, transport en depositie) op de Antarctische rand gecontroleerd door een glaciaal drainagesysteem, en meerbepaald via hoog-dynamische glaciale troggen waar een grotere ijsflux voorkomt. De positie van de ijskap op de shelf wordt gestuurd door eerste-orde klimaatveranderingen (met glacialen en interglacialen). Voor het Antarctische Schiereiland geldt dit glaciale sedimentatieregime reeds voor de laatste 10 Ma. Doorheen een dergelijke klimaatcyclus, die aan de basis ligt van de eustatische zeespiegelschommelingen, spelen verschillende glacio-mariene sedimentatieprocessen. Dit thema werd reeds door een groot aantal onderzoeksteams behandeld in de literatuur (Figuur 1.10) [Cooper *et al.*, 1991; Larter en Barker, 1989; Bart en Anderson, 1995; 1996; Bentley en Anderson, 1998].

(1) Tijdens een glaciatie, wanneer een gegronde ijskap zich uitbreidt in de richting van de shelfrand, wordt sediment op de binnenshelf geërodeerd en afgezet in de nabijheid van de grondingslijn, die zich ter hoogte van de shelfrand ophoudt. Dit leidt tot shelfprogradatie [Cooper *et al.*, 1991; Bart en Anderson, 1995; 1996], en tot het progressief steiler worden van de bovenhelling, een proces dat men 'oversteepening' noemt en een typisch gegeven vormt voor een continentale rand die gecontroleerd wordt door glacio-mariene processen. Dit resulteert in een rand die in hoge mate onderhevig is aan helling-eroderende processen waardoor sediment naar het diepere bekken wordt gedistribueerd. Op een seismische sectie wordt dit facies gekenmerkt door sterk prograderende strata met relatief dunne 'topset beds' en sterk hellende 'foreset beds' [Cooper *et al.*, 1991]. Bij het terugtrekken van de ijskap blijft een glaciale till achter op de buitenshelf.

(2) Tijdens een interglaciaal treedt vooral shelfaggradatie op en wordt sedimentair materiaal voornamelijk geaccumuleerd op de shelf [Cooper *et al.*, 1991; Bart en Anderson, 1995; 1996]. De grondingslijn trekt zich terug tot op de binnenshelf, waardoor sedimentdepositie op de buitenshelf en continentale helling beperkt wordt tot (hemi)pelagische afzetting [Larter en Barker, 1991]. Debris, vervat in ijsbergen, het zogenaamde 'ice rafted debris', draagt bij tot de vorming van deze draperende eenheid, die ten dele herwerkt kan worden door uitschuring door diezelfde ijsbergen op drift. Ter hoogte van het ijsfront genereren smeltwaterstromen depositie van glaciale 'outwash'. Ter hoogte van de continentale helling vindt weliswaar verder hellingserosie plaats, doch met een veel lagere intensiteit. Op een seismische sectie wordt dit facies gekenmerkt door zacht hellende en continue strata die gestapeld liggen in een aggradatieneel patroon.

Dit sedimentatiemodel wordt verder uitgewerkt in Hoofdstuk 2, waar specifiek ingegaan wordt op de glacio-mariene sedimentatie-omgeving van het Bransfield Bekken [Prieto *et al.*, 1999]. In Hoofdstuk 5 tenslotte wordt de glacio-mariene architectuur van de glaciale Trinity Peninsula rand verklaard aan de hand van een stabiliteitsmodel.

### ***1.3 Methodologie***

#### ***1.3.1 Inleiding***

#### ***1.3.2 Airgun seismische profielen***

#### ***1.3.3 TOPAS-profielen***

#### ***1.3.4 'Multibeam' bathymetrische data***

### ***1.3 Methodologie***

#### ***1.3.1 Inleiding***

In dit onderzoek wordt gebruik gemaakt van een aantal geofysische methodes. In de eerste plaats concentreert het onderzoek zich op multibeam bathymetrische data om de recente glacio-mariene processen langsheen de Trinity Peninsula rand in het Bransfield Bekken te schetsen. Dankzij de interpretatie van reflectie-seismische profielen en TOPAS 'subbottom' profielen is het mogelijk deze recente sedimentatieprocessen doorheen de tijd te volgen. In volgende paragrafen gaan we even in op de technische specificaties van de gebruikte opstellingen en wordt het netwerk van de beschikbare datalijnen gepresenteerd.

#### ***1.3.2 Airgun seismische profielen***

Voor de uitgevoerde studie beschikken we over de hoge-resolutie reflectie-seismische data van drie opeenvolgende campagnes aan boord van het Spaanse onderzoeksschip de B.I.O. Hesperides: de GEBRA-93, de GEBRAP-96 en de MAGIA-99 campagnes. Omdat we deze laatste campagne actief mochten meemaken, worden hier de technische specificaties van het gebruikte seismische systeem tijdens deze campagne verder toegelicht. Voor de vroegere campagnes GEBRAP-96 en GEBRA-93 worden nog even de voornaamste parameters herhaald, terwijl ook de respectievelijke 'track plots' meegegeven worden op Figuur 1.11. Tijdens deze drie campagnes wordt grosso modo dezelfde opstelling gebruikt waardoor de specificaties en de kwaliteit van de data zeer gelijkaardig zijn.

Tijdens de laatste COHIMAR-02 campagne werden weliswaar ook seismische data opgenomen maar het betrof meer-kanaals reflectie-seismische data die ook niet werd gebruikt voor deze studie. We gaan daarom niet verder in op de gebruikte opstelling.

### **1. MAGIA-99**

#### ***Seismische bronnen en ontvangers***

Alle profielen werden opgenomen met een 'sleeve gun' (Array 4 x 40, hoewel bepaalde profielen slechts met drie 'guns' en zelfs met twee 'guns' opgenomen werden). De batterij 'sleeve guns' werd op een diepte van 5 m en op een afstand van 15 m achter het schip gesleept en eens om de 6000 ms afgevuurd. De lucht onder hoge druk (140 bar of 2000 psi) werd geleverd door een tandem van HAMWORTHY compressoren.

Alle data werden geregistreerd in een SIG streamer, die speciaal ontworpen was voor gebruik in Antarctische waters (speciale PVC-coating, olie en flotatie-eigenschappen). Deze streamer werd op een afstand van 150 m achter het schip gesleept, op een waterdiepte van ongeveer 1-2 m. Deze SIG streamer bestaat uit een staart-sectie van 12.5 m en een 'leading cable' van 150 m, waarvan de

sleepdiepte instelbaar was. De actieve sectie bestaat uit drie kanalen, elk 50 m lang en bestaande uit 8 groepen van 5 SIG-16 hydrofonen. De drie kanalen kunnen apart opgenomen worden, of in gelijk welke combinatie van twee of drie, door middel van een schakeldoos ingebouwd in de SIG 'power supply' eenheid. Het voorversterkte signaal van de streamer werd vanaf de winch naar de SIG 'power supply'/schakeldoos en de acquisitie-eenheid gebracht via een dekkabel.

#### *Versterking, filtering en registratie van het signaal*

Het signaal van de streamer werd gefilterd door middel van een analoge Krohn-Hite 3550 Bandpass filter, teneinde reeds voor de registratie de meest storende hoog- en laag frequente ruis uit het signaal te filteren. Het effect hiervan werd gecontroleerd door middel van een koptelefoon (via de DAT recorder) of door middel van een Fast Fourier Transform (FFT) analyse op het ELICS Delph2 acquisitie-systeem. De filterinstellingen waren steeds 80-1600 Hz waardoor een vrij brede frequentieband opgenomen kon worden. Na filtering werden de data verdeeld naar het ELICS Delph2 acquisitie-systeem, naar de SONY DAT-recorder en naar een papierrecorder.

De gefilterde data werden vervolgens gedigitaliseerd door het ELICS Delph2 acquisitie-systeem met een 'sampling rate' van 4000 Hz. Het Delph2 systeem stelt hierbij automatisch een anti-alias filter in, die alle frequenties hoger dan de helft van de 'sampling rate' elimineert: i. e. hoger dan 2000 Hz. De totale opnamelengte bedroeg 3500 ms voor profielen 1 tot en met 6bis, 2600 ms voor profielen 7 en 7bis, 3000 ms voor profielen 8 tot en met 33 en 4000 ms voor profielen 33bis tot en met 55. Er werd geen 'recording delay' toegepast zodat toch een zekere vorm van kwaliteitscontrole op het directe signaal mogelijk was.

De gedigitaliseerde data werden weggeschreven op hard disk in een gecomprimeerd ELICS formaat. Na elke acquisitiefase werden twee back-up versies van deze ELICS files en een derde versie, geconverteerd naar SEG Y (Motorola) formaat, op DAT-cassette opgenomen. Eenmaal thuis werden zowel van het ELICS formaat als het SEG Y (Motorola) formaat kopieën gemaakt op CD-ROM, teneinde deze data in de toekomst toegankelijker te maken voor processing - in het RCMG wordt deze processing aangepakt met het industriële processingspakket ProMax.

De gefilterde analoge data werden op een EPC 4800S papierrecorder geplot na bijkomende voorversterking via een Rockland 432 eenheid.

De gefilterde analoge data werden ook opgenomen op een digitale audio-tape met een SONY 57ES DAT-recorder voor het geval zich tijdens de acquisitie problemen zouden voordoen met het Delph2 systeem.

#### *Triggering*

De seismische data werden synchroon door het Spaanse acquisitie-systeem en het RCMG Delph2 systeem opgenomen. Het Spaanse acquisitiesysteem fungeerde hierbij als 'master', die het triggersignaal uitzond. Het Delph2 systeem werd in de 'slave mode' gesteld.

#### *Data-kwaliteit*

De opgenomen data zijn over het algemeen van uitstekende kwaliteit.

- Dankzij de vrij goede weersomstandigheden tijdens de seismische acquisitie-fase konden seismische data opgenomen worden in nagenoeg ruisvrije omstandigheden. Het was mogelijk een brede frequentieband te registreren van 80 tot 1600 Hz.
- De profielen worden - op de ruwe Delph2-opnamen - gekenmerkt door een penetratie van maximaal 900 ms TWT doorheen de sedimentaire bedekking van Trinity Peninsula. Met een dergelijke penetratie ziet men reeds de meta-sedimentaire sokkel verschijnen. De verticale resolutie, zoals afgeleid uit uitgeplote profielen, bedraagt een 8-tal meter.

## 2. GEBRAP-96

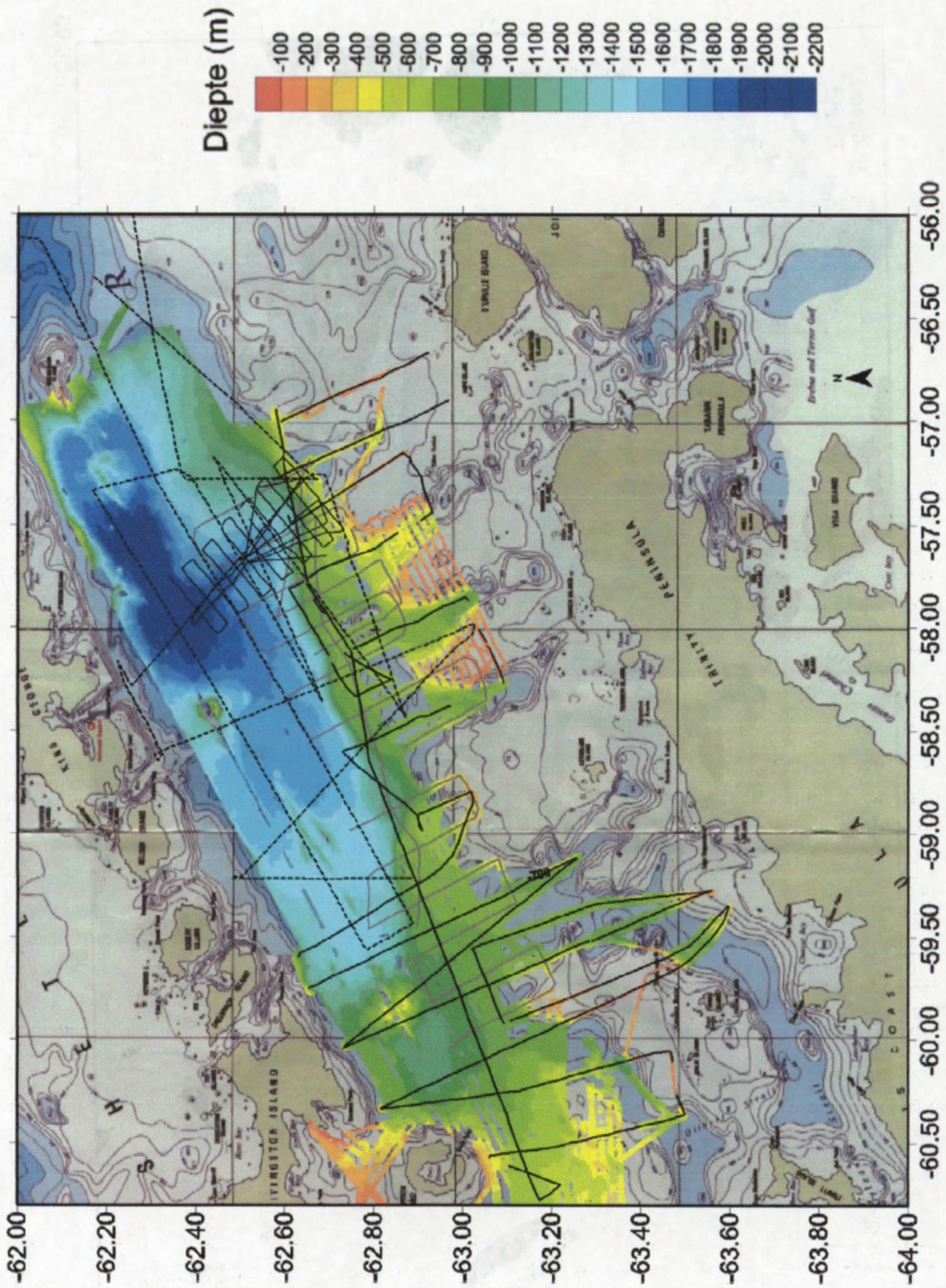
Tijdens deze campagne aan boord van opnieuw de B.I.O. Hesperides bestond de seismische bron uit een 175 cu. in. Bolt 1500 C airgun die iedere 6000 ms werd aangevuurd. De opname van het gereflecteerde signaal gebeurde via een hoge-resolutie SIG-streamer met drie 50 m lange actieve secties, speciaal ontwikkeld voor polaire wateren. De individuele spaciëring tussen de verschillende hydrofonen bedroeg 1.25 m. De seismische data werden digitaal opgenomen met het ELICS Delph2 systeem met een pre-acquisitie filtering van 60 tot 3000 Hz. Dataprocessing gebeurde met het ProMax systeem en omvatte 'true amplitude recovery', 'spiking deconvolution', AGC en een tweede 'bandpass' filtering. De data hebben een theoretische verticale resolutie van 2.8 m. De seismische profielen zijn loodrecht georiënteerd op de continentale rand en zijn aldus ideaal om de laterale variabiliteit van deze rand te evalueren. Er werden in totaal 13 profielen opgenomen tussen 57° en 60° WL.

## 3. GEBRA-93

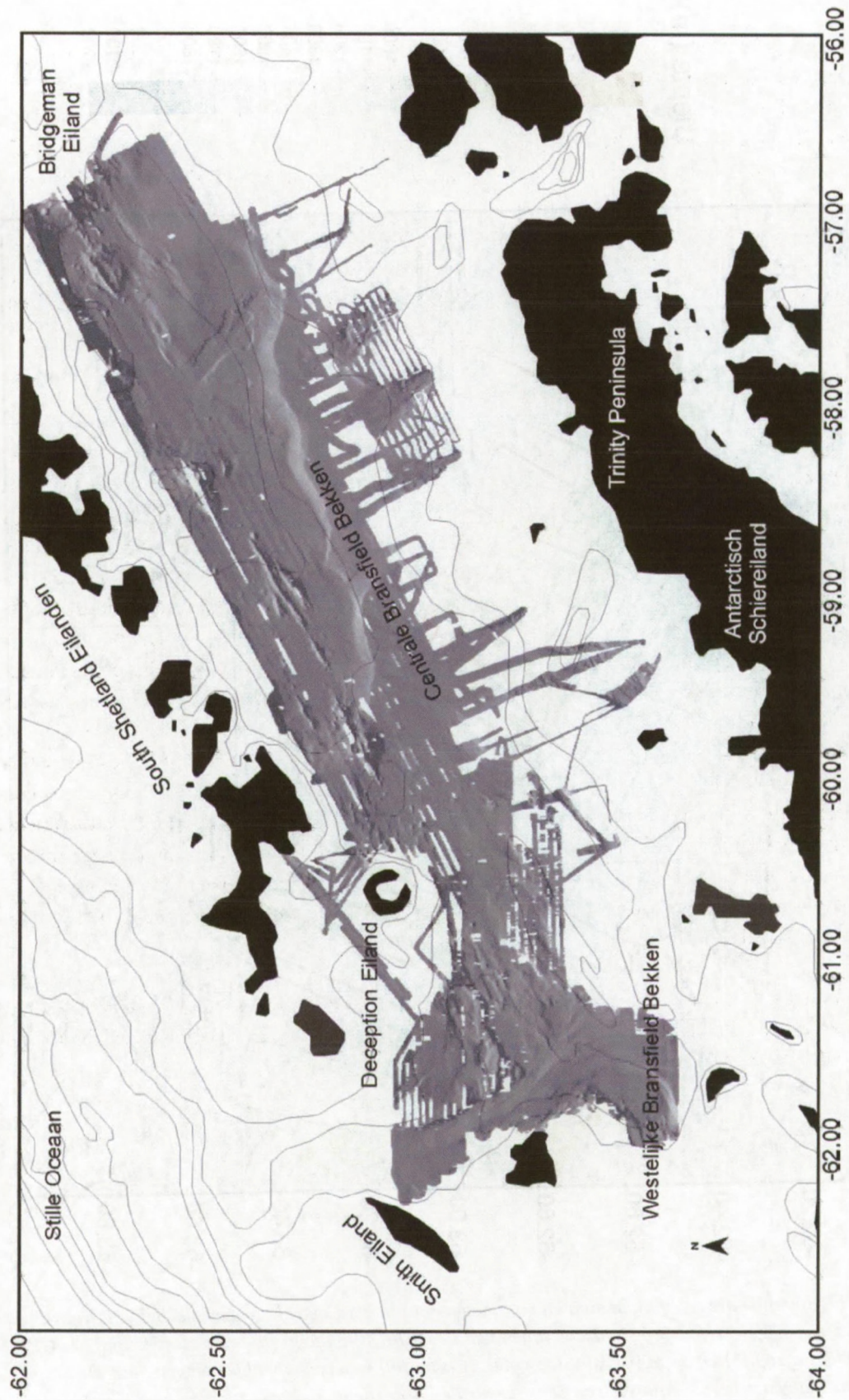
Tijdens de GEBRA-93 campagne aan boord van de B.I.O. Hesperides werden 16 éénkanaals seismische airgun lijnen opgenomen met een gezamenlijke lengte van 1100 km in het Centrale Bransfield Bekken. Deze seismische lijnen zijn enerzijds ruwweg georiënteerd volgens de as van het bekken terwijl anderzijds lijnen loodrecht op de continentale rand staan. De seismische profielen illustreren de diepe bekkenvloer van het King George Bekken, de hellingen van de South Shetland Eilanden rand en de Trinity Peninsula rand. De seismische bron bestond uit een 2.9 l Bolt airgun die iedere 5000 ms werd getriggerd. Het gereflecteerde signaal werd opgenomen met behulp van een 150 m lange driekanaals SIG-streamer die in een éénkanaals-configuratie werd gebruikt. De data werden digitaal opgenomen en on-line geprocessed met behulp van het hoge-resolutie Delph2 acquisitiesysteem. Bijkomende processing werd uitgevoerd met de Delph2 en de PHOENIX VECTOR processingssystemen en omvatte 'bandpass filtering', 'deco filtering' en schaling. De seismische data vertoont een penetratie tot 1000 ms TWT in het diepere bekken waar een goede sedimentbedekking is en 400-50 ms op de hoger gelegen geërodeerde shelf.

### 1.3.3 TOPAS-profielen

We beschikken voor deze studie ook over een papieren versie van de TOPAS-profielen van de GEBRA-93 campagne. Deze data werden opgenomen met het Bentech TOPAS (TOpographic PArametric Sonar) systeem geïnstalleerd op de B.I.O. Hesperides. Een dergelijk systeem bestaat uit een type 'sub-bottom profiler' die twee hoge-frequentie akoestische signalen uitzendt die interageren met de waterkolom waarbij een secundair interferentiesignaal gegenereerd wordt met een lagere frequentie [Webb, 1993]. Aldus wordt de bovenste 50-80 m van de sedimentaire kolom gevisualiseerd met een zeer hoge verticale resolutie en dit onafhankelijk van de waterdiepte [Webb, 1993].



Figuur 1.11: Beschikbare seismische data en multibeam data in het Centrale Bransfield Bekken. Netwerken van de opgenomen 'airgun' reflectie-seismische lijnen van de GEBRA-93 (de gestippelde, zwarte lijn), de GEBRAP-96 (de volle, grijze lijn) en de MAGIA-99 (de volle, zwarte lijn) wetenschappelijke campagnes. De beschikbare multibeam bathymetrische dataset van het Centrale Bransfield Bekken is aangeduid in kleurencode, gesuperponeerd op de Poolse kaart [Szeliga, 1990].



*Figuur 1.12: De beschikbare multibeam bathymetrische dataset van het Bransfield bekken (GEBRA-93, GEBRAP-96 en MAGIA-99 wetenschappelijke campagnes), weergegeven in 'shaded relief' mode.*

Deze seismische data met ultra-hoge resolutie heeft in het Bransfield Bekken een penetratiediepte van maximaal 100 ms TWT. Het opgenomen netwerk van deze TOPAS-data is identiek aan dat van de opgenomen airgun reflectie-seismische lijnen zoals geïllustreerd op Figuur 1.11. Vooral de TOPAS-profielen GEBRA-93-G11 in het King George Bekken en G13 die de onderhelling van de Trinity Peninsula rand illustreert, blijken interessant te zijn. TOPAS-lijnen GEBRA-93-G8 en GEBRA-93-G9 zijn niet ter beschikking wegens vermist in Barcelona, terwijl lijn GEBRA-93-G5, een belangrijk dwarsprofiel, een zeer slechte kwaliteit heeft wegens de zware weersomstandigheden tijdens de acquisitie en aldus niet bruikbaar is. Met behulp van deze dataset maakten Ercilla *et al.* [1998] reeds een detailstudie omtrent de recent actieve, geologische processen doorheen het Centrale Bransfield Bekken.

#### 1.3.4 'Multibeam' bathymetrische data

De beschikbare 'multibeam' bathymetrische dataset voor wat betreft het Bransfield Bekken bestaat uit een compilatie van de data van drie opeenvolgende campagnes GEBRA-93, GEBRAP-96 en MAGIA-99 aan boord van de B.I.O. Hesperides (Figuur 1.12). Dit Spaanse onderzoeksschip is uitgerust met een gecombineerd EM-12S / EM-1000 'multibeam' systeem. Het 13 kHz EM-12S 'multibeam' bathymetrisch systeem heeft een openingshoek van 120° verdeeld over 81 bundels. Hierdoor wordt een strook van de zeebodem bemonsterd waarvan de breedte 3.5 maal de waterdiepte bedraagt. De resolutie bedraagt 0.25 % van de waterdiepte met een limietwaarde van 60 cm. Het 95 kHz EM-1000 systeem heeft een openingshoek van 150° verdeeld over 48 tot 60 bundels die een scan van de zeebodem mogelijk maken waarvan de breedte 7.4 maal de waterdiepte bereikt. De resolutie bedraagt hier 0.3 % van de waterdiepte met een maximum van 15 cm. Met deze parameters is het EM-12S systeem ontwikkeld voor waterdieptes begrepen tussen 50 en 11000 m, met een beste resultaat bij waterdieptes groter dan 500 m. Het EM-1000 bathymetersysteem met zijn hogere resolutie is ontwikkeld voor waterdieptes begrepen tussen 3 en 1000 m. Dataprocesing van de individuele data werd gedaan gebruik makend van het Mermaid- en Neptune software-pakket aan de Universiteit van Barcelona. De drie datasets werden gecompileerd terwijl data-extractie gebeurde in een grid van 75 m bij 75 m. Op deze manier beschikken we over een hoogwaardige bathymetrische dataset van het Centrale Bransfield Bekken.

Voor Hoofdstuk 3 beschikken we daarnaast ook over de bathymetrische datasets van de GEBRAP-96 campagne en de COHIMAR-02 campagne, tijdens dewelke de continentale rand van de Bellingshausen Zee werd uitgekarteerd.





RECENTE SEDIMENTAIRE  
HELLINGSPROCESSEN  
IN HET CENTRALE BRANSFIELD BEKKEN

## **HOOFDSTUK 2: RECONSTRUCTIE VAN DE GLACIO-MARIENE SEDIMENTATIE-OMGEVING IN HET CENTRALE BRANSFIELD BEKKEN SINDS DE LAATSTE GLACIALE UITBREIDING**

### **2.1 Inleiding**

### **2.2 Fysiografie van het Bransfield Bekken**

### **2.3 Morfologie op de Trinity Peninsula shelf: evidentie van subglaciale ijswerking**

#### **2.3.1 Case study I: de 'bundle structure' in het westelijke Bransfield Bekken**

#### **2.3.2 Case study II: de glaciële troggen op de Trinity Peninsula shelf**

### **2.4 Reconstructie van de laatste glaciële uitbreidingsfase in het Centrale Bransfield Bekken**

### **2.5 Subpolair afzettingsmodel voor de Trinity Peninsula rand**

#### **2.5.1 Voorgaande studies: het afzettingsmodel van Prieto et al. [1999]**

#### **2.5.2 Correctie op het model**

#### **2.5.3 Verfijning sedimentatie-omgeving tijdens het laatste glaciëel en het huidige interglaciëel**

##### **2.5.3.1 Het laatste glaciëel: eenheid U7**

##### **2.5.3.2 Het huidige interglaciëel: eenheid U8**

### **2.6 De laterale sedimentvariabiliteit langsheen de Trinity Peninsula rand**

### **2.7 Conclusies**

### **2.1 Inleiding**

De Laat-Kwartaire geschiedenis van het Bransfield Bekken werd reeds door verschillende onderzoeksgroepen gereconstrueerd op basis van bathymetrische data, seismische profielen en ondiepe kernen [Banfield en Anderson, 1995; Prieto *et al.*, 1997; 1999; Canals *et al.*, 2000; 2002]. Enig langsheen de Antarctische randen illustreert het Bransfield Bekken, gelegen in het noorden van het Antarctische Schiereiland, de volledige stratigrafische sequentie van het Laat-Pliocene tot het Holoceen. Dit is voornamelijk te danken aan de vlugge en continue subsidentie die het Bransfield Bekken ondergaat in deze tijdsspanne zodat steeds voldoende accommodatieruimte gecreëerd wordt voor de opeenvolgende sedimentsequenties [Banfield en Anderson, 1995]. Het relatief gematigde klimaat en de hoge neerslaghoeveelheid in het Bransfield Bekken en de overvloedige aanwezigheid van 'valley' en 'outlet' gletsjers zorgen er bovendien voor dat het Bransfield Bekken zeer gevoelig reageert op klimaatsveranderingen [Griffith en Anderson, 1989]. Deze twee elementen samen maken dat het Bransfield Bekken het ideale studiegebied vormt voor het onderzoek naar de reconstructie van de Westelijke Antarctische IJskap (= de WAIS) gedurende het Pliocene en het Pleistoceen. Deze periode wordt gekenmerkt door een duidelijke cycliciteit van koude glaciatieperiodes die alterneren met warmere interglacialen. Deze hoge-amplitude klimaatvariëaties zijn verantwoordelijk voor een sterk fluctuerende ijskapgrootte, die de sedimentverdeling stuurt. Dit hoog-dynamische sedimentatiemilieu staat in schril contrast met de meer stabiele poolkap die zich geïnstalleerd had sinds het Midden-Mioceen [Kennett en Hodell, 1993].

In dit hoofdstuk wordt de aandacht toegespitst op de laatste glaciëel-interglaciëelcyclus in het Centrale Bransfield Bekken.

(1) Op basis van multibeam bathymetrische data en reflectie-seismische profielen zal de maximale uitbreiding van de ijskap ter hoogte van de shelfrand gedurende het laatste glaciëel gereconstrueerd worden met speciale aandacht voor de verschillende (sub)glaciële sedimentatie-omgevingen. Deze

interpretaties en inzichten zullen geconfronteerd worden met de reeds gepubliceerde modellen van Banfield en Anderson [1995], Prieto *et al.* [1999] en Canals *et al.* [2000; 2002]. Extra aandacht zal besteed worden aan eventuele verfijningen en correcties.

(2) Verder zal ook ingegaan worden op de stratigrafische opbouw van de shelf die gekenmerkt wordt door de uitbouw van verschillende 'trough mouth fans'. De laterale sedimentvariabiliteit van deze 'trough mouth fans' zal besproken worden in functie van de tektonische erfenis en de moderne glaciomariene processen doorheen de opeenvolgende glaciële-interglaciële cycli. Hierbij wordt het bestaande afzettingsmodel van Prieto *et al.* [1999] als basismodel voor de seismisch-stratigrafische opbouw van het Centrale Bransfield Bekken gebruikt waarbij een aantal correcties en verfijningen voorgesteld zullen worden.

Op basis van deze twee elementen wordt een poging gedaan de geologische geschiedenis van het Bransfield Bekken sinds de laatste glaciële uitbreidingsfase te reconstrueren met het hoogst mogelijke detail om het achtergrondkader te schetsen waarin de hierna beschreven onderzeese afglijdingen konden plaatsgrijpen.

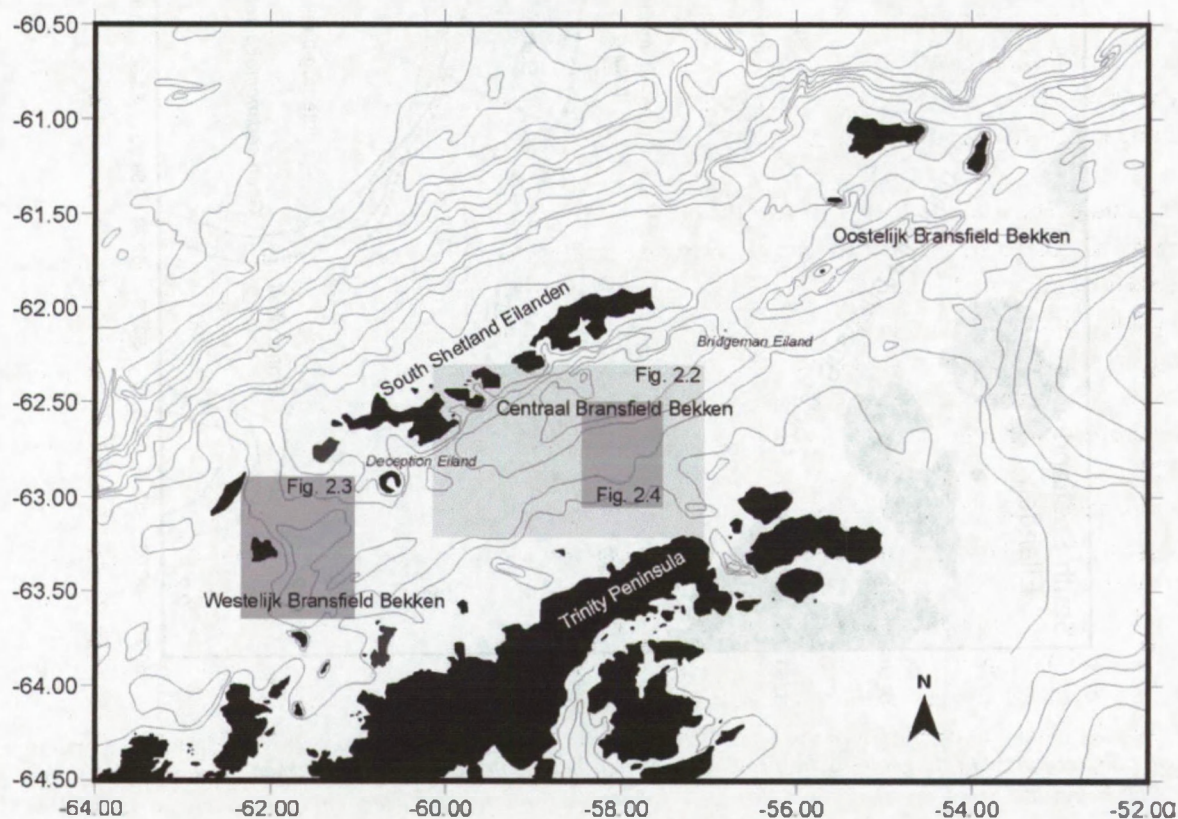
## **2.2 Fysiografie van het Bransfield Bekken**

Het Bransfield Bekken is een nauw, ONO-WZW georiënteerd bekken in het uiterste noorden van het Antarctische Schiereiland (Figuur 2.1). De noordrand wordt gevormd door de South Shetland Eilanden, de zuidrand door het Antarctische vasteland van het Trinity Peninsula. Structureel en morfologisch kan het Bransfield Bekken opgedeeld worden in drie subbekkens: een westelijk, een centraal en een oostelijk bekken, van elkaar gescheiden door de structurele hoogten van het Deception Eiland in het westen en het Bridgeman Eiland in het oosten (Figuur 2.1).

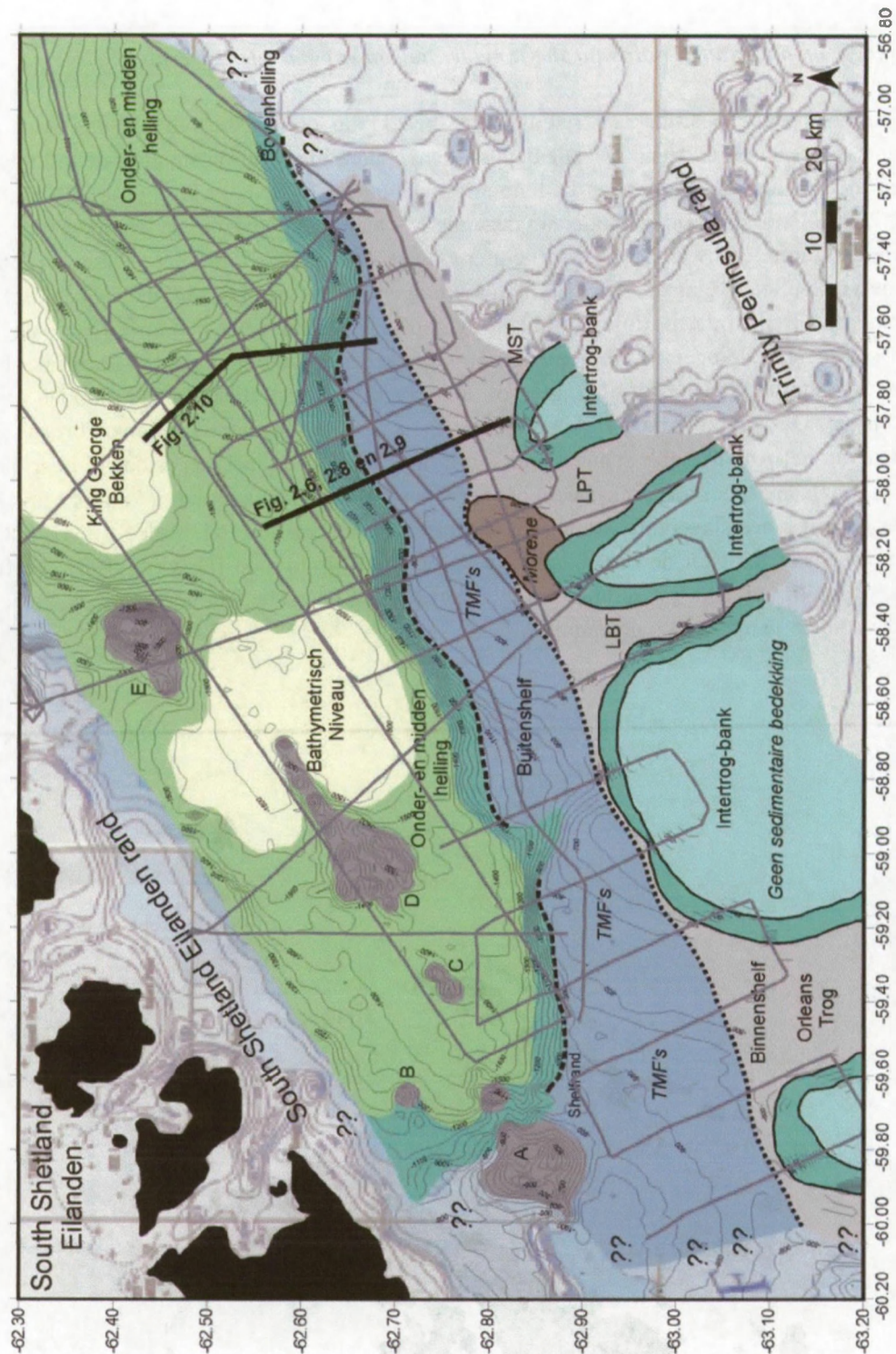
Ons studiegebied bevindt zich hoofdzakelijk in het centrale Bransfield Bekken, 230 km lang en 125 km breed, tussen het Deception Eiland in het westen en het Bridgeman Eiland in het oosten. In het noorden wordt dit bekken begrensd door de steile, rechtlijnige continentale rand van de South Shetland Eilanden, terwijl in het zuiden een zacht-hellende, ondulerende Trinity Peninsula rand opgebouwd is, waardoor het bekken een asymmetrische opbouw kent [Gràcia *et al.*, 1996]. De brede Trinity Peninsula rand strekt zich uit over een breedte van 80 km en is opgebouwd uit een continentale binnenshelf met ingesneden, glaciële troggen, een dieper gelegen buitenshelf en een continentale helling die uiteindelijk leidt naar de centrale diepte van het King George Bekken (Figuur 2.2). De continentale binnenshelf heeft een diepte van 250 m en wordt ingesneden door 5 grote glaciële troggen, van elkaar gescheiden door intertrog-banken. Deze grote, glaciële troggen spelen een prominente rol in de glaciële drainage (en dus sedimentafvoer) naar de buitenshelf. Deze 5 troggen monden uit op een buitenshelf met een diepte van 900 m in het ZW tot 500 m in het NO nabij de Antarctic Sound [Jeffers en Anderson, 1990]. De shelfrand heeft een golvende geometrie, terwijl de rand zelf bestaat uit een steile bovenhelling (met een maximale gradiënt van 20°) die her en der ingesneden wordt door een kleine canyon [Ercilla *et al.*, 1998], en een 20-32 km brede, zacht-hellende benedenhelling (Figuur 2.2). Deze mondt tenslotte uit in een centrale, vlakke depressie, die progressief dieper en wijder wordt naar het NO [Gràcia *et al.*, 1997]. Opgelijnd in de centrale as van het bekken liggen 6 grote onderzeese vulkanische structuren, die getuigen van een beginnende zeevloerspreiding [Gràcia *et al.*, 1996]. Van het ZW naar het NO kunnen 4 bathymetrische niveaus onderscheiden worden, gescheiden van elkaar door NW-ZO gerichte morfologische randen [Gràcia *et al.*, 1996; 1997]. Het grootste en tevens diepste niveau is het King George Bekken, 20 km breed en 50 km lang met een maximale diepte van 1950 m.

### 2.3 Morfologie op de Trinity Peninsula shelf: evidentie van subglaciale ijswerking

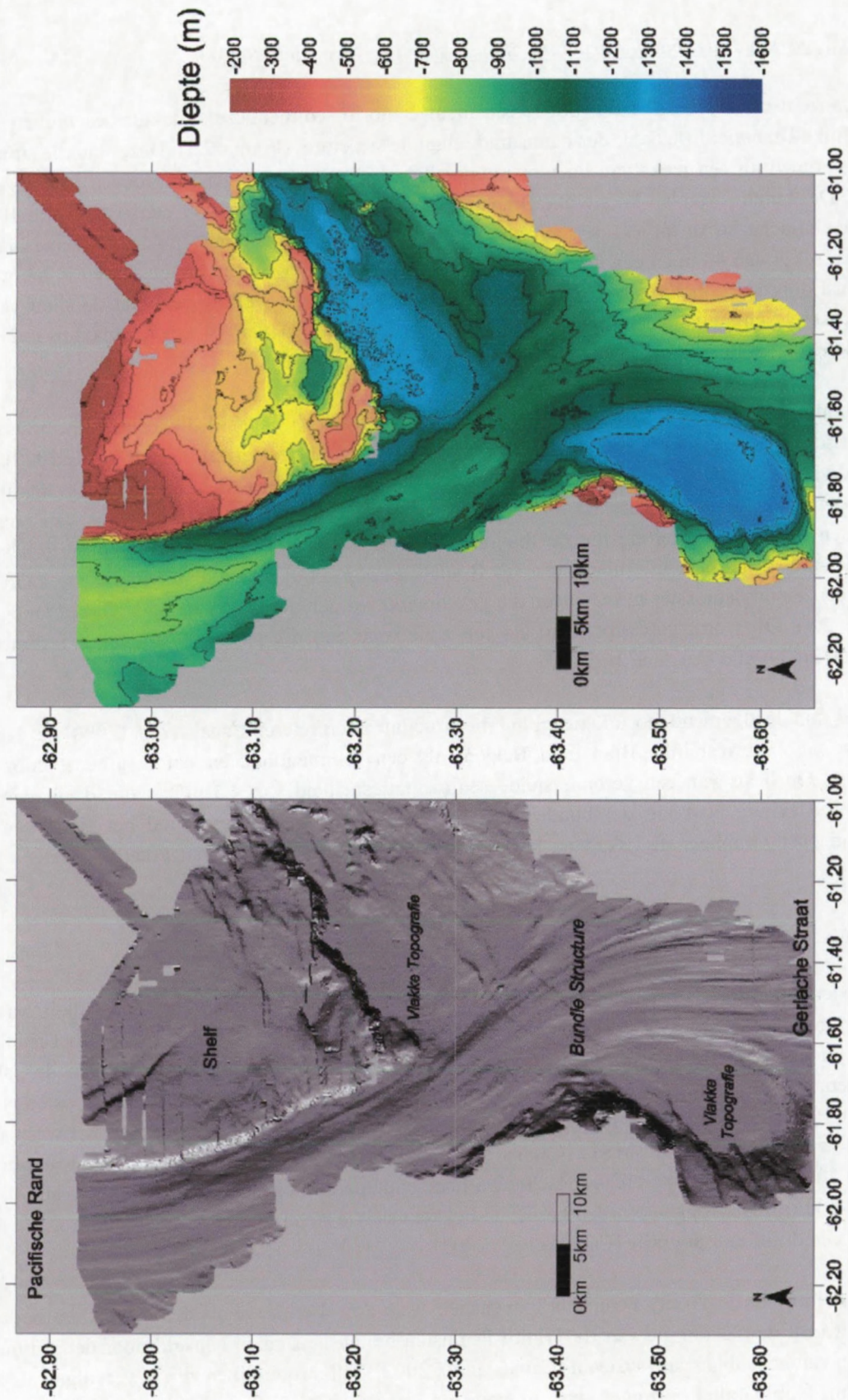
Door de relatief dunne post-glaciale sedimentaire bedekking op de shelve van het Antarctische Schiereiland is het mogelijk de subglaciale deposystemen van tijdens de laatste glaciale uitbreiding uit te karteren met behulp van multibeam bathymetrie-technologie [Canals *et al.*, 2000; 2002; Locat en Sanfaçon, 2000]. Door de hoge resolutie van deze nieuwe technologie gaat onze kennis verder dan het uitkarteren en interpreteren van de macrostructuren op een glaciale shelf, nl.: het negatieve profiel van de shelf, de verschillende glaciale troggen, de tussenliggende intertrog-banken, de shelfrand, ... Een aantal detailstructuren in de morfologie blijken diagnostisch te zijn voor een specifieke subglaciale erosie- of sedimentatie-omgeving: morenes en grondingszones, drumlins, (mega)-lineaties, 'bundle' structuren, en allerlei andere uitschurings- of afzettingsstructuren die verband houden met een gegronde ijskap. Deze detailstructuren laten toe het dynamische, subglaciale sedimentaire systeem in het noorden van het Antarctische Schiereiland van tijdens de laatste glaciatieperiode te begrijpen. Dit dynamisch, subglaciaal sedimentair systeem dat het Bransfield Bekken kenmerkt, kon tot stand komen dankzij de gunstige neerslagcondities en een tektonisch kader die de rand verdeelt in verschillende compartimenten wat leidt tot de ontwikkeling van meerdere ijsstromen [Hawkes, 1981; Griffith en Anderson, 1989]. In volgende paragrafen gaan we dieper in op de zeebodem morfologie die deze hoog-dynamische context van ijswerking kenmerkt.



Figuur 2.1: Situeringsskaart van het Centrale Bransfield Bekken dat in het noorden begrensd wordt door de South Shetland Eilanden en in het zuiden door het Trinity Peninsula. Het Centrale Bransfield Bekken bevindt zich tussen het Deception Eiland in het westen en het Bridgeman Eiland in het oosten. De dieptecontourlijnen zijn afkomstig van de GEBCO-97 CD-ROM.



Figuur 2.2: Kaart van de geologische provincies binnen het Centrale Bransfield Bekken en meerbepaald de Trinity Peninsula rand en shelf op basis van reflectie-seismische profielen en bathymetrische data. De binnenshelf wordt ingesneden door een aantal glaciale troggen (LBT = Lafond Glaciale Trog; LPT = Laclavere glaciale trog; MST = Mott Snowfield glaciale trog), die van elkaar gescheiden worden door intertrog-banken. De buitenshelf werd tijdens de laatste glaciatie bedekt door een 1000 m dikke ijskap die zich uitstrekte tot de shelfrand. De centrale diepte wordt door verschillende onderzeese vulkanen (A, B, C, D en E) onderverdeeld in bathymetrische niveaus die in noordoostelijke richting dieper worden [Gràcia et al., 1996]. Het centrale King George Bekken heeft een vlakke bekkenvloer op een maximale waterdiepte van 1950 m.



Figuur 2.3: De 'bundle structure' in het westelijke Bransfield Bekken op basis van de multibeam bathymetrische data [naar Canals et al., 2000]. A. In 'shaded relief' mode B. Met de 100 m contourlijnen en kleurenpalet.

### 2.3.1 Case study I: de 'bundle structure' in het westelijke Bransfield Bekken

Recent werd door Canals *et al.* [2000] een nieuwe morfo-sedimentaire structuur beschreven in het Westelijke Bransfield Bekken: de zogenaamde 'bundle structure' (Figuur 2.3). Deze 'bundle structure' is opgebouwd uit een reeks van lineaire, subparallel georiënteerde ruggen en groeven [Canals *et al.*, 2000]. De 'bundle' van het Westelijke Bransfield Bekken strekt zich uit over een afstand van 100 km van de Gerlache Straat tot aan de shelf van de Pacifische rand en is opgebouwd uit diverse lineaties met een reliëf van 40 m en een breedte van 1-3 km. De 'bundle' wordt in het oosten en in het westen begrensd door steile hellingen die een hoogteverschil van 200 m overbruggen naar de shelf van het Antarctische Schiereiland. De breedte van deze 'bundle' varieert van 14 km tot maximaal 21 km, terwijl de totale oppervlakte 1900 km<sup>2</sup> bedraagt [Canals *et al.*, 2000].

De 'bundle structure' wordt bedekt door een 10-80 ms TWT (~7-60 m) dikke laag die bestaat uit (akoestisch) fijn gestratificeerd hemipelagisch sediment en turbidietmateriaal [Canals *et al.*, 2000]. Aan de rand van de 'bundle structure' is deze bedekking significant groter en heeft ze een dikte tot 100 ms TWT (~75 m). Dit pakket bestaat onder meer uit hellingsmateriaal dat afkomstig is van erosieve processen op de steile helling die de 'bundle structure' begrenst. De 'bundle structure' zelf wordt verondersteld te bestaan uit subglaciale till [Canals *et al.*, 2000]. Op de bathymetrische kaart zijn verder een aantal depressies te vervolgen die gekenmerkt worden door een nagenoeg vlakke topografie (Figuur 2.3). Dit wordt geïnterpreteerd als een zone waar een dik pakket post-glaciaal sedimentair materiaal de 'bundle structure' bedekt.

Op basis van de algemene morfologie en interne structuur interpreteren Canals *et al.* [2000] de 'bundle structure' in het westelijke Bransfield Bekken als een sedimentlichaam dat is afgezet door een ijsstroom. Op basis van een veronderstelde sedimentatiesnelheid van 4.3 m/ka voor de draperende sedimentbedekking bovenop de 'bundle structure', wordt deze gesitueerd rond het einde van het laatste glaciaal, wanneer de ijskap op het Antarctische Schiereiland massaal afkalft [Canals *et al.*, 2002].

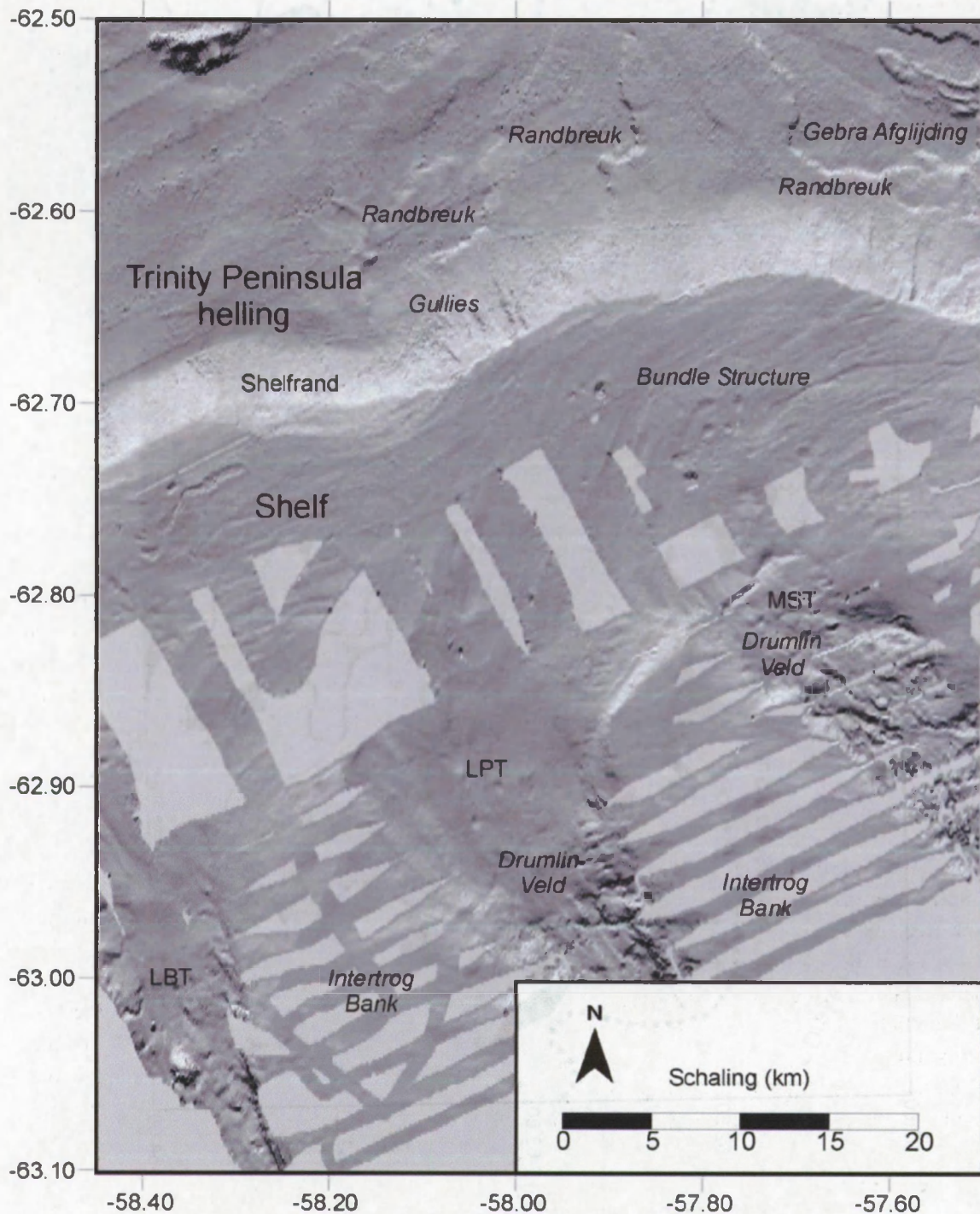
### 2.3.2 Case study II: de glaciale troggen op de Trinity Peninsula shelf

Een (oudere) Poolse kaart van het Bransfield Bekken [Szeliga, 1990] toont een binnenshelf waarop een 6-tal grote, glaciale troggen te vervolgen zijn (Figuur 1.11). Dit eerste-orde reliëf is het resultaat van de intensieve, erosieve werking van een gegronde ijskap en onthult de positie van de paleo-ijsstromen. Op Figuur 2.4 concentreren we ons op drie van deze glaciale troggen: in het oosten is dat de Lafond glaciale trog (LBT), in het centrum de Laclavere glaciale trog (LPT) en in het westen de Mott Snowfield glaciale trog (MST) [Canals *et al.*, 2002]. Deze glaciale troggen (op een waterdiepte van 400-700 m) worden van elkaar gescheiden door ondiepere intertrog-banken (op een waterdiepte van 200-300 m). De troggen worden breder in bekkenwaartse richting. De vloer van de troggen hier vertoont een drumlin-topografie [Canals *et al.*, 2002].

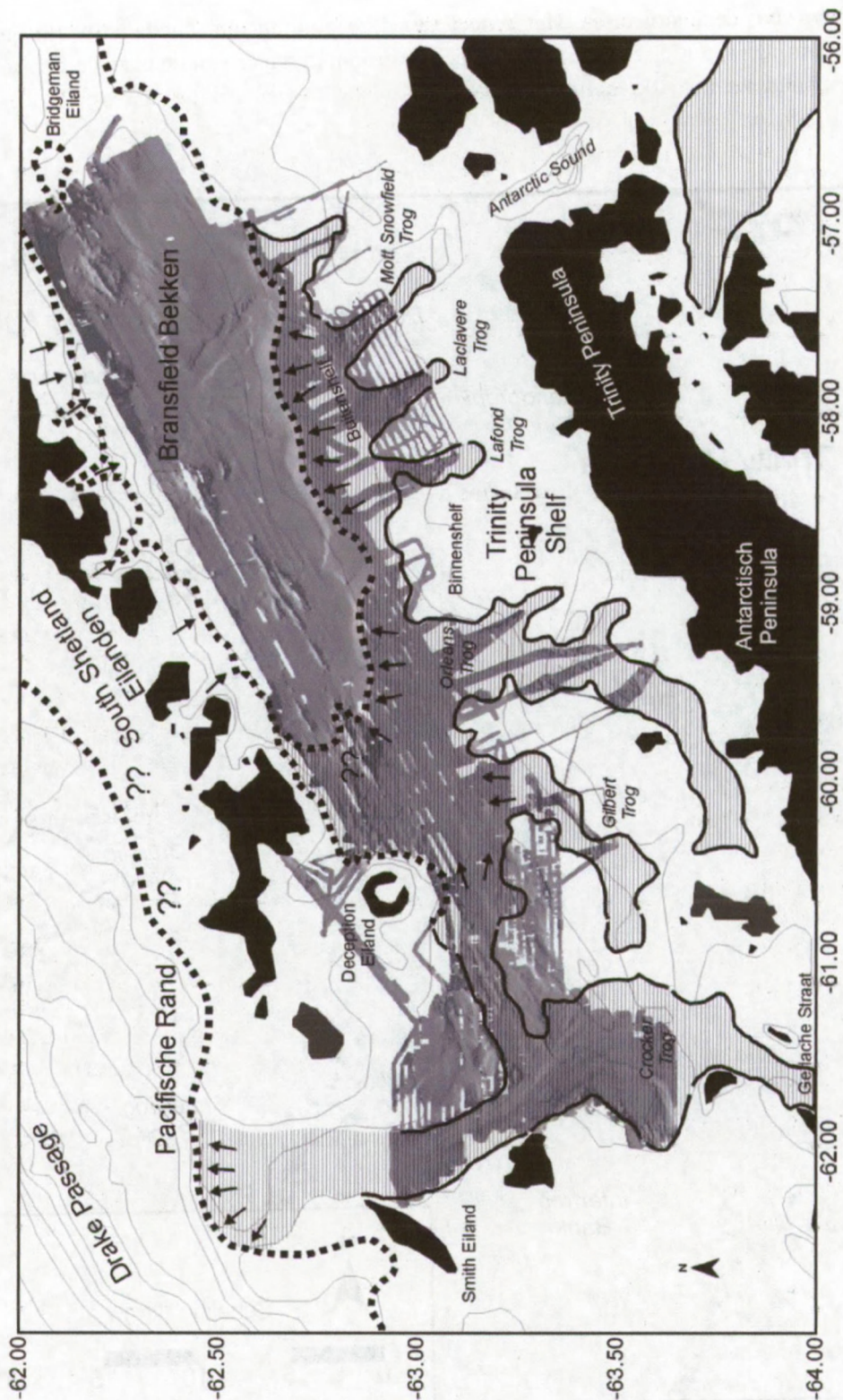
In tegenstelling tot de Trinity Peninsula binnenshelf waar zowel erosieve als depositionele processen heersen, wordt de morfologie van de Trinity Peninsula buitenshelf enkel bepaald door depositionele processen van het subglaciale systeem [Canals *et al.*, 2002]. Till-stroomlijnen zijn te vervolgen als een reeks van (sub)parallele ruggen en groeven op mega-schaal die gepositioneerd zijn in het bekkenwaartse verlengde van de glaciale troggen. In die zin kunnen zij benoemd worden als bescheiden 'bundle structures' [Canals *et al.*, 2000; 2002]. Vibro-kernen illustreren een till-



samenstelling voor deze structuren. Het geheel van deze drumlin- en 'bundle structure'-morfologie suggereert dat tijdens een glaciële uitbreiding een ijsstroom de vloer van de glaciële trog uitschuurde en sediment bulldozerde tot de shelfrand.



*Figuur 2.4: Detail van de glaciële troggen op de westelijke Trinity Peninsula shelf in 'shaded relief' mode op basis van de bestaande multibeam data (LBT = Lafond Glaciële Trog; LPT = Laclavere glaciële trog; MST = Mott Snowfield glaciële trog) [naar Canals et al., 2002].*



Figuur 2.5: Kaart van de geïnterpreteerde, maximale glaciale uitbreiding van een gegronde ijskap tijdens het Laatste Glaciale Maximum, samengesteld op basis van de multibeam bathymetrische dataset, de reflectie-seismische profielen en aangevuld met gegevens uit de literatuur [Banfield en Anderson, 1995; Prieto et al., 1999; Canals et al., 2000; 2002]. Het gearceerde deel toont de positie van snelstromend ijs in de verschillende glaciale trossen. De dikke stippellijn toont de grondingszone van de ijskap.

#### 2.4 Reconstructie van de laatste glaciële uitbreidingsfase in het Centrale Bransfield Bekken

Figuur 2.5 toont naast de positie van de grote, glaciële troggen op de binnenshelf, de maximale uitbreiding van een gegronde ijskap tot aan de shelfrand van de Trinity Peninsula rand en de South Shetland Eilanden rand tijdens de laatste glaciële uitbreidingsfase in het Bransfield Bekken. Het beeld in 'shaded relief' mode stelt een compilatie voor van alle beschikbare Spaanse multibeam bathymetrische data. Deze dataset wordt aangevuld met gegevens van de Poolse kaart van het centrale Bransfield Bekken voor de niet bedekte gebieden [Szeliga, 1990] en informatie uit de literatuur [Pudsey *et al.*, 1994; Banfield en Anderson, 1995; Bentley en Anderson, 1998; Bentley, 1999; Canals *et al.*, 2000; 2002]. De 200 m, 500 m, 1000 m, 1500 m, 2000 m, ... dieptelijnen zijn afkomstig van de GEBCO-97 CD-rom. Alhoewel deze GEBCO-97 data de algemene trend in de bathymetrie op een juiste manier weergeeft, zijn vooral in de ondiepere gedeelten (Orleans Trog) een aantal onjuistheden vast te stellen die niet overeenkomen met onze eigen data (Figuur 2.5).

Op de Trinity Peninsula shelf tonen de bathymetrische data sporen van glaciële uitschuringsprocessen tot op de buitenshelf. Mega-lineaties draaien hier op de buitenshelf steeds af naar het noordoosten wat geïnterpreteerd wordt als het resultaat van een grote noordoostelijk gerichte stroom van ijs, weg van het brongebied in het zuidwesten, waardoor het ijs vanuit de Lafond glaciële trog, de Laclavere glaciële trog, de Mott Snowfield glaciële trog en de Orleans trog naar rechts afbuigt, naar open zee toe (Figuur 2.5) [Canals *et al.*, 2002]. De positie van deze mega-lineaties tot aan de shelfrand suggereert dat een gekoppelde ijskap zich tijdens het laatste glaciële uitstrekke over de volledige breedte van de Trinity Peninsula shelf tot aan de shelfrand [Prieto *et al.*, 1999; Canals *et al.*, 2002]. Hierbij merken we op dat de shelfrand progressief ondieper wordt in noordoostelijke richting wat wijst op een verminderde erosieve kracht en dikte van de gegronde ijskap, gecombineerd met een eventueel minder krachtig isostatisch effect door de grotere afstand tot de ijskap. In het westelijke Bransfield Bekken illustreert een 'bundle structure' de dynamische context van een ijsstroom die ijs en puinmateriaal transporteerde vanuit de Gerlache Straat doorheen het westelijke Bransfield Bekken tot de shelfrand van de Pacifische rand tussen het Smith Eiland en de South Shetland Eilanden [Canals *et al.*, 2000]. Canals *et al.* [2000] suggereren de mogelijkheid van een afzonderlijke ijskap over de Brabant en Antwerpen Eilanden, waar oostwaarts drainerend ijs de Gerlache Straat voedt terwijl ook ijs van het Antarctische Schiereiland zelf via deze straat gedraineerd wordt. Op de South Shetland Eilanden was er mogelijk ook een kleine ijskap geïnstalleerd die zich uitstrekke tot de shelfrand van de South Shetland Eilanden rand in het Bransfield Bekken en de ondiepe gedeelten van de Pacifische shelf. De relatief kleine drainage-oppervlakte van de South Shetland Eilanden zorgde voor de beperkte oppervlakte van de South Shetland Eilanden ijsshelf zonder de uitbouw van omvangrijke sedimentlichamen op een uitgestrekte shelf zoals die van de Trinity Peninsula rand. Op deze manier was er tijdens het laatste glaciële een ijskap op de South Shetland Eilanden en zijn shelf die geïsoleerd was van de veel grotere ijskap die het vasteland van het noordelijke Antarctische Schiereiland bedekte [Bentley en Anderson, 1998]. Dit wordt bevestigd door het glaciologisch model van Stuiver *et al.* [1981], waarin die reeds twee grote afzonderlijke ijsskappen voorspeld werden op de South Shetland Eilanden en het Antarctische Schiereiland respectievelijk. Wat evenwel niet uitgesloten kan worden op basis van onze bathymetrische data is dat die twee ijsskappen mogelijk fysisch met elkaar verbonden waren door middel van een drijvende gemeenschappelijke ijsshelf die het centrale deel van het Bransfield Bekken bedekte.

Op basis van koolstofdateringen en foraminifeertesten van glacio-mariene afzettingen in kern DF 82-48, plaatsen Banfield en Anderson [1995] het terugtrekken van de ijskap van de buitenshelf van de Trinity Peninsula rand op 13.5 tot 14.5 ka BP. Canals *et al.* [2002] suggereren dat de ondiepe

binnenshelf, die grotendeels sedimentvrij wordt verondersteld, veel later ijsvrij werd, nl. pas rond ~6 ka BP. Deze veronderstelde dateringen zijn in overeenstemming met resultaten bekomen uit glaciële landstudies die een glaciële episode suggereren die eindigde rond 10 tot 12 ka BP [Sugden en John, 1973; Yang en Harwood, 1995]. Op basis van glaciële modellen veronderstelt men het Laatste Glaciële Maximum (LGM) rond 18 ka BP, waarbij het afkalven van de ijskap in het Centrale Bransfield Bekken begint rond 14 ka BP [Stuiver *et al.*, 1981; Payne *et al.*, 1989]. Op basis van een 'piston' kern in het centrale bekken leidt Singer [1987] weinig variatie af in het biogeen silica versus het terrigeen sediment voor de laatste 6 ka. De dikte van de LGM-ijskap in het Centrale Bransfield Bekken wordt geschat op minimaal 700 m door Banfield en Anderson [1995] op basis van hun interpretatie van de positie van een ijsgrondingszone. Canals *et al.* [2000] veronderstellen een dikkere ijskap van ~1000 m voor het Westelijke Bransfield Bekken, wat echter toch in dezelfde grootte-orde ligt. Wegens de relatief korte tijd sinds de laatste glaciatieperiode in het Bransfield Bekken is het effect van tektonische bekkensubsidentie te verwaarlozen. Indien men echter de isostatische opheffing in rekening brengt, komt men tot een grotere dikte in de grootte-orde van + 20 m, wat te verwaarlozen is [Barsh en Mausbacher, 1986; Pallàs *et al.*, 1997].

## **2.5 Subpolair afzettingsmodel voor de Trinity Peninsula rand**

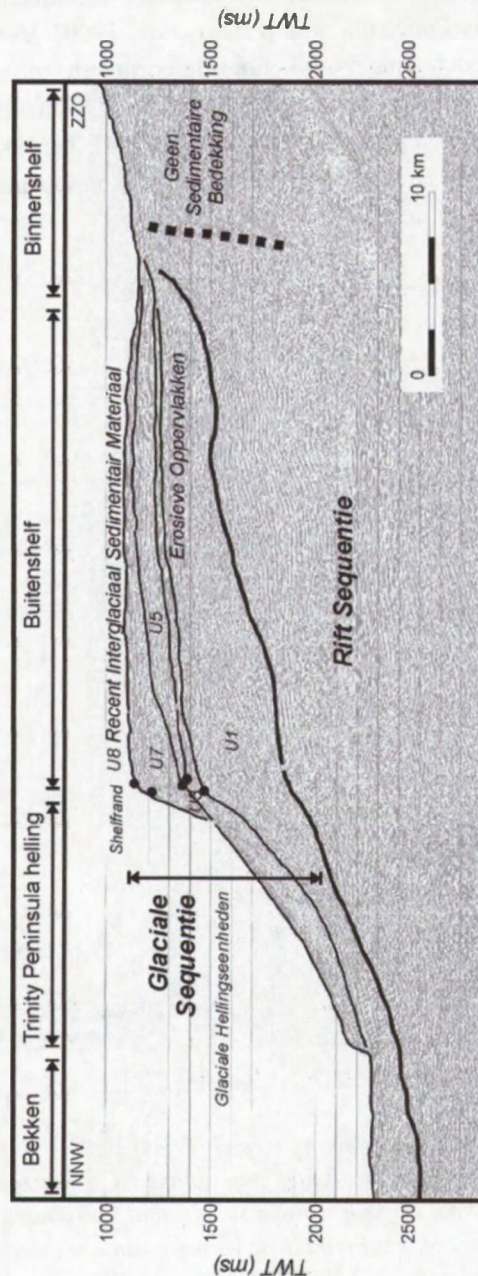
### 2.5.1 Voorgaande studies: het afzettingsmodel van Prieto *et al.* [1999]

Vroeger seismisch-stratigrafisch onderzoek laat toe twee regionale sequenties te definiëren boven een metasedimentaire sokkel [Gambôa en Maldonado, 1990; Jeffers en Anderson, 1990; Henriët *et al.*, 1992; Prieto *et al.*, 1998;1999]. Deze twee sequenties worden van elkaar gescheiden door een regionaal te vervolgen discordantie die een duidelijke verandering in sedimentatieregime weerspiegelt (Figuur 2.6). Een vervormde en gebroken 'ondersequentie' getuigt van een extintieregime die de opening en de verdere uitrekking van het Bransfield Bekken vanaf 4-1.3 Ma illustreert. Deze sequentie wordt ook wel eens de 'riftsequentie' genoemd [Gambôa en Maldonado, 1990]. De sedimentdistributie in dit jonge bekken wordt gecontroleerd door breukwerking en regionale subsidentie en is beperkt tot een nauwe grabenstructuur die zich grotendeels in het huidige bekken onder de Trinity Peninsula rand bevindt [Prieto *et al.*, 1998].

Hierboven ligt een 'driftsequentie' of 'bovensequentie', die gekenmerkt wordt door de aanwezigheid van verschillende, interne erosie-oppervlakken (Figuur 2.6). Tektonische vervorming is minimaal [Gambôa en Maldonado, 1990]. De talrijke, interne erosie-oppervlakken in deze bovensequentie duiden op een cyclisch geneseproces, nl. het cyclisch uitbreiden en terugtrekken van een gegronde ijskap, gestuurd door eerste-orde klimaatswisselingen [Jeffers en Anderson, 1990]. Op basis van deze erosie-oppervlakken onderscheidt Prieto *et al.* [1999] 8 seismisch-stratigrafische eenheden waarvan de geometrie bepaald is door de positie van de ijsgrondingszone ten opzichte van de shelfrand doorheen de opeenvolgende glaciële-interglaciële periodes. Glacio-mariene processen nemen de rol over van tektoniek en subsidentie als bepalend mechanisme in de sedimentverdeling.

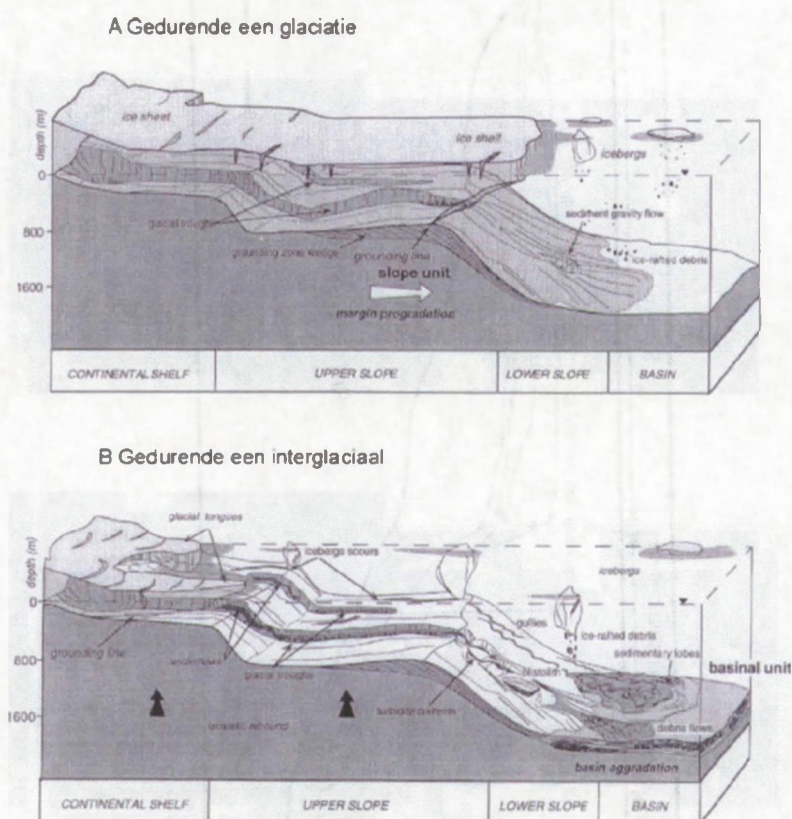
Gedurende een glaciatie, wanneer een ijskap een maximale zeewaartse uitbreiding kent, worden de zogenaamde 'hellingseenheden' (U1, U3, U5 en U7) afgezet op de Trinity Peninsula en South Shetland Eilanden shelf en continentale rand (Figuren 2.7 en 2.8). Hierbij erodeert een voortschrijdende ijskap het aanwezige sediment op de shelf en wordt dit materiaal subglaciële getransporteerd om ter hoogte van de ijsgrondingslijn terug afgezet te worden. Wanneer de grondingslijn de shelfrand bereikt, wordt het glaciële debris afgezet op de continentale helling waar helling-eroderende processen het debris eventueel verder hellingafwaarts distribueren, wat

'oversteeping' van de rand in de hand werkt [Powell, 1984; Larter en Cunningham, 1993]. Hierbij ontstaat een prograderende sedimentaire wig met reflectoren die 'downlappen' en die in de literatuur bekend staat als een 'trough mouth fan' (Figuur 2.8) [Vorren *et al.*, 1989]. De sterke erosieve kracht van een voortschrijdende ijskap zorgt voor de erosieve boven- en ondergrens van elk van deze hellingseenheden die regionaal te vervolgen zijn. Soms legt men een verband tussen de grootte en het volume van een afzonderlijke eenheid en de intensiteit en de duur van de overeenkomstige glaciële periode [Bart en Anderson, 1995; Vanneste *et al.*, 1995; Kuvaas en Kristoffersen, 1996]. Aldus interpreteren Prieto *et al.* [1999] hellingseenheid U1 als de glaciële periode met een duidelijk hogere intensiteit en duur dan de glaciële periodes die overeenkomen met hellingseenheden U3, U5 en U7.

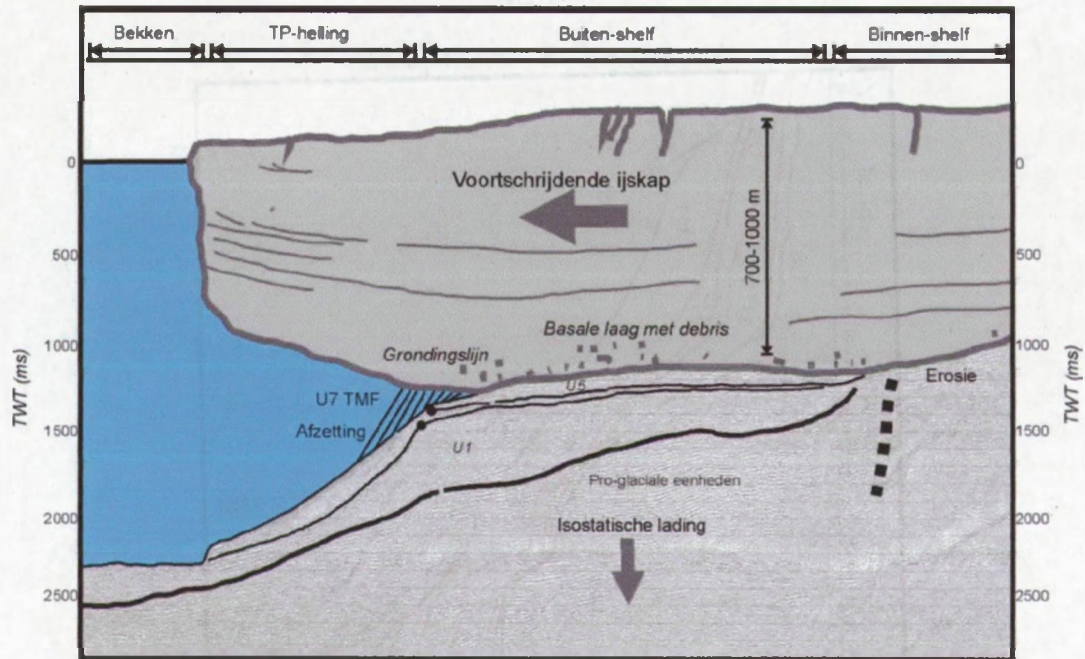


Figuur 2.6: 'Airgun' seismisch profiel GEBRAP-96 # 87. De Trinity Peninsula rand is opgebouwd uit een rift-sequentie en een glaciële sequentie [Gambôa en Maldonado, 1990]. De glaciële hellingseenheden U1, U3, U5 en U7 worden begrensd door regionaal te vervolgen erosieve grenzen. De locatie van het profiel is weergegeven in Figuur 2.2.

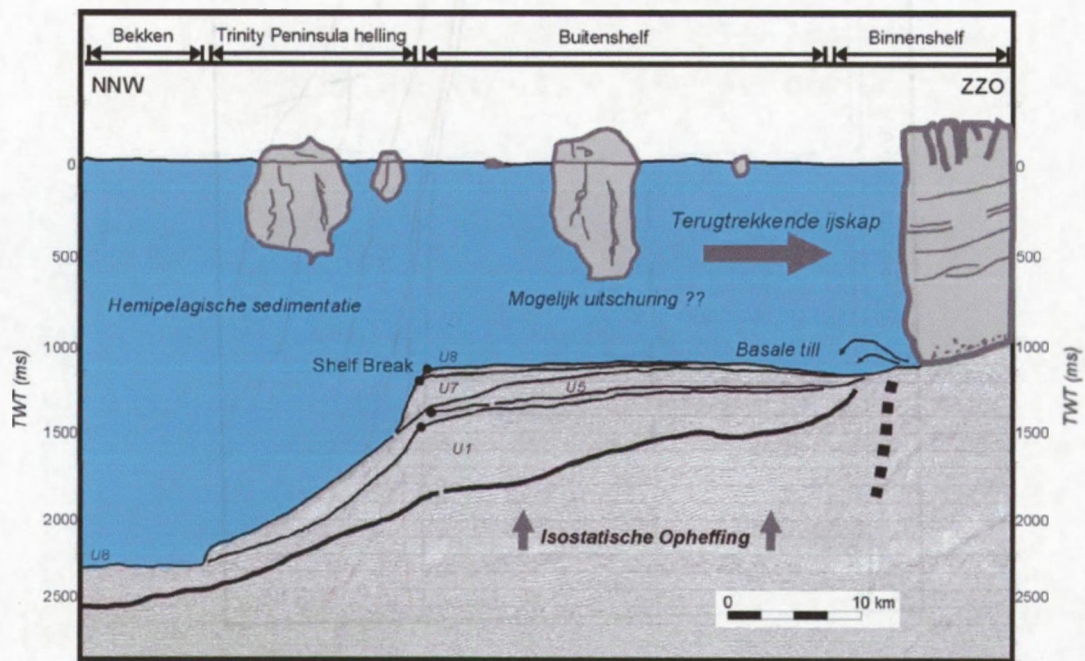
Gedurende een interglaciaal, wanneer de grondingslijn van de ijskap ver landinwaarts gesitueerd is, is het sedimenttransport naar het diepere bekken en de basis van de continentale helling beperkt tot hemipelagische afzetting en hellingsprocessen, zoals turbidieten, gravitationele afglijdingen en 'slumps' (Figuren 2.7 en 2.9) [Prieto *et al.*, 1999]. Deze interglaciale sedimentatie-omgeving resulteert in de afzetting van zogenaamde 'bekkeneenheden' U2, U4, U6 en U8 [Prieto *et al.*, 1999]. Sedimenttransport naar het diepere bekken schijnt preferentieel te gebeuren langsheen de glaciale troggen, in het bijzonder de Orleans trog [Prieto *et al.*, 1999]. In deze troggen blijven ijstongen op het einde van een glaciaal waarschijnlijk langer aanwezig dan op de omliggende intertrog-banken, waardoor de sedimentaanvoer ter hoogte van deze troggen nog een tijd aangehouden wordt (Figuur 2.7). Hierbij genereert sedimentgeladen subglaciaal smeltwater turbidieten met de vorming van geulen in de bovenhelling van de Trinity Peninsula rand [Prieto *et al.*, 1999]. Verder wordt een portie van het materiaal van deze bekkeneenheden aangevoerd onder de vorm van 'ice-rafted debris', afkomstig van afgekalfde ijsbergen (Figuur 2.9) [Heinrich, 1990]. (Hemi)pelagisch materiaal blijkt echter slechts voor een marginale toevoer te hebben gezorgd [Yoon *et al.*, 1994]. Tenslotte levert ook de vulkanische activiteit in de centrale as van het Bransfield Bekken een niet onbelangrijke bijdrage in de vorming van deze bekkeneenheden [Prieto *et al.*, 1999].



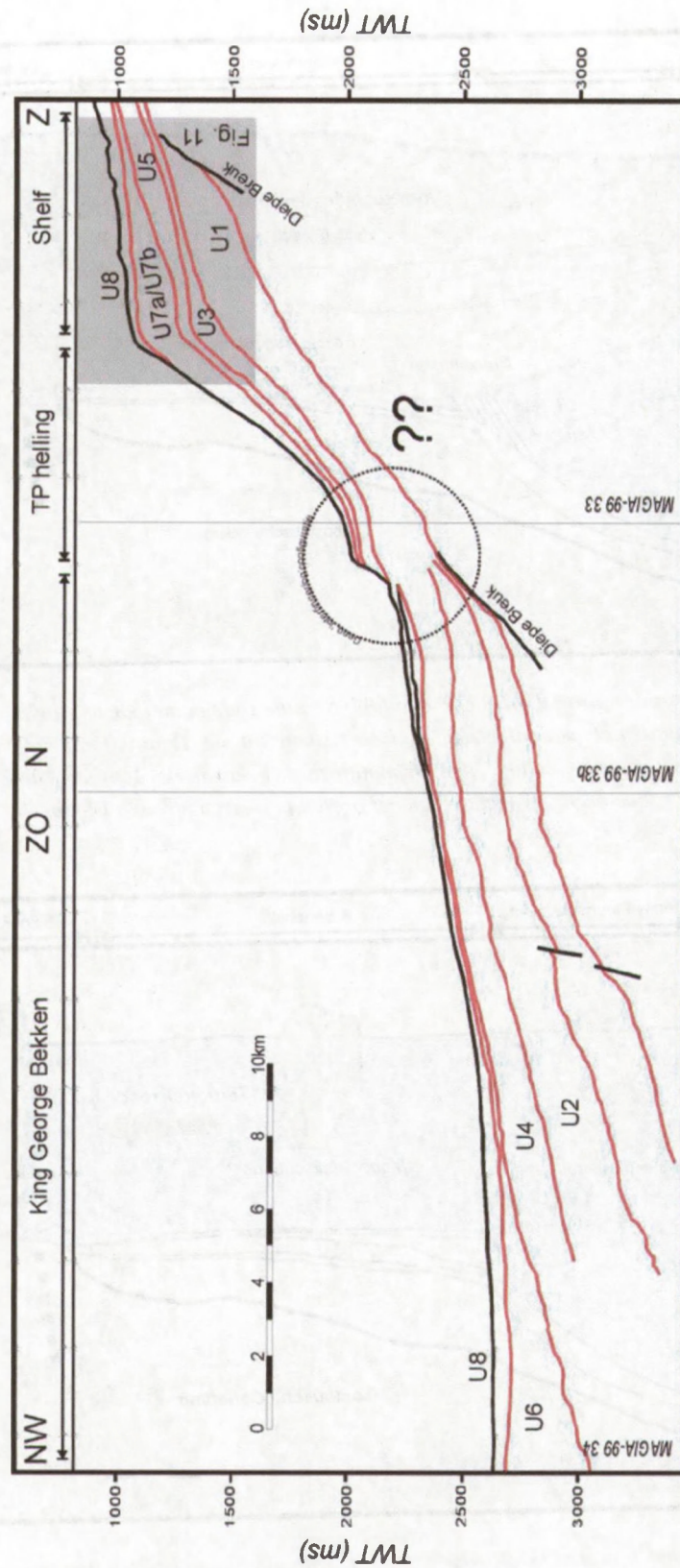
*Figuur 2.7: A. Afzettingsmodel voor de Trinity Peninsula rand [Prieto et al., 1999]. Tijdens een glaciële periode is de grondingslijn van een sterk uitgebreide ijskap gepositioneerd ter hoogte van de Trinity Peninsula shelfrand. De binnenshelf en de glaciale troggen worden subglaciaal geërodeerd, terwijl debris afgezet wordt ter hoogte van de grondingslijn. Dit proces resulteert in de vorming van een grote, sedimentaire, prograderende wig die zich ontwikkelt op de Trinity Peninsula buitenshelf en bovenhelling van de continentale rand [Prieto et al., 1999]. B. Tijdens een interglaciaal, wanneer de ijskap zich terugtrekt tot de binnenshelf, herwerken hellingsinstabiliteiten en subglaciale smeltstromen het vrijgekomen debris op de Trinity Peninsula shelf en continentale bovenhelling. Sedimentatie in het diepere bekken wordt herleid tot hemi-pelagische sedimentatie, turbidieten en 'ice rafted debris' [Prieto et al., 1999].*



Figuur 2.8: 'Airgun' seismisch profiel GEBRAP-96 # 87. Situatie tijdens de laatste glaciële uitbreidingsfase op de Trinity Peninsula rand met een uitgebreide, dikke ijskap tot de Trinity Peninsula shelfrand. Glaciële hellingsseenheid U7 wordt afgezet als een 'trough mouth fan', gekenmerkt door een prograderend seismisch facies met sterk hellende reflectoren. De locatie van het profiel is weergegeven in Figuur 2.2.



Figuur 2.9: 'Airgun' seismisch profiel GEBRAP-96 # 87. De situatie na de beëindiging van het laatste glaciaal. Een afsmeltende en afkalvende ijskap is teruggetrokken tot de Trinity Peninsula binnenshelf. Onder de huidige interglaciële afzettingssomstandigheden wordt de bekkeneenheid U8 afgezet in het diepe King George Bekken, maar ook op de Trinity Peninsula buitenshelf. Sedimentatie is herleid tot hemi-pelagische sedimentatie en 'ice rafted debris'. De locatie van het profiel is weergegeven in Figuur 2.2.



Figuur 2.10: 'Airgun' seismische profielen MAGIA-99 # 33, 33b en 34, gecombineerd tot één profiel. De seismisch-stratigrafische architectuur van de Trinity Peninsula rand met interglaciale bekkeneenheden en glaciële hellingseenheden. De 'interfingering' configuratie zoals waargenomen door Prieto et al. [1999] kan niet teruggevonden worden. De locatie van het profiel is weergegeven in Figuur 2.2.



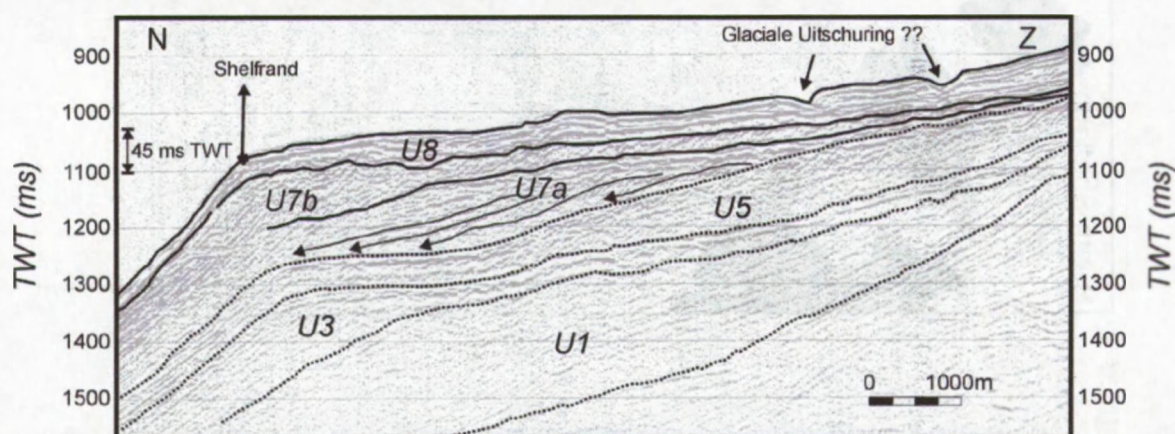
### 2.5.2 Correctie op het model

Doorheen de interpretatie van de verschillende bekken- en hellingseenheden in het Gebra afglijdingsgebied (zie later), wordt geen verdere evidentie gevonden voor het 'interfingering pattern' tussen de bekken- en hellingseenheden (Figuur 2.10) [Prieto *et al.*, 1999]. De verschillende hellingseenheden (U1, U3, U5 en U7) blijken bovenop de bekkeneenheden (U2, U4 en U6) gepositioneerd te zijn zonder het beschreven alternerend patroon. Deze waarneming gaat in tegen het regionaal afzettingsmodel van Prieto *et al.* [1999] voor het Bransfield Bekken. Voor wat betreft de laatste glaciaal-interglaciaal cyclus – waarin de verder beschreven afglijdingen plaatsvonden – kan het model van Prieto *et al.* [1999] behouden blijven. Op deze schijnbare tegenstelling met het model van Prieto *et al.* [1999] wordt hier niet verder ingegaan.

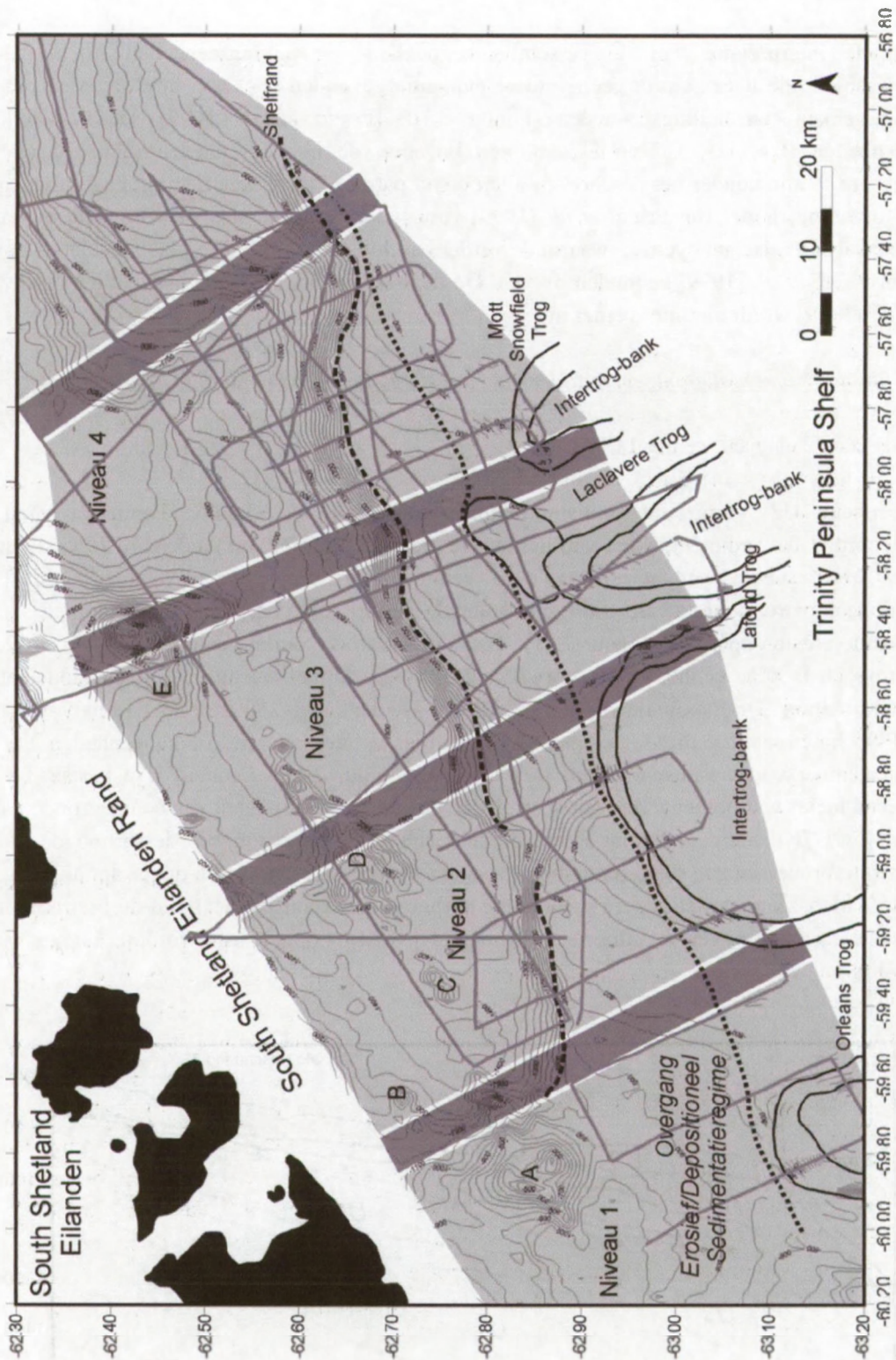
### 2.5.3 Verfijning sedimentatie-omgeving tijdens het laatste glaciaal en het huidige interglaciaal

#### 2.5.3.1 Het laatste glaciaal: eenheid U7

Hellingseenheid U7 vormt de jongste hellingseenheid op de Trinity Peninsula rand en vertegenwoordigt het sedimentpakket van het laatste glaciaal [Banfield en Anderson, 1995; Prieto *et al.*, 1999]. Het seismische facies van deze sedimentaire wig wordt gekenmerkt door een progradatieel patroon bestaande uit zacht hellende reflectoren ( $1.5^\circ$ ) die 'downlappen' op het onderliggende erosie-oppervlak (Figuur 2.11). Ter hoogte van de 'outlet zones' van de verschillende glaciële troggen is deze eenheid beter ontwikkeld met een ruimtelijke uitbreiding tot onderaan de continentale helling. De maximale dikte van eenheid U7 bedraagt 250 ms TWT. Analyse van de GEBRAP-96 lijnen laat toe dit U7-sedimentpakket verder te interpreteren in 2 subeenheden, elk met zijn eigen kenmerkend seismisch facies: U7a en U7b (Figuur 2.11). Eenheid U7a bestaat uit een prograderend facies wat opnieuw de voortschrijdende beweging weerspiegelt van een gegronde ijskap. Het facies van U7b daarentegen toont een meer chaotisch reflectorpatroon, wat de verhoogde invloed van smeltwaterprocessen zou suggereren die het begin van de desintegratie van de ijskap inluiden. Een gematigder polair klimaat met hogere precipitatie verhoogt de stroomsnelheid van de ijsstroom in de verschillende glaciële troggen waardoor een verhoogde debrisflux opgebouwd wordt ter hoogte van de grondingslijn.



Figuur 2.11: Zoom op 'airgun' seismisch profiel MAGIA-99 # 33. De verschillende hellingseenheden U1, U3, U5 en U7, van elkaar gescheiden door regionaal te vervolgen erosieve oppervlakken. De laatste glaciële eenheid U7 kan opgedeeld worden in twee subeenheden U7a en U7b. De locatie van het profiel is weergegeven in Figuur 2.2 en Figuur 2.10.



Figuur 2.12: Segmentatie van het Centrale Bransfield Bekken en in het bijzonder de Trinity Peninsula rand. Verschillende blokken (vijf?) met een NW-ZO oriëntatie kunnen onderscheiden worden op basis van seismische en bathymetrische gegevens en veldwaarnemingen op de South Shetland Eilanden zelf [Birkenmajer, 1992; Gràcia et al., 1996; Barker en Austin, 1998]. De locatie van de verschillende glaciale troggen wordt gecontroleerd door deze tektonische segmentatie van het Bransfield Bekken en de South Shetland Eilanden.

### 2.5.3.2 Het huidige interglaciaal: eenheid U8

In het model van Prieto *et al.* [1999] vertegenwoordigt bekkeneenheid U8 het sedimentmateriaal afgezet sinds de beëindiging van de laatste glaciële expansie in het Bransfield Bekken, i. e. afgezet onder de huidige interglaciële omstandigheden. De eenheid is uniform verdeeld over de bekkenvloer van het King George Bekken en bedekt daar eenheid U6 met een conforme ondergrens (Figuur 2.10). Eenheid U8 wordt gekenmerkt door een parallel gestratificeerd seismisch facies, waarvan de individuele reflectoren continu zijn en een hoge amplitude hebben. De geometrie van dit U8-sedimentlichaam is lensvormig, waarbij de grootste dikte volgens de centrale as van het bekken georiënteerd ligt en steeds minder dan 100 ms TWT bedraagt [Prieto *et al.*, 1999].

Deze U8-bekkenenheid is echter ook te vervolgen op de Trinity Peninsula helling en op de (buiten)shelf, waar het de hellingseenheid U7 van het laatste glaciële en de oudere hellingseenheden U1, U3 en U5 bedekt (Figuur 2.11). Het seismisch facies bestaat ook hier uit reflectoren met een hoge amplitude en goede continuïteit die een parallelle configuratie tonen. Een maximale dikte van 45 ms TWT (~40 m) wordt genoteerd ter hoogte van de uiterste buitenshelf nabij de shelfrand. Rekening houdend met een datering van het einde van de laatste glaciële uitbreidingsfase in het Bransfield Bekken omstreeks 13.5-14.5 ka BP [Banfield en Anderson, 1995], stemt dit overeen met een maximale sedimentatiesnelheid van  $2.6 \text{ mm a}^{-1}$  op de buitenshelf. Deze waarden zijn in goede overeenstemming met gegevens van Harden *et al.* [1992], die op basis van een  $^{14}\text{C}$ -datering op een vibrokern op de South Shetland Eilanden bovenhelling voor Livingston Eiland, op een waterdiepte van 1234 m, tot een sedimentatiesnelheid komen van  $2.4 \text{ mm a}^{-1}$ . Dit is beduidend minder dan in het afgesloten diepe King George Bekken (Hoofdstuk 5). Op de steile Trinity Peninsula bovenhelling wiggt deze U8-eenheid uit tot een ~10 ms TWT dikke draperende laag. In de richting van de binnenshelf wordt deze U8-eenheid gradueel dunner om volledig te verdwijnen ter hoogte van de binnenshelf waar erosieve processen overheersen [Canals *et al.*, 2002].

Op basis van zijn geometrie (een sedimentaire wig) en zijn positie op de buitenshelf interpreteren we de U8-eenheid op de shelf als een sedimentlichaam dat is afgezet tijdens en na de desintegratie van de ijsskap aan het einde van het laatste glaciële. Bij een afkalvende ijsskap wordt het sedimentmateriaal dat ingesloten zit in de onderlaag van de ijsskap, afgezet onder de vorm van glaciële till. Aldus ontstaan bij een terugtrekkende ijsskap ophijningen van dergelijke basale till, die Anderson *et al.* [2001] interpreteren als mega-lineaties en Canals *et al.* [2000; 2002] als zogenaamde 'bundle structures'. Na de volledige terugtrekking van de ijsskap tot het continent wordt de sedimentaanvoer beperkt tot hemipelagische aanvoer die de post-glaciële zeebodem drapeert met een dun laagje sediment. (1) De bovengrens van deze U8-eenheid toont lokaal erosieve insnijdingen die mogelijk verband houden met uitschuring door grote ijsbergen op drift die de shelf schuren (Figuur 2.11). (2) Ter hoogte van de Orleans trog getuigt een zwak ontwikkeld 'channel levee' complex van een turbidietachtig transportmechanisme bij de opbouw van de smeltwaterafzettingen. Deze vertoont een maximale insnijding van 65 m. De chaotische reflectorconfiguratie en de positie op de buitenshelf net voor de grote Orleans trog laat vrij intense post-glaciële smeltwaterprocessen vermoeden. Deze intensieve smeltwaterprocessen blijken echter niet beperkt te zijn tot de shelf zelf maar hebben ook de bovenhelling van de Trinity Peninsula rand in de nabijheid van de Gebra depressie aangetast met de vorming van zogenaamde 'gullies' (Hoofdstuk 3 en 4).

De seismische profielen vertonen geen evidentie voor oudere bekkeneenheden (Figuur 2.11) (U2, U4 en U6) op de shelf [Prieto *et al.*, 1999]. Dit wil echter niet zeggen dat tijdens interglaciëlen, voorafgaand aan de huidige, geen sediment werd geaccumuleerd of herwerkt op de shelf. De

verschillende hellingseenheden U1, U3 en U5 worden van elkaar gescheiden door een regionaal te vervolgen discordantie. Het regionale karakter van deze discordantie suggereert dat de erosieve kracht van een gegronde ijsskap dermate groot is dat steeds een niet nader te bepalen topsegment van de onderliggende sequentie (die de interglaciale afzettingen bevat van de vorige glaciële-interglaciale cyclus) geërodeerd en herwerkt wordt. De bescheiden dikte van de U8-eenheid op de shelf (maximaal 45 ms TWT) duidt erop dat de minste erosieve werking van een latere glaciatie dit pakket reeds volledig zal herwerken. Daarenboven ondergaan de shelvesedimenten door de lading van een gegronde ijsskap - 1000 m dikte [Canals *et al.*, 2000] - een compactie waardoor het oorspronkelijk facies zijn kenmerken verliest. Deze twee factoren leiden tot de (schijnbare) afwezigheid van oudere interglaciale eenheden op de shelf zoals geïllustreerd is op de seismische profielen.

In samenwerking met M.-J. Prieto (Universiteit van Barcelona) werden enkele mogelijkheden onderzocht om de erosiekracht van een gegronde ijsskap te kwantificeren (i. e. volume sediment geërodeerd door een gegronde ijsskap). Dit echter zonder succes. Zoals eerder vermeld, houden de grootte en het volume van een hellingseenheid mogelijk verband met de magnitude, intensiteit en duur van de overeenkomstige glaciële periode [Bart en Anderson, 1995; Vanneste *et al.*, 1995; Kuvaas en Kristoffersen, 1996]. Hierbij zijn de snelheid van ijsuitbreiding, de maximumuitbreiding van het ijs en de duur van permanente ijsbedekking de controlerende parameters [Prieto *et al.*, 1999]. Ook de erosieve kracht van de daaropvolgende ijsgronding mag echter niet uit het oog verloren worden. Waarom zou een initieel groot sedimentpakket geassocieerd met een langdurige, intense glaciatieperiode niet op een later tijdstip partieel of zelfs volledig herwerkt kunnen worden door een daaropvolgende kleinere glaciatieperiode? Een studie van Deblonde en Peltier [1991] toont dat een 1000-m dikke ijsskap reeds in minder dan 1000 jaar gevormd kan worden. In het Bransfield Bekken wordt echter een grote subsidentiesnelheid verondersteld waardoor er steeds voldoende accommodatieruimte zou zijn die een continue sedimentkolom zonder significante hiaten over meerdere glaciatiecycli mogelijk maakt. Door het gebrek aan een lange kern en absolute datering van de verschillende gestackte hellingseenheden valt dit echter niet met zekerheid vast te stellen.

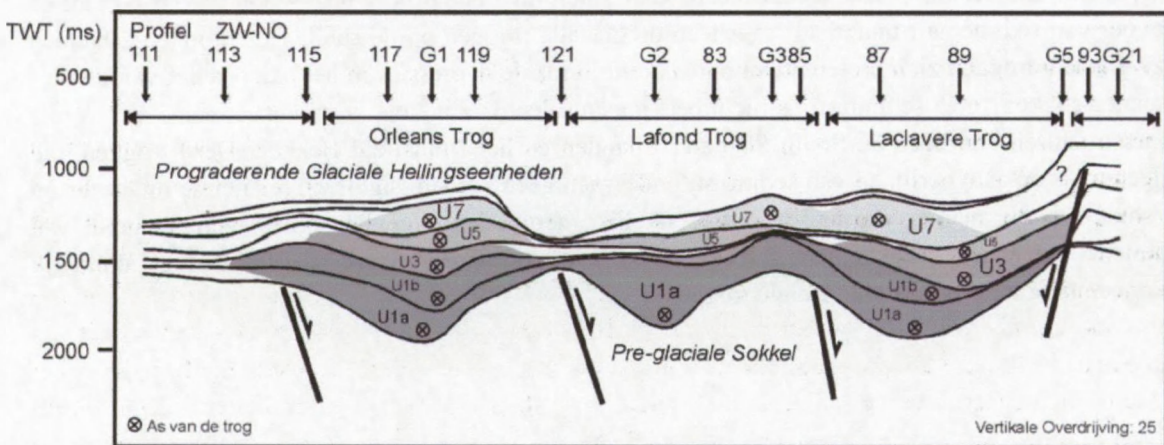
## **2.6 De laterale sedimentvariabiliteit langsheen de Trinity Peninsula rand**

Figuur 2.12 toont nogmaals de configuratie van een aantal glaciële troggen die zich diep insnijden in de Trinity Peninsula shelf. De verschillende ondulaties van de sterk golvende shelfrand lijken min of meer gepositioneerd te zijn in het verlengde van deze glaciële troggen. Doorheen deze glaciële troggen vindt een hogere ijsflux, en dus ook een hogere debrisflux plaats, hoger dan op de omliggende intertrog-banken, waardoor de aanvoer van subglaciële debris niet over een uniforme lijnbron plaatsvindt maar een laterale variabiliteit vertoont. In samenwerking met M.-J. Prieto (Universiteit van Barcelona) werd deze laterale sedimentvariabiliteit langsheen de Trinity Peninsula rand verder onder de loep genomen. De laterale sedimentvariabiliteit op de shelf wordt zoals gezegd direct gecontroleerd door de positie van de glaciële troggen. De initiële positie van deze troggen op hun beurt wordt gedicteerd door de tektonische erfenis en blijkt in relatie te staan met een structurele segmentering van de shelf zelf, en meer algemeen van het Bransfield Bekken in zijn geheel.

Vroegere studies van Prieto *et al.* [1998] en Barker *et al.* [1998] brengen naar voor dat de structurele variatie langsheen het Bransfield Bekken het resultaat is van een segmentatie langsheen NW-ZO georiënteerde structuren. Dit komt ondermeer tot uitdrukking in de ontwikkeling van een aantal bathymetrische niveaus in het diepe bekken die progressief verdiepen in noordoostelijke richting (Figuur 2.12) [Grácia *et al.*, 1996; 1997]. Een studie van Barker *et al.* [1998] op basis van meerkanaals reflectie-seismische profielen toont opmerkelijke fluctuaties in sedimentdikte en een grote variabiliteit

in diepe structuren langsheen de Trinity Peninsula rand. Zij schrijven dit toe aan een segmentatie van het Bransfield Bekken in verschillende blokken van ~10-30 km breedte die verband houdt met de beginnende zeevloerspreiding ter hoogte van de centrale as van het bekken. Barker *et al.* [1998] vindt evidentie voor een correlatie van deze blokopdeling in het Bransfield Bekken met een aantal belangrijke structuren op de South Shetland Eilanden [Birkenmajer, 1992]. Subductie van de Scotia plaat met geassocieerde transformbreuken onder de South Shetland Eilanden wordt in verband gebracht met deze segmentatie op grote schaal doorheen de vulkanische boog van de South Shetland Eilanden en het daarachter gelegen Bransfield Bekken.

Op basis van bathymetrische data [Grácia *et al.*, 1996; 1997] en de seismische gegevens wordt in deze studie de Trinity Peninsula rand in 5 grote blokken onderverdeeld (Figuur 2.12). Deze zijn van elkaar gescheiden door complexe breuksystemen in de onderliggende metasedimentaire sokkel. Een dwarsdoorsnede doorheen de totale bovensequentie toont aan dat de belangrijkste variaties in de sedimentaire architectuur van de Trinity Peninsula rand samenvallen met de ruimtelijke uitbreiding van die verschillende structurele blokken in de sokkel (Figuur 2.13). De initiële positie van de verschillende glaciale troggen en de daarmee geassocieerde maximale sedimentinput wordt bepaald door structureel gecontroleerde depressies in het reliëf van de pre-glaciale sokkel. Eenmaal de positie van de verschillende glaciale troggen verankerd is, blijven belangrijke latere laterale migraties uit, waardoor een maximale sedimentinput plaatsvindt op die plaatsen die oorspronkelijk een depressie vormden. Het spreekt voor zich dat doorheen de glaciale cycli de oorspronkelijke topografie werd uitgevlakt (Figuur 2.13). De shelfrand van de Trinity Peninsula rand evolueert hierbij van een rechtlijnige rand tot de huidige sterk sinusoidaal verlopende rand. Doorheen de glacio-mariene processen van de opeenvolgende glaciale periodes ondergaat de Trinity Peninsula rand bovendien een graduele 'oversteepening'. De helling van de Trinity Peninsula sokkel bedraagt slechts 4°, terwijl de gradiënt van de huidige glaciale Trinity Peninsula rand een maximale helling heeft van 12°.



*Figuur 2.13: De laterale diktevariatie van de verschillende hellingseenheden langsheen de Trinity Peninsula shelfrand van west naar oost op basis van de GEBRA-93 en GEBRAP-96 seismische data. De verschillende glaciale troggen hebben zich initiël gepositioneerd in lokale depressies in de pre-glaciale sokkel waarbij latere laterale migratie is uitgebleven. Hierdoor vertonen de in oorsprong lokale depressies heden ten dage een positief reliëf.*

## 2.7 Conclusies

(1) Zowel bathymetrische als seismische data leveren bewijs dat gedurende de laatste glaciatie de uitbreiding van de ijskap in het centrale Bransfield Bekken reikte tot de shelfrand. De Trinity Peninsula shelf getuigt van een hoog-dynamisch, glaciaal deposysteem van gegronde ijsstromen die de huidige shelfmorfologie uitgetekend heeft. Dankzij multibeam bathymetertechnologie is het mogelijk de afzonderlijke sub-glaciale sedimentatie-omgevingen uit te karteren. De binnenshelf wordt gedomineerd door erosieve processen met de vorming van een drumlin-topografie in de glaciale troggen. De morfologie op de buitenshelf wordt geëetst door allerlei lineaties die (1) zowel erosieve uitschuringsprocessen weerspiegelen, die verband houden met smeltwaterstromen, (2) als afzetting van glaciale till bij de desintegratie van de ijskap met de vorming van 'bundle structures', (3) als subglaciale afzetting.

(2) Bijkomend seismisch-stratigrafisch onderzoek laat toe een aantal verfijningen aan te brengen aan het model van Prieto *et al.* [1999]. Vooreerst kan de laatste hellingseenheid U7 (laatste glaciatie) op de shelf verder opgedeeld worden in twee subeenheden. Eenheid U7a illustreert het voortschrijden van een gekoppelde ijskap en een graduele 'oversteepening' van de Trinity Peninsula helling. Eenheid U7b weerspiegelt de beginnende desintegratie van de ijskap met een verhoogde activiteit van smeltwaterstromen. Verder blijkt bekkeneenheid U8 (huidige interglaciaal) ook op de shelf vervolgbaar. Deze U8-eenheid weerspiegelt het afkalven en afsmelten van een terugtrekkende ijskap met afzetting van glaciale till. De latere hemipelagische bedekking is minimaal. Oudere bekkeneenheden konden niet vervolgd worden op de shelf door (1) latere erosie van een gegronde ijskap en (2) hun beperkte dikte waardoor hun signaal zeer vlug verloren gaat door compactie/erosie door een latere ijskap.

(3) Er bestaat een duidelijke laterale variatie in sedimentdikte langsheen de Trinity Peninsula rand. Deze wordt in de eerste plaats gecontroleerd door glacio-mariene processen, en houdt verband met de aanvoer van sedimentair materiaal langsheen de glaciale troggen op de shelf. Oorspronkelijk hadden deze glaciale troggen zich preferentieel ontwikkeld in lokale depressies in het paleo-reliëf van de pre-glaciale sokkel, die schijnbaar structureel gecontroleerd zijn en overeenstemmen met grote dwarsstructuren doorheen de South Shetland Eilanden en het Bransfield Bekken. Deze troggen, die fungeren als de aanvoerlijnen van sediment, ondergaan geen verdere significante laterale migraties op de shelf. Op die manier worden de oorspronkelijke depressies uitgevlakt en bij verdere input van sediment langsheen deze glaciale troggen ontstaat de sinusvormige shelfrand met duidelijk waarneembare lobben vóór de glaciale troggen.

## **HOOFDSTUK 3: KLEINSCHALIG MASSATRANSPORT LANGSHEEN HET ANTARCTISCHE SCHIEREILAND: GEOGRAFISCHE DISTRIBUTIE, ONTSTAAN EN ROL VAN 'GULLIES'**

### **3.1 Inleiding**

### **3.2 Beschikbare data**

### **3.3 De continentale glaciale randen langsheen het noordelijke Antarctische Schiereiland**

#### **3.3.1 De Bellingshausen Zee continentale rand ter hoogte van de Biscoe trog (zone 1)**

#### **3.3.2 De noordelijke Bellingshausen Zee continentale rand (zone 2)**

#### **3.3.3 De Smith – Boyd Straat (zone 3)**

#### **3.3.4 De Trinity Peninsula continentale rand in het Bransfield Bekken (zone 4a en 4b)**

#### **3.3.5 De South Shetland Eilanden continentale rand (zone 5)**

### **3.4 Discussie**

#### **3.4.1 Een 'gully'-veld op de continentale bovenhelling nabij de Biscoe trog**

#### **3.4.2 De geografische verspreiding van 'gullies' langsheen de continentale randen van het Antarctische Schiereiland**

#### **3.4.3 'Gullies' op andere Antarctische randen en niet-glaciale randen**

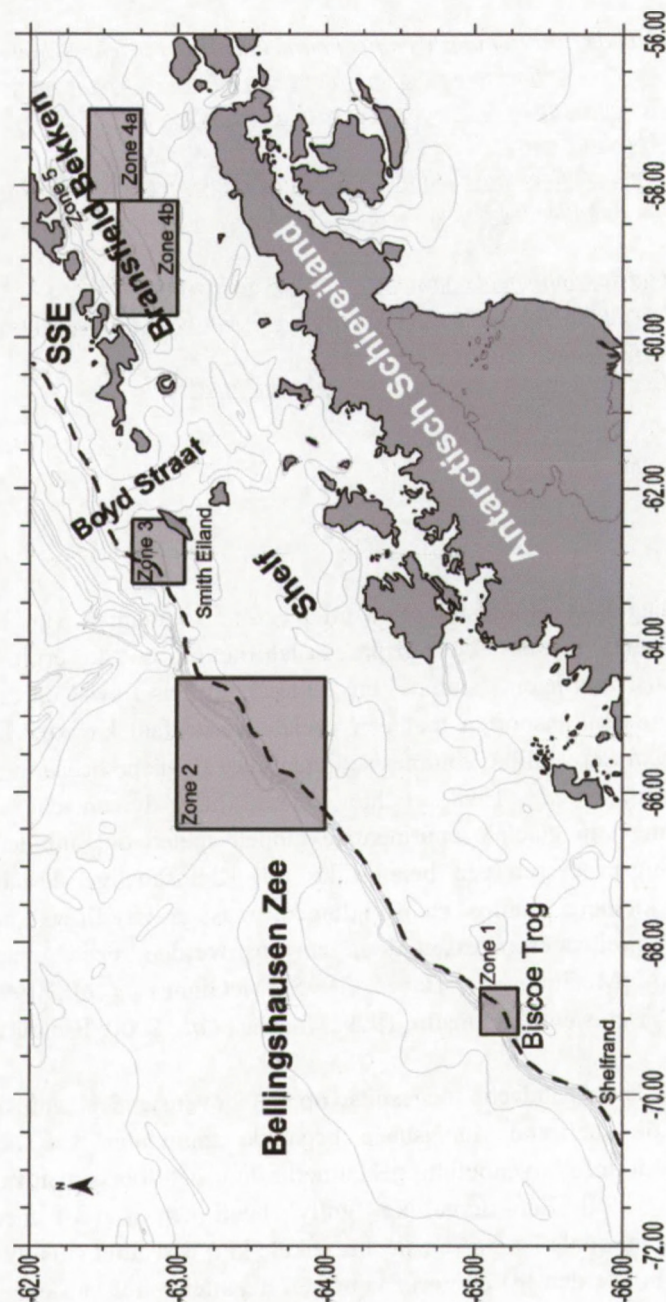
### **3.5 Conclusie**

### **3.1 Inleiding**

Zoals reeds aangehaald in Hoofdstuk 1 worden grote segmenten van de continentale oceaandrands gedomineerd door belangrijke instabiliteiten en de eruit voortvloeiende massabewegingen: afschuivingen ('slumps' en 'slides'), 'debris flows' en turbidietstromen. Deze grootschalige massatransporten met een veelal catastrofaal karakter hebben gezorgd voor het toeleveren van aanzienlijke volumes sediment naar de diepe oceaانبodem tijdens het Laat-Kwartair [Elverøi *et al.*, 1998]. Echter, in de hoog-dynamische, glacio-mariene sedimentatie-omgeving van glaciale continentale randen spelen ook minder spectaculaire, meer continue hellingsprocessen een belangrijke rol. Kleinschalige destabilisatie is een alledaags fenomeen: kleinere 'slumps' en afglijdingen, 'mass gravity flows', turbidietstromen en hellingafwaartse smeltwaterprocessen door canyons werden reeds gerapporteerd door verschillende auteurs [McGinnis en Hayes, 1995; McGinnes *et al.*, 1997; Pudsey en Camerlenghi, 1998; Viseras en Maldonado, 1999; Nitsche *et al.*, 2000; Escutia *et al.*, 2000].

In dit hoofdstuk wordt de aandacht toegespitst op het bovenste deel van de continentale helling, net onder de shelfrand. Langsheen bepaalde segmenten van de Antarctische continentale rand wordt deze bovenhelling gekenmerkt door het voorkomen van zogenaamde 'gullies' [Anderson, 1999]. Een dergelijke 'gully' heeft een min of meer rechtlijnige configuratie met een maximale lengte van slechts enkele km, is relatief smal (een breedte van enkele tientallen tot honderden m) en zorgt voor een negatief reliëf van enkele m. Wegens deze kleine dimensie zijn zij enkel met behulp van de moderne hoge-resolutie multibeam bathymetrie zichtbaar op de zeebodem, waardoor hun bijdrage in de hellings sedimentatie tot voor kort niet ten volle erkend was [Blum en Okamura, 1992; Pratson *et al.*, 1994; Field *et al.*, 1999]. Verschillende studies echter illustreren dat 'gullies' doorheen een belangrijk deel

van de sedimentaire kolom kunnen voorkomen, wat suggereert dat zij wel degelijk een belangrijke rol kunnen spelen in de hellings sedimentatie [Anderson, 1999; Field *et al.*, 1999]. In deze studie over de distributie van 'gullies' langsheen de continentale glaciale rand van het westelijke Antarctische Schiereiland (Figuur 3.1) zal worden ingegaan op hun rol in de glacio-mariene hellings sedimentatie tijdens een glaciaal-interglaciaal cyclus. De laterale variabiliteit van 'gullies' zal besproken worden in termen van hellingsgradiënten en sedimentatiesnelheden, en van hun relatie tot glaciale troggen en intertrog-banken.



Figuur 3.1: Overzichtskaart van het noordelijke deel van de Pacifische rand van het Antarctische Schiereiland met aanduiding van de verschillende onderzoekszones.



### 3.2 Beschikbare data

In dit hoofdstuk wordt gebruik gemaakt van de omvangrijke bathymetrische dataset die tijdens 4 opeenvolgende campagnes (GEBRA-93, GEBRAP-96, MAGIA-99 en COHIMAR 2001/2002) aan boord van het Spaanse onderzoeksschip de *B. I. O. Hesperides* opgenomen werd met behulp van een EM12/EM1000 multibeam bathymetriesysteem.

Aldus worden een groot deel van de Bellingshausen Zee continentale rand met de Biscoe trog als zuidelijke grens (zones 1 en 2), de continentale rand ter hoogte van het Smith Eiland en de Boyd Straat (zone 3) alsook het Centrale Bransfield Bekken uitgekarteerd (zones 4 en 5), wat ons een vrij compleet overzicht geeft van de verschillende segmenten van de continentale rand van het Antarctische Schiereiland (Figuur 3.1).

### 3.3 De continentale glaciële randen langsheen het noordelijke Antarctische Schiereiland

In dit hoofdstuk wordt dieper ingegaan op de ontstaansvoorwaarden van een 'gully'. Hiertoe zal een vergelijkende studie uitgevoerd worden op verschillende segmenten van de Antarctische rand, met speciale aandacht voor de volgende karakteristieke parameters: de hellinggradiënt, de sedimentatiesnelheid en de afstand tot een potentiële sedimentbron. De sedimentatiesnelheid wordt niet alleen geëvalueerd van regio tot regio - een vergelijking tussen het Bransfield Bekken en de Bellingshausen zee rand - maar ook intra-regionaal in functie van het wisselende sedimentaire milieu nabij een glaciële trog of een intertrog-bank.

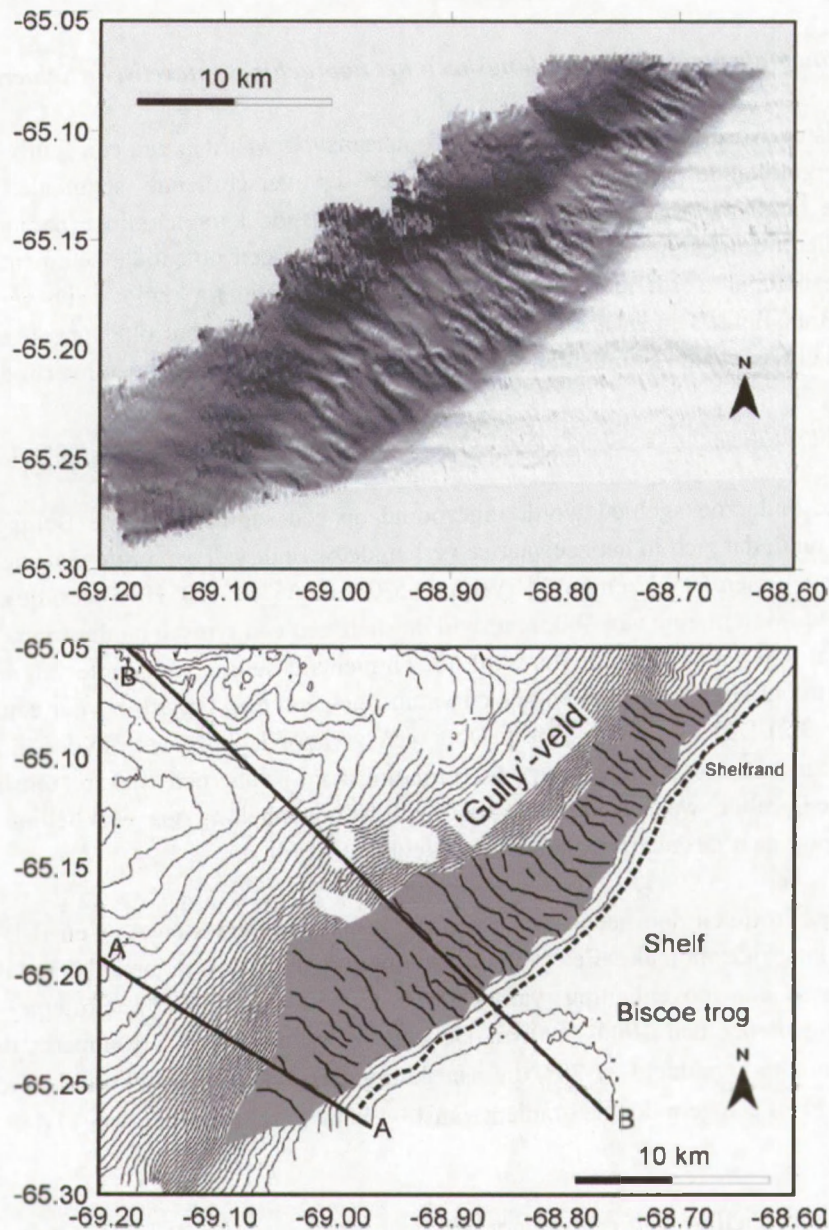
#### 3.3.1 De Bellingshausen Zee continentale rand ter hoogte van de Biscoe trog (zone 1)

In een eerste onderzoeksgebied wordt ingezoomd op een segment van de Bellingshausen continentale rand, dat zich in het zeewaartse verlengde bevindt van een grote glaciële trog, nl. de Biscoe trog, tussen 69°12' en 68°36' WL en 65°03' en 65°18' ZB. Hier heeft de shelfrand een gemiddelde waterdiepte van 400 m, terwijl de shelf zelf een typisch landinwaarts negatief reliëf vertoont. Op het eerste zicht vertoont de continentale helling ter hoogte van de Biscoe trog een morfologie met een exponentiële curvatuur, hetgeen heel typisch is voor een glaciële rand (Figuur 3.2) [Adams *et al.*, 1998]. Door een verhoogde sedimentaanvoer tijdens een glaciëel maximum ter hoogte van de grondingszone van een ijsskap ontstaat een 'oversteepened' reliëf, waar materiaal van de steile bovenhelling via een hellingafwaarts (massa)transport naar de zachtere onderhelling gebracht wordt.

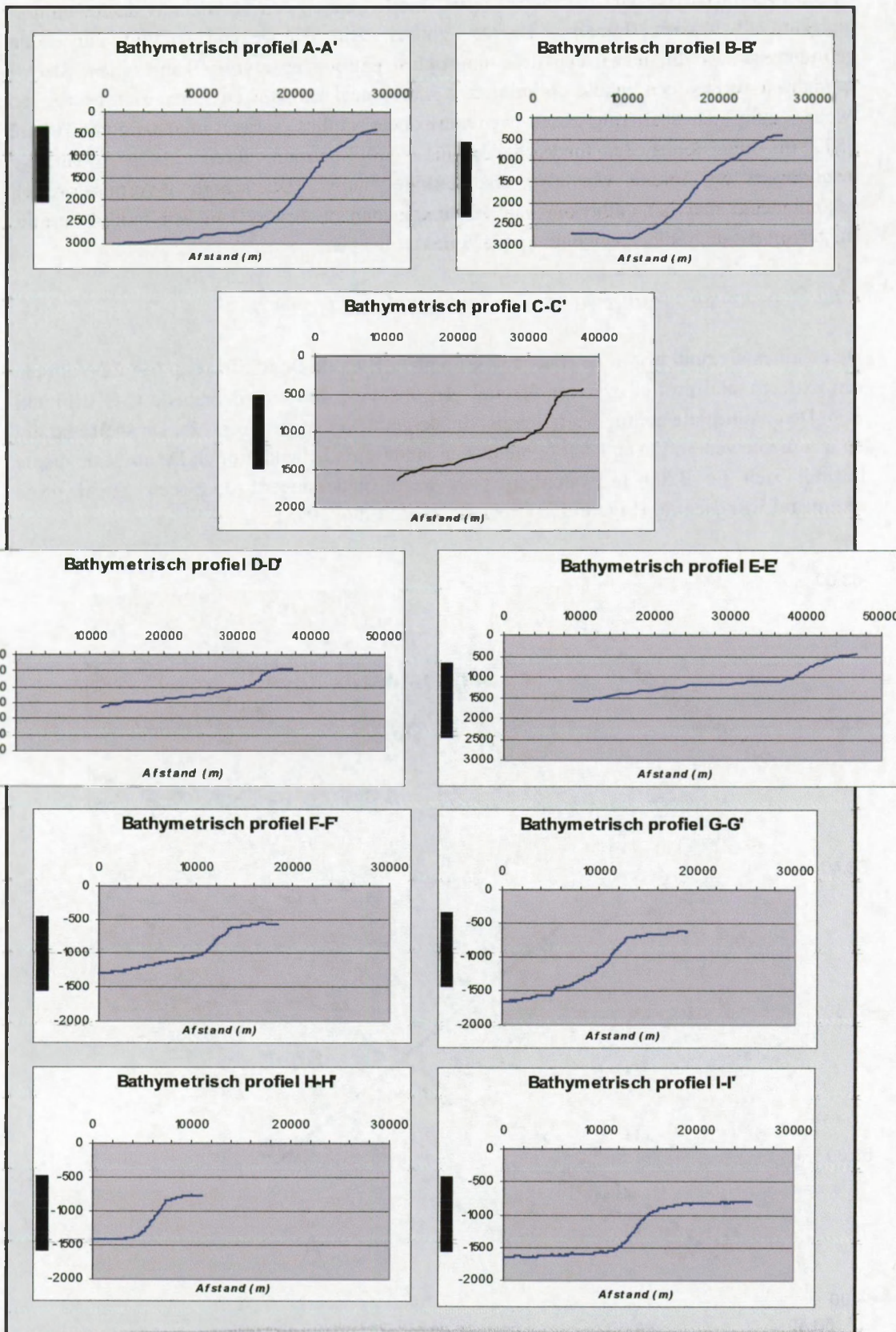
Morfologische profielen doorheen deze continentale rand (doorsneden A-A' en B-B') tonen echter een belangrijke anomalie. Een knik in de helling verdeelt de continentale rand duidelijk in twee zones: een bovenhelling van 450 m tot 1000-1300 m waterdiepte en een benedenhelling dieper dan 1000-1300 m. De benedenhelling wordt gekenmerkt door een sterke gradiënt van gemiddeld 27-28°, die naar het onderste deel gradueel minder wordt. De bovenhelling heeft een gemiddelde gradiënt van 13-14° met grenswaarden van 11-18° (Figuur 3.2).

Op de steile bovenhelling van de continentale rand ter hoogte van de Biscoe trog zijn een aantal lineaire structuren met een klein reliëf aanwezig die op basis van hun individuele morfologie en groepsgeometrie bekend staan als 'gullies' [Anderson, 1999]. Deze 'gullies'

zijn duidelijk zichtbaar op de bathymetrische kaart in 'shaded relief' mode (Figuur 3.2). Het 'gully'-veld is grotendeels gelimiteerd tot de bovenhelling van de continentale rand en komt voor tussen 450 - 500 m en 1400 - 2000 m waterdiepte. In lengte variëren deze 'gullies' van 3 tot 7 km, terwijl de gemiddelde breedte 200 m bedraagt. Het negatief reliëf is maximaal 3-5 m, waardoor deze morfologie enkel met een hoge-resolutie multibeam bathymeter kan gedetecteerd worden. Hellingopwaarts verdwijnen de ophijningen in het eerste orde reliëf van de continentale helling. Een strook van ca. 1500 m breed net onder de shelfrand is hierbij vrij van enig reliëf, waardoor de 'gullies' geen directe connectie hebben met een structuur op de shelf (Figuur 3.2). Hellingafwaarts verdwijnen de 'gullies', om plaats te maken voor een canyonsysteem dat met een meer uitgesproken reliëf de onderhelling domineert.



Figuur 3.2: Onderzoekzone 1: De Bellingshausen Zee continentale rand ter hoogte van de Biscoe trog. Bovenaan in 'shaded relief' mode, onderaan met de 50 m contourlijnen.

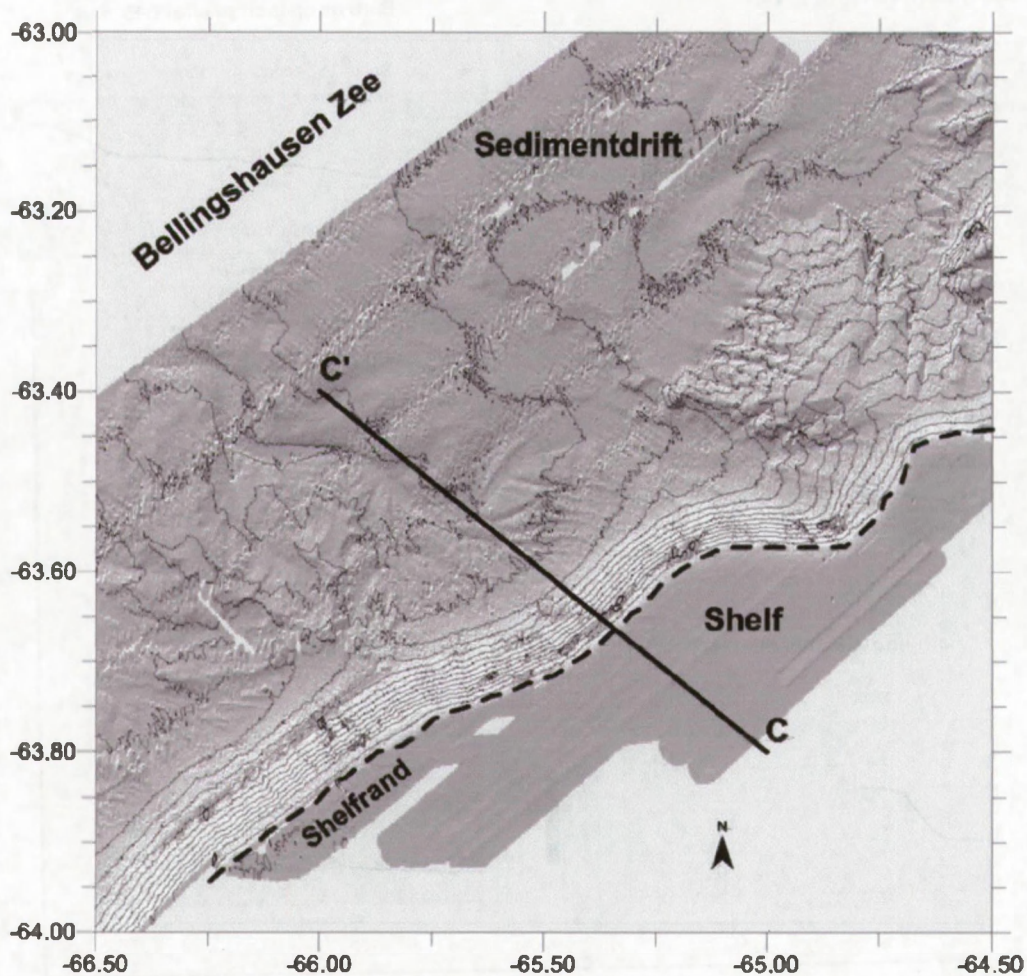


Figuur 3.7: De verschillende bathymetrische doorsnedes A-A' tot I-I'.

Op de bathymetrische data in 'shaded relief' mode kunnen een 50-tal individuele 'gullies' uitgekarteerd worden (Figuur 3.2). De 'gullies' zijn overwegend parallel aan elkaar georiënteerd, waarbij lokaal een licht sinusoidaal patroon naar voren kan komen. Slechts sporadisch verliest een enkele oplijning zijn individueel karakter en splitst zich op tot een tweede 'gully'. De spatiëring tussen twee individuele 'gullies' varieert in afstand van 700 tot 1500 m. Een doorsnede, loodrecht op het 'gully'-patroon, toont scherpe v-vormige insnijdingen ter hoogte van elke afzonderlijke 'gully'. Dit scherp v-vormig profiel, gecombineerd met het ontbreken van afzettingen aan de oevers van een 'gully'-lineatie, suggereert dat de 'gullies' een puur erosief karakter hebben.

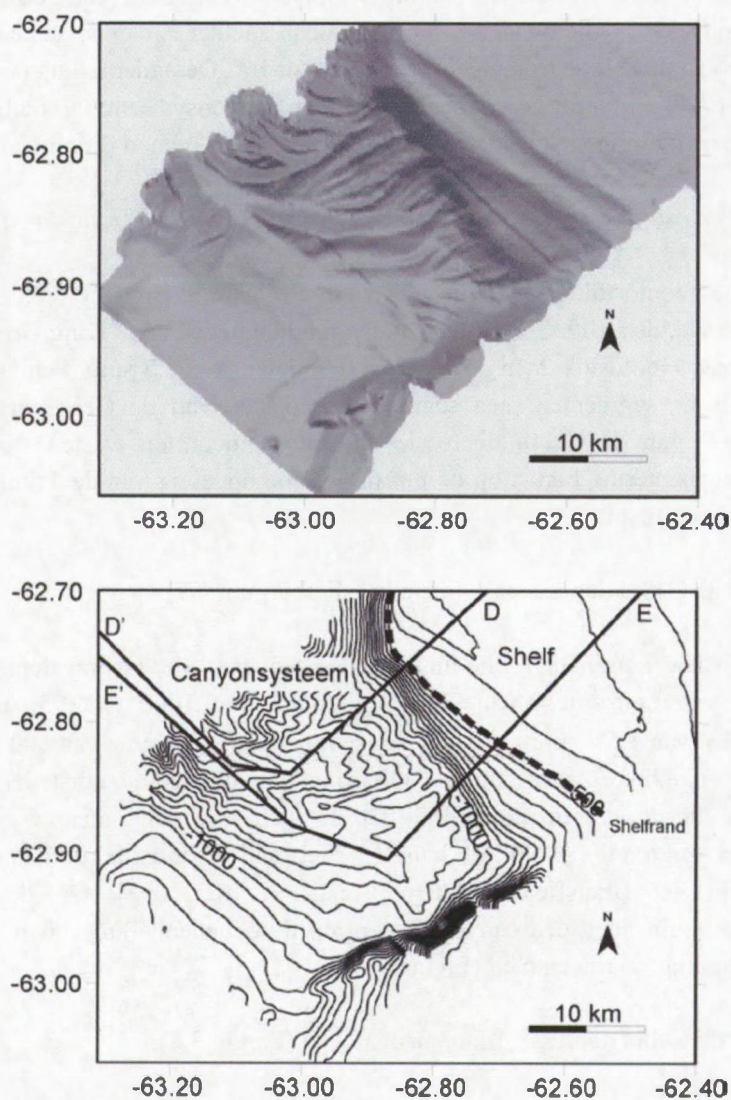
### 3.3.2 De noordelijke Bellingshausen Zee continentale rand (zone 2)

De continentale rand tussen de Biscoe trog op 65° ZB en de Boyd Straat op 63° ZB vertoont een extreem steil profiel over een afstand van ongeveer 400 km (doorsnede C-C') (Figuur 3.7). De continentale helling heeft een maximale gradiënt van net geen 22°. De shelfrand ligt op een diepte van 380 m en heeft opnieuw een landwaarts hellend profiel. De abyssale diepte bevindt zich op 3200 m waterdiepte en wordt gedomineerd door een aantal grote sedimentdrijfsequenties (Figuur 3.3) [Rebesco *et al.*, 1996; 1998].



Figuur 3.3: Onderzoekzone 2: De noordelijke Bellingshausen Zee continentale rand in 'shaded relief' mode met aanduiding van de 100 m contourlijnen.

Een zoom van deze noordelijke Bellingshausen Zee continentale rand tussen 66°30' en 64°30' WL en tussen 64° en 63° ZB toont een licht slingerende shelfrand (zone 2) (Figuur 3.3). De bovenhelling heeft een vlakke morfologie waar geen 'gullies' waar te nemen zijn. Ten zuiden van dit gebied, in een zone van 68°15' tot 67°15' WL en van 64°25' tot 64°35' ZB, net ten noorden van de Biscoe trog, zijn op de multibeam bathymetrische data bijkomende sporen van een 'gully'-morfologie op de bovenhelling terug te vinden. Deze zone bevindt zich echter op de rand van de bedekking met multibeam bathymetrische data, waardoor het 'gully'-veld slechts beperkt zichtbaar is op de beschikbare data. De bathymetrie van de hoger gelegen shelf is niet voorhanden, en ook de ondergrens van het 'gully'-veld is niet opgenomen. Omdat ook de regionale shelfbathymetrie in dit gebied niet goed gekend is, evenals de positie van eventuele glaciale troggen en intertrog-banken, werd geopteerd deze 'gullies' niet te behandelen.



Figuur 3.4: Onderzoekzone 3: De Pacifische rand ter hoogte van de Smith-Boyd Straat. Bovenaan in 'shaded relief' mode, onderaan met de 50 m contourlijnen.

### 3.3.3 De Smith – Boyd Straat (zone 3)

Een derde onderzoeksgebied strekt zich uit tussen 63°18' en 62°24' WL en tussen 63°03 en 62°42' ZB. De continentale rand ter hoogte van Smith Eiland - Boyd Straat bevindt zich in het zeewaartse verlengde van een grote glaciale trog die zijn oorsprong vindt in de Gerlache Straat (Hoofdstuk 2) [Canals *et al.*, 2000]. De shelfrand ligt hier op 450-475 m waterdiepte (Figuur 3.4). De uitgediepte shelf met een negatief landwaarts profiel getuigt van de grote erosieve kracht van een gegronde ijskap. In het Westelijke Bransfield Bekken wijst een 100 km lange 'bundle' op intensieve glaciale erosie en dit tot een diepte van 1000 m [Canals *et al.*, 2000]. De buitenshelf tussen het Smith Eiland en de South Shetland Eilanden vertoont echter een vlakke topografie zonder mega-lineaties of andere uitschuringsstructuren (Figuur 3.4). De continentale helling tussen het Smith Eiland en de Boyd Straat vertoont het typisch profiel van een glaciale rand, nl. een steile bovenhelling die overgaat in een zachtere onderhelling (doorsneden D-D' en E-E') (Figuur 3.7). De bovenhelling (van 500 tot 900-1100 m) heeft een gemiddelde gradiënt van 5°, wat beduidend zachter is dan de steile continentale helling ter hoogte van de Biscoe trog met een gradiënt tot 16°. De onderhelling (van 900-1100 m) is veel vlakker (2°) en wordt gedomineerd door een canyonsysteem. Op de bovenhelling zijn op de multibeam bathymetrische data geen 'gullies' waar te nemen (Figuur 3.4).

### 3.3.4 De Trinity Peninsula continentale rand in het Bransfield Bekken (zone 4a en 4b)

Voor de algemene geomorfologische situering van het Centrale Bransfield Bekken met de Trinity Peninsula rand, de South Shetland Eilanden rand en het centrale King George Bekken wordt verwezen naar Hoofdstuk 2. In deze paragrafen delen we de Trinity Peninsula rand op in drie morfologische segmenten: een segment ten oosten van de Gebra depressie, een segment ter hoogte van de Gebra depressie en een segment ten westen van de Gebra depressie. Deze segmentering berust op de morfologische opdeling van de Trinity Peninsula zoals besproken in Hoofdstuk 2.

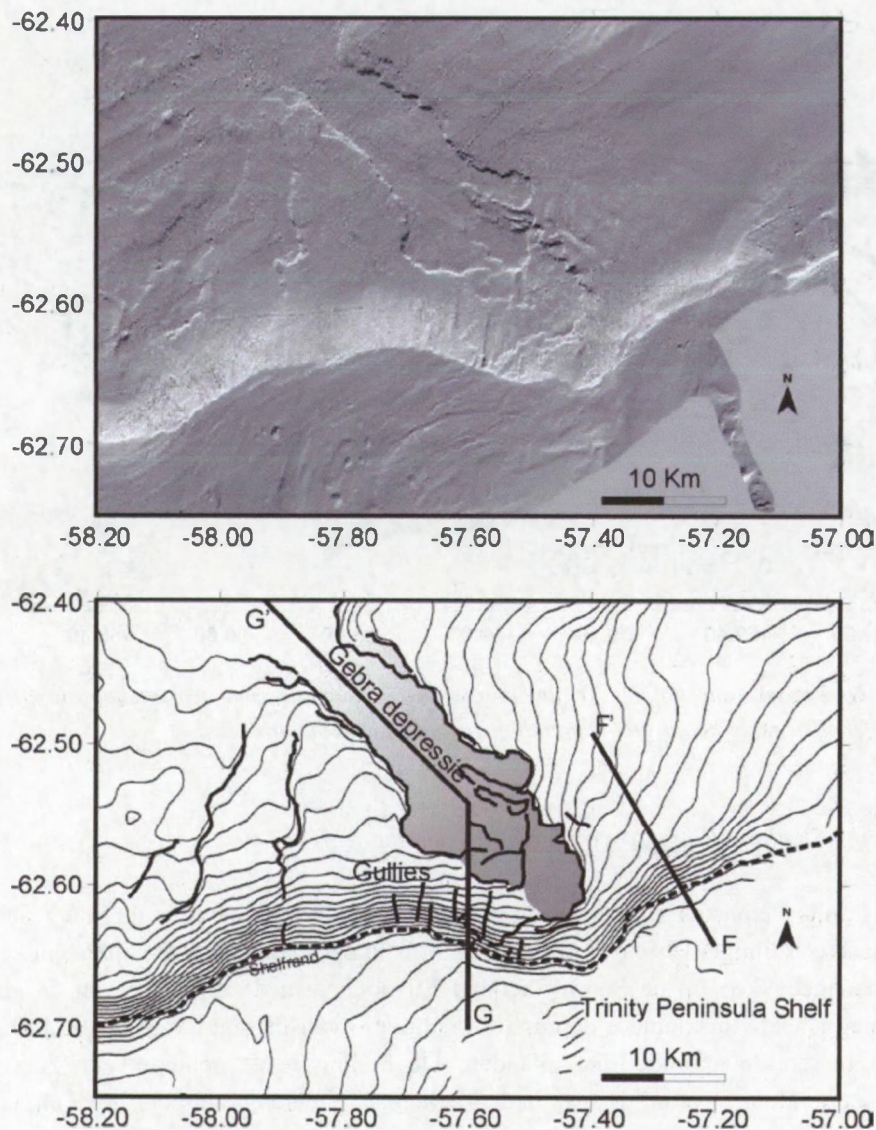
#### 1. Ten oosten van de Gebra depressie (doorsnede F-F') (Figuur 3.7).

De Trinity Peninsula continentale helling ten oosten van de Gebra depressie wordt gekenmerkt door een uniforme, zachte benedenhelling (van 1000 tot 1950 m) met een gemiddelde gradiënt van 1.5°. Hieronder ligt een sedimentaire sequentie van 600 m [Prieto *et al.*, 1999]. De bovenhelling (tussen 700 en 1000 m) is opnieuw beduidend steiler, waarbij de shelfrand zich op 700 m waterdiepte bevindt. Op de shelf zijn mega-lineaties zichtbaar die getuigen van een gegronde ijskap tot aan de shelfrand gedurende de laatste glaciale uitbreidingsfase in het Bransfield Bekken [Canals *et al.*, 2002]. Op de multibeam bathymetrische data zijn noch een canyonsysteem op de benedenhelling, noch een 'gully'-veld op de bovenhelling waarneembaar (Figuur 3.5).

#### 2. Ter hoogte van de Gebra depressie (doorsnede G-G') (Figuur 3.7).

Ter hoogte van de Gebra depressie vertoont de continentale helling een exponentiële curvatuur met een maximale gradiënt tot 20°. Terwijl de Trinity Peninsula helling ten oosten van de Gebra depressie (doorsnede F-F') door een dikke sedimentaire sequentie nog een

uniforme, zacht hellende onderhelling heeft, is hier de rand onderhevig aan meer dynamische processen van massatransport, meer bepaald onder de vorm van een onderzeese afglijding: de Gebra afglijding [Imbo *et al.*, 2003] (Hoofdstuk 4). De hoofdrandbreuk van deze Gebra depressie is gesitueerd op 1500 m waterdiepte, duidelijk zichtbaar in doorsnede G-G'. De bovenhelling vertoont, net zoals de Biscoe trog helling, een aantal rechtlijnige structuren met een beperkt reliëf, die enige overeenkomst hebben met de Biscoe trog 'gullies'. Gesitueerd op de bovenhelling (gradiënt 20°), reiken zij tot aan de shelfrand (800 m), terwijl hun ondergrens bepaald wordt door de bovenste randbreuk van de Gebra depressie (1200 m) (Figuur 3.5).

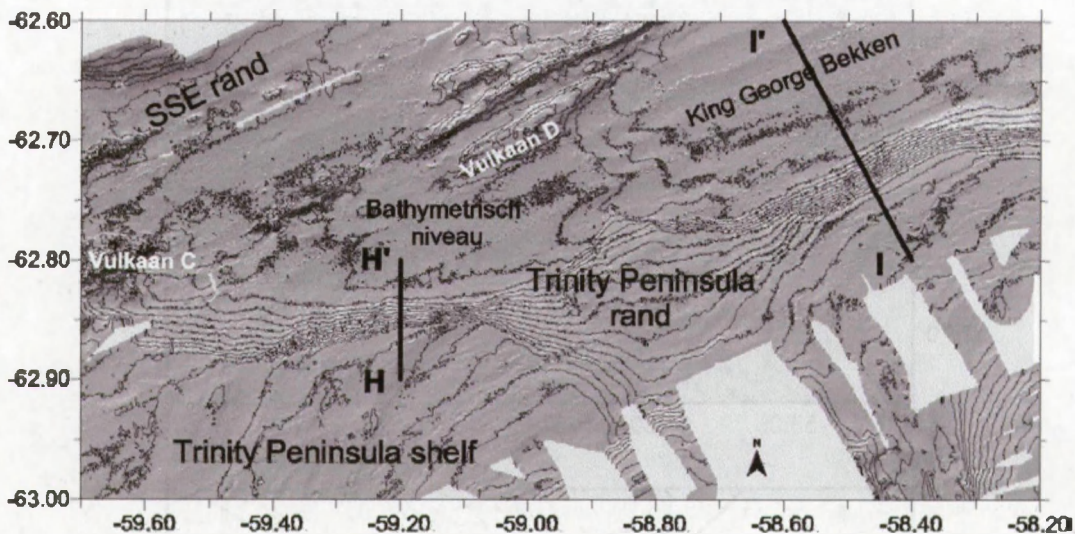


*Figuur 3.5: Onderzoekzone 4a: De Trinity Peninsula continentale rand in het Bransfield Bekken ter hoogte van de Gebra depressie. Bovenaan in 'shaded relief' mode, onderaan met de 50 m contourlijnen.*

3. Ten westen van de Gebra depressie (doorsneden H-H' en I-I') (Figuur 3.7).

Terwijl profiel I-I' nog de centrale diepte van het King George Bekken verbindt met de shelf over een hoogteverschil van 800 m, is de continentale helling ter hoogte van profiel H-H'

beperkt tot slechts een hoogteverschil van 600 m tot aan een eerste bathymetrisch niveau dat begrensd wordt door twee onderzeese vulkanen (Figuur 3.6) [Gràcia *et al.*, 1996]. De shelfrand ligt respectievelijk op 1000 m en 900 m, wat mede een indicatie is dat de erosieve kracht van een gegronde ijskap in ZWW-richting groter wordt; nabij de Gebra depressie ligt de shelfrand op slechts 800 m waterdiepte (Hoofdstuk 8). De continentale helling vertoont een vlakke topografie, zonder de ontwikkeling van een canyonsysteem of een 'gully'-veld. De shelf vertoont opnieuw uitschuringssporen in de vorm van mega-lineaties en 'drumlins', wat impliceert dat ook hier een gegronde ijskap tot de shelfrand reikte gedurende het laatste glaciële maximum (Figuur 3.6) [Banfield en Anderson, 1995; Prieto *et al.*, 1999; Canals *et al.*, 2002].



Figuur 3.6: Onderzoekzone 4b: De Trinity Peninsula continentale rand ten westen van de Gebra depressie in 'shaded relief' mode met aanduiding van de 100 m contourlijnen.

### 3.3.5 De South Shetland Eilanden continentale rand (zone 5)

Terwijl de Trinity Peninsula rand een licht ondulerende shelfrand heeft, is de South Shetland Eilanden rand rechtlijniger [Prieto *et al.*, 1999]. Dit is in de eerste plaats te wijten aan het veel kleinere drainagebekken op de South Shetland Eilanden, wat de dimensie van de glaciële troggen beperkt heeft tot kleinere depressies ter hoogte van de snuit van enkele baaien en fjorden, en tussen de afzonderlijke eilanden. De helling heeft opnieuw een zeer steile exponentiële curvatuur, waarbij de maximale gradiënt  $15^\circ$  bedraagt net voor het King George Eiland. Opnieuw laten de multibeam data geen 'gullies' zien op de bovenhelling.

## 3.4 Discussie

### 3.4.1 Een 'gully'-veld op de continentale bovenhelling nabij de Biscoe trog

Anderson *et al.* [2001] stellen dat 'gullies' ontstaan door inwerking van dense subglaciële smeltwaterstromen die geladen zijn met sediment. Het bestaan van dergelijke dense smeltwaterstromen in het zeewaartse verlengde van de Biscoe trog is beperkt tot een glaciiaal



maximum, wanneer een ijskap zich uitbreidt tot de shelfrand en de grondingslijn van een ijskap zich in de nabijheid van de shelfrand bevindt. Dit betekent dat het 'gully'-veld, zoals zichtbaar op de multibeam bathymetrische data voor de Biscoe trog (Figuur 3.2), niet langer actief is en dus eigenlijk een relict-structuur voorstelt die dateert van de laatste glaciële uitbreidingsfase op het Antarctische Schiereiland. Op het einde van een glaciële maximum trekt de ijskap zich immers terug waardoor aan deze vormingsvoorwaarden voor de 'gullies' een einde komt.

Op basis van  $^{14}\text{C}$ -dateringen plaatsen Harden *et al.* [1992] de oudste glacio-mariene sedimenten in de Marguerite Bay en op de continentale shelf van het Antarctische Schiereiland rond 6 tot 6.7 ka BP. Na dit tijdstip stelde zich een open-mariene sedimentatie-omgeving in waarbij een ijskap zich teruggetrokken had van het centrale deel van de Marguerite Baai. Dit stemt overeen met resultaten van Clapperton en Sugden [1982], die op basis van pelecypodenschelpen suggereren dat de George IV Sound rond 6 ka BP ijsvrij zou geweest zijn. Op die manier kan een minimale ouderdom van > 6 ka BP verondersteld worden voor de Biscoe trog paleo- 'gullies'.

Uit een dwarsdoorsnede doorheen het 'gully'-veld in het zeewaartse verlengde van de Biscoe trog blijkt dat deze 'gullies' zich insnijden in de bovenhelling zonder enige vorm van afzetting. Een belangrijke vraag is of dit steeds zo gebleven is doorheen de tijd, of dat er ook episodes zijn geweest waarin sedimentafzetting gebeurde langsheen deze 'gullies'? Field *et al.* [1999] komen op basis van hoge-resolutie seismische profielen immers tot de observatie dat een gestackt 'gully'-patroon op de bovenhelling van de Californische rand zich doorheen de tijd zowel erosief als depositioneel heeft gedragen. De transitie van een erosief naar een depositioneel regime wordt gecontroleerd door het gecombineerde effect van een lage zeespiegelstand en een grotere sedimentaanvoer [Field *et al.*, 1999].

Omdat de sedimentaanvoer tijdens een glaciële-interglaciële cyclus sterk kan fluctueren [Boulton, 1990; Dowdeswell en Siegert, 1998], is het niet uitgesloten dat de Biscoe trog 'gullies' afwisselend erosief/depositioneel zijn geweest doorheen de tijd. De beschikbare hoge-resolutie TOPAS-profielen van het Biscoe trog gebied tonen echter door 1) de steile gradiënt van de helling en door 2) een minimale sedimentaire bedekking, een slechte penetratie doorheen de sedimentkolom, waardoor geen evidentie gevonden wordt voor een afwisselend erosief/depositioneel regime.

#### 3.4.2 De geografische verspreiding van 'gullies' langsheen de continentale randen van het Antarctische Schiereiland

Tijdens de laatste glaciële uitbreidingsfase bevindt de ijsgrondingszone van de ijskap op het Antarctische Schiereiland zich ter hoogte van de huidige shelfrand [Pope en Anderson, 1992; Pudsey *et al.*, 1994; Bart en Anderson, 1995]. Eigenlijk zouden dus overal langsheen de shelfrand van het Antarctische Schiereiland 'gullies' kunnen verwacht worden. De continentale randen van het Antarctische Schiereiland bevinden zich immers alle in een gelijkaardige fysiografische setting, gedomineerd door dezelfde glacio-mariene processen. Nu echter blijkt uit de besproken sites langsheen deze rand dat de ontwikkeling van die 'gullies' niet overal ook daadwerkelijk is gebeurd. Het blijkt zelfs dat de ontwikkeling van 'gullies' eigenlijk eerder beperkt is gebleven tot een klein aantal zones, nl.: (1) een 'gully'-veld prominent aanwezig in het bekkenwaartse verlengde van de Biscoe trog (Figuur 3.2), (2) een

'gully'-veld net ten noorden van de Biscoe trog (die hier echter niet verder besproken wordt wegens de beperkte databedekking) en (3) een derde 'gully'-veld(je) ter hoogte van de Gebra depressie (Figuur 3.5). Elders op onze bathymetrische dataset zijn 'gullies' (niet langer) zichtbaar. *Waarom is dit zo? M. a. w. wat zijn de voorwaarden tot de genese van 'gullies' net onder de shelfrand?*

(1) In de eerste plaats zou de hellingsgradiënt van de bovenhelling een rol kunnen spelen. De gradiënt langsheen de randen van het Antarctische Schiereiland variëren immers in geruime mate (van 1.5° tot 28°). De bovenhelling van de Ross Zee continentale rand, waar zich ook een 'gully'-veld ontwikkeld heeft, toont een hellingshoek van 2° tot 5° [Anderson, 1999], terwijl in het geval van de Biscoe trog 'gullies' de hellingshoek 14° bedraagt. Deze twee uitersten laten vermoeden dat de hellingsgraad op zich geen bepalende factor is in de genese van 'gullies' onder de shelfrand.

(2) Laten we daarom het verschil in sedimentatiesnelheid tussen de verschillende randsegmenten van naderbij bekijken.

- ◆ *De Bellingshausen Zee.* De TOPAS-profielen tonen een naakte buitenshelf met een minimale sedimentaire bedekking. In de Margherite Baai op de Antarctische Schiereiland shelf bedraagt de interglaciale sedimentatiesnelheid 0.2-0.5 mm a<sup>-1</sup> op basis van <sup>14</sup>C-dateringen op twee 'piston' kernen [Harden *et al.*, 1992]. Pudsey en Camerlenghi [1998] rapporteren op drift 7, op de continentale helling van het Antarctische Schiereiland voornamelijk fijnkorrelig, terrigeen sediment met een interglaciale accumulatiesnelheid van 0.03-0.055 mm a<sup>-1</sup>. Tijdens een interglaciaal accumuleert in het diepere bekken nagenoeg geen sediment, en de sedimentaanvoer is beperkt tot hemipelagisch materiaal [Prieto *et al.*, 1999]. De sedimentatiesnelheden zowel op de shelf voor de Biscoe trog als in het diepere bekken zijn dus zeer laag, waardoor een morfologie zeer lang de zeebodem kan tekenen gedurende een daaropvolgend interglaciaal.
- ◆ *Het Bransfield Bekken.* In het Bransfield Bekken zijn gelijksoortige 'gullies' niet aanwezig op de multibeam bathymetrische data (Figuren 3.5 en 3.6). Door de minder strenge klimaatscondities rond het Bransfield Bekken – i. e. een hogere, gemiddelde temperatuur en een hogere precipitatie [Griffith en Anderson, 1989] – is de ijsflux en dus de sedimentaanvoer langs de South Shetland Eilanden rand en meer algemeen in het Bransfield Bekken beduidend hoger. Harden *et al.* [1992] berekenen voor een 1000-jaar tijdschaal op basis van <sup>14</sup>C-datingen in vijf 'piston' kernen een sedimentatiesnelheid gaande van 0.6 tot 4.9 mm a<sup>-1</sup>. Een dergelijk hoge sedimentatiesnelheid laat weliswaar toe dat grotere relictstructuren van het laatste glaciële maximum bewaard blijven (ref. megaschaal-lineaties en 'drumlins' in de glaciële troggen) [Canals *et al.*, 2002], doch structuren met een reliëf in de grootte-orde van enkele meters zoals 'gullies' (slechts 3-5 m) zullen worden begraven. In de hedendaagse morfologie van de Trinity Peninsula bovenhelling kunnen bijgevolg geen 'gullies' zichtbaar zijn gebleven zoals in het geval van de Biscoe trog. Met behulp van de beschikbare TOPAS-profielen en de bathymetrische data is het niet mogelijk uitsluitel te geven over het bestaan van begraven 'gullies' in het Bransfield Bekken. Ook de bovenhelling van de continentale rand tussen Smith Eiland en Boyd Straat vertoont geen reliëfsanomalieën, terwijl de benedenhelling gedomineerd wordt door een uitgebreid canyonsysteem. Ter hoogte van de Gebra

afglijdingsdepressie zijn echter wel een aantal kleine reliefsanomalieën aanwezig die enige gelijkenis vertonen met de eerder besproken morfologie van de Biscoe trog 'gullies', doch minder frequent voorkomen en rechtlijner zijn. Door hun positie op de Trinity Peninsula bovenhelling tussen de shelfrand en de Gebra afglijdingsdepressie, gecombineerd met een insnijdingsdiepte van tientallen m, werden deze vermoedelijk gegenereerd door destabilisatieprocessen en gravitationele massabeweging (Hoofdstuk 4).

Langsheen de South Shetland Eilanden rand worden eveneens geen 'gullies' waargenomen. Dit is weinig verwonderlijk, daar de South Shetland Eilanden rand gelijkaardige fysische condities heeft als de Antarctische Peninsula rand.

Op basis van de huidige, interglaciale sedimentaccumulatiesnelheden in het Bransfield Bekken is het gerechtvaardigd te veronderstellen dat mogelijk gevormde 'gullies' tijdens de laatste glaciële uitbreidingsfase in het Bransfield Bekken niet langer waarneembaar zijn in de hedendaagse bathymetrie door begraving onder recenter materiaal (Hoofdstukken 5 en 6).

(3) De beschikbare bathymetrische dataset van de Pacifische rand van het Antarctische Schiereiland laat toe de laterale variabiliteit van 'gullies' over een afstand van 550 km te evalueren in een context van opeenvolgende glaciële troggen en intertrog-banken (tussen zones 1 en 2). Bathymetrische data langsheen deze rand tonen een goed ontwikkeld 'gully'-veld in het bekkenwaartse verlengde van de Biscoe glaciële trog (Figuur 3.2), terwijl in zone 2, ter hoogte van een intertrog-bank, de bovenhelling gekenmerkt wordt door een vlakke geometrie (Figuur 3.3). In de Biscoe trog, die gekenmerkt wordt door een grotere ijsflux en dus ook door een grotere sedimentaanvoer, zijn intensere subglaciële smeltwaterstromen te verwachten, wat de vorming van een mooi ontwikkeld 'gully'-veld zou verklaren. De homogeen vlakke topografie van de bovenhelling in zone 2 zonder de ontwikkeling van 'gullies' wordt geïnterpreteerd in een context van een beperktere ijsflux en geassocieerde hellingafwaartse smeltwaterprocessen in het bekkenwaartse verlengde van een intertrog-bank.

### 3.4.3 'Gullies' op andere Antarctische randen en niet-glaciële randen

*Verspreiding van 'gullies' op andere Antarctische randen.* Anderson [1999] en Anderson *et al.* [2001] rapporteren op basis van multibeam bathymetrische data een 'gully'-morfologie op de bovenhelling van de continentale rand in de centrale Ross Zee. Dit uitgebreid patroon van 'gullies' start abrupt onder de shelfrand en vormt het bekkenwaartse verlengde van glaciële mega-lineaties op de shelf. (1) Dit is een belangrijk verschilpunt met de Biscoe trog 'gullies', die zich onder de shelfrand insnijden en aldus geen bekkenwaarts verlengde vormen van shelf-gebonden structuren. De Gebra depressie 'gullies' zijn eveneens fysisch verbonden met de shelfrand. (2) Een tweede verschil is het feit dat in tegenstelling tot de subparallele 'gullies' aanwezig nabij de Biscoe trog, de 'gullies' in de Ross Zee een zekere convergentie vertonen waarbij ze zich hellingafwaarts vertakken tot kleinere kanaaltjes die op hun beurt fans op de bovenhelling voeden [Anderson 1999]. Deze configuratie van 'gullies' met geassocieerde kleine fans, gepositioneerd net onder de belangrijke ijsgrondingszone, suggereert opnieuw een genese die verband houdt met subglaciële smeltwaterstromen. Een sediment-geladen onderstroom komt vrij nabij de grondingslijn van een gegronde ijskap en erodeert de bovenhelling onder de vorm van 'gullies' [Anderson *et al.*, 2001]. (3) In tegenstelling tot de situatie nabij de Biscoe trog – waar een steile onderhelling is – heeft de

onderhelling in de centrale Ross Zee een bescheiden gradiënt, behalve daar waar canyons voorkomen.

Verder worden ook 'gullies' met een grotere dimensie gerapporteerd op de bovenhellingen van de oostelijke Weddell Zee en de continentale helling offshore Wilkes Land [Anderson, 1999].

*Distributie langsheen niet-glaciale continentale randen.* Het voorkomen van 'gullies' net onder de shelfrand is tevens gerapporteerd op niet-glaciale randen, ondermeer op de Californische rand [Field *et al.*, 1999], het Bowsen Bekken in British Columbia [Ricketts en Evenchick, 1999] en het Tosa Bekken, ZW Japan [Blum *et al.*, 1992]. Deze 'gullies' worden gekenmerkt door een gelijkaardige morfologie, echter met een genese die los staat van glacio-mariene processen. Field *et al.* [1999] bespreken een 'gully'-patroon op de bovenhelling van de noordelijke Californische continentale rand. Deze rand wordt net zoals de glaciale randen gekenmerkt door perioden van progradatie, afgewisseld met perioden van aggradatie. In tegenstelling tot de glaciale 'gullies' die enkel erosief schijnen te zijn, vinden Field *et al.* [1999] op basis van hoge-resolutie seismisch-reflectie data evidentie voor zowel episodes van erosie als van depositie langsheen deze 'gullies'. De controlerende factoren hierbij zijn zeespiegelschommelingen en een verhoogde sedimentaanvoer [Ricketts *et al.*, 1999]. Een lage zeespiegelstand, gecombineerd met een hogere sedimentaanvoer leidt tot erosie ter hoogte van de 'gullies' [Field *et al.*, 1999]. Wanneer echter, zoals in de huidige toestand, de afstand tot de sedimentbron groter wordt (in de orde van 10-tallen km), evolueren de 'gullies' tot inactieve structuren die begraven worden onder recenter sediment, waarbij de oorspronkelijke topografie gevolgd wordt. De situatie langsheen de noordelijke Californische rand suggereert dat 'gullies' een cruciale rol kunnen spelen in het hellingafwaartse sedimenttransport op de bovenhelling en meer algemeen in de opbouw van een continentale rand.

Alhoewel de glacio-mariene sedimentatie-omgeving langsheen de Antarctische rand sterk afwijkt van die op een meer gematigde rand, blijkt uit het voorgaande dat 'gullies' steeds geassocieerd zijn met de erosieve of de positionele kracht van dens-geladen onderwatermassa's, hetzij subglaciale smeltwaterstromen in de ijsproximale zone van een gegronde ijskap, hetzij dense, sediment-geladen onderstromen in de nabijheid van een andere sedimentbron op een meer gematigde breedtegraad. [Anderson, 1999; Field *et al.*, 1999; Ricketts *et al.*, 1999; Anderson *et al.*, 2001].

### **3.5 Conclusie**

In Hoofdstuk 3 wordt de distributie van 'gullies' in het Bransfield Bekken en langsheen de Pacifische rand van het Antarctische Schiereiland besproken. Slechts twee zones met 'gullies' kunnen aangeduid worden.

1. Ter hoogte van de Biscoe trog, langsheen de Bellingshausen Zee continentale rand, bevinden zich een 50-tal 'gullies' op de bovenhelling van 450 m tot 1300 m waterdiepte. De v-vormige insnijdingen en de afwezigheid van 'overflow banks' duiden op hun erosief karakter. Actueel schijnen deze 'gullies' inactief te zijn. Activering gebeurde tijdens de laatste glaciale uitbreidingsfase van de Antarctische Schiereiland ijskap wanneer een gegronde ijskap zich ter hoogte van de shelfrand bevond en sediment-geladen, subglaciale smeltwaterprocessen de bovenhelling erodeerden. Ter hoogte van intertrog-banken zijn deze

hellingafwaartse smeltwaterprocessen te zwak waardoor 'gullies' zich niet kunnen ontwikkelen en de bovenhelling zijn vlakke morfologie bewaard heeft.

2. Langsheen de Trinity Peninsula rand in het Centrale Bransfield Bekken zijn op de bathymetrische data geen 'gullies' zichtbaar. Dit is mogelijk te verklaren door het feit dat 'gullies' relictstructuren zijn, daterend van de laatste glaciële uitbreidingsfase in het Bransfield Bekken. In het Bransfield Bekken zijn mogelijke 'gullies' evenwel begraven onder een significante hoeveelheid interglaciële sedimentair materiaal (Hoofdstukken 5 en 6). In de Bellingshausen Zee gebeurt er tijdens het huidige interglaciële geen of zeer weinig sedimentaccumulatie op de shelf, waardoor ook zeer kleine reliëfsanomalieën uit het laatste glaciële in de hedendaagse zeebodem zichtbaar blijven. Ter hoogte van de Gebra depressie op de Trinity Peninsula rand zijn evenwel toch een aantal 'gullies' aanwezig. Hun positie nabij de Gebra depressie laat echter vermoeden dat deze 'gullies' een andere genese kennen dan de Biscoe trog 'gullies'. Een genese die verband houdt met een grootschalig ogenblikkelijk instabiliteitsevent in recentere tijd: de Gebra afglijding (Hoofdstuk 4).



## HOOFDSTUK 4: DE GEBRA AFGLIJDING: EEN GROOTSCHALIGE, ONDERZEESE AFGLIJDING OP DE TRINITY PENINSULA RAND IN HET CENTRALE BRANSFIELD BEKKEN<sup>1</sup>

### 4.1 Inleiding

### 4.2 Gebruikte data

### 4.3 Beschrijving van de data

#### 4.3.1 De Gebra afgliding

#### 4.3.2 Seismische stratigrafie in de Gebra afglijdingszone

### 4.4 Een meerfasig instabiliteitsevent ??

### 4.5 Desintegratie van een Gebra afglijdingsblok tot een Gebra 'debris flow'

#### 4.5.1 Desintegratie van 1 groot blok tot ~10<sup>22</sup> deeltjes ??

#### 4.5.2 'Hydroplaning' van de Gebra 'debris flow'

### 4.6 De ouderdom van de Gebra afgliding

### 4.7 Processen die destabilisatie kunnen bevorderen

#### 4.7.1 De opbouw van een overdruksituatie ten gevolge van een hoge sedimentatiesnelheid

#### 4.7.2 Lading/ontlading door uitbreiding/terugtrekking van de ijskap

#### 4.7.3 Destabilisatie van gashydraten en migratie van ondiep methaangas

#### 4.7.4 Oversteepening van de rand

#### 4.7.5 Erosie aan de voet van de continentale helling

#### 4.7.6 Het tektonische kader

#### 4.7.7 Aardbevingen

### 4.8 Vergelijking met andere hoge-breedtegraad, grootschalige, onderzeese afglijdingen

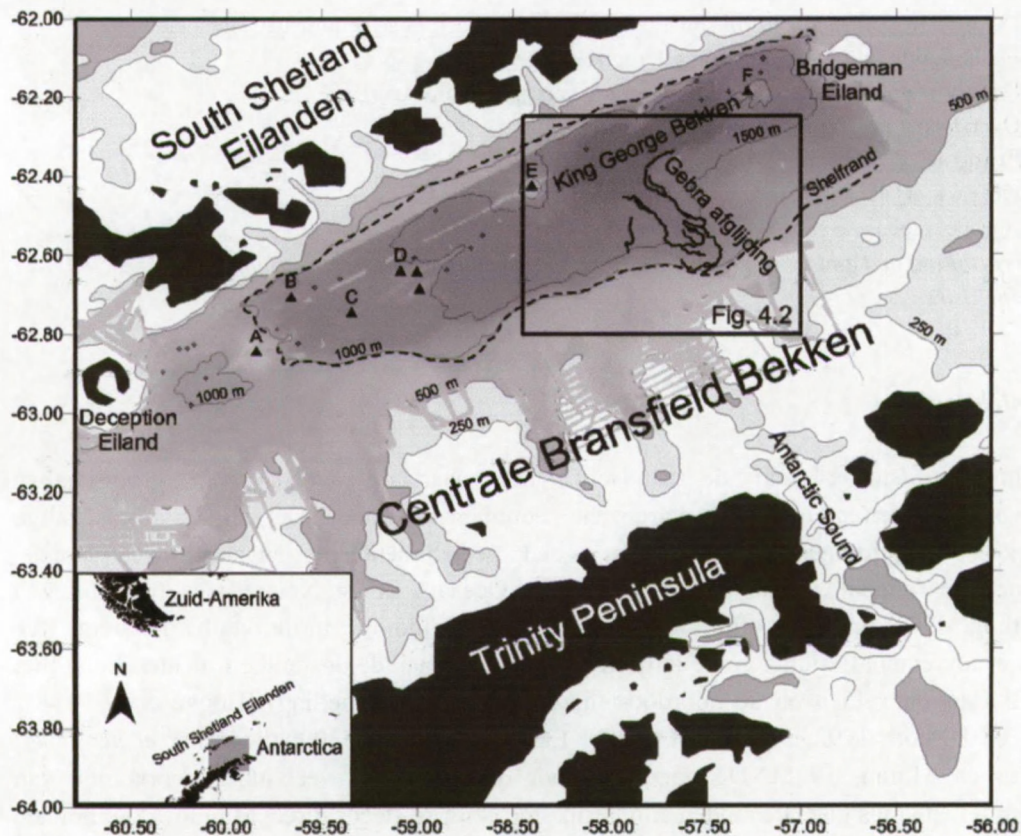
### 4.9 Conclusies

### 4.1 Inleiding

In dit Hoofdstuk 4 zal de aandacht gaan naar de analyse van grootschalige hellingsinstabiliteiten op de Antarctische continentale rand. Dergelijke grootschalige onderzeese afglijdingen zijn bijzonder goed gedocumenteerd langsheen de glaciële, continentale randen van de Noord-Atlantische Oceaan: in de Noorse Zee (de Storegga afgliding, de Trænadjupet afgliding en de Andøya afgliding), in de Svalbard-Barents Zee (de Bjørnøyrenna afgliding en de Istfjorden afgliding), aan de oostelijke Canadese rand (het Verrill Canyon gebied en de noordoostelijke Newfoundland helling) [Bugge *et al.*, 1987; Aksu en Hiscott, 1992; Piper *et al.*, 1999; Laberg en Vorren, 2000a; Mosher *et al.*, 1994; Mulder en Moran, 1995]. De oorzaken voor dit schijnbaar veelvuldig voorkomen van instabiliteiten langs glaciële randen zijn talrijk, toch zijn ze steeds direct of indirect verbonden met de dynamiek van een ijskap: 'oversteepening' van de rand door glacio-mariene sedimentaire processen, lading/ontlading van een gekoppelde ijskap, glacio-hydro-eustatische zeespiegelschommelingen, aardbevingen, enz. [Bugge *et al.*, 1987; Mosher *et al.*, 1994; Mulder en Moran, 1995].

<sup>1</sup> Dit hoofdstuk is een bewerking van: IMBO, Y., DE BATIST, M., CANALS, M., PRIETO, M. J. and BARAZA, J. 2003. The Gebra Slide: a submarine slide on the Trinity Peninsula Margin, Antarctica, *In: Marine Geology*, Vol. 3259, p. 1-18. Punt 4.5, waarin de desintegratie van het Gebra afglijdingsblok tot de Gebra 'debris flow' besproken wordt, vormt een aanvulling die niet terug te vinden is in de gepubliceerde versie.

Het is dan ook opvallend vast te stellen dat er tot op heden nog geen voorbeelden gevonden werden van recente, grootschalige hellingsinstabiliteiten of massatransport langsheen de continentale randen van Antarctica. Het enige goed-gedocumenteerde voorbeeld is dat van de instorting van de Crary Trough Mouth fan in de Weddell Zee, die evenwel dateert van het Mioceen tot Vroeg-Pliocceen [Bart *et al.*, 1999]. Kleinschalige instabiliteiten zijn evenwel een alledaags fenomeen: kleinere 'slumps' en afglijdingen, 'mass gravity flows', turbidietstromen en hellingafwaartse smeltwaterprocessen door canyons, zijn reeds gerapporteerd door verschillende auteurs [McGinnis en Hayes, 1995; McGinnis *et al.*, 1997; Pudsey en Camerlenghi, 1998; Viseras en Maldonado, 1999; Nitsche *et al.*, 2000; Escutia *et al.*, 2000]. Dit gegeven opent de vraag of de schijnbare afwezigheid van recente, grootschalige afglijdingen in Antarctica te wijten is aan het gebrek aan data van de Antarctische randen, of dat het glaciële regime – en daarmee verbonden de factoren die eventuele hellingsinstabiliteit in de hand werken – langsheen de Antarctische randen verschilt van de situatie langsheen de Noord-Atlantische Oceaan randen.



*Figuur 4.1: Morfologische kaart van het Centrale Bransfield Bekken met de positie van de belangrijkste glaciële troggen op de Trinity Peninsula buitenshelf, de Gebra depressie op de Trinity Peninsula onderhelling en het centrale King George Bekken. A tot F stellen zes grote onderzeese vulkanen voor [Gràcia *et al.*, 1996]. De bathymetrie is gepresenteerd in grijswaarden en is gebaseerd op een samenvoeging van de GEBRA-93, GEBRAP-96 en MAGIA-99 multibeam bathymetrie-data. De 250 m en 500 m dieptelijnen zijn gebaseerd op Szeliga [1990].*

In het nu volgende Hoofdstuk 4 wordt als 'case-study' een Laat-Kwartaire, onderzeese afglijding op de Trinity Peninsula rand in het Centrale Bransfield Bekken gepresenteerd: de Gebra afglijding (Figuur 4.1). Deze structuur werd in 1993 ontdekt gedurende de GEBRA-93

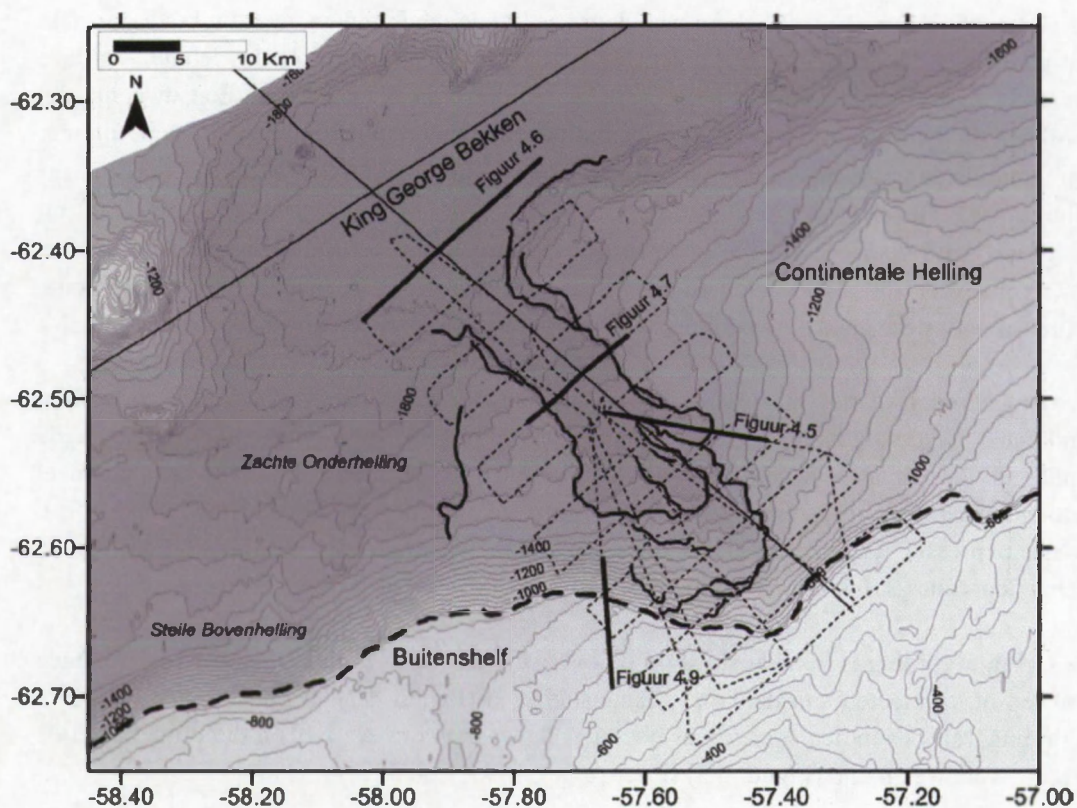


onderzoekscampagne, en werd daarom oorspronkelijk de Gebra Vallei genoemd [Canals *et al.*, 1994; Gràcia *et al.*, 1996]. Tijdens de GEBRAP-96 campagne werd deze depressie verder in kaart gebracht [Ercilla *et al.*, 1998; Prieto *et al.*, 1999], terwijl tijdens de MAGIA-99 campagne bijkomende multibeam bathymetrische en seismische data werden verzameld wat toeliet de morfologie en de seismisch-stratigrafische architectuur van deze afglijding in detail te bestuderen.

#### 4.2 Gebruikte data

Voor deze studie van de Gebra afglijding worden 22 hoge-resolutie reflectie-seismische profielen gebruikt met een totale lengte van 490 km. Deze seismische data, opgenomen tijdens de MAGIA-99 campagne, bedekken een gebied van 1015 km<sup>2</sup> over de Gebra depressie, gepositioneerd tussen 57°10' en 58°10'W en 62°20' en 62°45'S (Figuur 4.2). Voor de technische specificaties van deze data wordt verwezen naar Hoofdstuk 1.3.

Daarnaast worden twee seismische lijnen van de vroegere GEBRA-93 onderzoekscampagne aan deze studie toegevoegd: de GEBRA-93 lijnen nummers 11 en 5, respectievelijk georiënteerd langsheen de as van het centrale King George Bekken en loodrecht op de Trinity Peninsula rand ter hoogte van de Gebra afglijding (Figuur 4.2). Voor de technische specificaties van deze data wordt opnieuw verwezen naar Hoofdstuk 1.3.



Figuur 4.2: Netwerk van de 'airgun' seismische profielen, opgenomen tijdens de MAGIA-99 campagne. De getoonde profielen in dit hoofdstuk zijn aangeduid met een dikke, volle lijn. De bathymetrie is opnieuw afgeleid van de GEBRA-93, GEBRAP-96 en MAGIA-99 multibeam dataset.

De gebruikte multibeam bathymetrische dataset is een compilatie van de beschikbare data van drie opeenvolgende campagnes GEBRA-93, GEBRAP-96 en MAGIA-99 aan boord van de *R/V B.I.O. Hesperides* in het Bransfield Bekken (Figuur 4.2). De gebruikte bathymeter is een gecombineerd EM-12S/EM-1000 multibeam systeem van Simrad, waarvan de technische specificaties opgenomen zijn in Hoofdstuk 1.3.

### 4.3 Beschrijving van de data

#### 4.3.1 De Gebra afglijding

De multibeam bathymetrische data van het Centrale Bransfield Bekken onthullen de aanwezigheid van een grote morfologische structuur in het noordoostelijke deel van de Trinity Peninsula continentale helling, begrepen tussen een waterdiepte van 1500 en 1950 m en met volgende coördinaten: 57°40'W en 62°30'S (Figuur 4.3) [Canals *et al.*, 1994; Gràcia *et al.*, 1996]. De algemene expressie en positie van deze structuur op zowel de bathymetrische data als de seismische profielen suggereren dat deze morfologie de uitdrukking is van een grote randbreuk<sup>2</sup> die geassocieerd is met een grote afglijding. Eénzelfde morfologie vindt men terug op andere glaciële continentale randen, zoals de Storegga afglijding [Bugge *et al.*, 1987], de Trænadjupet afglijding [Laberg en Vorren, 2000a] en de Andøya afglijding [Laberg *et al.*, 2000] op de Noorse rand.

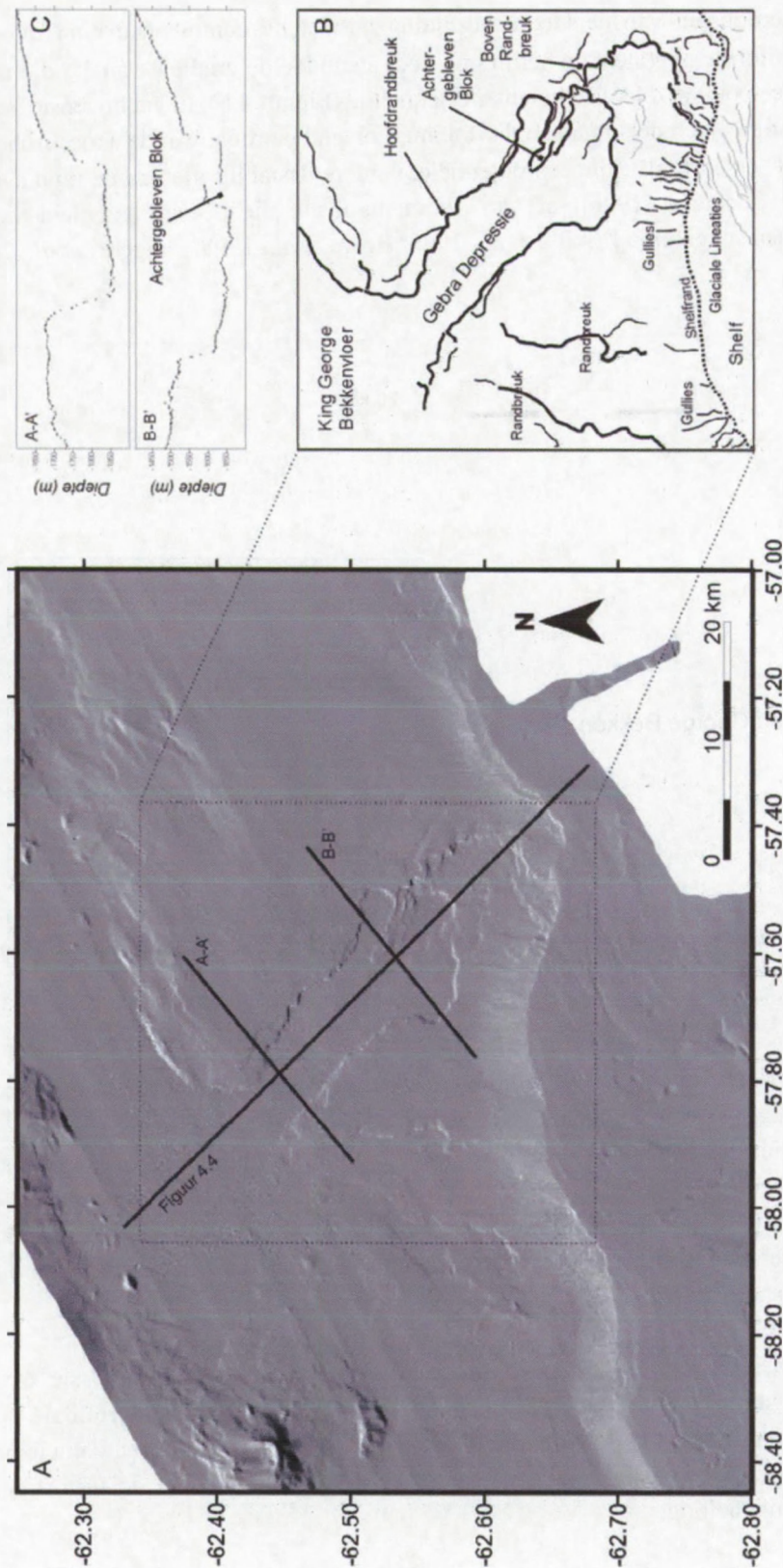
De Gebra afglijdingsdepressie, begrensd door zeer steile randbreuken, toont in bovenaanzicht een geometrie die doet denken aan een bloemkoolpatroon (Figuur 4.3). De lengte van deze depressie bedraagt 30 km, terwijl de breedte varieert van 5 tot 12 km. Een dwarsprofiel doorheen de depressie toont een diepe insnijding met randbreuken die extreem steil zijn met een gemiddelde gradiënt van 17° en een maximale insnijding van 230 ms TWT (ca. 175 m) (Figuur 4.4). Het bovenste deel van de Gebra depressie, op een waterdiepte van 1500 m, wordt gevormd door een amfitheater-vormige randbreuk met een spronghoogte van 130 ms TWT (ongeveer 100 m) en een gradiënt van 16° (Figuur 4.3). De volledige Gebra depressie, begrensd door deze goed ontwikkelde, steile randbreuken, heeft een oppervlakte van 160 km<sup>2</sup>.

Verder hellingopwaarts van deze in het oog springende eerste depressie, is een secundaire randbreuk te vervolgen op een waterdiepte van 1000-1500 m (Figuur 4.3). Deze tweede randbreuk is minder scherp ontwikkeld in de bathymetrie en verdwijnt gradueel hellingopwaarts in zuidwestelijke richting, waar ze net niet tot de shelfrand reikt. Deze tweede depressie heeft een oppervlakte van ca. 70 km<sup>2</sup>, waardoor de totale oppervlakte van de Gebra depressies 230 km<sup>2</sup> bedraagt.

De Gebra afglijding is gelokaliseerd op de overgang tussen twee morfologisch verschillende blokken of segmenten van de Trinity Peninsula rand (Figuur 4.2). De positie van de Gebra afglijding valt bovendien samen met twee bekkenwaarts-convexe lobben die duidelijk in de shelfrand aanwezig zijn (Figuur 4.3) [Prieto *et al.*, 1999; Canals *et al.*, 2002].

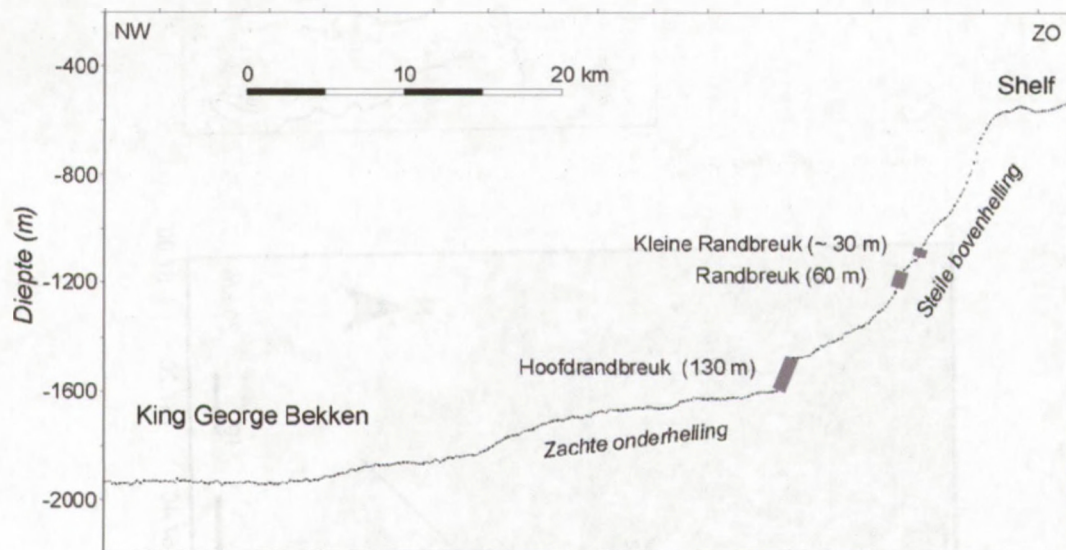
---

<sup>2</sup> De Engelse term 'scarp' wordt in deze studie als 'randbreuk' vertaald. In de literatuur vindt men termen terug die variëren van 'talud' tot 'erosienis'. De term 'randbreuk' drukt naar mijn mening echter veel beter uit dat het gaat om een breuk, die de rand vormt van een afglijdingszone ('scar').



Figuur 4.3: A. De bathymetrische kaart van het Centrale Bransfield Bekken in 'shaded relief' mode met aanduiding van de getoonde profielen in figuren 3c en 4. B. Geomorfologische interpretatie van de Gebra depressie met de positie van de verschillende randbreuken. C. Bathymetrische dwarsdoorsneden A-A' en B-B' doorheen de Gebra depressie.

(1) Ten noordoosten van de Gebra afglijding bestaat de continentale rand uit een zacht-hellende, uniforme continentale helling met een gemiddelde gradiënt van  $1^\circ$ , die opgebouwd wordt door een 600 m dikke sedimentaire sequentie (Figuur 4.5). In het bovenste gedeelte van deze sequentie volgen de strata een discontinu, golvend patroon, wat de akoestische expressie is van ofwel 'creep folds', die een potentiële, verdere destabilisatie van de rand aankondigen [Mulder en Cochonat, 1996], of van sedimentgolven, die de aanwezigheid van (sterke) bodemstromen suggereren [Ercilla *et al.*, 1998; Howe *et al.*, 1998; Faugères *et al.*, 2002].



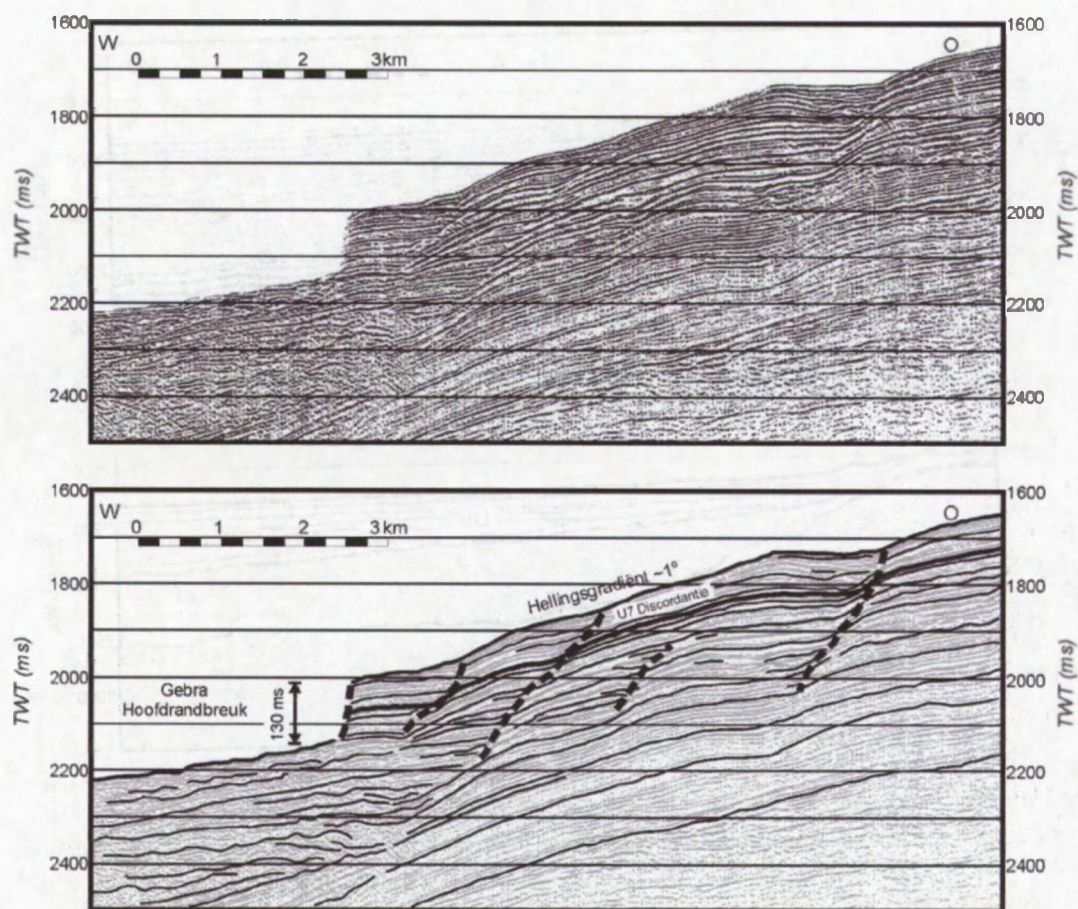
Figuur 4.4: Longitudinale bathymetrische doorsnede doorheen de Gebra depressie met de positie van de boven- en onder randbreuksystemen en de exponentieel stijgende Trinity Peninsula bovenhelling. Locatie van de doorsnede is weergegeven op Figuur 4.3a.

(2) Ten zuidwesten van de Gebra afglijding heeft de continentale rand een steile, exponentieel lopende helling met een maximale gradiënt van  $20^\circ$  op de bovenhelling (Figuur 4.4). Hier tonen de seismische data sporen van bijkomende hellingsinstabiliteit en massatransport onder de vorm van een aantal afgeleden, nog coherente sedimentblokken op de benedenhelling en verschillende 10-15 km lange 'gullies' die zich in de hellingssedimenten insnijden. Deze structuren tonen een u-vormig doorsnede en hebben een breedte van 2 km en een diepte van 40 m [Gràcia *et al.*, 1996].

Hellingafwaarts, op een waterdiepte van 1950 m, gaat de Gebra depressie over in de bekkenvloer van het King George Bekken, waarbij de zeebodem morfologie nagenoeg reliëfloos en vlak blijft. Op de bathymetrische data vinden we aldus geen aanwijzingen van een sedimentair afzettingslichaam dat geassocieerd kan worden met de instorting van de Trinity Peninsula helling.

De seismische data daarentegen onthullen de aanwezigheid van een omvangrijke, goed-geïndividualiseerde sedimenteenheid met een dikte tot ca. 100 m (i. e. 135 ms TWT) begraven onder de jongste bekkeneenheid U8 (Figuur 4.6). Het seismische facies van dit sedimentlichaam wordt gekenmerkt door een reflectie-vrij tot chaotisch, onregelmatig

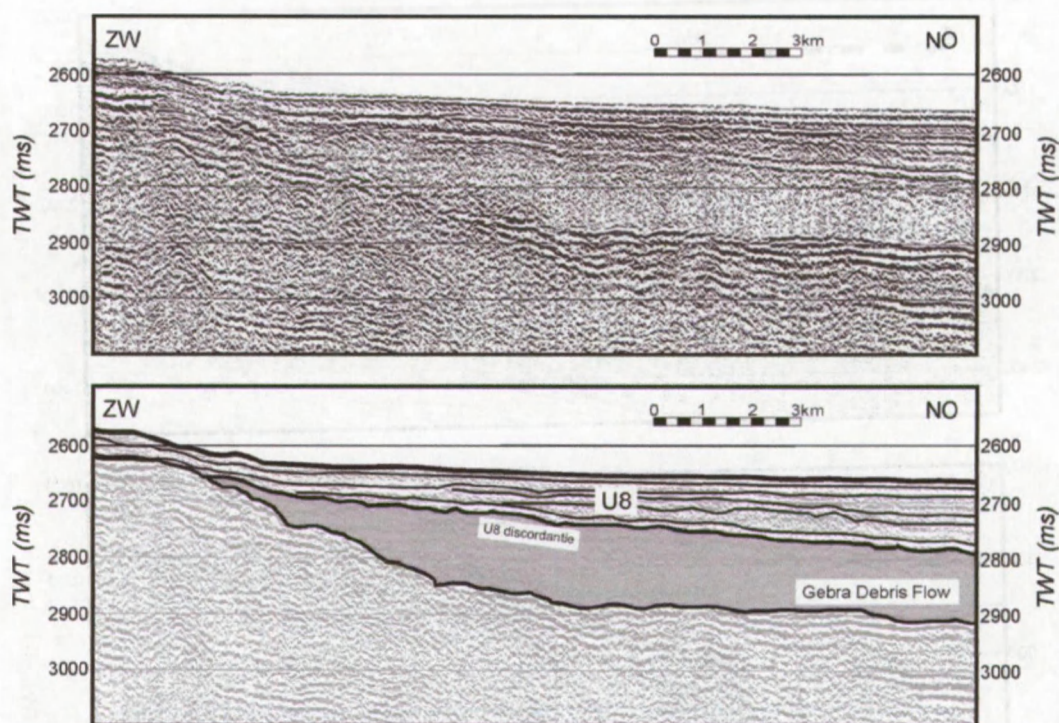
reflectorpatroon waarin de individuele reflectoren een lage amplitude hebben. Dit facies wordt aan zijn basis begrensd door een sterke reflector met een hoge amplitude. Een dergelijk facies is typisch voor 'debris flow' afzettingen en vormt een groot contrast met het horizontaal-gestratificeerd, hoge-amplitude facies met continue reflectoren van bekkeneenheid U8. Deze transparante facieseenheid vult het westelijke deel van het King George Bekken, waarbij deze eenheid uitwigt tegen de benedenhelling van de onderzeese vulkanen F in het oosten en D in het westen, tegen de benedenhelling van de South Shetland Eilanden rand in het noorden en tegen de benedenhelling van de Trinity Peninsula rand in het zuiden (Figuur 4.8). In de monding van de Gebra depressie wigt deze transparante eenheid uit en ze verdwijnt volledig net onder het bekkenwaartse verlengde van de hoofdrandbreuk op een waterdiepte van 1500 m (Figuur 4.7). Aldus bedekt deze 'debris flow' afzetting een totale oppervlakte van ca. 280 m<sup>2</sup>. Verder hellingopwaarts in de Gebra depressie, onthullen seismische profielen MAGIA-99 #34 en MAGIA-99 #36 een tweede, geïndividualiseerde 'debris flow' lens op een waterdiepte van 1500 m, die opnieuw gekenmerkt wordt door het hierboven beschreven chaotische seismische facies.



Figuur 4.5: 'Airgun' seismisch profiel en lijntekening van de MAGIA-99 lijn # 37. In de topsequentie van de sedimentaire kolom ten oosten van de Gebra depressie is een golfpatroon te vervolgen in het seismische facies. De erosieve ondergrens van de glaciale hellingseenheid U7 wordt doorsneden door de hoofdrandbreuk van de Gebra afglijding. Locatie van het profiel is weergegeven op Figuur 4.2.

#### 4.3.2 Seismische stratigrafie in de Gebra afglijdingszone

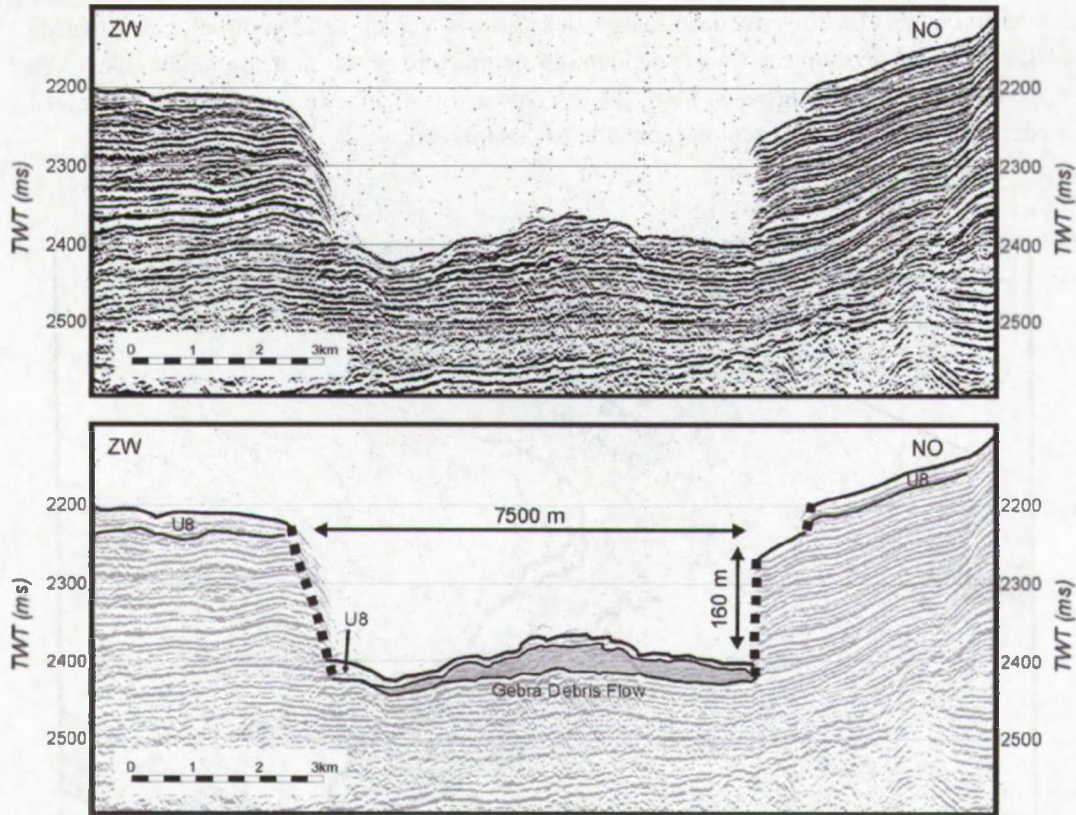
De Gebra afglijding en zijn geassocieerde 'debris flow' afzetting zijn beperkt tot de bovenste hellingseenheid U7 en de bekkeneenheid U8 in het seismisch-stratigrafische model van Prieto *et al.* [1999]. De hellingseenheid U7 bedekt de Trinity Peninsula helling en shelf in de nabijheid van de Gebra afglijding. Deze U7 eenheid wordt gekenmerkt door een progradatoneel gestratificeerd facies met sterk hellende individuele reflectoren die 'downlappen' op de ondergrens van deze eenheid (Figuur 4.9). De bovengrens van deze U7 hellingseenheid wordt gevormd door een erosieve discordantie ter hoogte van de buitenshelf die overgaat naar een conform oppervlak in bekkenwaartse richting. Zoals reeds vermeld in Hoofdstuk 2, stemt deze U7 hellingseenheid overeen met de laatste grote uitbreiding van een ijskap op de buitenshelf. De eenheid wigt uit in bekkenwaartse richting ter hoogte van de voet van de continentale helling. Het depocentrum van eenheid U7 is gelokaliseerd ter hoogte van de buitenshelf ten noordwesten van de Gebra depressie en bereikt een maximale dikte van 190 ms TWT.



Figuur 4.6: 'Airgun' seismisch profiel en lijntekening van de MAGIA-99 lijn # 55. De Gebra 'debris flow' afzetting bedekt het centrale King George Bekken. Bekkeneenheid U8 bedekt op zijn beurt de Gebra 'debris flow' afzetting. Locatie van het profiel is weergegeven op Figuur 4.2.

Hellingafwaarts van de Gebra afglijding wordt het diepere King George Bekken ingevuld door bekkeneenheid U8 [Prieto *et al.*, 1999]. Deze eenheid wordt gekenmerkt door een horizontaal-gestratificeerd facies met continue, hoge-amplitude reflectoren (Figuur 4.6). De basis van deze eenheid wordt gevormd door een conform oppervlak, in het seismische facies gevormd door een set van reflectoren met zeer hoge amplitude. Deze bekkeneenheid U8 bedekt de bekkenvloer, de continentale helling en de buitenshelf. Ze bedekt de Gebra 'debris

flow' afzetting in het bekken en de hellingseenheid U7 op de continentale helling en de buitenshelf. Bekkeneenheid U8 heeft een lensvormige geometrie waarbij de as van de dikste invulling samenvalt met de as van het King George Bekken. Ze vertegenwoordigt de invulling van het diepe bekken door glacio-mariene processen sinds de laatste terugtrekking van de ijsskap, zoals reeds besproken werd in Hoofdstuk 2 [Prieto *et al.*, 1999].



*Figuur 4.7: 'Airgun' seismisch profiel en lijntekening van de MAGIA-99 lijn # 51. Een 'debris flow' afzetting bedekt de bekkenvloer van de Gebra depressie. Deze depressie wordt begrensd door zeer steile randbreuken met een spronghoogte van 160 m. Locatie van het profiel is weergegeven op Figuur 4.2.*

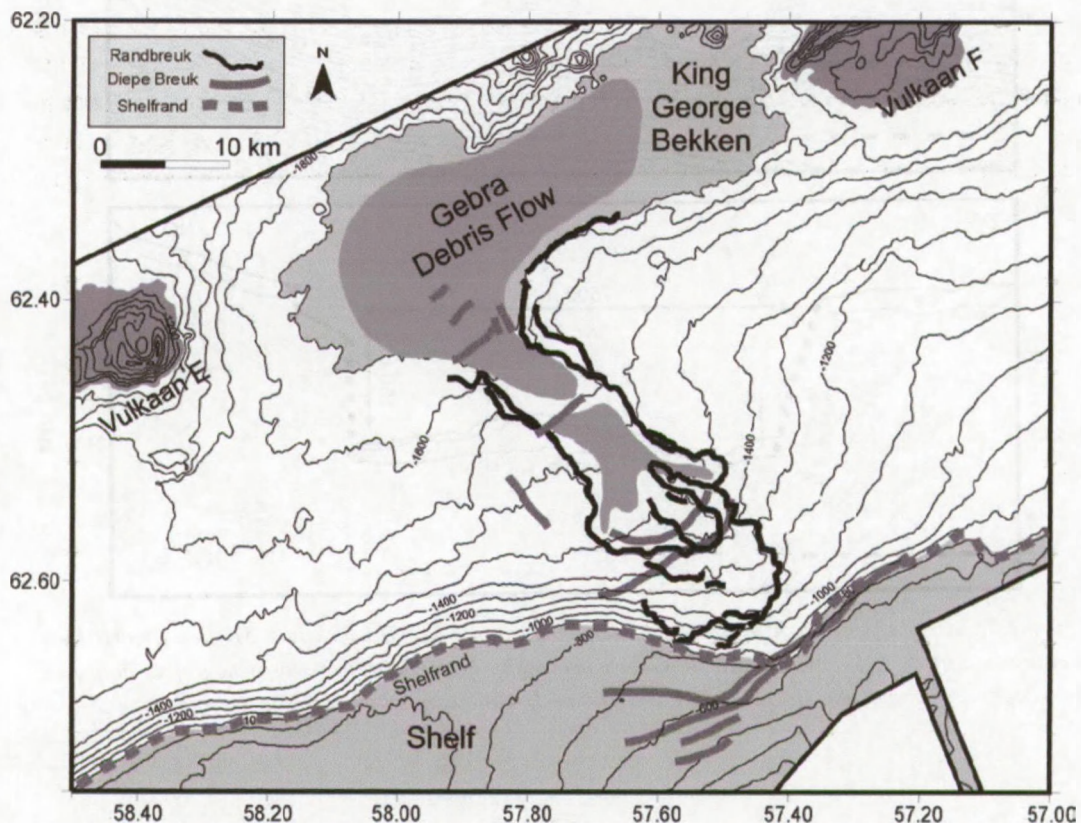
#### 4.4 Een meerasig instabiliteitsevent ??

Op basis van de hierboven besproken data, lijkt het evident dat de Gebra afglijding randbreuken en de grote 'debris flow' afzetting in het diepere King George Bekken terug te leiden zijn tot eenzelfde instabiliteit. Bij een gebrek aan een absolute ouderdomsindicatie wegens het niet beschikken over kernen, is het moeilijk te bepalen of deze afglijding gebeurde in één grote fase of in meerdere, opeenvolgende fasen. De multibeam data en de seismische profielen leveren alvast aanwijzingen op die aantonen dat de Gebra afglijding ten minste twee afzonderlijke sedimentblokken heeft geaffecteerd op verschillende dieptes en in verschillende zones van de Trinity Peninsula helling (Figuur 4.3).

- ✓ Vooreerst tonen de multibeam bathymetrische data de ontwikkeling van twee systemen van randbreuken, nl. een hoofdrandbreuk die zich ontwikkeld heeft op een waterdiepte

tussen 1500 en 2000 m, en een tweede, minder goed ontwikkelde randbreuk die hoger op de bovenhelling voorkomt op een waterdiepte van 1000 tot 1500 m (Figuur 4.2).

- ✓ Ten tweede tonen de seismische data twee afzonderlijke 'debris flow' eenheden. Een eerste grote 'debris flow' afzetting bedekt nagenoeg de volledige bekkenvloer van het King George Bekken, waarbij deze afzetting uitwigt tegen de omliggende onderhellingen (Figuur 4.8). Ook de bekkenvloer van de distale Gebra depressie wordt bedekt door deze 'debris flow' afzetting. In deze Gebra depressie is verder hellingopwaarts een tweede 'debris flow' afzetting te onderscheiden die gelimiteerd wordt door de randbreuken van deze Gebra hoofddepressie. Deze twee 'debris flow' afzettingen hebben een eigen identiteit alhoewel ze rusten op eenzelfde basisoppervlak.

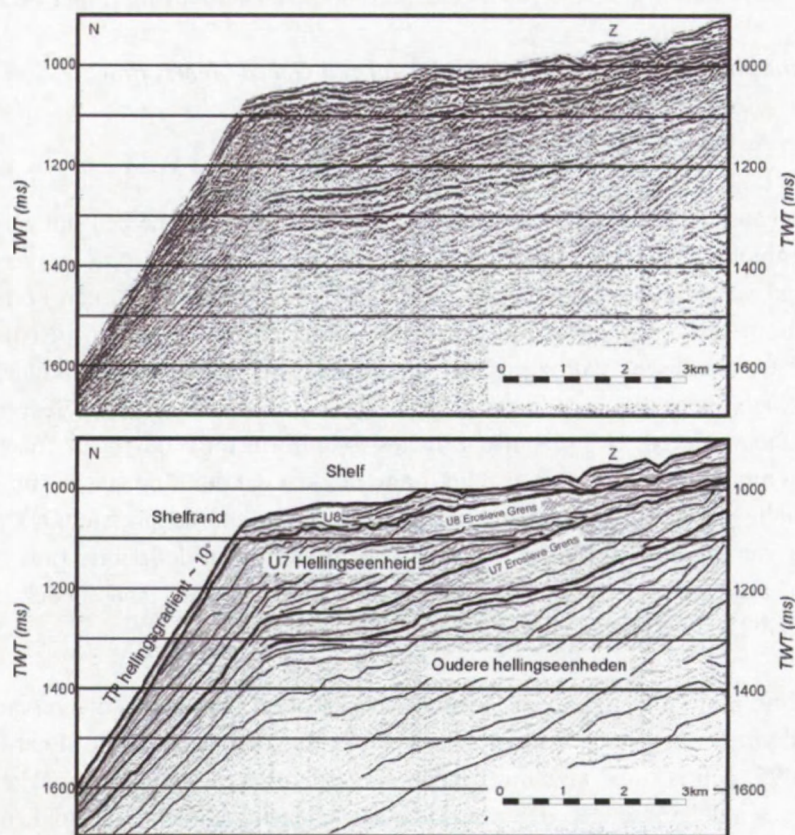


*Figuur 4.8: Interpretatie van de Gebra afglijdingszone, gekenmerkt door zeer steile randbreuken en twee geassocieerde 'debris flow' afzettingen: één grote 'debris flow' afzetting is begraven in het King George Bekken en een tweede op de bodem van de Gebra afglijdingszone. Twee diepere breukzones vallen samen met de positie van de Trinity Peninsula shelfrand en de hoofdrandbreuk van de Gebra afglijding. In het westen van de Gebra afglijding wordt de Trinity Peninsula continentale rand gekenmerkt door een steile bovenhelling, terwijl in het oosten de Trinity Peninsula helling een zachte, uniforme helling heeft.*

De hypothese van een eerste, grootschalige destabilisatie die met een klein tijdsinterval gevolgd wordt door een secundaire destabilisatie, wordt bevestigd door de massabalans van de verschillende gemobiliseerde en afgezette eenheden. In een eerste fase stort het lagere deel



van de Trinity Peninsula helling ineen over een oppervlakte van 160 km<sup>2</sup>. Het totale sedimentvolume dat hierbij gemobiliseerd is, wordt geschat op ca. 20 km<sup>3</sup>. Hierbij veronderstellen we op basis van de reflectie-seismische profielen een gemiddelde originele sedimentdikte van 160 ms TWT (d. i. ca. 120 m) over een oppervlakte van 160 km<sup>2</sup>. Dit in oorsprong coherente sedimentblok desintegreert in korte tijd tot een 'debris flow' die afgezet wordt op de vlakke bekkenvloer van het King George Bekken met een oppervlakte van 280 km<sup>2</sup>. Het volume van deze 'debris flow' bedraagt ca. 21 km<sup>3</sup> met een uniforme sedimentdikte van ca. 100 ms TWT (d. i. ca. 75 m). De grootte van dit afgezet volume betekent dat deze eerste 'debris flow' afzetting reeds instaat voor het totale volume aan materiaal dat afgegleden is in de Gebra depressie tijdens een eerste hoofdfase van destabilisatie. Vervolgens destabiliseert de bovenhelling van de Trinity Peninsula rand in een tweede fase, vermoedelijk ten gevolge van het verdwijnen van de draagkracht van de ineengestorte Trinity Peninsula onderhelling. De oppervlakte van deze tweede afglijding bedraagt slechts 70 km<sup>2</sup>. De geassocieerde tweede 'debris flow' wordt afgezet op de vlakke bekkenvloer van de Gebra depressie, die begrensd wordt door de hoofdbrandbreuken (Figuur 4.8). De oppervlakte ingenomen door deze afzetting bedraagt slechts ca. 35 km<sup>2</sup>. Gezien ook de geringe dikte van deze tweede 'debris flow' eenheid, is zijn volume verwaarloosbaar en van dezelfde grootte-orde als het volume dat gemobiliseerd is op de bovenhelling tijdens deze tweede fase van afglijding.



Figuur 4.9: 'Airgun' seismisch profiel en lijntekening van de MAGIA-99 lijn # 33. De shelf is opgebouwd uit een opeenstapeling van glaciale topeenheden die afgezet zijn tijdens opeenvolgende glaciale maxima wanneer de ijsgrondingslijn zich nabij de Trinity Peninsula shelfrand bevond. Op de buitenshelf wordt de laatste glaciale eenheid U7 bedekt door de huidige bekkeneenheid U8. Locatie van de seismische lijn is weergegeven op Figuur 4.2.

Deze analyse duidt er dus op dat de ineenstorting van de Trinity Peninsula rand in twee afzonderlijke, maar elkaar zeer snel opvolgende, fasen is gebeurd. Het is trouwens helemaal niet ongewoon dat grootschalige onderzeese afglijdingen gebeuren in verschillende, opeenvolgende fasen. Het Verrill Canyon gebied op de Scotia helling en de opeenvolgende afglijdingen op de Canarische Eilanden, illustreren een dergelijk meerfasig hellingsinstabiliteitsproces [Mosher *et al.*, 1994; Masson *et al.*, 1998; Gee *et al.*, 2001]. De Humboldt afglijding, op de noordelijke Californische continentale rand, wordt eveneens geïnterpreteerd als zijnde het resultaat van een reeks retrogressieve afglijdingen die steeds hoger liggende delen van de continentale helling aangetast hebben [Gardner *et al.*, 1999]. Gedurende het laatste glaciaal was de Svalbard-Barents Zee rand in hoge mate instabiel, waarbij verschillende sedimentblokken gedemobiliseerd werden met een frequentie tussen 95 en 170 jaar [Dimakis *et al.*, 2000]. Ook de Traenadjupet afglijding, op de Noorse rand, laat twee randbreuksystemen zien en is vermoedelijk het resultaat van het progressief verder instabiel worden van hellingopwaartse sedimentblokken ten gevolge van het verloren gaan van de draagkracht van de lagere helling [Laberg *et al.*, 2002a, 2002b].

Aan de andere kant dient echter ook opgemerkt te worden dat een morfologie zoals die van de Gebra afglijding ook gegenereerd kan worden in één enkele fase, zoals bijv. in het geval van de 1929 Grand Banks afglijding, die getriggerd werd door een aardbeving [Piper *et al.*, 1999].

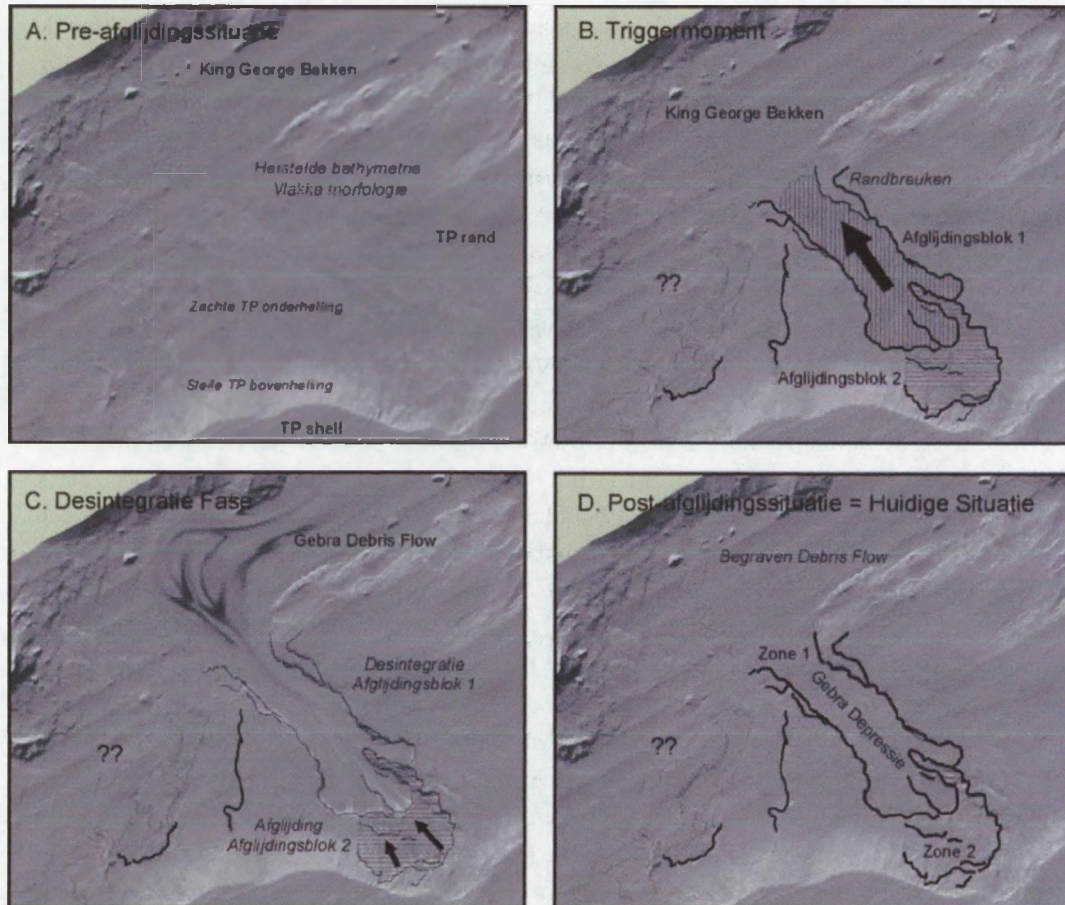
#### **4.5 Desintegratie van een Gebra afglijdingsblok tot een Gebra 'debris flow'**

##### 4.5.1 Desintegratie van 1 groot blok tot $\sim 10^{22}$ deeltjes ??

Onze data tonen aan dat bij de instorting van de Trinity Peninsula rand een initieel coherent Gebra sedimentblok desintegreert tot een 'debris flow'. In dit proces verliest het hellingsmateriaal volledig zijn oorspronkelijke samenhang waarbij het in een korte tijd via een vloeiregime wordt getransporteerd naar het diepe bekken (Figuur 4.10). Op de bathymetrische en seismische data zijn geen sporen terug te vinden van individuele, rigide blokken (i. e. olistolieten) die in de 'debris flow' afzetting in het diepe King George Bekken zouden zijn geïncorporeerd. Het seismische facies is uniform reflectievrij en chaotisch. Op coupe B-B' (Figuur 4.3c) is een positief reliëf op te merken dat duidt op een in situ gebleven sedimentblok nabij het hellingopwaartse einde van de Gebra hoofddepressie. Ook zijn geen transportwegen van afgegleden blokken of vloeistrukturen binnen de 'debris flow' afzetting waar te nemen. Indien die er al zouden geweest zijn, dan zijn deze thans bedekt onder de ongeveer 100 m dikke interglaciale bekkeneenheid U8 (Figuur 4.6).

Lastras *et al.* [2002] interpreteren op basis van de 'backscatter' informatie, die vervat zit in de multibeam bathymetrische data, individuele sedimentblokken die in de Laat-Pliocene-Kwartaire BIG'95 'debris flow' afzetting geïncorporeerd zitten in het diepere bekken van de noordwestelijke Middellandse Zee. De meest distaal gelegen sedimentaire blokken die hun coherentie behouden hebben, zijn gepositioneerd op 50 km van het brongebied, de Ebro continentale rand. Deze blokken hebben een maximale grootte van 25 km<sup>2</sup> en een hoogte tot 35 m. Ook individuele vloeilijnen van deze blokken kunnen uitgekarteerd worden [Lastras *et al.*, 2002]. Tal van voorbeelden zijn echter gelijkaardig aan de Gebra 'debris flow', waar een lensvormige 'debris flow' afzetting een homogene opvulling heeft, hetgeen een volledige desintegratie en herwerking van het sediment illustreert. Op de Baffin Eiland continentale

rand in Arctisch Canada [Hiscott en Aksu, 1994] en op de Bear Eiland fan en de Isfjorden fan in de Svalbard-Barents Zee [Laberg en Vorren, 1995; Elverhøi *et al.*, 1997] zijn talrijke 'debris flows' over een grote afstand getransporteerd waarbij de oorspronkelijke interne textuur volledig werd uitgeveegd.



Figuur 4.10: Chronologische opeenvolging van gebeurtenissen die verband houden met de Gebra afglijding. **A.** De pre-afglijdingssituatie. De Trinity Peninsula helling heeft een vlakke hellingsmorfologie. **B.** Het triggermoment met de destabilisatie van twee afzonderlijke, coherente sedimentblokken op de Trinity Peninsula helling. Een eerste maakt zich los uit de onderhelling op een waterdiepte van 1500-1950 m en een tweede komt van hoger op de helling. **C.** Desintegratiefase waarbij het Gebra sedimentblok zijn coherentie verliest en door een fenomeen van hydroplaning het diepe King George Bekken volledig invult onder de vorm van een 'debris flow' lens, waarbij de oorspronkelijke gelaagdheid van het Gebra sedimentblok verloren gaat. **D.** De post-afglijdingssituatie, de huidige situatie waar de Gebra 'debris flow' afzetting begraven is door een 100 m dikke interglaciale sedimentlaag en aldus niet langer zichtbaar is op de bathymetrische data.

#### 4.5.2 'Hydroplaning' van de Gebra 'debris flow'

De afwezigheid van individuele sedimentblokken in de Gebra 'debris flow' afzetting, zijn lensvormige geometrie als opvulling van het diepe King George Bekken, en de vlakke morfologie van het bovenoppervlak, duiden op een volledige desintegratie van het Gebra afglijdingsblok tot een 'debris flow' met een lage viscositeit. Door de beperkte dimensie van

het King George Bekken, die fungeert als een kom, is de maximale 'runout' afstand van de Gebra 'debris flow' beperkt tot een 50-tal km (Figuur 4.8). De eenheid wigt uit tegen de benedenhelling van de South Shetland Eilanden continentale rand in het noorden, de benedenhelling van de Trinity Peninsula continentale rand in het zuiden, terwijl de vulkaanhellingen van 'seamounts' E en F respectievelijk de oostelijke en westelijke grens vormen. Dit grote depocentrum van de Gebra 'debris flow' afzetting schijnt in tegenspraak met de zachte helling van het Gebra afglijdingsvlak dat gemiddeld  $0.5^\circ$  bedraagt en zelden de  $1.5^\circ$  overstijgt. Een steilere gradiënt kenmerkt de bovenhelling van de Trinity Peninsula rand, hellingopwaarts van de grote Gebra randbreuk, waar slechts een beperkt volume sediment gemobiliseerd werd. De eerder besproken massabalans duidt er evenwel op dat de grote 'debris flow' afzetting in het King George Bekken afkomstig is van de grote Gebra depressie op de onderhelling.

Een 'runout' afstand van  $>150$  km en een flauwe helling van het brongebied ( $<1^\circ$ ) schijnen echter typisch te zijn voor glaciogene 'debris flows', die doorgaans bestaan uit siltig en kleiig materiaal [ENAM II Report, 1999; Laberg en Vorren, 2000a]. Een dergelijk grote 'runout' afstand voor 'debris flows' wordt verklaard door een mechanisme van hydroplaning, waarbij het gemobiliseerde hellingsmateriaal als het ware roetsjt over de zeebodem via een dragende waterfilm, waardoor de wrijving met het onregelmatige zeebodemoppervlak sterk gereduceerd wordt [Mohrig *et al.*, 1998;1999; Laberg en Vorren, 2000b]. Hierdoor kan een submariene 'debris flow' substantieel verder gemobiliseerd worden dan een 'debris flow' op land [ENAM II Report, 1999]. Aldus hebben 'debris flows' op de Bear Eiland fan een 'runout' afstand die varieert van 100 tot 200 km, terwijl de helling slechts  $0.2-0.5^\circ$  bedraagt [Elverhøi *et al.*, 1997; Laberg en Vorren, 1995]. Dit proces van hydroplaning werd numeriek gemodelleerd met het BING model, waarbij een 'debris flow' als een visco-plastische Bingham vloeistof wordt beschouwd [Marr *et al.*, 2002]. Dit betekent dat men de 'debris flow' verdeelt in een onderste zone waar vervorming optreedt terwijl een bovenste laag gedragen wordt zonder vervorming. Dergelijk onderzoek vergt echter een goede inschatting van de reologische parameters van het sediment (i. e. de dynamische viscositeit en de 'yield strength'), gegevens die echter zeer moeilijk in te schatten zijn [Marr *et al.*, 2002]. Een dergelijk mechanisme van hydroplaning wordt noodzakelijk geacht om de volledige, vrij uniforme bedekking van het King George Bekken door de Gebra 'debris flow' afzetting te verklaren.

#### **4.6 De ouderdom van de Gebra afglijding**

Wegens het ontbreken van diepe kernen uit de Gebra afglijdingszone of van de geassocieerde 'debris flow' afzetting, kan de ouderdom van de Gebra afglijding enkel op een indirecte manier afgeleid worden, i. e. met behulp van een seismisch-stratigrafische analyse. Op basis van het samenbrengen van verschillende aanwijzingen is het aldus toch mogelijk het tijdsvenster waarbinnen de Gebra afglijding mogelijk plaatsvond aanzienlijk te verkleinen.

- ✓ De seismische data tonen op een éénduidige manier dat de hoofdrandbreuk de distale gedeelten van de meest recente hellingseenheid U7 doorsnijdt (Figuur 4.5). Dit impliceert dat de afglijding moet hebben plaatsgevonden op het einde van of na de afzetting van hellingseenheid U7, dus tijdens of na de laatste glaciële fase in het Bransfield Bekken.

- ✓ De frisse morfologie van de verschillende Gebra randbreuken op de multibeam bathymetrische data en op de ultra-hoge-resolutie subbottom profielen, tonen aan dat de Gebra depressie niet bedekt of begraven is onder een significante hoeveelheid post-afglijdingsmateriaal, i. e. post-afglijdingshellingsmateriaal dat zou dateren van het laatste glaciaal (Figuur 4.3). Deze waarneming suggereert dat de afglijding plaatsvond kort nabij het einde van het laatste glaciaal of zelfs tijdens het huidige interglaciaal wanneer de sedimentatiesnelheid veel geringer is.
- ✓ De seismische data illustreren tevens dat de 'debris flow' afzetting van de Gebra afglijding volledig bedekt wordt door de seismisch-stratigrafische bekkeneenheid U8 (Figuur 4.6). Volgens Prieto *et al.* [1999] correspondeert deze bekkeneenheid U8 met afzettingmateriaal van het huidige interglaciaal. Daar de basis van de Gebra 'debris flow' afzetting nagenoeg samenvalt met de basis van deze bekkeneenheid U8, betekent dit dat deze afglijding moet zijn gegenereerd nabij het begin van de huidige interglaciale periode in het Bransfield Bekken.

Deze verschillende argumenten wijzen erop dat de Gebra hellingsinstabiliteit plaatsvond nabij de overgang van de laatste glaciële expansie naar de huidige interglaciale periode. Volgens Banfield en Anderson [1995] situeert de laatste terugtrekking van de ijskap van de Centrale Bransfield Bekken buitenshelf zich rond 13.5-14.5 ka BP (zie ook Hoofdstuk 2). Volgens Pudsey *et al.* [1994] startte open-mariene sedimentatie kort voor 11 ka BP op de buitenshelf nabij Antwerpen Eiland, ten zuidwesten van het Bransfield Bekken. De ondiepere en grotendeels sedimentvrije binnenshelf werd pas veel later ijsvrij, misschien pas rond 6 ka BP [Canals *et al.*, 2002].

Op onze seismische data ontwikkelt de meest recente seismisch-stratigrafische interglaciale eenheid U8 zich essentieel op de King George bekkenvloer met een maximale sedimentdikte van meer dan 100 m (Figuur 4.6). Op de continentale helling, alsook op de buitenshelf van het Trinity Peninsula, verdunt deze eenheid tot ca. 7 m. Dit verschil in sedimentdikte tussen de diepe bekkenvloer enerzijds en de helling en de buitenshelf anderzijds wordt veroorzaakt door een verschil in dominant sedimentatieproces: op de buitenshelf bestaan de sedimenten uit hemipelagieten, terwijl in het diepere bekken door een mengeling van hemipelagieten, turbidieten en kleinschalige hellingsinstabiliteiten een grotere sedimentaccumulatie optreedt.

Op basis van een 'piston' kern, genomen op een waterdiepte van 550 m op de bovenhelling van de South Shetland Eilanden continentale rand, rapporteren Harden *et al.* [1992] een minimale sedimentaccumulatiesnelheid van  $4,9 \text{ mm a}^{-1}$  voor het onderste deel van deze kern op 1000 jaar tijdsschaal. Het bovenste gedeelte van deze kern correspondeert met een lagere sedimentatiesnelheid van  $1,2 \text{ mm a}^{-1}$ . Wanneer we deze sedimentatiesnelheden extrapoleren tot 13.5-14.5 ka BP – dit is het tijdstip waar een open-mariene setting zich instelde op de buitenshelf van het Bransfield Bekken [Banfield en Anderson, 1995] – dan wordt een sedimentaire laag geaccumuleerd van 15 tot 70 m, wat in de grootte-orde ligt van onze waarnemingen op de seismische profielen.

Dit stemt eveneens goed overeen met de observaties van Canals *et al.* [2000], die op basis van ultra-hoge-resolutie 'subbottom' profielen een 7 tot 75 m dikke Holocene bedekking afleiden, die bestaat uit een mengeling van hemipelagieten, turbidieten en gemobiliseerd

hellingmateriaal. Dit materiaal bedekt een 'bundle structure' die diagnostisch is voor de laatste grote uitbreiding van een ijskap in het Bransfield Bekken.

Dergelijke hoge interglaciale sedimentatiesnelheden in de diepere gedeelten van het Bransfield Bekken en in het King George Bekken zijn te wijten aan het relatief gematigde klimaat [Harden *et al.*, 1992] en de gesloten fysiografie van het King George Bekken dat aldus optreedt als een soort sedimentval. Een vergelijkbare situatie vindt men terug in Palmer Deep, een tektonisch gecontroleerde depressie in de continentale shelf van het Noordelijke Antarctische Schiereiland nabij Antwerpen Eiland, waar een hemipelagische bedekking van 45 m dikte geaccumuleerd is sinds het begin van het Holoceen [Brachfeld *et al.*, 2002]. Het spreekt voor zich dat de gemiddelde sedimentatiesnelheid op de open Antarctische shelve veel lager zijn dan in dergelijke geïsoleerde bekkens als Palmer Deep of het Bransfield Bekken. Bijvoorbeeld op de Marguerite Bay shelf bedraagt de interglaciale sedimentatiesnelheid amper 0.2-0.5 mm a<sup>-1</sup> [Harden *et al.*, 1992].

Een vroeg-interglaciale ouderdom voor de Gebra afglijding is in overeenstemming met andere studies van dergelijke grootschalige instabiliteiten op glaciale randen [Laberg en Vorren, 1993; Laberg *et al.*, 2000; Laberg *et al.*, 2002a, b]. Terwijl de opbouw van helling-prograderende glaciale strata gepaard gaat met frequente, doch kleinschalige 'debris flow' afzettingen nabij de grondingslijn van een gegronde ijskap gedurende een glaciale periode [Alley *et al.*, 1989; Aksu en Hiscott, 1992; Laberg en Vorren, 1995, 2000], gebeuren de grootschalige, meer catastrofale afglijdingen van deze glaciale strata in een latere fase, i. e. na de deglaciatie en gedurende de interglaciale periode [Bugge *et al.*, 1987; Bart *et al.*, 1999; Laberg en Vorren, 2000a, b]. Dit idee wordt verder uitgewerkt in Hoofdstuk 6.

Op basis van hun onderzoek op de Scotia shelf suggereren Mulder en Moran [1995] dat het extra gewicht van een wisselende ijskaplading (meer bepaald tijdens de terugtrekking van een ijskap) het dominerende mechanisme vormt voor grootschalige destabilisaties op glaciale randen, eerder dan een verhoogde sedimentatiesnelheid. Op dit mechanisme wordt verder ingegaan in Hoofdstuk 8.

#### **4.7 Processen die destabilisatie kunnen bevorderen**

In de literatuur worden verschillende potentiële controlemechanismen voorgesteld voor de triggering van een grootschalige instabiliteit op een continentale rand: (1) de opbouw van een overdruksituatie ten gevolge van een hoge sedimentatiesnelheid; (2) een extra statische lading (i.e. een extra lading door een gegronde ijskap); (3) migratie van ondiep methaangas of destabilisatie van gashydraten; (4) 'oversteepening' van de rand; (5) erosie aan de voet van de helling; (6) het (plaat)tektonische kader; en (7) aardbevingen [Bugge *et al.*, 1987; Mosher *et al.*, 1994; Mulder en Moran, 1995; Dimakis *et al.*, 2000; Laberg en Vorren, 2000a, b]. In de volgende paragrafen zullen we systematisch deze potentiële controlemechanismen evalueren voor het geval van de Gebra afglijding. Later, in Hoofdstukken 6, 7 en 8, zal dieper ingegaan worden op een aantal van deze mechanismen.

##### **4.7.1 De opbouw van een overdruksituatie ten gevolge van een hoge sedimentatiesnelheid**

Eén van de mechanismen die een belangrijke stabiliteitsreductie kan teweegbrengen op een onderzeese continentale helling is de opbouw van een verhoogde poriëndruk in fijnkorrelige

sedimenten, voornamelijk in een omgeving gekenmerkt door hoge sedimentatiesnelheden. De bovenhelling van een glaciële rand wordt vaak gekenmerkt door zeer hoge sedimentatiesnelheden ten tijde van een glaciaal maximum – i. e. wanneer een ijskap gegrond is tot nabij de shelfrand. Recente studies op de Bear Eiland fan, in het noordoostelijke deel van de Noord-Atlantische Oceaan, wijzen op een sedimentatiesnelheid van maximaal 600 mm a<sup>-1</sup> (!) binnen een straal van 5 km nabij het glaciële front gedurende het laatste glaciële maximum [Laberg en Vorren, 1995; Dowdeswell en Siegert, 1999; Dimakis *et al.*, 2000]. Door een dergelijk hoge sedimentaccumulatie met de effectieve vorming van een kritische overdruk in het sediment is de Bear Eiland fan dan ook blootgesteld geweest aan opeenvolgende destabilisatiefasen met de ontwikkeling van een 40-tal ‘debris flows’ tijdens het Laatste Glaciële Maximum.

De Gebra afglijding heeft evenwel niet tijdens een glaciaal maximum plaatsgevonden, maar wel in het daaropvolgende interglaciaal, wanneer een minder dynamisch sedimentatieregime ingesteld is (Hoofdstuk 2). Daarenboven is de Gebra afglijding op de Trinity Peninsula onderhelling gesitueerd, op een afstand van ~10-15 km verwijderd van de grondingslijn, waar gedurende het glaciële maximum geen sterk verhoogde sedimentaanvoer plaatsvond (het depocentrum bevindt zich veel dichterbij de grondingslijn). Uit Hoofdstuk 6 zal blijken dat zowel tijdens een interglaciaal als gedurende een glaciaal sedimentatieregime geen significante opbouw van overdruk kan gebeuren op de Trinity Peninsula onderhelling. Tijdens een glaciaal maximum is het evenwel niet uitgesloten dat lokaal, in de onmiddellijke nabijheid van de grondingslijn ter hoogte van een glaciële trog, een hogere sedimentaccumulatie gebeurde met de opbouw van een verhoogde poriëndruk. Een kortstondige fluctuatie in de sedimentatiesnelheid zou kleinschalige instabiliteiten kunnen teweeg brengen [Elverhøi *et al.*, 1997; Dowdeswell en Siegert, 1999], bv. de vele ‘debris flow’ lenzen die op de seismische profielen zichtbaar zijn binnen de glaciële strata aan de voet van de steile Trinity Peninsula bovenhelling (Hoofdstuk 6).

Een theoretische stabiliteitsanalyse, die rekening houdt met de sedimentatiesnelheid, de hellingsgradiënt en een waardeschatting van de geotechnische parameters (meer bepaald de cohesie-intercept, het gewicht, de consolidatiecoëfficiënt en de frictiehoek), brengt evidentie aan voor een zeer stabiele Trinity Peninsula rand tijdens zowel de interglacialen als de glacialen. Deze analytische uitwerking van een stabiliteitsreductie onder een hoge sedimentaccumulatie wordt opgenomen in Hoofdstuk 6.

#### 4.7.2 Lading/ontlading door uitbreiding/terugtrekking van de ijskap

De primaire randbreuken van de Gebra afglijding bevinden zich op een waterdiepte van 1500-2000 m, waarbij enkel het distale gedeelte van de glaciële hellingseenheden aangetast wordt. Deze diepte is ver beneden de maximale, theoretische grondingsdiepte van een gekoppelde ijskap in het Bransfield Bekken tijdens het Laatste Glaciële Maximum. Canals *et al.* [2000] suggereren op basis van zogenaamde ‘bundle structures’, zichtbaar op de bathymetrische data, een maximale grondingsdiepte in het Westelijke Bransfield Bekken van 900 m (bij het huidige zeewaterniveau), wat overeenkomt met een 1 km dikke ijskap tijdens het LGM. Dit is in vrij goede overeenstemming met een eerdere schatting van Banfield en Anderson [1995] op basis van reflectie-seismische profielen. Alhoewel men wel degelijk rekening moet houden met poriëndrukken in onevenwicht op enige afstand verwijderd van een gegronde ijskap, veronderstellen we dat een vooruitschrijding/terugtrekking van een gegronde ijskap eerder

een impact zou hebben op de ondiepere, steilere bovenhelling dan wel op de diepere, zachthellende onderhelling. Ter hoogte van de shelfrand is een directe koppeling van een ijskap, en dus extra lading niet onmogelijk, terwijl ook een hogere sedimentaccumulatie door de nabijheid van de grondingslijn gebeurt.

Een stabiliteitsanalyse van een continentale helling onder de extra lading van een gegronde ijskap wordt op een meer analytische wijze besproken in Hoofdstuk 8.

#### 4.7.3 Destabilisatie van gashydraten en migratie van ondiep methaangas

De aanwezigheid van een BSR (= 'Bottom-Simulating-Reflection'), wat een indicatie is voor het voorkomen van gashydraten, werd gerapporteerd aan de Pacifische Rand van de South Shetland Eilanden [Lodolo *et al.*, 1993], maar tot op heden nog niet binnen het Centrale Bransfield Bekken, ondanks het uitgebreide netwerk van seismische profielen dat hier verzameld werd in de loop van de laatste 25 jaar. De beschikbare multibeam bathymetrische data en de seismische data in het Bransfield Bekken tonen geen enkele evidentie voor de aanwezigheid van ondiep gas in de Trinity Peninsula hellings sedimenten: geen 'pockmarks', akoestische 'blanking', akoestische 'wipe-out zones', versterkte reflectoren, 'velocity pull downs', ... . Echter, op enkele seismische profielen van de centrale King George bekkenvloer vindt men enige aanwijzingen voor het voorkomen van migratie of accumulatie van vloeistoffen of gassen in de nabijheid van de vulkanische 'seamounts'. Deze zijn evenwel enkele 10-tallen km verwijderd van de Gebra afglijding.

#### 4.7.4 Oversteepening van de rand

Zoals besproken in punt 4.3 en 4.4 werd tijdens een eerste fase van ineenstorting enkel het onderste deel van de Trinity Peninsula helling aangetast. Hier bedraagt de gemiddelde gradiënt niet meer dan 1,5°. Het hogere deel van de helling, dat veel steiler is, wordt pas in een tweede, meer bescheiden destabilisatie betrokken. Net onder de shelfrand heeft het steilste stuk van de Trinity Peninsula helling een exponentiële curvatuur met een maximale gradiënt van 20°. Zo'n exponentieel verlopende helling is typisch voor een glaciaal sedimentatie-omgeving. Tijdens een glaciaal maximum breidt een ijskap zich uit tot over de shelfrand. Dit resulteert in de ontwikkeling van een 'trough mouth fan' met een progradationeel seismisch facies wat resulteert in een 'oversteepened' rand. De Gebra depressie bevindt zich echter op de zacht-hellende onderhelling.

#### 4.7.5 Erosie aan de voet van de continentale helling

Er zijn geen aanwijzingen voor erosie, bijvoorbeeld ten gevolge van sterke bodemstromingen aan de voet van de Trinity Peninsula rand.

#### 4.7.6 Het tektonische kader

De Gebra afglijding bevindt zich ter hoogte van een overgangszone tussen twee morfologische segmenten van de Trinity Peninsula rand. Deze segmenten worden gekenmerkt door een verschil in oriëntatie, hellingsgradiënt en stratigrafische architectuur en zouden de uitdrukking zijn van een eerste-orde tektonische segmentatie van het gehele Bransfield



Bekken [Barker en Austin, 1998]. Dit uit zich in de ontwikkeling van een systeem van diepe sokkelbreuken die loodrecht georiënteerd zijn op de Trinity Peninsula rand [Barker en Austin, 1998]. Verrassend genoeg zien wij op onze seismische data geen spoor van een dergelijk breukpatroon, alhoewel de data wel degelijk tot in het bovenste deel van de sedimentaire sokkel penetreren. Onze data tonen echter wel het bestaan van een ander breuksysteem. Deze breuken zijn evenwijdig georiënteerd aan de rand, en vormen aldus een soort van half-graben [Prieto *et al.*, 1998]. Dit breuksysteem beïnvloedt evenwel de sedimentaire bedekking niet. De positie van de shelfrand valt samen met de bovenste van deze twee breuksystemen, terwijl de hoofdbrandbreuk net boven het onderste breuksysteem ligt. Dit suggereert dat de tektonische erfenis niet onbelangrijk is voor de plaatsing van de Gebra afglijding in de Trinity Peninsula rand, alhoewel het onduidelijk blijft hoe die diepe structuren die de sedimentaire bedekking niet beïnvloeden toch een impact kunnen hebben op het zeebodemoppervlak.

#### 4.7.7 Aardbevingen

Het Centrale Bransfield Bekken is ontstaan als een extensiebekken, gelegen achter een vulkanische boog [Barker *et al.*, 2003]. Deze positie, nabij verschillende plaatranden, is verantwoordelijk voor een belangrijke seismische activiteit [Pelayo en Wiens, 1989; Ibañez *et al.*, 1997]. Recente seismische en vulkanische activiteit in het Bransfield Bekken is geconcentreerd langs een centrale as van beginnende zeevloerspreiding, gekenmerkt door een aantal opgelijnde, onderzeese vulkanen [Gràcia *et al.*, 1996]. Het Bridgeman Eiland, op amper 80 km afstand van de Gebra depressie in het oosten van het Centrale Bransfield Bekken, is bekend als het epicentrum van talrijke aardbevingen met een magnitude tot  $M = 6.7$  op de schaal van Richter [Jin *et al.*, 1998]. Ook het Deception Eiland, in het westen van het Centrale Bransfield Bekken, wordt gekenmerkt door een belangrijke seismische activiteit. De Gebra afglijding is gelegen binnen een straal van 30 km van de centrale as van zeevloerspreiding en op minder dan 40 km van de dichtstbijzijnde onderzeese vulkaan F [Gràcia *et al.*, 1996]. Potentiële triggering door een aardbeving wordt in Hoofdstuk 7 nader toegelicht.

Verder is het vulkanisme in de centrale as van het bekken ook verantwoordelijk voor een aanrijking in bepaalde kleimineralen in het Bransfield Bekken. Yoon *et al.* [1994] rapporteren een 58 % illiet-, 19 % smektiet- en 19 % chloriet-samenstelling voor wat betreft de  $< 2 \mu\text{m}$  kleimineraalfraction in de opperste sedimentlaag van het Centrale Bransfield Bekken. Een verhoogde vulkanische activiteit kan zorgen voor een hogere kleimineraalbijdrage in de overeenkomstige laag. Zo'n kleirijke aslaag kan fungeren als een impermeabele laag, waaronder de opbouw van een overdruk begunstigd wordt, of als potentieel schuifvlak, door het voorkomen van bv. zwelkleien. Daar we echter niet beschikken over een sedimentkern van het glijdingsoppervlak van de Gebra afglijding kunnen we hier geen definitief uitsluitsel geven omtrent de natuur van dit oppervlak en de eventuele rol van aslaagjes bij het ontstaan van de Gebra afglijding [Imbo *et al.*, 2003].

De impact van een aantal van de aangehaalde controlemechanismen dient echter sterk gerelativeerd te worden. Zo wordt migratie van ondiep methaangas en destabilisatie van gashydraten niet geobserveerd op de beschikbare data, terwijl er ook geen evidentie wordt gevonden voor grootschalige erosie door bodemstroming. Een destabilisatie door 'oversteepening' van de rand lijkt ook niet erg plausibel daar de Gebra afglijding zich essentieel op de benedenhelling ontwikkeld heeft. Andere parameters daarentegen spelen

waarschijnlijk een meer significante rol in de uiteindelijke triggering van de Gebra afglijding. Het meest waarschijnlijke is echter een samenspel van verschillende mechanismen. Het tektonische kader heeft misschien een controlerende rol in de laterale plaatsing langsheen de Trinity Peninsula rand. Hoge sedimentatiesnelheden tijdens het laatste glaciële maximum, gecombineerd met de ontkoppeling van de ijskap gedurende de daaropvolgende deglaciatie, zorgen voor verhoogde poriëndrukken in de hellingsafzettingen. Een bijkomende triggering door een aardshok lijkt echter noodzakelijk voor de definitieve ineenstorting van de Trinity Peninsula rand. Dit thema wordt verder behandeld in Hoofdstukken 6, 7 en 8.

#### 4.8 Vergelijking met andere hoge-breedtegraad, grootschalige, onderzeese afglijdingen

Naam Instabiliteit	Bediment Volume	Gedestabiliseerde Oppervlakte	Waterdiepte Randaafbraak	'Run out' Afstand	Ouderdom	Controliemechanisme	Literatuur
Storegga Afglijding	5500 km <sup>3</sup>	76500 km <sup>2</sup>	150 - 400 m	850 km	50 - 6 ka	- Aardbeving - Uitsluiting door gegroete ijskap - Hoge Sedimentaanvoer - Gashydraten	Bugge et al., 1987
Trænadjupet Afglijding	900 km <sup>3</sup>	5000 km <sup>2</sup>	350 - 400 m	330 km	4 ka	- Hoge Sedimentaanvoer - Aardbeving	Laberg et al., 2002
Andøya Afglijding	900 km <sup>3</sup>	3600 km <sup>2</sup>	400 - 500 m	190 km	Holocene	- Aardbeving	Laberg et al., 2000
Bear Island TWP Bjørnøya Afglijding	1400 km <sup>3</sup>		400 m	450 km	> 330 ka	- Hoge Sedimentaanvoer - Aardbeving	Laberg and Vorren, 1993 Vorren et al., 1998
Verrill Canyon	5 - 7.5 km <sup>3</sup>		600 m		12 ka	- Aardbeving - Oeverdruk door onderliggend / hoog sedimentaanvoer	Mosher et al., 1994
Gebra Afglijding	20 km <sup>3</sup>	230 km <sup>2</sup>	1500 m	70 km	6.5 - 13.5 ka	- Hoge Sedimentaanvoer - Aardbeving	Imboet et al., 2003

Tabel 4.1: Vergelijking van enkele karakteristieken van de Gebra afglijding met een aantal goed-gedocumenteerde voorbeelden op de Noord-Atlantische randen.

De Gebra afglijding – zoals hier bestudeerd aan de hand van multibeam bathymetrische data en reflectie-seismische profielen – is het eerste goed gedocumenteerde voorbeeld van een Laat-Kwartaire, grootschalige afglijding langsheen de Antarctische randen. De Crary Trough Mouth fan in de Weddell Zee wordt weliswaar ook door een grootschalige instorting gekenmerkt, maar deze destabilisatie dateert van het Plio-Pleistoceen [Bart *et al.*, 1999]. Grote instabiliteiten op de glaciële randen van de Noord-Atlantische oceaan schijnen daarentegen veel frequenter voor te komen. In Tabel 4.1 wordt de Gebra afglijding vergeleken met de meest significante, d. i. de best gedocumenteerde, Laat-Kwartaire afglijdingen langsheen de Noord-Atlantische randen. Alhoewel de Gebra afglijding een gebied aantast van meer dan 500 km<sup>2</sup> (gedestabiliseerde oppervlakte plus geassocieerde afzetting), blijft het een eerder kleine afglijding in vergelijking met de meeste van de Noord-Atlantische voorbeelden, zoals de Storegga afglijding, de Trænadjupet afglijding en de Andøya afglijding, die respectievelijk een oppervlakte hebben van 34.000 km<sup>2</sup>, 14.100 km<sup>2</sup> en 9.700 km<sup>2</sup> [Bugge *et al.*, 1987; Laberg *et al.*, 2000; Laberg *et al.*, 2002a,b]. Wat in overeenstemming is met de meeste van deze noordelijke afglijdingen is een Holocene ouderdom van triggering, i. e. na de laatste glaciële periode. Het meest markante verschil daarentegen is de sterk afwijkende waterdiepte van de Gebra afglijding. Alle aangehaalde Noord-Atlantische afglijdingen komen voor op een waterdiepte van minder dan 600 m, terwijl de Gebra afglijding gelokaliseerd is op 1500 m waterdiepte, op de benedenhelling van de Trinity Peninsula rand. Een reden voor

dit verschil kan de hogere seismische activiteit zijn in het Bransfield Bekken in vergelijking met de hoofdzakelijk aseismische Noord-Atlantische randen. Het voorkomen van afglijdingen op dergelijke grote waterdieptes is echter ook geen uitzondering. Verschillende kleinere afglijdingen in de Noord-Atlantische regio gebeuren ook op grotere dieptes [Hughes *et al.*, 1992; Savoye *et al.*, 1990].

In de volgende hoofdstukken gaan we verder in op de reden van deze afwijkend grote diepte van de Gebra afglijding, daar dit in tegenspraak schijnt te zijn met de meest courante triggermechanismen (i. e. hoge sedimentatiesnelheden, lading door een gekoppelde ijskap, oversteeping, ...).

Tenslotte zou het zeer nuttig zijn verder te gaan met het in kaart brengen van de Antarctische rand met moderne multibeam technieken om eventueel andere voorbeelden van grootschalige hellingsinstabiliteiten en massatransport op te sporen en te controleren of een positie op de benedenhelling algemeen voorkomt in het geval van de Antarctische onderzeese afglijdingen.

#### 4.9 Conclusies

1. Een grote, onderzeese afglijding – de Gebra afglijding – werd op basis van multibeam data en reflectie-seismische profielen uitgekarteerd op de Trinity Peninsula continentale rand in het Centrale Bransfield Bekken. De hoofdtrandbreuk is duidelijk te vervolgen in de bathymetrie en is ingesneden in de distale delen van de glaciaire hellingseenheden op de benedenhelling, op een waterdiepte van 1500-1950 m. Aldus wordt een depressie omlijnd met een lengte van 30 km, een breedte van 6 km en een maximale insnijding van 175 m. Een tweede, weliswaar minder goed ontwikkeld systeem van randbreuken bevindt zich op de bovenhelling, op een waterdiepte van 1000 tot 1500 m. Deze twee zones omvatten een gebied van ongeveer 230 km<sup>2</sup>. Een geassocieerde afzetting vindt men terug onder de vorm van een 100 m dikke ‘debris flow’ afzetting die geïncorporeerd zit in de bekkeneenheden in het diepe, centrale King George Bekken. De oppervlakte van deze ‘debris flow’ afzetting bedraagt 280 km<sup>2</sup>, terwijl het totale volume dat gemobiliseerd werd in de orde van 20 km<sup>3</sup> geschat wordt.

2. Indirecte datering van deze Gebra afglijding op basis van een seismisch-stratigrafische analyse, suggereert een ouderdom rond de overgang van het laatste glaciaal naar het huidige interglaciaal. Voor een buitenshelf-omgeving in het noorden van het Antarctische Schiereiland correspondeert dit met een ouderdom tussen 6.5 en 13.5 ka BP.

3. Het is zeer moeilijk om het exacte controlemechanisme verantwoordelijk voor de genese van de Gebra afglijding eenduidig te definiëren. Een verhoogde sedimentaccumulatie gedurende de laatste glaciaire periode, of de aanwezigheid van een klei-rijke, impermeabele vulkanische aslaag, gecombineerd met het ontladingseffect door een terugwijkende ijskap gedurende de daaropvolgende deglaciatie kunnen verhoogde poriëndrukken hebben gegenereerd in de hellingsafzettingen op de Trinity Peninsula rand wat de kans op een destabilisatie verhoogde. Echter, een bijkomende externe triggering door tektonische activiteit of door een aardbeving, was waarschijnlijk noodzakelijk opdat deze afzettingen effectief gedestabiliseerd zouden worden met de vorming van de Gebra afglijding.

4. Dit is de allereerste Laat-Kwartaire, onderzeese afglijding van die omvang die gerapporteerd wordt op de Antarctische continentale rand. In morfologie en algemene

kenmerken valt een grote gelijkenis op met verschillende grootschalige afglijdingen die gekend zijn langs de Noord-Atlantische glaciale rand, alhoewel de Gebra afglijding een iets wat bescheidener dimensie heeft. Het meest in het oog springende verschil is echter de positie op de benedenhelling.

## **HOOFDSTUK 5: EVIDENTIE VOOR VEELVULDIGE INSTABILITEITEN EN MASSATRANSPORT SINDS HET LAATSTE GLACIALE MAXIMUM IN HET KING GEORGE BEKKEN**

### **5.1 Inleiding**

### **5.2 Methodologie en gebruikte dataset**

### **5.3 Fysische geografie van het Centrale Bransfield Bekken**

### **5.4 Bronnen van sedimentaanvoer naar het King George Bekken**

### **5.5 Detailmorfologie van de Trinity Peninsula continentale rand**

#### **5.5.1 De Gebra afglijding**

#### **5.5.2 De oostelijke Trinity Peninsula rand**

#### **5.5.3 De westelijke Trinity Peninsula rand**

### **5.6 Beschrijving van de TOPAS-profielen**

#### **5.6.1 TOPAS-profiel GEBRA-93 G11**

#### **5.6.2 TOPAS-profiel GEBRA-93 G13**

### **5.7 Discussie**

#### **5.7.1 Datering**

#### **5.7.2 Simultaan met de Gebra afglijding ??**

#### **5.7.3 Een éénfasig/meerfasig instabiliteitsproces**

#### **5.7.4 Een mogelijke triggering**

### **5.8 Conclusies**

### **5.1 Inleiding**

De Antarctische (buiten)shelf en de abyssale diepten onderaan de continentale helling worden gekenmerkt door een sterk gereduceerde sedimentaanvoer gedurende een interglaciaal. Door de teruggetrokken positie van de ijskappen tot de binnenshelf of tot op het continent wordt de glaciële sedimentaanvoer naar het diepere bekken geminimaliseerd en beperkt tot hemipelagische sedimentatie en sedimentaanvoer door hellingsprocessen [Larter en Cunningham, 1993, Prieto et al, 1999; Pudsey, 2000]. Pudsey en Camerlenghi [1998] rapporteren op de continentale helling van de Pacifische rand van het Antarctische Schiereiland - in open water - een sedimentatiesnelheid van amper  $0.03-0.055 \text{ mm a}^{-1}$  nabij sedimentdrift 7 gedurende het Holoceen. In het algemeen verhoogt de sedimentaccumulatiesnelheid langsheen het Antarctische Schiereiland van het zuiden naar het noorden, van  $0.2-0.5 \text{ mm a}^{-1}$  nabij de Marguerite Bay tot  $0.6-4.9 \text{ mm a}^{-1}$  voor het Bransfield Bekken [Harden *et al.*, 1992]. Toch komen ook in meer beschutte omgevingen sterk afwijkende hoge waarden voor. Zo bijvoorbeeld fungeert de Palmer Deep ten zuiden van het Antwerpen Eiland als een soort gesloten sedimentval waar een Holocene sedimentaire bedekking gemeten wordt van  $> 45 \text{ m}$  [Brachfeld *et al.*, 2002] ! Ook het Bransfield Bekken lijkt een vrij grote sedimentaire bedekking te hebben geaccumuleerd sinds de laatste glaciële uitbreidingsfase. Boven een zgn. 'bundle structure', een diagnostisch kenmerk voor de laatste grondingsfase van de ijskap en dus voor de laatste glaciële expansie, ligt een sedimentaire laag van 7 tot 75 m die opgebouwd is uit hemipelagieten en turbidieten, aangevuld met materiaal afkomstig van allerlei hellingeroderende processen [Canals *et al.*, 2000].

De grootschalige, onderzeese Gebra afglijding in het Bransfield Bekken (Hoofdstuk 4) wordt op basis van geometrie en configuratie van seismisch-stratigrafische eenheden gedateerd op het einde van het laatste glaciaal en de transitie naar het huidige interglaciaal [Imbo *et al.*, 2003]. Bovenop de Gebra 'debris flow' afzetting wordt op profiel GEBRA-93-G11 in de centrale as van het King George Bekken een dikke sedimentaire bedekking van 80 - 100 m waargenomen. Op basis van deze afgeleide ouderdom van de Gebra afglijding zou dit een recorddikte vormen voor het Holoceen (?) in het Centrale Bransfield Bekken. Deze veronderstelde dikke Holocene invulling laat vermoeden dat na de Gebra afglijding niet enkel hemipelagisch materiaal in het centrale bekken accumuleerde, maar dat een significante portie van de latere invulling van het centrale King George Bekken afkomstig is van erosie- en hellingsprocessen op de omliggende steile hellingen. Tezamen met de Gebra 'debris flow', die op zichzelf reeds instaat voor een 100 m dikke invulling, wordt sinds de laatste glaciale uitbreidingsfase aldus een totaal van 180 m sediment geaccumuleerd in het King George Bekken, wat een absoluut record zou zijn voor de Antarctische rand [Brachfeld *et al.*, 2002]. Deze observatie zou aanzienlijke implicaties hebben met betrekking tot de huidige, aanvaarde sedimentatiemodellen voor (Antarctische) glaciale randen [Larter en Barker, 1989; Cooper *et al.*, 1991] en tot de inzichten in de processen en fluxen van sedimenttransfer van de Antarctische shelf naar het diepe bekken tijdens interglaciale periodes. Onze hypothese kan helaas noch bevestigd noch ontkracht worden door een absolute tijdsdatering bij gebrek aan een diepe kern.

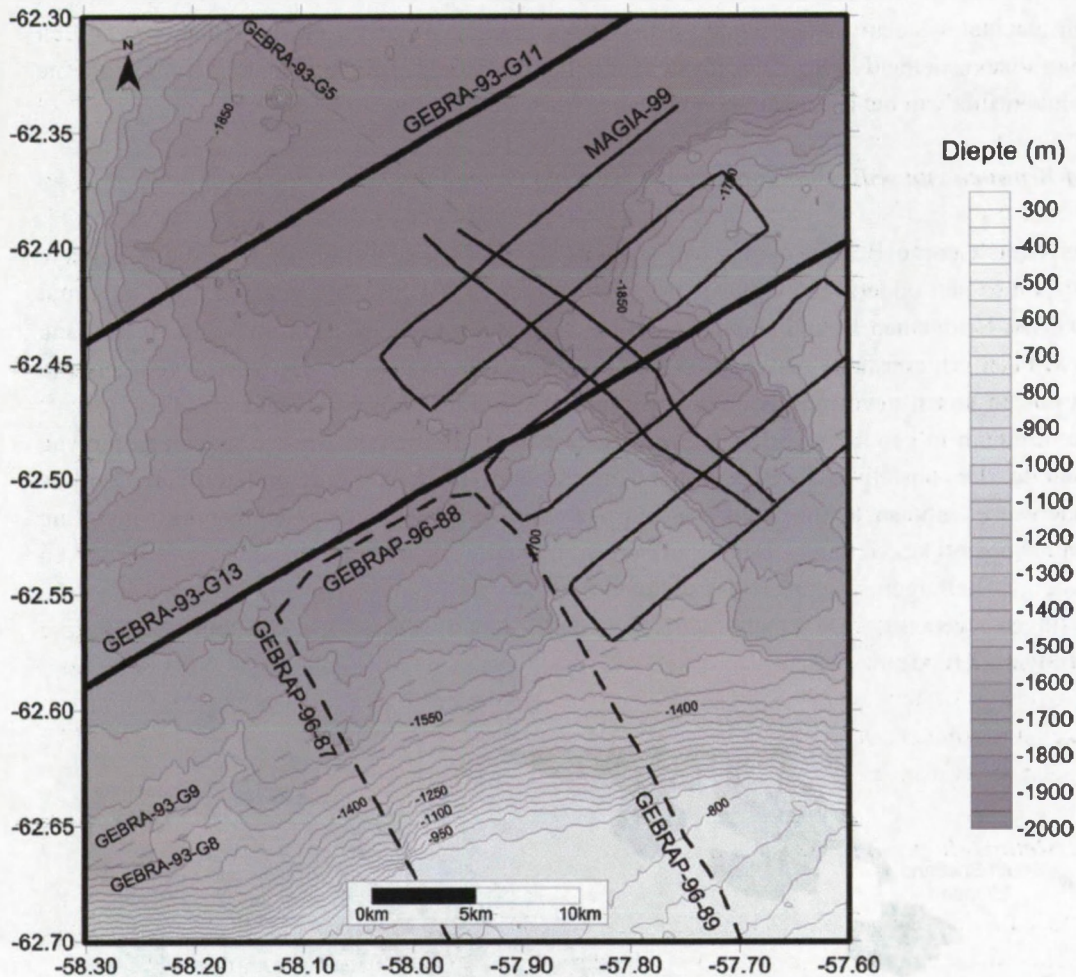
In de volgende paragrafen wordt op zoek gegaan naar het mogelijke brongebied van deze significante opvulling. Op de Trinity Peninsula rand wordt evidentie gevonden voor bijkomende destabilisatie van deze helling. Aandacht zal besteed worden aan de timing van deze afglijdingen, hun eventuele relatie met de Gebra afglijding en de mogelijke triggermechanismen.

## **5.2 Methodologie en gebruikte dataset**

Omdat het hier behandelde onderwerp zich beperkt tot het topsegment van de sedimentaire kolom – d. i. de bovenste 100 ms TWT, die dateert van na de laatste glaciale uitbreiding in het Bransfield Bekken – zijn de beschikbare 'airgun' seismische lijnen met hun penetratiediepte tot 800 ms TWT en hun verticale resolutie van 10 ms TWT minder geschikt. Toch werd nog gebruik gemaakt van volgende reflectie-seismische lijnen: de GEBRA-93 lijnen G5, G8-9, G11 en G13; de GEBRAP-96 lijnen 87-88-89 en de MAGIA-99 lijnen 34, 36 en 50-55 (Figuur 5.1).

Cruciale informatie wordt echter geleverd door de TOPAS-profielen GEBRA-93-G11 in het King George Bekken en GEBRA-93-G13 op de onderhelling van de Trinity Peninsula rand (Figuur 5.1). Door de relatief vlakke morfologie en de dikke laag geaccumuleerd sediment hebben deze profielen een goede penetratie, waardoor de bovenste 100 ms TWT volledig bestudeerd kunnen worden. Potentieel interessante TOPAS-lijnen GEBRA-93-G8 en GEBRA-93-G9 zijn niet ter beschikking wegens vermist in Barcelona, terwijl verbindinglijn GEBRA-93-G5, een belangrijk dwarsprofiel, een zeer slechte kwaliteit kent wegens de zware weersomstandigheden tijdens de acquisitie en aldus niet bruikbaar is.

Tenslotte wordt ook gebruik gemaakt van de multibeam EM12-EM1000 datasets van de GEBRA-93, de GEBRAP-96 en de MAGIA-99 campagnes aan boord van het Spaanse onderzoeksschip de *B.I.O. Hesperides*.



Figuur 5.1: Netwerk van de gebruikte 'airgun' seismische profielen en TOPAS-lijnen in dit hoofdstuk.

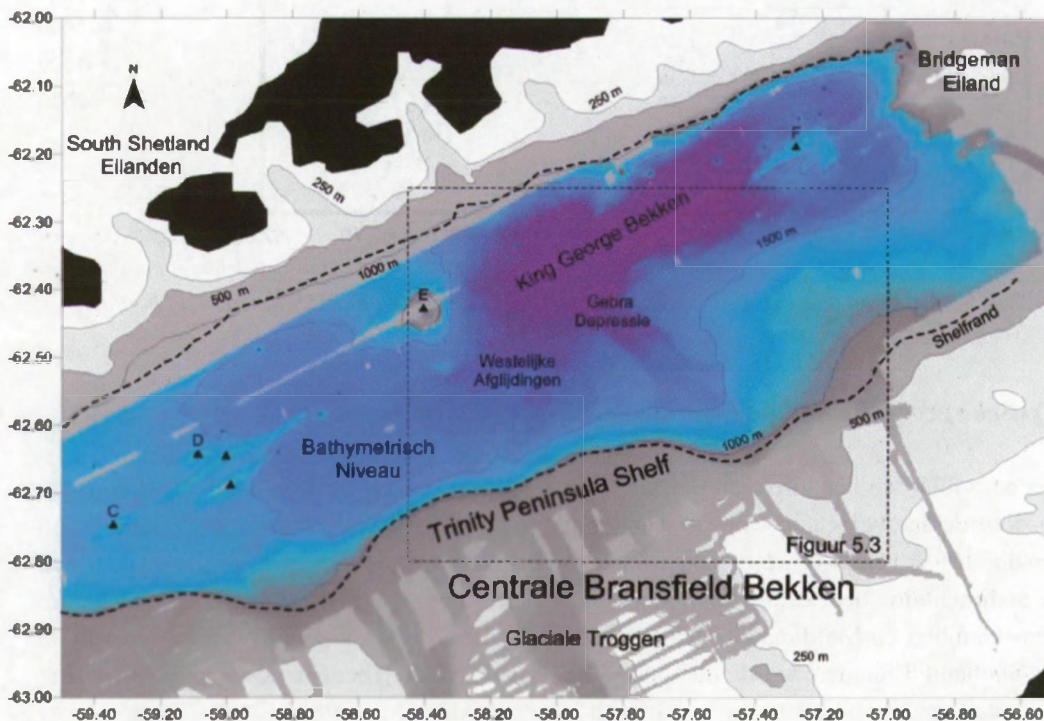
### 5.3 Fysische geografie van het Centrale Bransfield Bekken

Vooreerst willen we benadrukken dat het Bransfield Bekken als bekken op zich gekenmerkt wordt door de aanwezigheid van een aanzienlijk pakket Laat-Kwartair sediment [Banfield en Anderson, 1995; Prieto *et al.*, 1999; Canals *et al.*, 2000]. Op seismische profielen kan een totale sedimentaire bedekking tot 800 ms TWT sediment afgeleid worden in het diepere bekken [Gambôa en Maldonado, 1990; Prieto *et al.*, 1999]. Ook in fjorden en baaien van de South Shetland Eilanden wordt de topografie van de sokkel bedekt door een relatief dik sedimentair pakket (~70 m) [Griffith en Anderson, 1989]. (1) Deze grote sedimentaccumulatie wordt mogelijk gemaakt door de unieke fysiografische setting van het noordelijke Antarctische Schiereiland met de centrale positie van een diep King George Bekken, tussen de South Shetland Eilanden in het noorden en het Trinity Peninsula in het zuiden. Door deze ingesloten positie acteert het Centrale Bransfield Bekken en het King

George Bekken in het bijzonder als een sedimentval. (2) Daarnaast wordt het noordelijke Antarctische Schiereiland gedomineerd door een sterke klimatologische gradiënt, waarbij het klimaat van de South Shetland Eilanden relatief warm is met een hoge precipitatie terwijl het vasteland van het Antarctische Schiereiland veel kouder en droger is [Griffith en Anderson, 1989]. De hoge neerslaghoeveelheid door het relatief warme mariene milieu vertaalt zich in een glaciaal systeem met een hoge netto-balans gradiënt [Griffith en Anderson, 1989]. Een hoge stroomsnelheid van glaciële systemen in het Bransfield Bekken is gunstig voor een grote sedimentflux van het continent naar het bekken.

#### 5.4 Bronnen van sedimentaanvoer naar het King George Bekken

Het King George Bekken vormt het centrale, diepste segment van het Bransfield Bekken, gelegen tussen onderzeese vulkaan E in het westen en het oostelijk gelegen hoog gevormd door het Bridgeman Eiland (Figuur 5.2). De bekkenvloer is 15-20 km breed en 50 km lang terwijl een vrij constante maximale diepte van 1950 m bereikt wordt. De westelijke grens van dit gebied wordt gevormd door een vrij zachte helling met een gemiddelde gradiënt van 4°, die uitmondt in een hoger gelegen trapsegment van het Bransfield Bekken op een diepte van 1600 m. De oostelijke flank van het King George Bekken wordt onderbroken door de onderzeese vulkaan F, die aldus een barrière vormt voor eventuele sedimentaire invulling vanuit oostelijke richting. De beperkte sedimentaire bedekking op deze westelijke en oostelijke hellingen suggereert dat sedimenttransport slechts in geringe mate langsheen deze hellingen gebeurt. De bathymetrische data tonen geen sporen van belangrijke hellingenderende processen.



*Figuur 5.2: Bathymetrische kaart van het Centrale Bransfield Bekken. Het King George Bekken tussen het Bridgeman Eiland en de onderzeese vulkaan E heeft een nagenoeg vlakke bekkenvloer op een waterdiepte van 1950 m. De bathymetrie is afgeleid van de GEBRA-93, GEBRAP-96 en MAGIA-99 multibeam datasets.*



De zuidelijke en noordelijke randen van het King George Bekken worden gevormd door de asymmetrische randen van het Bransfield Bekken (Figuur 5.2). De South Shetland Eiland rand is nauw (van minder dan 6 tot 15 km breedte) en rechtlijnig, zoals gesuggereerd wordt door de zuidoostelijke kust van de South Shetland Eilanden [Gràcia *et al.*, 1997]. De maximale gradiënt bedraagt 24°. De potentiële sedimentaanvoer langsheen de zeer steile rand van de South Shetland Eilanden wordt beperkt door de vrij beperkte drainageoppervlakte van deze vulkanische boog. Dit wordt bevestigd door de sedimentaire architectuur van een weinig uitgebouwde South Shetland Eilanden rand. De overeenkomstige hellingseenheden, gevormd tijdens een glaciële expansie en verhoogde sedimenttoevoer naar het bekken, zijn in vergelijking met de zuidelijke Trinity Peninsula rand minder goed ontwikkeld. Het depocenter van U7 bereikt maximaal een dikte van 200 ms TWT op de Trinity Peninsula rand en slechts een dikte van 110 ms TWT op de South Shetland Eilanden rand [Prieto *et al.*, 1999].

De zuidrand van het King George Bekken wordt gevormd door de brede Trinity Peninsula rand die in breedte varieert van 70 tot 85 km [Gràcia *et al.*, 1997]. De helling van deze rand is zachter met een gradiënt die in het algemeen minder dan 10° bedraagt en slechts sporadisch de 20° overschrijdt. De shelfrand heeft in bovenaanzicht een sinusoidale vorm die gecontroleerd wordt door de diverse glaciële troggen die op de shelf gepositioneerd zijn (Figuur 5.2) (Hoofdstuk 2). Deze eerste orde reliëf glaciële troggen snijden zich maximaal 600 m in de shelf en bewijzen hiermee de enorme erosieve kracht van een gegronde ijslaag tijdens glaciële maxima waarbij massaal debris van de binnenshelf geschraapt wordt en naar de grondingslijn getransporteerd wordt. Dit resulteert in de vorming van goed uitgebouwde 'trough mouth fans' op de buitenshelf die tijdens de opeenvolgende glaciële maxima afgezet worden. Aldus is de Trinity Peninsula rand opgebouwd door een 800 ms TWT dikke sedimentsequentie [Prieto *et al.*, 1999]. Het vasteland van het Antarctische Schiereiland met brede valleien en omvangrijke gebergteketens biedt een zeer omvangrijk brongebied [Canals *et al.*, 2000].

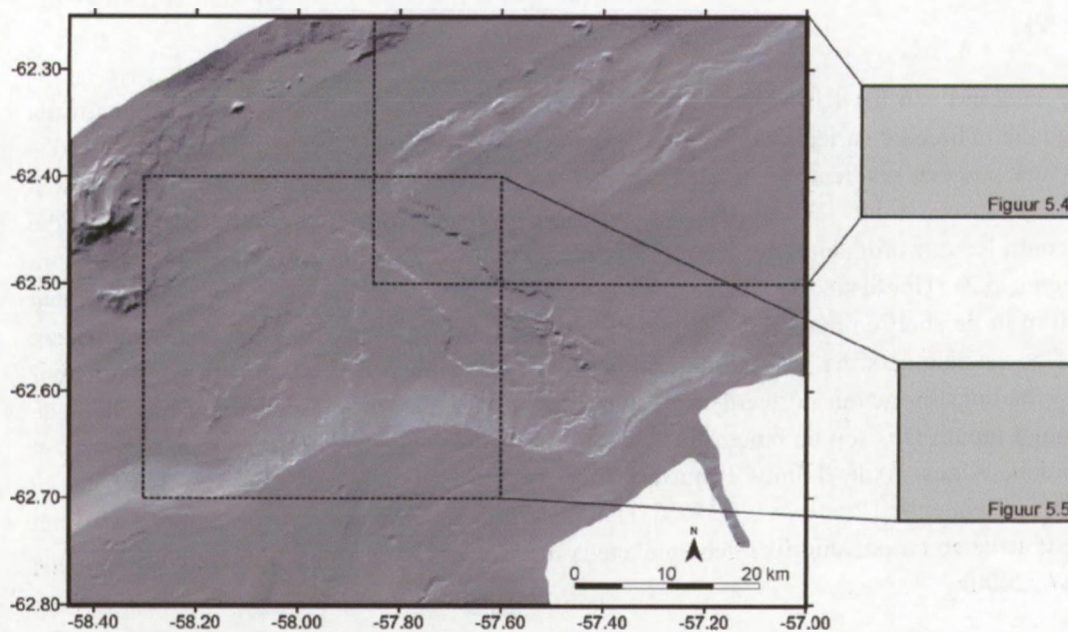
Door de grote sedimentaanvoer tijdens glaciële perioden ontstaat een 'oversteepened' Trinity Peninsula continentale helling die daardoor in hoge mate onderhevig is aan hellingeroderende processen. De Gebra afglijding is een illustratie van een grootschalige ineenstorting van de onderhelling van deze Trinity Peninsula rand [Imbo *et al.*, 2003]. Op de multibeam bathymetrische data is ten westen van de Gebra depressie evidentie voor bijkomende destabilisatie van de helling waar te nemen. Een tweede en derde systeem van randbreuken is duidelijk aanwezig op de onderhelling. Maar ook de onderste helling in het oostelijke verlengde van de Gebra depressie is kennelijk onderhevig aan actieve destabilisatie in de vorm van een breukencomplex die de overgang vormt naar het King George Bekken. Vormen deze bijkomende randbreuksystemen de expressie van het gradueel verder ineenstorten van de Trinity Peninsula continentale helling gedurende het Holoceen of moeten deze systemen reeds gelijktijdig gesitueerd worden met de Gebra afglijding?

## **5.5 Detailmorfologie van de Trinity Peninsula continentale rand**

### **5.5.1 De Gebra afglijding**

De Gebra depressie is het product van een grootschalige ineenstorting van de Trinity Peninsula onderhelling. De onderhelling van de Trinity Peninsula continentale rand wordt

over een oppervlakte van 160 km<sup>2</sup> aangetast door een eerste randbreuk, die de duidelijk omliggende Gebra depressie begrenst waar een sedimentpakket van 160 ms TWT dikte afgeleden is [Imbo *et al.*, 2003]. De bovenhelling laat een tweede systeem van randbreuken zien dat bijkomend een gebied van 70 km<sup>2</sup> aantast (Figuur 5.3). Beide randbreuksystemen zijn zeer prominent zichtbaar in de morfologie en staan in voor een maximaal hoogteverschil van 230 ms en 80 ms TWT respectievelijk. Het totaal gedestabiliseerde volume is in de orde van ~20 km<sup>3</sup>, afkomstig uit een gebied met een lengte van 30 km en een breedte van 7.5-12 km. In het bekken desintegreert het afgeleden blok en wordt afgezet onder de vorm van een 'debris flow' afzetting die aldus het King George Bekken over een oppervlakte van ~280 km<sup>2</sup> invult met een dikte van 100 ms TWT [Imbo *et al.*, 2003].



*Figuur 5.3: De bathymetrische kaart van het Centrale Bransfield Bekken in 'shaded relief' mode met de duidelijk te volgen Gebra depressie op de Trinity Peninsula onderhelling.*

#### 5.5.2 De oostelijke Trinity Peninsula rand

Ten oosten van de Gebra afglijding heeft de bovenhelling van de Trinity Peninsula rand een vlakke morfologie met een zachte, gemiddelde gradiënt van 1° (Figuur 5.4). Op de 'airgun' seismische profielen vertoont de bovenste 500 ms TWT een horizontaal, parallel gestratificeerd facies [Prieto *et al.*, 1999]. In het hellingopwaartse verlengde van de Gebra afglijding worden enkele sedimentgolven waargenomen, die mogelijks verband houden met het gecombineerde effect van bodemstromen en het progressief instabiel worden van de randzone hellingopwaarts [Faugères *et al.*, 2002]. Waar de onderhelling overgaat in de vlakke van het King George Bekken, toont de bathymetrie een complex van geaccidenteerde reliëfzones met hier en daar een breukensysteem (Figuur 5.4). Het betreft hier een gebied van 10 km bij 40 km, waarin trapsgewijs een hoogteverschil van 450 m overbrugd wordt van 1200 tot 1650 m waterdiepte. Naar het oostelijke uiteinde van het King George Bekken zijn er sporen van verdere destabilisatie van de Trinity Peninsula rand. Dit manifesteert zich als een complexe sequentie van (sub)parallel georiënteerde ruggen en depressies evenwijdig aan de

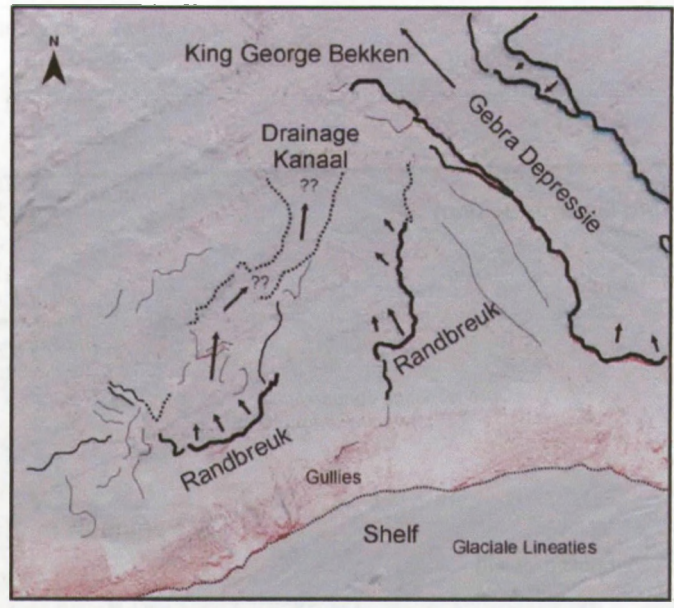
helling. Interpretatie van 'airgun' profiel GEBRA-93 G10 maakt duidelijk dat deze architectuur zijn oorsprong vindt in een onderliggende structuur van gekantelde sokkelblokken en niet gecontroleerd wordt door recente sedimentatieprocessen (Figuur 5.6).



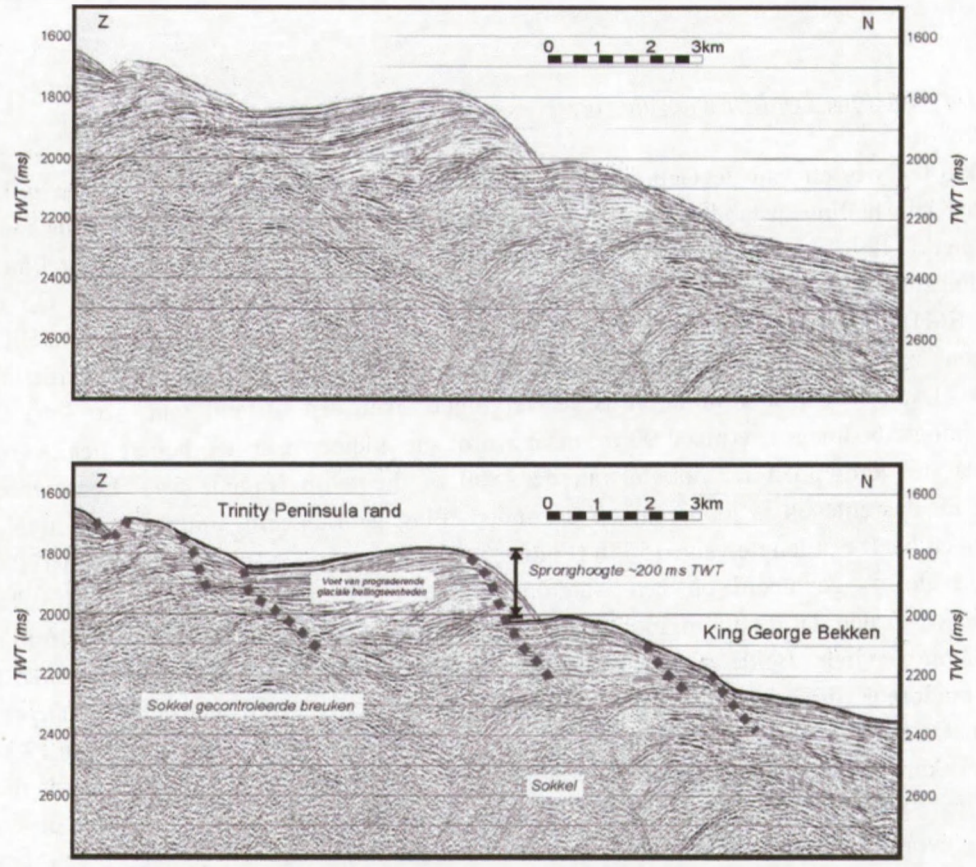
*Figuur 5.4: Geomorfologische interpretatie van de Trinity Peninsula onderhelling ten oosten van de Gebra depressie. Hierop komt een uitgebreid sub-parallel georiënteerd breukensysteem aan het licht, dat de actuele morfologie van de Trinity Peninsula onderhelling ten oosten van de Gebra depressie naar de overgang met het King George Bekken aantast.*

### 5.5.3 De westelijke Trinity Peninsula rand

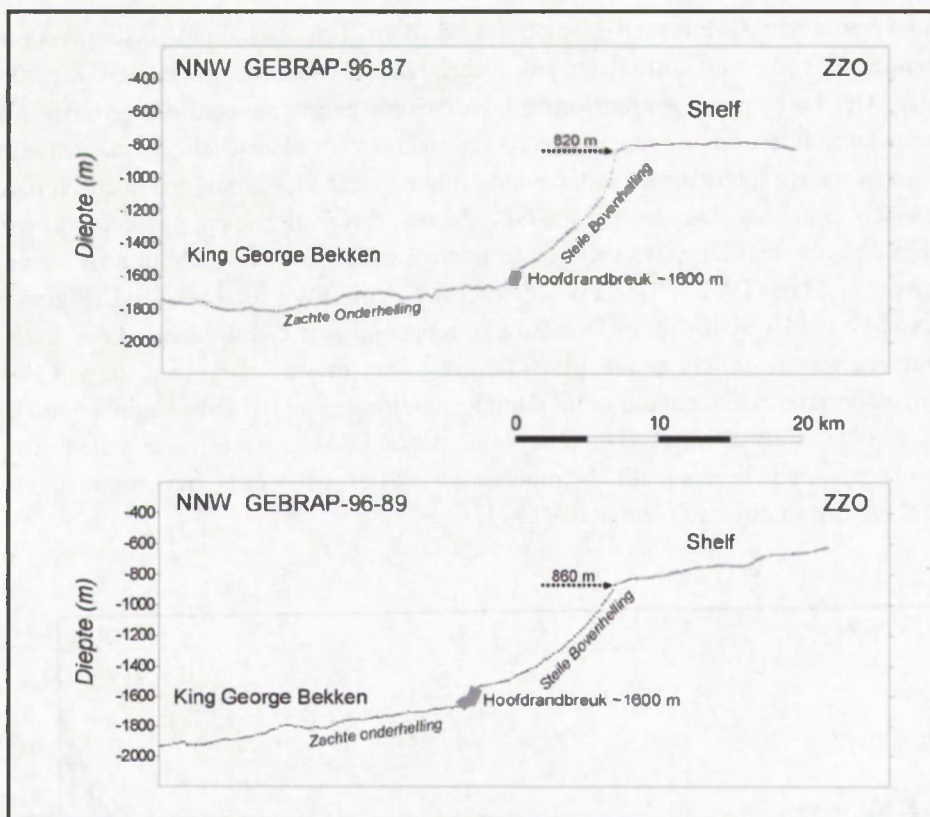
De zone ten westen van de Gebra afglijding vertoont een complexe morfologie en is het resultaat van hellingsinstabiliteiten en massatransport op een steile Trinity Peninsula rand, gekenmerkt door een exponentiële curvatuur (Figuur 5.5). Een duidelijk afgelijnde, afglijdingsdepressie zoals bij de Gebra afglijding komt er evenwel niet voor. Op de EM12/EM1000 bathymetrie zijn twee individuele randbreuken zichtbaar. Een westelijke randbreuk is georiënteerd volgens de dieptelijn van 1600 m op de zacht hellende onderhelling van de Trinity Peninsula rand en is te vervolgen over een afstand van ~20 km. De spronghoogte bedraagt maximaal 90 m, maar wordt snel kleiner naar het diepere bekken om helemaal te verdwijnen ter hoogte van de 1800 m dieptelijn (Figuur 5.7). Een tweede randbreuk daarentegen is loodrecht op de onderhelling georiënteerd, min of meer in N-Z richting en heeft een lengte van ~15 km (Figuur 5.5). Een maximale spronghoogte van 120 m wordt eveneens genoteerd op een waterdiepte van 1600 m (Figuur 5.7). Hierbij kan opgemerkt worden dat de hoofdrandbreuk van de Gebra afglijding zich eveneens op 1600 m waterdiepte bevindt. Beide westelijke randbreuksystemen hebben in tegenstelling tot de Gebra randbreuk, die een afgesloten gebied omlijnt, een open vervolg naar het King George Bekken. Op de onderhelling van de meest westelijke randbreuk, op een waterdiepte van 1750-1850 m, kan een centrale depressie worden waargenomen (Figuur 5.5). Deze wordt niet steeds gedefinieerd door randbreuken met een reële spronghoogte, maar wordt her en der slechts gevormd door een steilere gradiënt. De algemene morfologie en geometrie van deze structuur suggereren een drainagekanaal, waarlangs sediment getransporteerd wordt van de bovenhelling naar het dieper gelegen King George Bekken.



*Figuur 5.5: Geomorfologische interpretatie van de Trinity Peninsula rand ten westen van de Gebra depressie. Deze brengt evidentie aan voor bijkomende hellingsinstabiliteiten en massatransportprocessen met de expressie van verschillende randbreuken die de actuele morfologie van de westelijke Peninsula rand aantasten.*



*Figuur 5.6: Interpretatie van het 'airgun' seismisch profiel de GEBRA-93 lijn G10. Diepe breuken controleren de onderhelling van de Trinity Peninsula rand ten oosten van de Gebra afgliding. De spronghoogte bedraagt maximaal 200 ms TWT.*



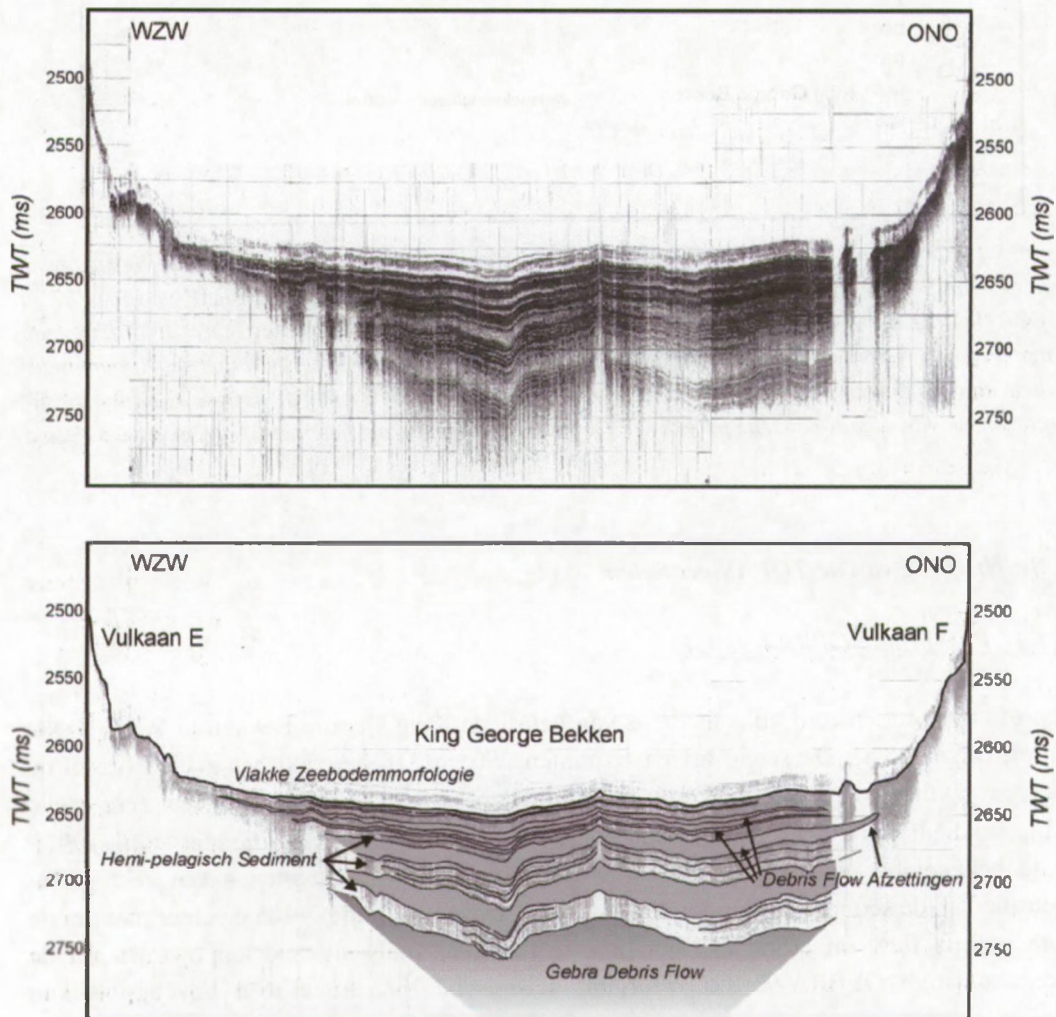
Figuur 5.7: Bathymetrische doorsneden van de Trinity Peninsula rand ter hoogte van de voornaamste westelijke randbreuken, overeenkomstig met de 'airgun' seismische profielen GEBRAP-96 lijnen 87 en 89. Opvallend is dat beide randbreuken, net zoals de hoofdrandbreuk van de Gebra afglijding, zich bevinden op een waterdiepte van 1500-1600 m op de Trinity Peninsula onderhelling, ruim 700 m onder de shelfrand. Ze komen dus voor op de zachte onderhelling van de Trinity Peninsula rand buiten het directe bereik van glacio-mariene processen. De locatie van beide profielen is weergegeven op Figuur 5.1.

## 5.6 Beschrijving van de TOPAS-profielen

### 5.6.1 TOPAS-profiel GEBRA-93 G11

Dit profiel is georiënteerd volgens de as van het diepe King George Bekken in WZW-ONO richting (Figuur 5.8). De sectie tussen fixpunten 290 en 316 bestrijkt het gebied tussen de onderzeese vulkanen E en F. Deze twee onderzeese vulkanen hebben een zeer steile hellingsgraad van  $20^\circ$  en zijn vrij van enige sedimentaire bedekking [Gràcia *et al.*, 1997]. Op de bekkenvloer van het King George Bekken zelf is er daarentegen een zeer goede penetratie van de sedimentkolom tot 100 ms TWT. Deze penetratie volstaat echter niet om de Gebra 'debris flow' afzetting aan het licht te brengen, zoals afgeleid kan worden uit de overeenkomstige GEBRA-93 G11 'airgun' seismische lijn. Enkel een bovengrens kan afgelijnd worden op een diepte van  $\sim 100$  ms TWT. De bekkenvloer vertoont verder een zeer vlakke morfologie op een constante waterdiepte van 2625 tot 2650 ms TWT. Het bovenste deel van de sedimentaire sectie laat een afwisselend patroon zien van enerzijds een horizontaal gestratificeerd facies en anderzijds een transparant facies waar de individuele reflectoren niet vervolgd kunnen worden (Figuur 5.8). Dit laatste facies wordt geïnterpreteerd

als zijnde herwerkte sedimenten gemobiliseerd door (grootschalige) hellingeroderende processen in de vorm van turbidieten en 'debris flows' waar de inwendige structuur is verdwenen. Het horizontaal gestratificeerde facies wordt geïnterpreteerd als een afwisseling van hemipelagisch sediment en materiaal afkomstig van kleinschaliger massatransport, afgezet in een rustige interglaciale sedimentatie-omgeving. Aldus wordt een cyclisch patroon onderscheiden van ten minste een 5-tal 'debris flow' lichamen, geïncorporeerd in hemipelagisch sediment. De dikte van de afzonderlijke 'debris flows' schijnt naar boven toe af te nemen van 20 ms TWT, 15 ms TWT, 5 ms TWT, 6 ms TWT tot 4 ms TWT (Figuur 5.8). Aldus bestaat >35 % van de 100 ms TWT dikke toplaag die de Gebra 'debris flow' afzetting bedekt uit een aantal grotere sequenties, afkomstig van massabewegingen, terwijl de rest bestaat uit achtergrondsedimentatie of uit dunnere afzettingen uit massabewegingen, onder de resolutie van de TOPAS-lijnen. De observatie dat aldus slechts een klein deel van de bekkeneenheden zou bestaan uit hemipelagisch materiaal wordt bevestigd door een sedimentologische studie van Yoon *et al.* [1994].



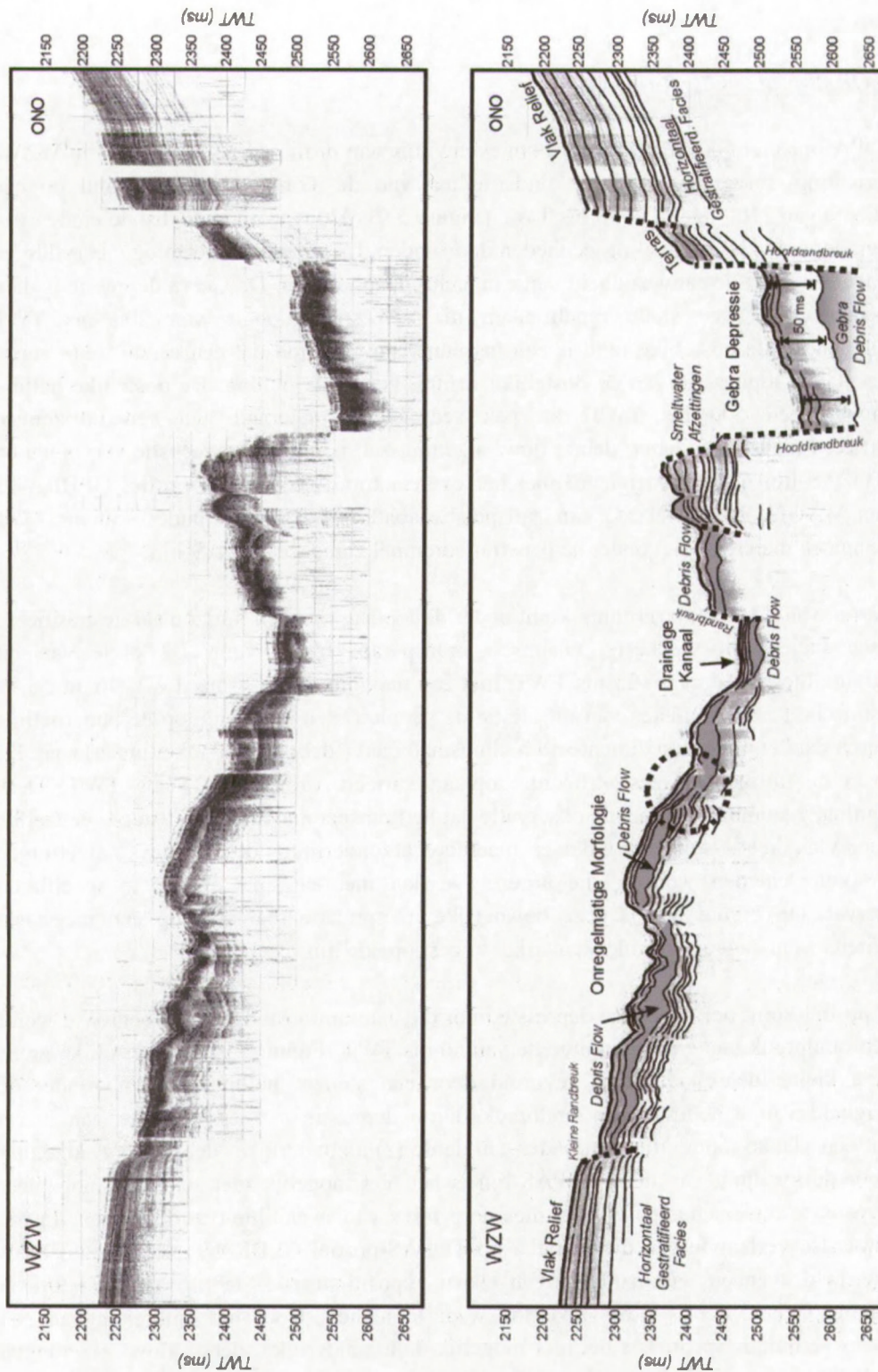
Figuur 5.8: TOPAS-profiel GEBRA-93 G11 tussen fix punten 290 en 316, en interpretatie. Dit profiel is georiënteerd volgens de as van het diepe King George Bekken. Het profiel toont de opeenvolging van vijf 'debris flow' lichamen die van elkaar gescheiden worden door hemipelagische afzettingen. De locatie van dit profiel is weergegeven op figuur 5.1.

### 5.6.2 TOPAS-profiel GEBRA-93 G13

Het TOPAS-profiel GEBRA-93 G13 loopt evenwijdig aan profiel GEBRA-93 G11 in WZW-ONO richting, maar doorsnijdt de onderhelling van de Trinity Peninsula rand op een waterdiepte van 2100 ms tot 2550 ms TWT (Figuur 5.9). Aldus worden de distale einden van de prograderende glaciële hellingseenheden doorsneden. De algemene morfologie is grillig en geaccidenteerd met de aanwezigheid van een aantal randbreuken. De Gebra depressie is diep ingesneden door twee steile randbreuken die een spronghoogte van 200 ms TWT overbruggen. In de oostelijke rand is een tussenniveau gevormd dat een eerste trede vormt naar de vlakke topografie van de oostelijke Trinity Peninsula helling. De oostelijke helling accumuleert een 500 ms TWT dik pak sedimentair materiaal met een horizontaal gestratificeerd facies. De Gebra 'debris flow' afzetting zelf is niet rechtstreeks te vervolgen op deze TOPAS-lijn maar gecorreleerd met het overeenkomstige 'airgun' profiel GEBRA-13 G13 (en MAGIA-99 profiel 53) kan zijn positie achterhaald worden onder ~50 ms TWT hemipelagisch materiaal, net onder de penetratiedrempel van deze TOPAS-lijn.

Ten westen van de Gebra afglijding komt onder de toplaag met een horizontaal gestratificeerd seismisch facies een vlekkelig, chaotisch, transparant facies voor. De dikte van dit transparante facies bedraagt ~25 ms TWT, met een maximum van 35 ms TWT (Figuur 5.9). De seismische karakteristieken van dit facies, de geometrie en de positie op de onderhelling suggereren dat het om geresedimenteerd hellingsmateriaal ('debris flow' afzettingen) gaat. De dikte van de horizontaal gestratificeerde toplaag varieert van 5 tot 25 ms TWT. Deze waarneming, gecombineerd met de observatie dat het transparante facies niet steeds eenzelfde basisoppervlak heeft, suggereert dat er meerdere afzonderlijke 'debris flows' afzettingen kunnen onderscheiden worden, die afgezet werden met een niet verder te specificeren tijdsinterval. Op Figuur 5.9 is deze belangrijke interpretatie die wijst op een meerfasig instabiliteitsevent aangegeven met een cirkel in gestippelde lijn.

Op het profiel komt ook een vage depressie voor die aan zijn oostelijke rand begrensd wordt door een randbreuk met een spronghoogte van 50 ms TWT (Figuur 5.9). De westelijke grens van deze kleine depressie wordt gevormd door een steilere hellingsgradiënt zonder de aanwezigheid van een duidelijke randbreuk. Deze depressie met een breedte van 2 km vertoont een vlakke topografie waaronder een derde (?) afzonderlijke 'debris flow' afzetting ligt. Door de kwaliteit van deze TOPAS-lijn is het niet mogelijk met zekerheid nog meer basisniveaus te onderscheiden en dus meerdere fases van instabiliteit te definiëren. In het bekkenwaartse verlengde van dit profiel - op TOPAS-profiel GEBRA-93 G11 - zijn zoals reeds vermeld eveneens een aantal boven elkaar gepositioneerde 'debris flow' afzettingen bovenop de Gebra 'debris flow' afzetting waar te nemen. Door het ontbreken van een bijkomend verbindingsprofiel is het niet mogelijk de afzonderlijke 'debris flow' afzettingen van beide lijnen met elkaar te correleren. Correlatie met de randbreuken hoger op de helling is eveneens niet mogelijk zodat een reconstructie in de tijd van de opeenvolgende destabilisatiefases niet mogelijk is.



*Figuur 5.9: TOPAS-profiel GEBRA-93 G13 op de onderhelling van de Trinity Peninsula helling, en interpretatie. Dit profiel toont verschillende 'debris flow' afzettingen op de westelijke Trinity Peninsula onderhelling. De Gebra depressie is door randbreuken met een spronghoogte tot 200 ms TWT zeer scherp ingesneden in de glaciële hellingslagen van de Trinity Peninsula rand. In het westen komt een tweede, minder goed-ontwikkelde depressie voor. Door zijn algemene morfologie en geometrie doet deze denken aan een drainagekanaal, waarlangs sediment getransporteerd wordt naar het dieper gelegen King George Bekken. De locatie van dit profiel is weergegeven op Figuur 5.1.*



## 5.7 Discussie

### 5.7.1 Datering

Net zoals in het geval van de Gebra afglijding zijn er ook geen lange sedimentkernen beschikbaar van de westelijke Trinity Peninsula rand, en kan dus een absolute datering van de hier beschreven afglijdingen niet gebeuren. Om die reden worden hieronder een aantal seismisch-stratigrafische argumenten aangehaald om het tijdsvenster waarin de afglijdingen gebeurden te vernauwen. Hiervoor wordt terug gebruik gemaakt van het stratigrafisch model van Prieto *et al.* [1999]. GEBRAP-96 lijnen 87 en 89 tonen dat de twee voornaamste randbreuken zich - net zoals de randbreuken van de Gebra afglijding - insnijden in de distale, glaciële delen van de hellingseenheden en dit met een spronghoogte van 60-120 m. Hierbij wordt ook de bovengrens van de jongste hellingseenheid U7 aangesneden, wat pleit voor een datering tijdens of na de laatste glaciële uitbreidingsfase in het Bransfield Bekken (Figuur 5.10). Ook de 'frisheid' van de verschillende randbreuken in de bathymetrie is een aanwijzing voor een datering bij de overgang van het Laat-Pleistoceen naar het Holoceen. Een kleinere interglaciële sedimentaanvoer heeft de verschillende randbreuken niet verder begraven. Op de seismische lijnen GEBRAP-96 87-89 is er geen noemenswaardige sedimentbedekking bovenop de randbreuk van later afgezet glaciëel hellingsmateriaal waar te nemen. Op basis van deze twee elementen veronderstellen we een datering voor het ontstaan van de randbreuken rond het einde van de laatste glaciële periode in het Bransfield Bekken.

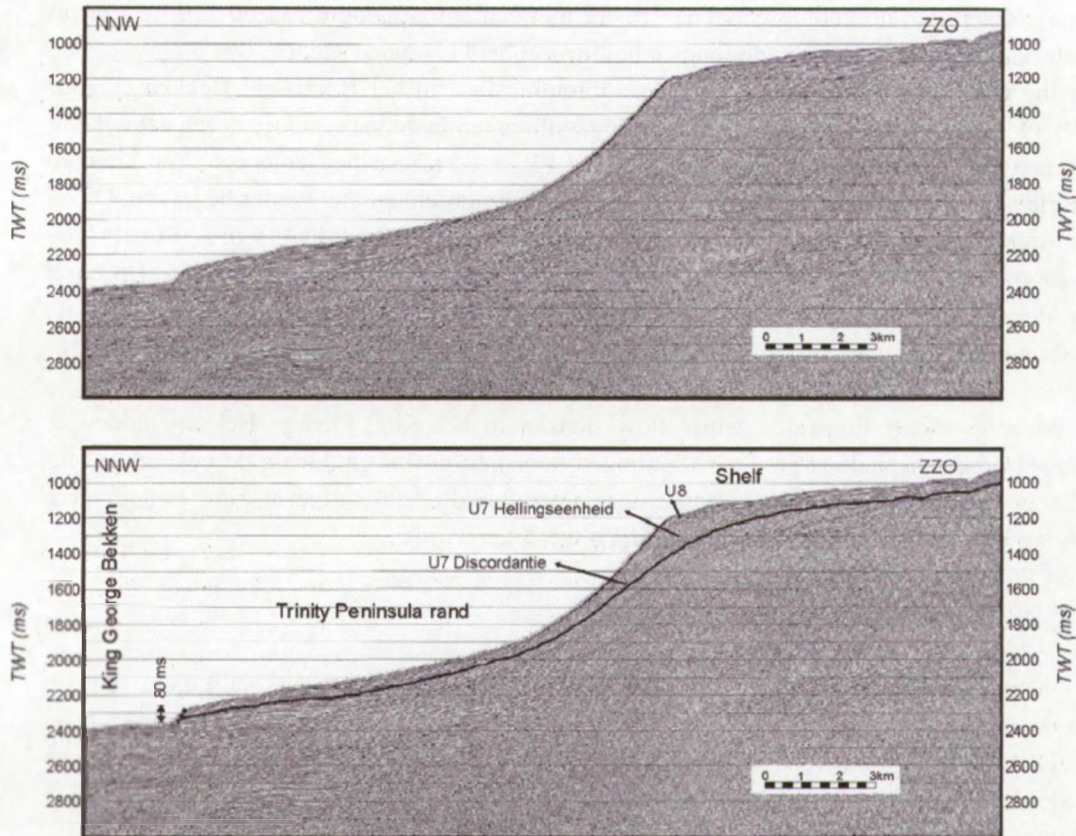
De bovenop elkaar liggende 'debris flow' lenzen in het King George Bekken duiden er evenwel op dat bepaalde van deze afzettingen door hun positie middenin de bekkeneenheid U8 later dan het einde van de laatste glaciële uitbreidingsfase afgezet zijn. Een jongere datering in het huidige interglaciëel kan niet uitgesloten worden.

### 5.7.2 Simultaan met de Gebra afglijding ??

Een aantal elementen suggereren dat de waargenomen instabiliteiten gelijktijdig zouden kunnen zijn opgetreden met de Gebra afglijding. De westelijke randbreuken komen voor op eenzelfde niveau binnen de sedimentaire architectuur van de Trinity Peninsula rand en worden voorts gekenmerkt door eenzelfde frisheid op de bathymetrie als de Gebra randbreuken.

Een aantal elementen daarentegen pleiten ook ten voordele van een jongere ouderdom dan de grote Gebra afglijding. (1) Vooreerst is de Gebra 'debris flow' afzetting op profiel GEBRA-93 G13 begraven onder een pakket post-afglijdingsmateriaal van 50 ms TWT dikte (Figuur 5.9). De 'debris flow' afzettingen ten westen van de Gebra afglijding dragen daarentegen een beduidend minder dik pakket post-afglijdings sediment, namelijk slechts 25-35 ms TWT. Ze bevinden zich nochtans op een vergelijkbare afstand van de geassocieerde randbreuken, en op een vergelijkbare diepte van 2450 ms tot 2600 ms TWT, waardoor een gelijkaardig afzettingmilieu kan verondersteld worden. Echter, omdat de post-afglijdingsbedekking lokaal sterk kan variëren en bovendien de trend heeft hellingopwaarts te verminderen in dikte, is dit mogelijks een niet-éénduidige observatie om een latere timing van de westelijke instabiliteiten uit af te leiden. (2) In het King George Bekken wordt de Gebra 'debris flow' afzetting bedekt door ten minste 5 kleinere 'debris flow' lenzen (Figuur 5.8). Hieruit volgt dat deze lichamen in de tijd volgen op de Gebra afglijding. Het ontbreken van een goed seismisch

verbindingsprofiel laat echter niet toe deze 'debris flow' lenzen in het diepere bekken te correleren met de 'debris flow' afzettingen of met de randbreuken hoger op de helling, zodat enkel kan aangenomen worden dat het om dezelfde afzettingslichamen gaat. Door de positie van deze 'debris flow' lenzen *bovenop* de Gebra 'debris flow' afzetting in het King George Bekken kan men evenwel besluiten dat volgend op de Gebra instabiliteit een aantal additionele hellingsinstabiliteiten het King George Bekken verder hebben ingevuld. Door de afwezigheid van afglijdingsstructuren op de omliggende hellingen rond het King George Bekken, behalve op de westelijke Trinity Peninsula rand, zijn we geneigd deze met elkaar te correleren.



*Figuur 5.10: Het 'airgun' seismisch profiel, de GEBRAP-96 lijn 89 en interpretatie. De westelijke randbreuken doorsnijden de U7 en U8 discordanties wat een ouderdom suggereert na het einde van de laatste glaciatieperiode in het Bransfield Bekken. Locatie van het profiel is gegeven op Figuur 5.1.*

### 5.7.3 Een éénfasig/meerfasig instabiliteitsproces

De multibeam bathymetrische data en de TOPAS-profielen G11 en G13 leveren evidentie dat naast de Gebra afglijding zich twee bijkomende systemen van randbreuken afzonderlijk ontwikkeld hebben die elk een verschillende zone van de Trinity Peninsula onderhelling op een waterdiepte van 1600 m aangetast hebben. De basisoppervlakken van de geassocieerde 'debris flow' afzettingen schijnen niet op hetzelfde regionale niveau te zijn gepositioneerd, wat op een meerfasig instabiliteitsproces duidt. Op basis van de beschikbare data en bij gebrek aan een indicatie omtrent de sedimentaccumulatiesnelheid is het echter moeilijk iets te

zeggen over het tijdsinterval tussen de verschillende fases. TOPAS-profiel G11 in het bekken toont opeengestapelde 'debris flow' eenheden van elkaar afgescheiden door een laag hemipelagisch materiaal (Figuur 5.8). Dit suggereert dat hellingsmateriaal doorheen het Holoceen in het bekken werd afgezet met een duidelijk tijdsinterval.

De literatuur leert dat we voorzichtig moeten zijn wat betreft het al dan niet interpreteren van één enkele/meerdere fase(s) binnen één afglijdingsproces/meerdere destabilisaties. Zo werd de Storegga afglijding oorspronkelijk gezien als een opeenvolging van 3 afglijdingen, één gedateerd op 30 à 50 ka BP en 2 kort in de tijd opeenvolgende afglijdingen rond 6 à 8 ka BP [Bugge *et al.*, 1987], terwijl later evidentie gevonden werd voor een continu destabilisatieproces die de Noorse rand langdurig heeft aangetast [Evans *et al.*, 1996]. Ook de Trænadjupet Slide, op de Noorse rand, laat twee individuele randbreuken zien op verschillende waterdieptes, wat zou duiden op twee afzonderlijke fases, alhoewel men een éénfasige afglijding niet durft uitsluiten [Laberg *et al.*, 2002]. Verschillende randbreuken op verschillende dieptes, geassocieerd met verschillende afzonderlijke 'debris flows' kunnen de expressie zijn van eenzelfde destabilisatieproces dat zich echter heeft gemanifesteerd op verschillende dieptes in verschillende delen van de afglijding [Laberg *et al.*, 2002].

#### 5.7.4 Een mogelijke triggering

Net zoals de Gebra depressie bevinden de westelijke randbreuken zich op de zachte onderhelling van de Trinity Peninsula rand, met een gradiënt van 2° en op een waterdiepte van 1600 m. Identieke glacio-mariene sedimentatieprocessen net voor de monding van enkele dominante glaciële troggen kunnen verondersteld worden met een sedimentaccumulatie in dezelfde grootte-orde. Een afstand van 20 km tot de Gebra afglijding zal geen noemenswaardige verandering geven in termen van potentiële seismische triggering. Ook een identiek tektonisch kader wordt verondersteld. Daarnaast duidt ook de gelijkaardige morfologie op een identiek geneseproces van deze westelijke instabiliteitszones. Net zoals bij de Gebra afglijding vormt een interactie tussen enerzijds de potentiële opbouw van een overdruksituatie door een verhoogde sedimentaanvoer en een extra ijskaplading, en anderzijds de seismische activiteit mogelijks de basis voor de destabilisatie van de westelijke Trinity Peninsula rand [Imbo *et al.*, 2003].

De geobserveerde periodiciteit van de 'debris flow' afzettingen in het diepe bekken kan eventueel aangewend worden in een verdere evaluatie van de mogelijke triggermechanismen. Vooreerst merken we op dat de dikte van de verschillende 'debris flow' lenzen kleiner wordt naar de top van de sequentie: van 20 ms, 15 ms tot 5 ms, 6 ms en 4 ms TWT in de topsequentie (Figuur 5.8). Dit patroon zou een indicatie kunnen zijn dat de motor van het drijvende triggermechanisme stilvalt. Op die manier zou de geobserveerde schaalverkleining van de geassocieerde afglijdingen doorheen de tijd geïnterpreteerd kunnen worden als zijnde dat een terugtrekkende ijskap met zijn ermee verband houdende glacio-mariene processen steeds minder impact heeft op de hellings sedimentatie. Dit idee strookt met een mogelijke datering rond het einde van het laatste glaciaal, waarna een rustiger interglaciaal, open-mariene sedimentatie ingesteld wordt en de kracht van glaciële processen (glaciële isostasie, hoge sedimentatie) snel afneemt [Cooper *et al.*, 1991; Larter en Barker, 1991; Bart en Anderson, 1995; 1996]. Aan de andere kant zou de opeenvolging van verschillende 'debris flow' lichamen ook een zekere cycliciteit in de triggering kunnen uitdrukken. Rekening houdend met het feit dat het Centrale Bransfield Bekken een seismisch zeer actief gebied is,

zou dit duiden op een mogelijke periodiciteit in de seismische activiteit. Gelijkaardige bevindingen werden gemaakt door Beattie en Dade [1996], die een relatie vonden tussen een patroon van opeengestapelde turbidieten, gelegen in het Izu-Bonin bekken in de westelijke Pacifische Oceaan enerzijds, en de periodiciteit van aardbevingen anderzijds.

### 5.8 Conclusies

(1) Bijkomende randbreuken op de westelijke Trinity Peninsula rand. De Trinity Peninsula helling is blootgesteld (geweest) aan een proces van opeenvolgende, grootschalige hellingsinstabiliteiten en massabewegingen die de volledige rand hebben aangetast met de vorming van een complex patroon van randbreuken op de onderhelling op een waterdiepte van >1600 m en de resedimentatie van hun geassocieerde hellingsafzettingen in het bekken. Naast de reeds behandelde Gebra afglijding (Hoofdstuk 4) zijn twee bijkomende instabiliteitszones met randbreuken in het westelijke deel van de Trinity Peninsula rand te volgen in de bathymetrie, elk over een afstand van 15-20 km lengte. De maximale spronghoogte van de randbreuken bedraagt 90 m tot 120 m.

(2) Timing. De ouderdom van de hier gepresenteerde westelijk gelegen instabiliteiten situeert zich aan het einde van de laatste glaciële uitbreidingsfase in het Bransfield Bekken, nabij de transitie naar het huidige interglaciële, wat grofweg overeenkomt met de afgeleide ouderdom van de Gebra afglijding. Deze observatie is het resultaat van seismisch-stratigrafisch werk en is niet geverifieerd door een absolute ouderdomsbepaling. Verschillende elementen suggereren voorts een timing relatief jonger dan de Gebra afglijding. Opeenvolgende, kleinere afglijdingen zijn verspreid tijdens het huidige interglaciële voorgekomen.

(3) De 'debris flow' afzettingen. De bovenste sedimentaire sequentie van het King George Bekken is opgebouwd uit een opeenvolging van gestapelde 'debris flow' lenzen, duidelijk van elkaar gescheiden door een laagje hemipelagisch sediment. Dit cyclisch patroon suggereert meergefasige instabiliteiten die niet beperkt zijn gebleven tot de overgang naar het huidige interglaciële, maar tot diep in het Holocene voorgekomen zijn, evenwel met een kleinere dimensie. De dikte van de 'debris flow' lenzen varieert van 25 - 35 ms TWT op de Trinity Peninsula onderhelling tot 4 - 20 ms TWT in het King George Bekken, terwijl de Gebra 'debris flow' afzetting zelf een vrij uniforme dikte van 100 ms TWT bereikt in het King George Bekken. De Holocene bedekking in het diepe King George Bekken bestaat aldus uit ten minste 35 % grote 'debris flow' afzettingen op bekkenschaal. De overige fractie van invulling bestaat uit hemipelagisch sediment of uit afzettingen uit massabewegingen waarvan de dikte kleiner is dan de resolutie van een TOPAS-profiel. Door het frequente voorkomen van hellingsinstabiliteiten en massatransport op de Trinity Peninsula continentale helling heeft het centrale deel van het King George bekken een verrassend dikke Holocene invulling van 80-100 m sediment, wat uitzonderlijk is voor een Antarctische afzettingssomgeving.

(4) Triggermechanismen. De hoge seismische activiteit in het Centrale Bransfield Bekken gecombineerd met de hoog-dynamische, glacio-mariene sedimentatie-omgeving – zowel een verhoogde sedimentaanvoer als een glaciële isostasie van de aardkorst – vormen de potentiële triggermechanismen voor de hier aangehaalde westelijke instabiliteitsevents. Dit is in overeenstemming met de triggering van de Gebra afglijding. De diktevermindering van de 'debris flows' in het King George Bekken suggereert mogelijks een graduele afname in intensiteit van het triggermechanisme zelf. Glacio-mariene processen worden minder intens

naarmate de glaciatie afloopt en een interglaciale, open-mariene sedimentatie-omgeving zich instelt. Anderzijds kan het terugkerend karakter van de verschillende 'debris flows' ook geïnterpreteerd worden als het resultaat van een cyclische, seismische activiteit.



MOGELIJKE TRIGGERMECHANISMEN

## **HOOFDSTUK 6: EEN HELLINGSSTABILITEITSANALYSE VAN DE TRINITY PENINSULA RAND: IMPLICATIES VOOR DE GLACIO-MARIENE FACIESARCHITECTUUR SINDS DE LAATSTE GLACIATIE**

### **6.1 Inleiding**

### **6.2 Een oneindige hellingsstabiliteitsanalyse ter bepaling van de poriëndruk in het sediment**

#### 6.2.1 De stabiliteitsvergelijking van Denlinger en Iverson [1990]

#### 6.2.2 De formule van Gibson [1958]

### **6.3 Invullen van de verschillende parameters**

#### 6.3.1 De sedimentatiesnelheid

#### 6.3.2 Een consolidatiecoëfficiënt

#### 6.3.3 De cohesie-intercept

#### 6.3.4 De hellingsgradiënt

#### 6.3.5 De frictiehoek

#### 6.3.6 Het sedimentgewicht

### **6.4 Resultaten en discussie**

#### 6.4.1 Bespreking van de resultaten

#### 6.4.2 Beperkingen van het gebruikte model

#### 6.4.3 Implicaties voor de glacio-mariene faciesarchitectuur van de Trinity Peninsula rand

### **6.5 Conclusies**

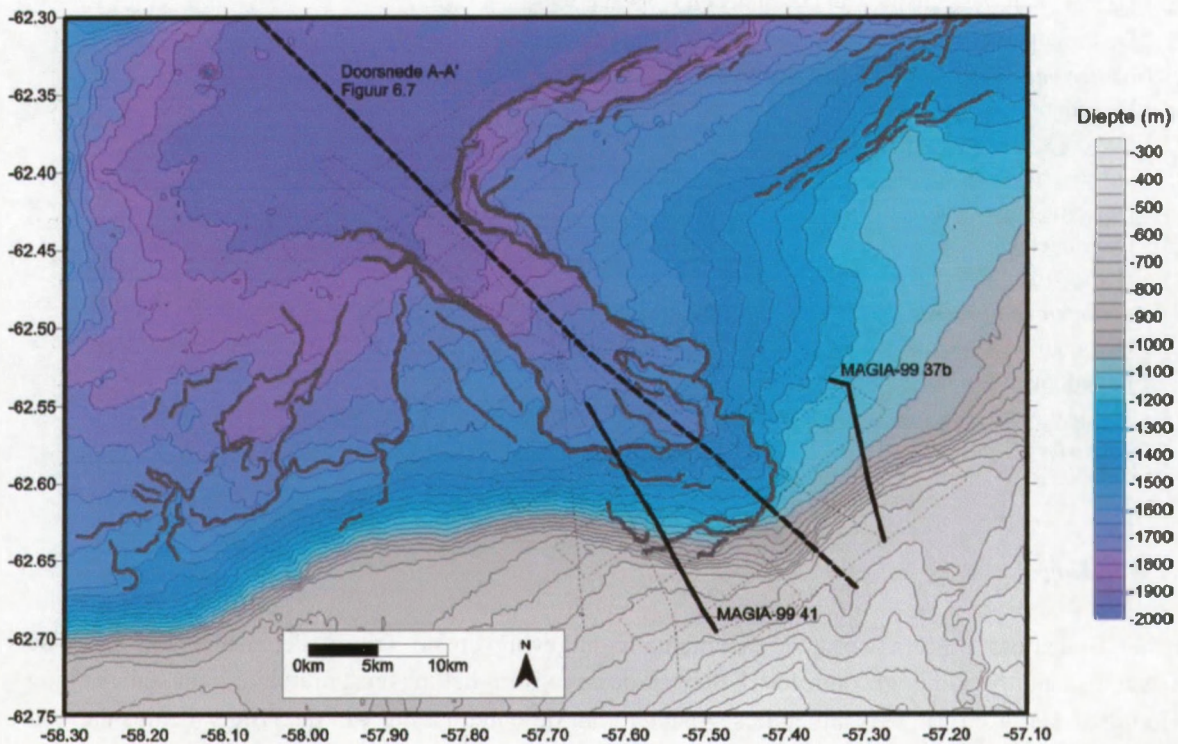
### **6.1 Inleiding**

In het Bransfield Bekken wordt de sedimentatie-omgeving op de Trinity Peninsula rand sinds de laatste ijskapuitbreiding gecontroleerd door processen van hellingsinstabiliteit en massabeweging (Hoofdstukken 4 en 5). Verschillende segmenten van de onderhelling van de Trinity Peninsula rand laten op bathymetrische data relicten zien van een grootschalige destabilisatie onder de vorm van een in het oog springende configuratie van randbreuken (Figuur 6.1). Een eerste systeem van randbreuken geeft vorm aan de Gebra depressie (Hoofdstuk 4), terwijl op de westelijke onderhelling nog twee bijkomende randbreuken te vervolgen zijn (Hoofdstuk 5). Deze randbreuken zijn alle gesitueerd op een waterdiepte van 1500-1600 m op de Trinity Peninsula onderhelling die gekenmerkt wordt door een zwakke hellingsgradiënt van  $0.5^{\circ}$ - $1.5^{\circ}$ . De spronghoogte van deze randbreuken bedraagt 90-130 m. Ook de oostelijke Trinity Peninsula rand vertoont op de grens naar het King George Bekken een complexe topografie met de positie van verschillende breuksystemen (Figuur 6.1). Opmerkelijk is dat de steile bovenhelling van de Trinity Peninsula rand met een maximale gradiënt van  $15^{\circ}$  geen sporen toont van destabilisatieprocessen en grootschalig massatransport. De bovenhelling heeft een zeer vlakke morfologie, waarin geen additionele randbreuken te vervolgen zijn.

Bij een naar boven toe exponentieel stijgende curvatuur van de Trinity Peninsula helling zou men verwachten dat juist op de bovenhelling, waar intense glacio-mariene processen net onder de ijsgrondingszone zorgen voor een grote sedimentaanvoer en een 'oversteepening' van de rand, de ideale omstandigheden gevormd worden voor destabilisatie en massatransport en niet op de zachte onderhelling, waar ook de sedimentaccumulatiesnelheid lager is. De literatuur biedt tal van voorbeelden van een dergelijke opdeling. De hoofdtrandbreuk van de Trænadjupet afglijding, offshore Noorwegen, met een hoogte van 150 m is gesitueerd net onder de shelfrand op de bovenhelling op een



diepte van 500-650 m en met een gemiddelde gradiënt van  $2.3^\circ$  [Laberg *et al.*, 2002]. Ook andere afglijdingen langsheen de Noorse rand zijn gesitueerd op de bovenhelling op waterdieptes van  $\sim 500$  m, net onder de shelfrand: de Storegga afglijding, de Andøya afglijding, de Fugloy Bank afglijding en de Bjørnøyrenna afglijding [Taylor *et al.*, 2002]. Toch vormt de Gebra afglijding geen unicum want er zijn ook voorbeelden bekend van afglijdingen die op de midden- of zelfs op de onderhelling gesitueerd zijn. Een afglijding nabij de Verrill Canyon op de Scotia continentale helling tast een gebied aan op 500 – 600 m waterdiepte tot een maximum van ongeveer 1900 m waterdiepte [Mosher *et al.*, 1994].



Figuur 6.1: Lokalisatiekaart van de in dit hoofdstuk gebruikte seismische profielen en de geomorfologische interpretatie van de verschillende randbreuken die de onderhelling van de Trinity Peninsula continentale rand aantasten.

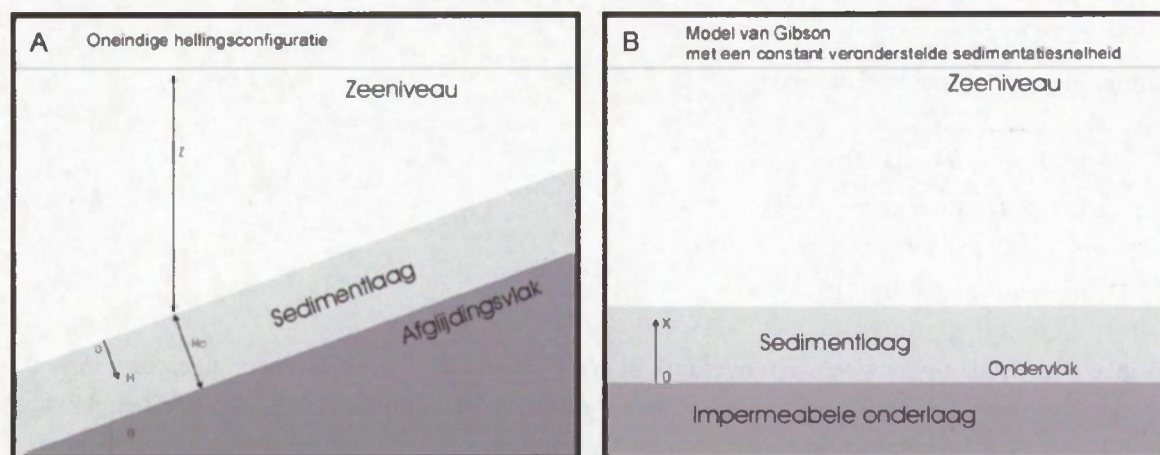
Om een antwoord te geven op de vraag waarom de Gebra afglijding (en de andere afglijdingen op de Trinity Peninsula rand) precies voorkomen op de zacht hellende benedenhelling ruim 900 m onder de shelfrand, wordt in dit hoofdstuk nader ingegaan op de glacio-mariene sedimentatieprocessen die op de Trinity Peninsula rand spelen van de laatste glaciëfase in het Bransfield Bekken tot de huidige interglaciaalomgeving. Het is tijdens deze laatste glaciëfase dat de Trinity Peninsula rand zijn huidige geometrie krijgt [Prieto *et al.*, 1999]. Een uitgebreide ijskap is gegrond nabij de shelfrand [Banfield en Anderson, 1995] en die fungeert als een lijnbron van sediment [Aksu en Hiscott, 1992]. Sediment wordt ter hoogte van de grondingszone afgezet op de bovenste continentale helling als glaciële till [Dowdeswell *et al.*, 1996; Elverhøi *et al.*, 1997]. Alhoewel deze tills gedeeltelijk geconsolideerd kunnen zijn, zorgt de verhoogde aanvoer voor de opbouw van een zekere overdruk in het fijnkorrelige sediment, wat de helling als geheel gevoeliger maakt voor destabilisatie [Mosher *et al.*, 1994]. Daarnaast zorgt een proces van continue 'oversteepening' voor een potentieel instabiele

situatie. In dit hoofdstuk wordt getracht de stabiliteitscondities van deze Trinity Peninsula rand kwantitatief te benaderen.

## 6.2 Een oneindige hellingsstabiliteitsanalyse ter bepaling van de poriëndruk in het sediment

In de hieronder uitgewerkte analyse wordt ervan uitgegaan dat bovenop een bepaalde impermeabele laag sediment accumuleert. In zo'n situatie reduceert het probleem zich tot de vraag hoe lang het zal duren en dus hoe dik de nieuwe sedimentlaag moet worden alvorens ook maar ergens doorheen de sedimentaire kolom de ladingskrachten en de daarmee geassocieerde poriënoverdruk dermate groot zijn om een sedimentblok op de helling onstabiel te maken. Daarom worden voor discrete tijdsintervallen de lokale stabiliteitswaarden doorheen de sedimentaire kolom berekend, vanaf dit initieel impermeabel basisoppervlak tot het sedimentoppervlak. Op die manier kan de positie en het tijdstip berekend worden van het eerste afglijdingsvlak.

Daar de dikte van de Gebra afglijding relatief klein is (160 ms TWT, wat overeenkomt met ~ 135 m) tegenover de totaallengte van de helling (een 40-tal km ter hoogte van de Gebra afglijding) kan van een oneindige hellingsgeometrie uitgegaan worden. In zo'n analyse zijn volgende parameters van belang: het gewicht, de frictiehoek en de cohesie-intercept van het sediment, de poriëndruk langsheen het glijdingsvlak en uiteraard de hellingsgradiënt. Waarden voor de paleo-poriëndruk kan men niet meten en daarom wordt de paleo-poriëndruk afgeleid uit de consolidatiefactor van het sediment bij een constant veronderstelde sedimentatiesnelheid. Deze werkwijze staat bekend als het model van Gibson [1958].



Figuur 6.2: A. De oneindig veronderstelde hellingsgeometrie van de Trinity Peninsula rand. B. Het model van Gibson met de opbouw van een overdruk in de sedimentaire kolom boven op een impermeabel veronderstelde onderlaag onder een constant veronderstelde sedimentatiesnelheid.

### 6.2.1 De stabiliteitsvergelijking van Denlinger en Iverson [1990]

Volgens de stabiliteitsvergelijking van Denlinger en Iverson [1990] voor onderzeese (oneindige) hellingen wordt de stabiliteitsfactor  $F$  als volgt uitgedrukt:

$$F = \frac{c + \{\gamma_t H_c \cos \theta - [p(H_c) - p(0)]\} \tan \varphi}{\gamma_b H_c \sin \theta} \quad (6.1)$$

met  $F$  de stabiliteitsfactor van de helling;  $c$  de cohesie-intercept in het Mohr-Coulomb criterium;  $\theta$  de hellingshoek van de zeebodem;  $\varphi$  de frictiehoek in het Mohr-Coulomb criterium;  $p(h)$  de poriënwaterdruk op een diepte  $h$  onder het zeeoppervlak, loodrecht gemeten op het sedimentoppervlak;  $\gamma_t$  het totale gewicht van het sediment (terwijl  $\gamma_w$  het gewicht van water is en  $\gamma_b$  gelijk is aan het ondergedompelde gewicht van het sediment, dus:  $\gamma_t - \gamma_w$ ); en  $H_c$  tenslotte de afstand tussen het afglijdingsoppervlak en de zeebodem (Figuur 6.2a).

Een stabiliteitsfactor  $F$  wordt in de grondmechanica gedefinieerd als een verhouding tussen resistentie wrijvingskrachten en glijdingskrachten die op een hellend sedimentblok inwerken. Wanneer  $F < 1$ , dan zijn de glijdingskrachten groter dan de wrijvingskrachten en verkeert het blok in een instabiele toestand met afglijding tot gevolg. Wanneer  $F > 1$ , dan zijn de wrijvingskrachten groter dan de glijdingskrachten, en is de helling stabiel. Wegens onzekerheden in de accuraatheid van de geotechnische gegevens worden  $F$ -waarden tussen 1.00 en 1.25 als marginaal stabiel beschouwd, terwijl vanaf  $F > 1.25$  de helling als stabiel en vanaf  $F > 1.50$  als zeer stabiel wordt omschreven [Jibson *et al.*, 1996].

Om de stabiliteitsfactor  $F$  uit te drukken in functie van een overdruk  $u_e$  (i.e. relatief tegenover de *in situ* hydrostatische druk in het sediment) kan gesteld worden:

$$p[H_c] - p[0] = \gamma_w Z + \gamma_w H_c \cos \theta + u_e - \gamma_w Z = \gamma_w H_c \cos \theta + u_e \quad (6.2)$$

waarbij  $Z$  de waterdiepte is. Dit levert:

$$F = \frac{c + (\gamma_b H_c \cos \theta - u_e) \tan \varphi}{\gamma_b H_c \sin \theta} \quad (6.3)$$

### 6.2.2 De formule van Gibson [1958]

Een idee omtrent de opbouw van een overdruk in een horizontale kleilaag (of meer algemeen, in een laag met lage permeabiliteit) wordt gegeven door de formule van Gibson [1958]. In deze betrekking wordt de overdruk beschreven door een term die een constant veronderstelde sedimentatiesnelheid en het gewicht van het sediment bevat, min een tweede term, die de consolidatie van het sediment in rekening brengt. In de veronderstelling van een impermeabele onderlaag wordt de overdruk voor een ééndimensionaal sedimentatieproces gegeven door:

$$u_e = \gamma_b m t - \frac{\gamma_b}{\sqrt{\pi c_v t}} e^{-\frac{x^2}{4c_v t}} X \int_0^{\infty} \xi \tanh \frac{m\xi}{2c_v} \cosh \frac{x\xi}{2c_v} e^{-\frac{\xi^2}{4c_v t}} d\xi \quad (6.4)$$

met  $\gamma_b$  het ondergedompeld gewicht van het sediment;  $m$  de sedimentatiesnelheid;  $t$  de sedimentaccumulatie tijd;  $c_v$  een consolidatiecoëfficiënt;  $x$  de verticale afstand tot de onderliggende

impermeabele laag – niet te verwarren met  $H$  uit vorige betrekkingen: de afstand tot het sedimentoppervlak (zie Figuur 6.2b) - en  $\xi$  tenslotte een integratieconstante. Als bovenlimiet van de integraal wordt een waarde van 2000 genomen waardoor de onbepaalde integraal wordt gereduceerd tot een bepaalde integraal. Na experimenteren blijkt dat deze bovenlimiet volstaat om significante fouten in de berekening van de overdruk uit te sluiten [Dimakis *et al.*, 2000].

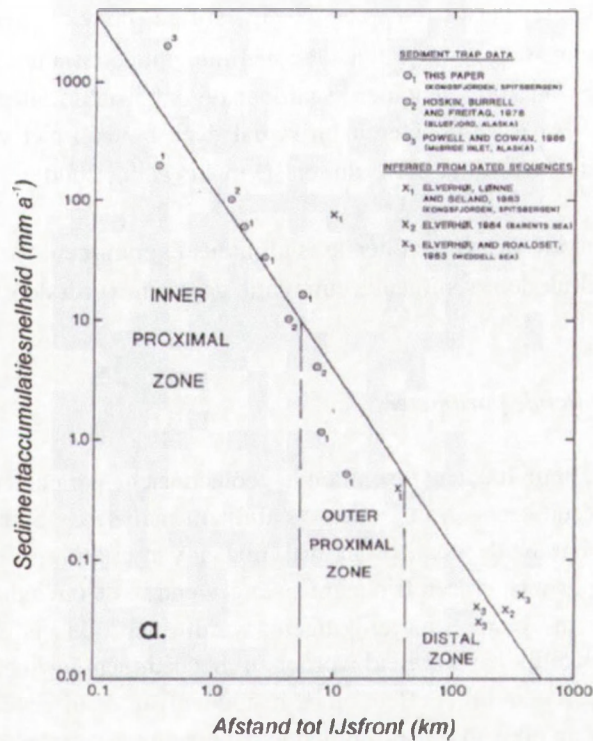
Hierna, bij het opstellen van de verschillende stabiliteitsdiagrammen wordt van formule (6.3) uitgegaan, waarbij de overdruk door sedimentaccumulatie gegeven wordt door de formule van Gibson (6.4).

### 6.3 Invullen van de verschillende parameters

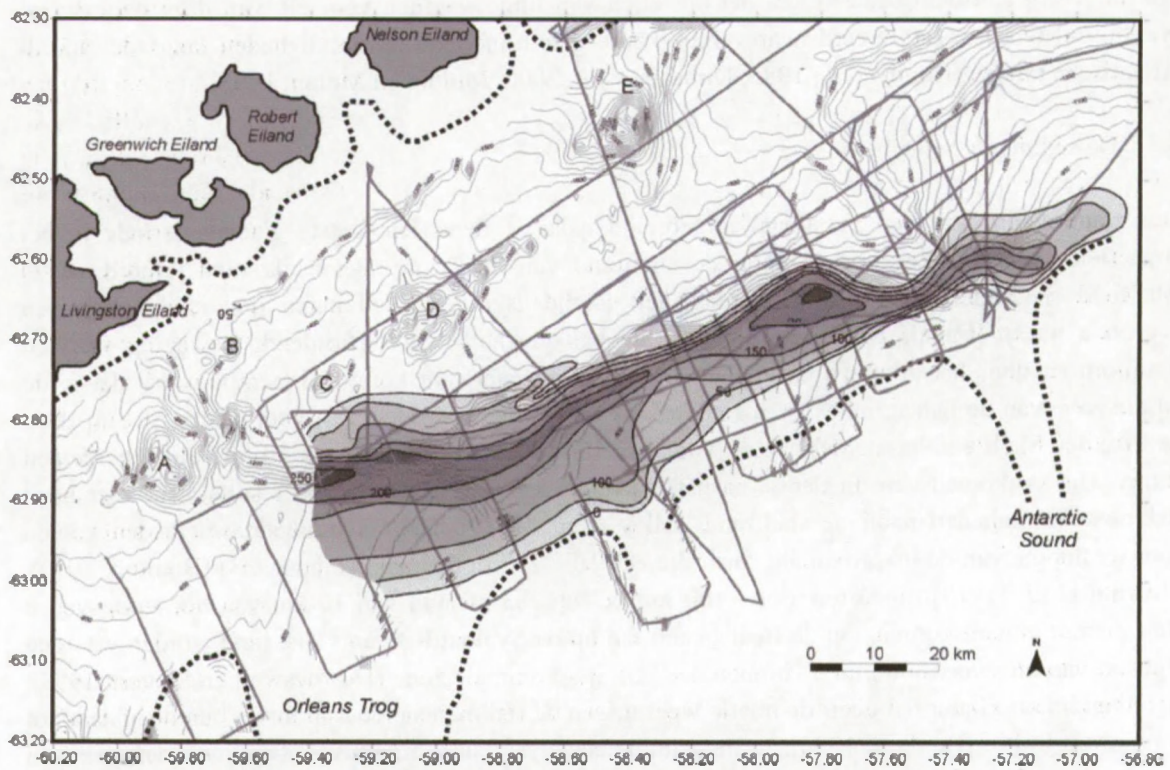
Zoals uit voorgaande blijkt, beïnvloeden verschillende geotechnische parameters in combinatie met de hellingsgradiënt de resultaten van de stabiliteitsanalyse. Sedimentatiesnelheid en consolidatiecoëfficiënt spelen beide een rol in de Gibson vergelijking. Verder worden ook een cohesie-intercept, een hellingshoek en een frictiehoek aangewend in de oneindige hellingsvergelijking. Een basisparameter die in beide vergelijkingen wordt gebruikt is het ondergedompelde sedimentgewicht, dat gemakkelijk kan afgeleid worden uit het sedimentgewicht. (1) Een foutmarge op één van deze parameters heeft een direct effect op de resultaten van de uitgevoerde stabiliteitsanalyse. Om de impact van een fout op elk van de verschillende parameters in te schatten, kan echter gesteund worden op de gevoeligheidsanalyse van Dimakis *et al.* [2000]. (2) Door het ontbreken van een lange kern om de geotechnische parameters van de Trinity Peninsula helling rechtstreeks te meten, diende in deze stabiliteitsstudie met synthetische data gewerkt te worden. In de volgende paragrafen wordt dan ook uitvoerig aandacht besteed aan het opstellen van limietwaarden voor elk van deze parameters. Hierbij zal worden gerefereerd naar vergelijkbare glacio-mariene omstandigheden langs de Noord-Atlantische randen [Booth *et al.*, 1985; Dimakis *et al.*, 2000; Mulder en Moran, 1995].

#### 6.3.1 De sedimentatiesnelheid

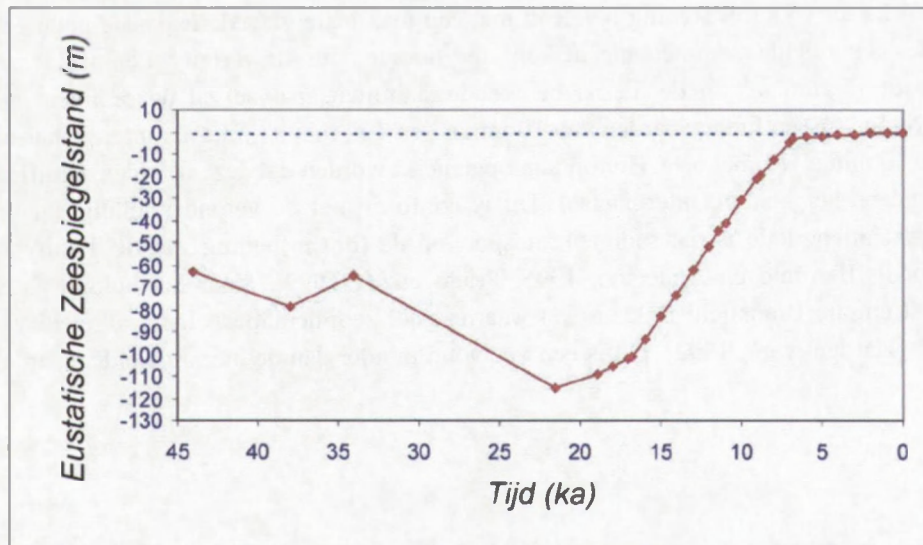
De grondingslijn van een maximaal uitgebreide ijsskap tijdens een laatste glaciatieperiode in het Bransfield Bekken is gesitueerd nabij de shelfrand van de Trinity Peninsula rand (Hoofdstuk 2) [Banfield en Anderson, 1995]. De buitenshelf is tijdens dit glaciaal maximum bedekt door een gegronde ijsskap [Canals *et al.*, 2002]. Door de bekkenwaarts voortschrijdende beweging van een ijsstroom en door het afkalven en afsmelten van het gletsjerfront komt sedimentpuin vrij dat in de basale zone van de ijslaag ingevroren zat. Drewry en Cooper [1981] stellen voor de Ice Stream B op de Ross Ice Shelf een basale debriszone voor van 100 m dikte die bestaat uit 10-50 volumepercenten debris. Het vrijkomen van dit debris na het afsmelten van die basale ijslaag resulteert in zeer hoge sedimentatiesnelheden nabij de shelfrand [Alley *et al.*, 1989]. Hoge sedimentatiesnelheden komen voor ter hoogte van de ijs-proximale zone, die een 10 – 20 km bedraagt (Figuur 6.3) [Boulton, 1990]. Elverhøi *et al.* [1983] rapporteren 50 – 100 mm a<sup>-1</sup> op een afstand van 10 km van het Kongsvegen gletsjerfront in Spitsbergen. Op de Bear Island fan op de Svalbard-Barents Zee rand worden waarden afgeleid van ongeveer 600 mm a<sup>-1</sup> binnen de 5 km ijs-proximale zone [Dowdeswell en Siegert, 1998]. Het diagram op Figuur 6.3 geeft de relatie weer tussen de sedimentaanvoer in mm a<sup>-1</sup> en de afstand tot het ijsfront in km [Boulton, 1990]. In de stabiliteitsanalyse kunnen zo alvast twee waarden gekozen worden, namelijk een sedimentatiesnelheid van 100 mm a<sup>-1</sup>, wat overeenkomt met de sedimentaanvoer op een afstand van 1 km van het ijsfront, en een sedimentatiesnelheid van 10 mm a<sup>-1</sup>, wat correspondeert met een afstand van 8 km.



Figuur 6.3: Het verband tussen de te verwachten sedimentaccumulatiesnelheid ( $\text{mm a}^{-1}$ ) en de afstand tot het glaciale front (km), afgeleid op basis van een aantal glaciale milieus [Boulton, 1990].



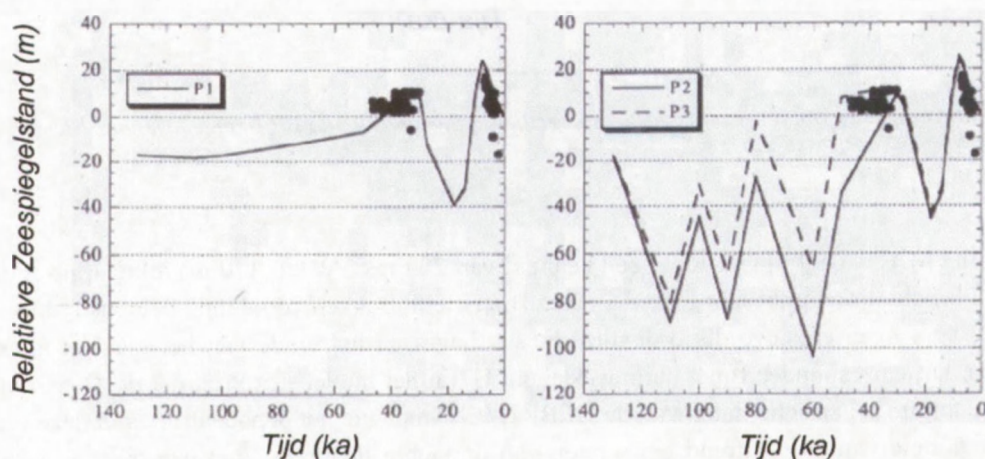
Figuur 6.4: Isopachenkaart van de glaciale hellingseenheid U7 op de Trinity Peninsula continentale rand gesuperponeerd op de actuele bathymetrie. Een maximale dikte van 250 ms TWT wordt bereikt op de Trinity Peninsula buitenshelf ten westen van de Gebra afglijdingszone [aangepast naar Prieto et al., 1999].



Figuur 6.5: Reconstructie van de eustatische zeespiegelbeweging sinds 45 ka BP [aangepast naar Fleming *et al.*, 1998].

Airgun profiel MAGIA-99 lijn 41 toont een eenheid van 200 ms TWT (~170 m) dikte afgezet tijdens de laatste glaciële ijskapuitbreidingsfase in het Bransfield Bekken, duidelijk begrensd door twee regionaal te vervolgen erosieve discordanties die het begin en het einde van het glaciaal aftekenen (Figuur 6.9). Dit correspondeert met hellingseenheid U7 in het model van Prieto *et al.* [1999], die op basis van de airgun seismische lijnen van de GEBRA-93 campagne het depocentrum van deze eenheid situeren ter hoogte van de shelfrand ten westen van de Gebra depressie, met een dikte van 200 ms TWT (Figuur 6.4). *Met welke sedimentatiesnelheid is de opbouw van deze 200 ms TWT dikke hellingseenheid verenigbaar?* Daar het de laatste glaciatieperiode betreft, is het onnodig rekening te houden met een compactiefactor door een later overschrijdende ijskap. Cruciaal in het afleiden van deze waarde is het inschatten van de tijdsduur van de laatste glaciatieperiode in het Bransfield Bekken. Vorren *et al.* [1998] stellen voor de Svalbard-Barents Zee dat de periode van maximale glaciële uitbreiding te herleiden is tot een tijdsinterval van slechts 3 tot 5 ka [Dowdeswell en Elverhøi, 2002]. Met een opgebouwd glaciaal sedimentpakket van ~170 m dikte wordt aldus een gemiddelde sedimentaanvoer van ~50 mm a<sup>-1</sup> verondersteld op de Trinity Peninsula rand tijdens de laatste glaciële uitbreidingsfase. Op basis van de eustatische zeespiegelcurve, die verondersteld kan worden een uitgemiddelde maat te zijn voor de wateruitwisseling tussen ijskappen en de oceanen, dient echter een langere, maximale, glaciële uitbreiding te worden verondersteld in de orde van 15 ka. Fleming *et al.* [1998] leiden vanaf 35 ka BP een dalende eustatische globale zeespiegel af die een minimumwaarde bereikt van -125 m rond 22 ka BP (Figuur 6.5). Nakada *et al.* [2000] berekenen voor Syowa in Oost-Antarctica een voorlaatste relatieve zeespiegelhoogstand rond 32 ka BP. De daaropvolgende daling kent zijn minimum rond 18 ka BP met een indicatieve waarde van -45 m (Figuur 6.6). Dit is in overeenstemming met Dowdeswell en Siegert [2002] die een hoge sedimentaanvoer en geassocieerde 'iceberg-rafted debris influx' afleiden langs de Svalbard rand gedurende de Laat-Weichseliaan ijskap groei van rond 30 tot 18 ka BP, een periode van 12 ka. Verder worden voor de uitbouw van de verschillende Noord-Atlantische fansytemen sedimentopbouwperiodes vooropgesteld van 18,5 tot 14,5 ka BP (de Noordzee-fan), van 25 tot 12 ka BP (twee naburige fans voor de westkust van Noorwegen en de twee fans ter hoogte van de westelijke rand van de Barents Zee) [Siegert en

Dowdeswell, 2002]. Deze waarden suggereren alle een maximale glaciële uitbreiding waarvan de duur varieert van 4 ka tot 15 ka. Rekening houdend met een maximale glaciële expansie gedurende 12-15 ka wordt de gemiddelde sedimentatiesnelheid ter hoogte van de Trinity Peninsula rand aldus gereduceerd tot  $15 \text{ mm a}^{-1}$ . In de hierna berekende stabiliteitsanalyse zal de sedimentatiesnelheid gevarieerd worden tussen limietwaarden van  $10 \text{ mm a}^{-1}$  en  $100 \text{ mm a}^{-1}$ , met als intermediaire waarden  $15 \text{ mm a}^{-1}$  en  $50 \text{ mm a}^{-1}$  (Tabel 6.1). Hierbij kan opgemerkt worden dat deze waarden significant hoger liggen dan tijdens het huidige interglaciële. Dit is conform met de veronderstelling dat het vooral tijdens een glaciatieperiode is dat sedimenttransport op de (boven)helling van de Trinity Peninsula rand plaatsvindt [Banfield en Anderson, 1995; Prieto *et al.*, 1999]. Voor het huidige interglaciële wordt in het Centrale Bransfield Bekken een waarde voor sedimentatiesnelheid afgeleid van  $0.006\text{-}0.049 \text{ mm a}^{-1}$  [Harden *et al.*, 1992]. Dit is een veelvoud minder dan de hier afgeleide waarden tijdens een glaciële.



Figuur 6.6: Reconstructie van het paleo-zeespiegelniveau voor het King George Eiland, Bransfield Bekken, op basis van een aantal mathematische ijsmodellen (P1-P3). Confrontatie met reële zeespiegelstanden op basis van  $\text{AMS}^{14}\text{C}$ -datering van fossiele resten op paleo-stranden [Nakada *et al.*, 2000].

### 6.3.2 Een consolidatiecoëfficiënt

Een grotere consolidatiecoëfficiënt vermindert de kritische tijd van afglijding. De dikte van de gedestabiliseerde laag blijft echter ongewijzigd [Dimakis *et al.*, 2000]. In het hierna berekende model wordt deze factor gevarieerd van minimaal  $2 \text{ m}^2 \text{ a}^{-1}$  tot  $5 \text{ m}^2 \text{ a}^{-1}$  (Tabel 6.1). Deze waarden, overeenkomstig met een absolute ondergrens voor de Bear Island fan en een maximale bovengrens voor de Istfjorden fan, worden gebruikt als boven- en onderlimiet voor deze parameter. De Bear Island fan en de Istfjorden fan bieden een gelijkaardige glacio-mariene sedimentatie-omgeving als de Trinity Peninsula continentale helling.

### 6.3.3 De cohesie-intercept

Uit de gevoeligheidsanalyse van Dimakis *et al.* [2000] blijkt dat de cohesie-intercept de meest sturende factor is in het bepalen van de kritische dikte en overeenkomstige kritische tijd in het instabiliteitsmodel. Een toename van de cohesie-intercept vergroot de minimum kritische tijd aanzienlijk. Hoe coherenter het sediment is, hoe minder frequent afglijdingen plaatsvinden. Als toch

evenwel een afglijding plaatsvindt, dan is bij een gelijke sedimentaanvoer de overeenkomstige kritische dikte logischerwijze ook groter. In het model wordt gekozen voor een minimumwaarde van 1 kPa (overeenkomstig met de Bear Island fan) en een maximumwaarde van 4 kPa (overeenkomstig met de Istfjorden fan) (Tabel 6.1) [Dimakis *et al.*, 2000].

	<i>Minimale waarde Instabiliteit bevorderend</i>		<i>Maximale waarde Stabiliteit bevorderend</i>		
	☺		☹		
<i>Sedimentatiesnelheid</i>	100 mm a <sup>-1</sup>	50 mm a <sup>-1</sup>	15 mm a <sup>-1</sup>	10 mm a <sup>-1</sup>	
<i>Consolidatiecoëfficiënt</i>	2 m <sup>2</sup> a <sup>-1</sup>		5 m <sup>2</sup> a <sup>-1</sup>		
<i>Cohesie-intercept</i>	1 kPa		4 kPa		
<i>Hellingshoek</i>	1°	3°	5°	10°	15°
<i>Frictiehoek</i>	28°		34°		
<i>Ondergedompeld Sedimentgewicht</i>	10.6 kN/m <sup>3</sup>		7 kN/m <sup>3</sup>		

Tabel 6.1: Invulling van de verschillende geotechnische parameters. In de linkerkolom wordt een minimale waarde voorgesteld die destabilisatie in de hand zou moeten werken. In de rechterkolom wordt een maximale waarde verondersteld die stabilisatie in de hand zou moeten werken.

#### 6.3.4 De hellingsgradiënt

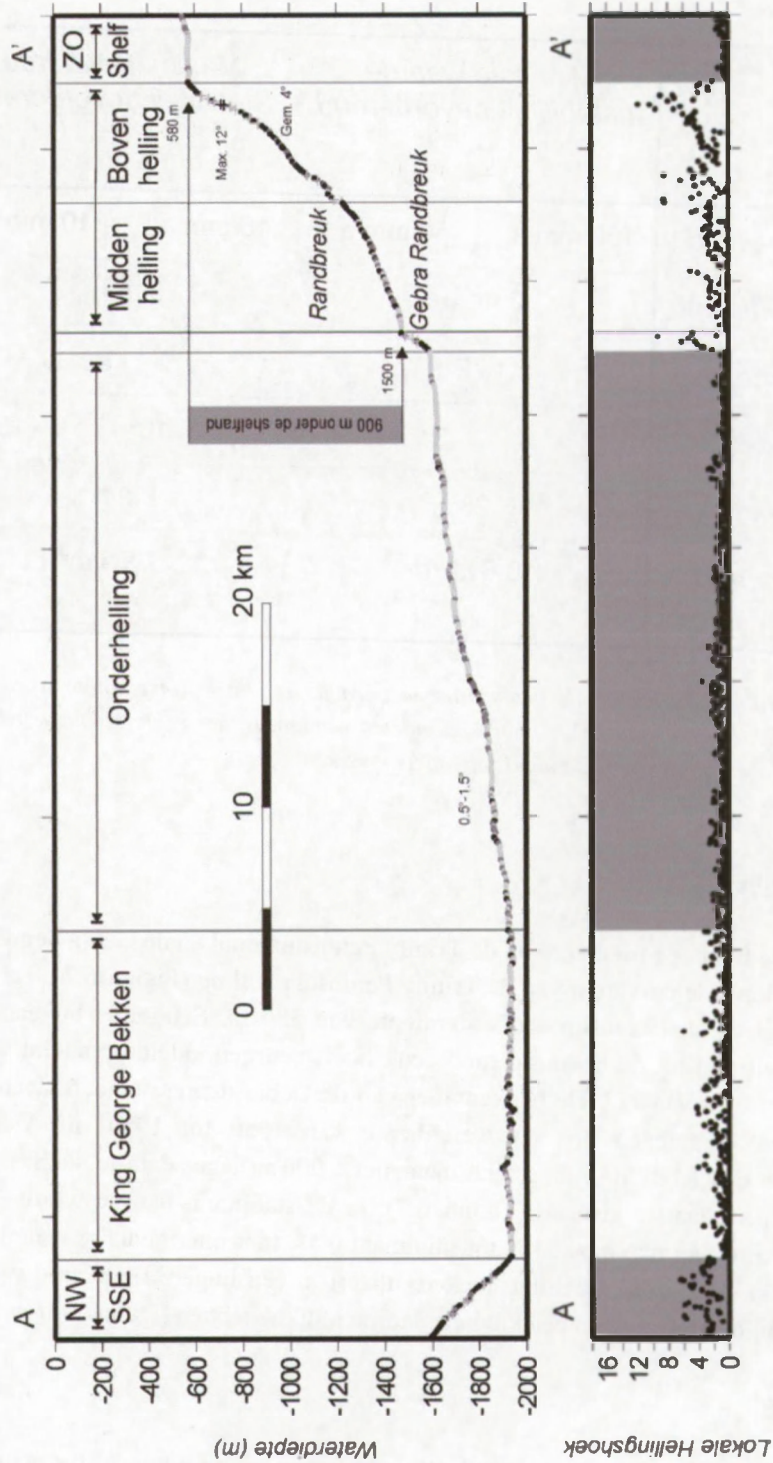
Doorsnede A-A', loodrecht georiënteerd op de Trinity Peninsula rand en de Gebra depressie, illustreert de exponentieel verlopende curvatuur van de Trinity Peninsula helling (Figuur 6.7). Ter hoogte van de Gebra afglijding ligt de sheltrand op een waterdiepte van 580 m. Een steile bovenhelling die zich uitstrekt van de sheltrand tot de bovenste randbreuk heeft een gemiddelde gradiënt van 4° met een maximale lokale gradiënt van 12°. De bekkenvloer van de Gebra depressie heeft slechts een gradiënt van 0.5 – 1.5° en is gelegen op een waterdiepte van 1550 tot 1950 m. Aldus bevindt de hoofdtrandbreuk van de Gebra afglijding zich maar liefst 900 m lager dan de sheltrand en de paleo-ijsgrondingszone in het laatste glaciaal (Figuur 6.7). In de stabiliteitsanalyse wordt de hellingshoek daarom ook gevarieerd van maximaal 15° tot minimaal 0.5°, met intermediaire waarden van 10°, 5°, 3° en 1° (Tabel 6.1). Een grotere hellingshoek resulteert in een hogere frequentie van gegenereerde afglijdingen, waarbij de afglijdingen een kleinere sedimentdikte hebben [Dimakis *et al.*, 2000].

#### 6.3.5 De frictiehoek

Na een gevoeligheidsanalyse van de verschillende parameters op de uiteindelijke stabiliteit, blijkt dat de frictiehoek het kleinste effect heeft op de stabiliteit van een helling [Dimakis *et al.*, 2000]. Een kleinere frictiehoek zal een potentiële instabiliteit slechts minimaal begunstigen. Booth *et al.* [1985] stellen een frictiehoek van 28° voor als gemiddelde waarde voor een fijnkorrelig, marien sediment



(silt:  $30^{\circ}$ - $35^{\circ}$  en klei:  $20^{\circ}$ - $28^{\circ}$ ). Voor het debris sediment van de Bear Island fan en de Isfjorden fan bedraagt de frictiehoek respectievelijk  $31^{\circ}$  en  $28^{\circ}$  [Dimakis *et al.*, 2000]. In de stabiliteitsanalyse wordt de frictiehoek gevarieerd van  $28^{\circ}$  tot  $34^{\circ}$  (Tabel 6.1).



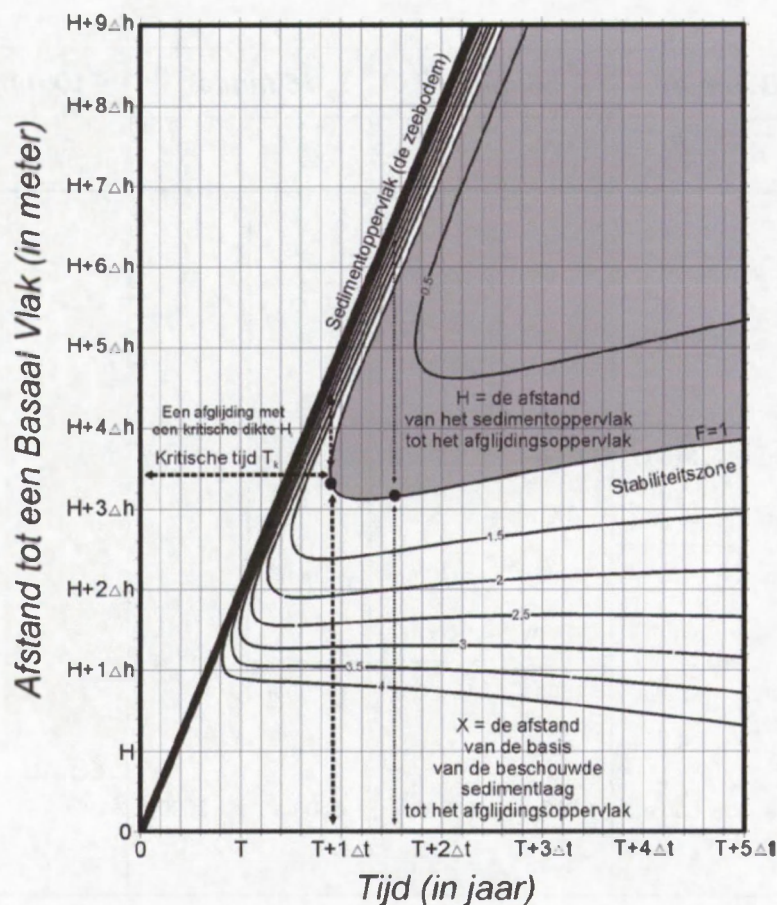
Figuur 6.7: A. Bathymetrische dwarsdoorsnede van de Trinity Peninsula helling. De Gebra hoofdrandbreuk bevindt zich op de zacht-hellende Trinity Peninsula onderhelling. B. Variatie van de lokale hellingshoek langs de dwarsdoorsnede. De locatie van de coupe A-A' is weergegeven op figuur 6.1.

### 6.3.6 Het sedimentgewicht

Ook het sedimentgewicht beïnvloedt het resultaat slechts gering [Dimakis *et al.*, 2000]. Een zwaarder sedimentgewicht resulteert in een lagere initiële stabiliteit met frequentere, dunnere afglijdingen tot gevolg. Het sedimentgewicht in de Bear Island fan en de Isfjorden fan, twee glacio-mariene sedimentatie-omgevingen die gelijkaardig zijn aan de Trinity Peninsula rand, bedraagt respectievelijk 17.8 en 19.6 kN m<sup>-3</sup>. Het sedimentgewicht in de Verrill Canyon op de Scotia helling bedraagt 18 kN m<sup>-3</sup> [Mulder en Moran, 1995]. In het model wordt (op basis van de gevoeligheidsanalyse van Dimakis *et al.*, 2000) gekozen voor extreme waarden van 20.6 kN m<sup>-3</sup> – om potentiële instabiliteit te begunstigen - en 17 kN m<sup>-3</sup> – om potentiële instabiliteit te ontmoedigen (Tabel 6.1). Het ondergedompelde sedimentgewicht wordt dan respectievelijk 10.6 en 7 kN m<sup>-3</sup>.

## 6.4 Resultaten en discussie

### 6.4.1 Bespreking van de resultaten



Figuur 6.8: Diagram met de stabiliteitsfactorcontouren bekomen na de stabiliteitsanalyse. De horizontale as is de tijd, terwijl de verticale as de afstand voorstelt vanaf de basis van de sedimentlaag. Destabilisatie vindt plaats wanneer de stabiliteitsfactor onder een drempelwaarde van 1 valt (de grijs ingekleurde zone), terwijl een waarde groter dan 1 op stabiliteit van de helling duidt. Het sedimentoppervlak, weergegeven door een dikke zwarte lijn, wordt getekend in functie van een veronderstelde sedimentatiesnelheid. De figuur illustreert de minimum kritische tijd ( $t_c$ ) en de initiële kritische diepte ( $H_c$ ).

Toepassing van de vergelijking van Gibson (ter berekening van een paleo-poriëndruk) en van de oneindige hellingsvergelijking laat toe een stabiliteitsfactor te berekenen, die varieert doorheen de sedimentaire kolom in functie van de tijd. Aldus wordt een diagram bekomen waaruit de kritische tijd tot destabilisatie en een overeenkomstige kritische dikte van sedimentlading afgeleid kan worden (Figuur 6.8). Dit punt definieert hoelang het zal duren onder een constant veronderstelde sedimentatiesnelheid opdat ergens in de sedimentaire kolom een afglijdingsvlak zou ontstaan, d. i. een horizont waar de lokale stabiliteitsfactor kleiner wordt dan een waarde 1.

De bekomen kritische tijds- en diktewaarden op basis van de verschillende hellingsgradiënten (1°, 3°, 5°, 10° en 15°) in functie van de verschillende sedimentatiesnelheden van 100 mm a<sup>-1</sup>, 50 mm a<sup>-1</sup>, 15 mm a<sup>-1</sup> en 10 mm a<sup>-1</sup> worden uitgezet in Tabel 6.1. Omdat reële waarden voor de verschillende geotechnische parameters (consolidatiecoëfficiënt, cohesie-intercept, frictiehoek en ondergedompeld sedimentgewicht) niet voorhanden zijn, berekenen we de minimum- en maximum limietwaarden. Wanneer de berekende stabiliteitsfactor lager uitvalt dan 1, dan wordt die situatie beschouwd als potentieel instabiel. Onder meer realistische omstandigheden zal afglijding plaatsvinden wanneer de stabiliteitsfactor uitkomt tussen de 1.2 en 0.95 [Dimakis *et al.*, 2000].

	100 mm a <sup>-1</sup>		50 mm a <sup>-1</sup>		15 mm a <sup>-1</sup>		10 mm a <sup>-1</sup>	
	☺	☹	☺	☹	☺	☹	☺	☹
0.5°	2450 a							
	35 m							
1°	1850 a	5625 a	6800 a					
	27 m	95 m	36 m					
3°	1050 a	3250	3900 a	11700 a				
	13 m	52 m	17 m	55 m				
5°	750 a	2400 a	2800 a	8700 a	> 20000 a			
	11 m	44 m	14 m	55 m				
10°	400 a	1350 a	1500 a	5000 a	15250 a		> 20000 m	
	6 m	25 m	11 m	50 m	19 m			
15°	250 a	850 a	900 a	3200 a	8500 a	> 20000 a	19250 a	> 20000 a
	9 m	17 m	11 m	36 m	14 m		27.5 m	

Tabel 6.2: De bekomen kritische tijden ( $t_c$ ) en kritische diktes ( $H_c$ ) in functie van een veronderstelde sedimentaccumulatiesnelheid en in functie van een zachtere/sterkere hellingsgradiënt.

Uit Tabel 6.2 blijkt dat naarmate de sedimentaccumulatiesnelheid groter wordt en de hellingshoek steiler is, het stabiliteitsmodel kleinere kritische tijden en geassocieerde kritische diktes voorspelt – wat eigenlijk logisch aangevoeld kon worden. Zo wordt tijdens het laatste glaciaal op de steile

bovenhelling van de Trinity Peninsula rand met een gradiënt die varieert van 10° tot 15° iedere 250-1500 a een afglijding gegenereerd met een dikte tussen 6 en 11 m bij gunstige geotechnische parameters. Bij een lagere sedimentatiesnelheid van 0.015 m a<sup>-1</sup> wordt na 15 ka een sedimentlaag van 19 m gedestabiliseerd. Op andere glaciale randen met een hoge sedimentatiesnelheid vormen dergelijke kleinschalige afglijdingen een frequent proces. In de literatuur worden deze 'glacigene debris flows' genoemd [King *et al.*, 1998; Laberg en Vorren, 2000; Taylor *et al.*, 2000]. De gearceerde velden in Tabel 6.2 betekenen dat rekening houdend met de sedimentatiesnelheid en hellingshoek de helling stabiel blijft en dus geen afglijdingen optreden binnen een periode van 20 ka. Indien een uitbreiding van een gegronde ijskap tot aan de shelfrand verondersteld wordt maximaal 12-15 ka te duren, dan kan immers de veronderstelde glaciale sedimentaanvoer niet over 20 ka aangehouden worden. Voor sedimentatiesnelheden van 0.1 m a<sup>-1</sup> en 0.05 m a<sup>-1</sup> stellen we om dezelfde reden een bovenlimiet in van 2600 a en 5200 a respectievelijk, wat overeenkomt met 260 m geaccumuleerd sediment voor eenheid U7, of 150 % van de geobserveerde dikte van 170 m op de seismische profielen. Door het frequent afglijden van de bovenste laag van het sediment en het consolideren van de onderste laag, blijft slechts een residuele hoeveelheid over van de in oorsprong geaccumuleerde hoeveelheid sediment op de bovenhelling van de Trinity Peninsula rand. Aldus werd initieel meer dan 170 m sediment op de bovenhelling geaccumuleerd.

#### 6.4.2 Beperkingen van het gebruikte model

Los van de eerder gemaakte opmerking dat voor de stabiliteitsanalyse niet gesteund kon worden op direct gemeten geotechnische waarden, zijn er een aantal beperkingen inherent aan het gebruikte model [Dimakis *et al.*, 2000]. Vooreerst wordt ervan uit gegaan dat de onderlaag absoluut impermeabel is. Het spreekt echter voor zich dat de poriëndruk zich ook voor een deel dissipeert langsheen dit ondervlak. Desalniettemin heeft de onderliggende laag door compactie een hogere graad van consolidatie, wat de veronderstelling van een voldoende impermeabel ondervlak rechtvaardigt.

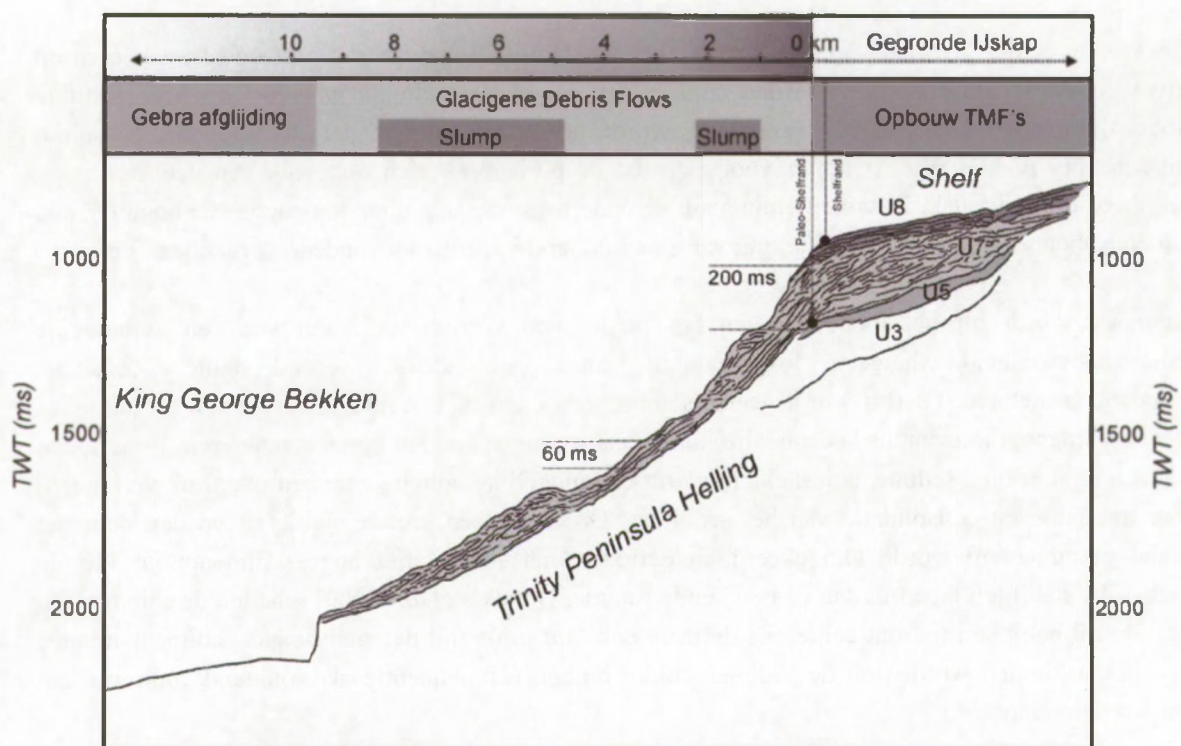
Daarnaast wordt bij het toepassen van het model van Gibson uitgegaan van een gemiddelde sedimentatiesnelheid, hetgeen overeenkomt met een ideaal veronderstelde, constante sedimentatiesnelheid. Hierbij wordt geen rekening gehouden met eventuele seizoenale en jaarlijkse schommelingen, die eventueel secundaire impermeabele lagen zouden kunnen genereren. In perioden met een relatief lage sedimentatiesnelheid wordt een mogelijke opbouw van een overdruk verhinderd door dissipatie en consolidatie van het sediment. Dit levert een grotere stabiliteit op dan door het model gesuggereerd wordt. Omgekeerd, in periodes met een relatief hoge sedimentinput valt de werkelijke stabiliteit lager uit dan de berekende waarde. Dimakis *et al.* [2000] schatten de aanvoer van glaciale till nabij een ijsfront echter als dermate constant in de tijd dat significante sedimentvariëaties uitgesloten kunnen worden en de sedimentkolom binnen een sequentie als voldoende uniform kan worden verondersteld.

#### 6.4.3 Implicaties voor de glacio-mariene faciesarchitectuur van de Trinity Peninsula rand

##### ♦ TROUGH MOUTH FAN

De grondingslijn van een gekoppelde ijskap bevond zich tijdens de laatste glaciatieperiode in het Bransfield Bekken nabij de shelfrand [Banfield en Anderson, 1995]. Evidentie van effectieve gronding wordt teruggevonden op multibeam bathymetrische data in de vorm van mega-lineaties die parallel

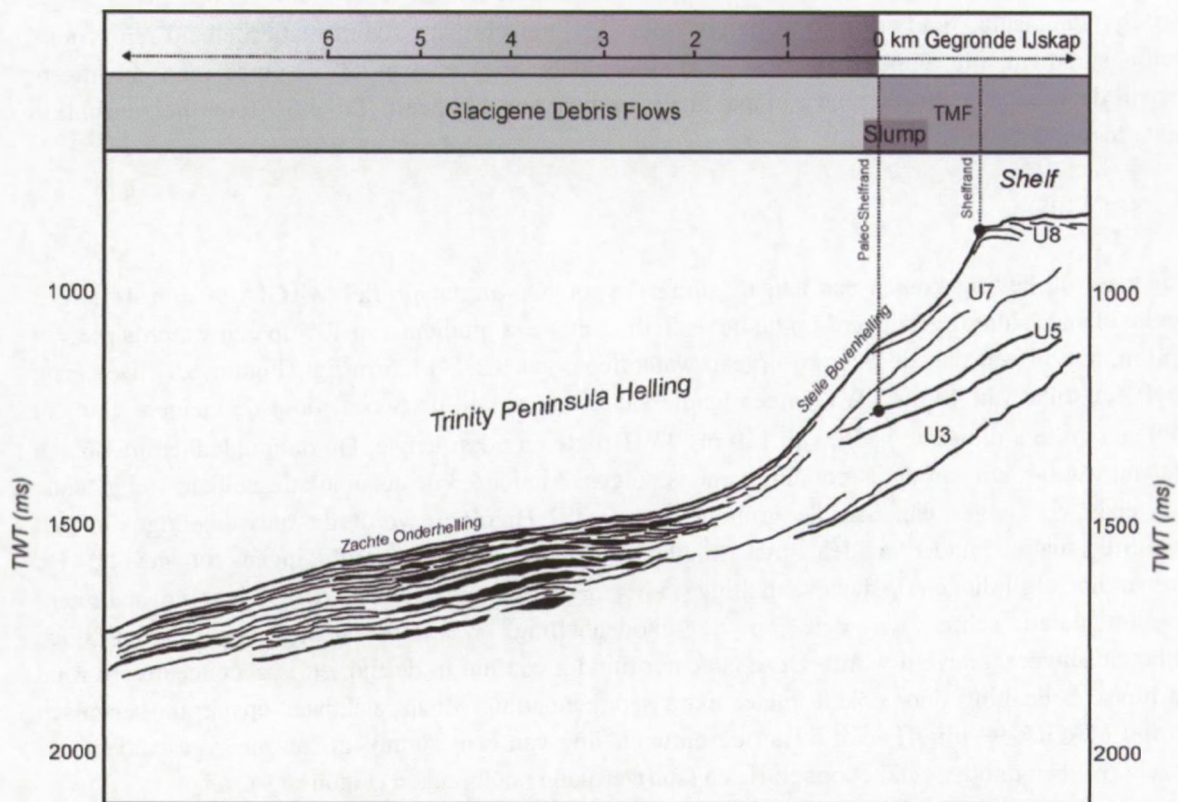
opgelijnd zijn, loodrecht op de shelfrand en die geïnterpreteerd worden als het uitschuringspatroon van een gegronde ijsstroom [Canals *et al.*, 2002]. Aldus vormen deze mega-lineaties stromingslijnen die de bekkenwaarts voortschrijdende beweging van een gegronde ijsstroom op de shelf illustreren. Ter hoogte van de grondingszone komt debris vrij vanuit een afsmeltend/afkalvend ijsfront. Dit continu proces genereert een zogenaamde 'trough mouth fan' (TMF), een sedimentkegel die zich op de bovenhelling bevindt net voor de (paleo-)grondingslijn en zorgt voor shelfprogradatie [Vorren *et al.*, 1989]. Op een seismische doorsnede wordt een dergelijke TMF gekenmerkt door een prograderend facies, waarin de seismische reflectoren 'downlappen' tegen een erosieve ondergrens. Het bekkenwaarts progressief steiler worden van deze reflectoren suggereert een 'oversteepening' van de rand tijdens het glaciaal maximum. De TMF die gevormd werd tijdens het laatste glaciaal heeft een maximale sedimentdikte van 200 ms TWT (~170 m) op profiel MAGIA-99 lijn 41 (Figuur 6.9) [Prieto *et al.*, 1999]. Op dit profiel is de positie van de shelfrand aan het begin van de laatste glaciatiefase in het Bransfield Bekken nagenoeg dezelfde als op het einde, waarbij de U7 TMF afgezet wordt boven op de TMF's van de oudere glaciële periodes en geen noemenswaardige netto progradatie van de shelf veroorzaakt heeft. MAGIA-99 lijn 37 illustreert hoe de Trinity Peninsula rand sinds het laatste glaciaal progressief steiler is geworden door de uitbouw van de U7 TMF (een hellingsgradiënt van 6-8° aan het begin van deze laatste glaciatieperiode tot 10-12° voor de hedendaagse rand). Deze progressieve 'oversteepening' doorheen de successieve glaciële perioden werkt destabilisatie verder in de hand.



Figuur 6.9: Lijntekening van 'airgun' seismisch profiel MAGIA-99 lijn 41, met indicatie van de geïnterpreteerde sedimentatiemilieus, de afstand tot de grondingslijn, en het voorkomen van hellingsinstabiliteiten. Opvallend is het voorkomen van twee 'slumps' op de Trinity Peninsula middenhelling. De locatie van het profiel is weergegeven op figuur 6.1.

♦ GLACIGENE DEBRIS FLOWS

Uit het stabiliteitsmodel blijkt dat de verhoogde sedimentflux tijdens het laatste glaciaal in staat was een opbouw van poriëndruk te creëren die resulteert in een terugkerend proces van parallelle afglijdingen. Hierbij accumuleert sediment op de steile bovenhelling (5°-12°) totdat dit sediment door de toenemende lading en poriëndruk instabiel wordt ( $F \leq 1$ ). Het segment boven het afglijdingsoppervlak glijdt af terwijl het sediment onder dit oppervlak verder consolideert. Dit afglijdingsoppervlak fungeert nu als het nieuwe, impermeabele basisoppervlak waarop verdere sedimentaccumulatie plaatsvindt. Deze accumulatie gaat door totdat de sedimentlading zwaar genoeg wordt om lokaal in de sedimentaire kolom aan een nieuw afglijdingscriterium te voldoen (opnieuw  $F \leq 1$ ). Het tijdsinterval van een dergelijke cyclus bedraagt 250 tot 5000 a (naargelang de hellingshoek en de veronderstelde sedimentaanvoer) waarbij een geassocieerde sedimentlaag van respectievelijk 6 tot 50 m gemobiliseerd wordt. Omdat de opeenvolgende afglijdingsoppervlakken parallel georiënteerd zijn aan het zeebodemoppervlak wordt de steile Trinity Peninsula bovenhelling gekenmerkt door een vlakke morfologie. De verschillende seismische profielen van de bovenhelling tonen een facies met semi-continue reflectoren die niet door (sub)vertikale randbreuken aangetast worden. De seismische reflectoren zijn parallel georiënteerd en tonen sedimentlagen met een uniforme dikte, overeenkomstig met het model [Dimakis *et al.*, 2000].



Figuur 6.10: Lijntekening van 'airgun' seismisch profiel MAGIA-99 lijn 37b. Opvallend is de aanwezigheid van glacigene 'debris flows' op de Trinity Peninsula midden- en onderhelling in de glaciële hellingslagen. De locatie van het profiel is weergegeven op figuur 6.1.

Dergelijke afglijdingen genereren tijdens het laatste glaciaal zogenaamde 'glacigene debris flows', zoals uitvoerig beschreven voor de Bear Island TMF en de Trænadjupet afglijding langs de Noord-Atlantische oceaandrandsystemen [King *et al.*, 1998; Laberg en Vorren, 2000]. Airgun profiel MAGIA-99 lijn 37b illustreert een sequentie van glacigene 'debris flows' op de oostelijke middenhelling van de Trinity Peninsula rand (Figuur 6.10). De glacigene 'debris flow' afzettingen hebben een lengte tot 3 km en een maximale dikte van 20 ms TWT. Ze hebben een uniforme distributie over de opeenvolgende glaciale hellingseenheden. Hun frequent voorkomen bewijst hun belangrijke rol in de opbouw van de glaciale midden- en bovenhelling van de Trinity Peninsula rand. Individueel zijn ze echter te klein om afzonderlijk uitgekarteerd te worden op de verschillende seismische profielen. Dergelijke glacigene 'debris flow' afzettingen komen ook voor op de Noorse rand, bijvoorbeeld in een zone ten ZW van de Trænadjupet afglijding [Laberg *et al.*, 2002]. Deze werden afgezet terwijl de Fennoscandische Ijskap nabij de shelfrand gegrond was gedurende het Laat Weichseliaan glaciaal maximum (vroeger dan 13.2 <sup>14</sup>C ka BP). Hierna domineerde hemipelagische en/of contouritische sedimentatie in het Holoceen waarbij ook de Noorse rand blootgesteld werd aan meerdere grootschalige instabiliteiten. De Kwartaire bedekking van de NO-Newfoundland helling blijkt eveneens grotendeels te zijn opgebouwd door glacigene 'debris flow' afzettingen, die elk afzonderlijk een oppervlakte hebben van 60-1000 km<sup>2</sup> en een volume van 1-27 km<sup>3</sup> [Aksu en Hiscott, 1992]. Opnieuw blijkt hieruit dat dergelijke (niet altijd) kleinschalige afglijdingen geen marginaal gegeven vormen in de sedimentaire architectuur van een glaciale rand. Het verschil in dimensie tussen de hier geciteerde glacigene 'debris flows' op de Atlantische randen en de kleine 'debris flows' op de Trinity Peninsula rand is te verklaren door het verschil in sedimentatiesnelheid en vooral hellingsgradiënt, die amper 0.5-1.5° (Newfoundland helling) en 0.6-2.3° (Noorse rand) bedragen, terwijl de Trinity Peninsula rand een maximale gradiënt van 12° heeft. Tabel 6.2 toont het verschil in dikte tussen deze twee settings.

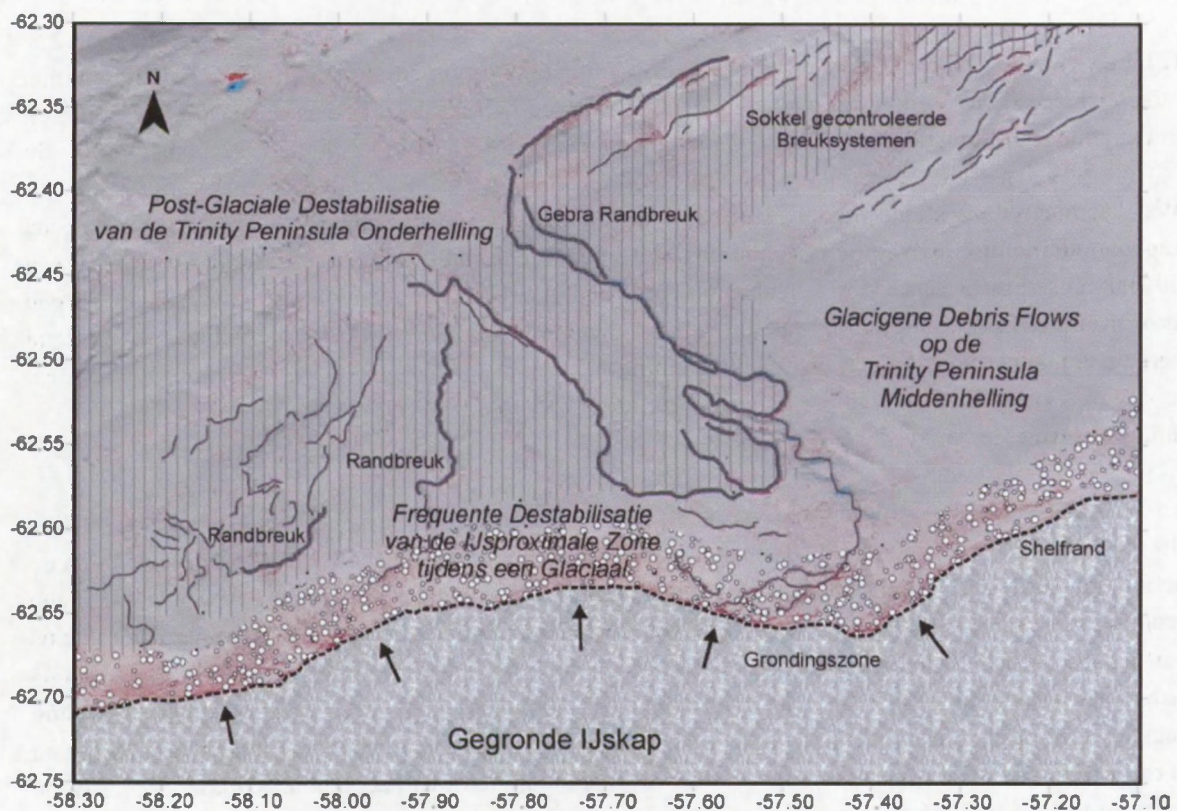
#### ♦ SLUMPS

Lager op de helling komen een aantal 'slumps' voor. Op airgun profiel MAGIA-99 lijn 41 is een eerste kleine 'slump' gesitueerd op de bovenhelling met een gradiënt van 12° op een waterdiepte van 950 m, terwijl een tweede 'slump' op een waterdiepte van 1275-1425 m ligt (Figuur 6.9). De eerste heeft een dikte van 40 ms TWT en een lengte van 2 km, terwijl de tweede door de kleinere gradiënt (4°) een grotere dimensie heeft, van 110 ms TWT dikte en 6 km lengte. Op de middenhelling op een afstand van 6-8 km van de ijsgrondingszone is volgens Figuur 6.3 de accumulatiesnelheid van glaciale till reeds veel lager dan aan de grondingszone zelf. Hierdoor wordt de ontwikkeling van een overdruksituatie minder evident met minder frequente parallele afglijdingen tot gevolg. De veelvuldige afglijdingen op de bovenhelling (in het meest extreme geval om de 250 jaar 9 m sediment) resedimenteren echter ten dele op de middenhelling, waardoor alsnog een relatief hoge sedimentaanvoer geleverd wordt. Deze is echter minder continu in de tijd, en is geconcentreerd rond de plotse bedekking door enkele meter extra sedimentlading. Zoals zichtbaar op airgun seismisch profiel MAGIA-99 lijn 41 leidt dit tot de ontwikkeling van een 'slump' in een meer geaccidenteerd terrein met een minder vlakke topografie en (sub)vertikale randbreuken (Figuur 6.9).

#### ♦ SUBPARALLELE AFGLIJDINGEN

Op de onderhelling tenslotte, op een diepte van 1500-1950 m snijden zich diverse goed te vervolgen randbreuken in de distale uiteinden van de glaciale hellingseenheden met een spronghoogte van 90-130 m (Figuur 6.1). Deze getuigen van een grootschalige ineenstorting van de onderhelling van de Trinity Peninsula rand. Een eerste set definieert de Gebra depressie met een lengte van 30 km en een

breedte van 5-12 km, waarbij een volume van 20 km<sup>3</sup> sediment gemobiliseerd wordt [Imbo *et al.*, 2003] (Hoofdstuk 4). Ten westen van de Gebra depressie zijn nog twee bijkomende randbreuken te vervolgen die de westelijke Trinity Peninsula onderhelling aantasten (Hoofdstuk 5). Op basis van seismisch-stratigrafisch werk worden deze afglijdingen beide gedateerd op het einde van de laatste glaciatieperiode in het Bransfield Bekken. Deze grootschalige, meer plotse instortingen ontstaan na de continue afzetting van de glaciogene 'debris flows' op de bovenhelling in het laatste glaciaal zelf. Ten oosten van de Gebra afglijding komen meerdere randbreuken voor in een complexe configuratie op een waterdiepte van 1200 m tot 1650 m en vormen aldus de overgang naar het centrale King George Bekken. Hun geneseproces schijnt echter tektonisch gestuurd door de aanwezigheid van diepe breuken in de sedimentaire sokkel (Hoofdstuk 5).



*Figuur 6.11: Zoning van de dominante hellingsprocessen op de Trinity Peninsula helling. Op de steile bovenhelling worden frequente glaciogene 'debris flows' gegenereerd tijdens een glaciaal maximum, wanneer de ijskap gegronde is tot de Trinity Peninsula shelfrand en voor hoge sedimentaccumulatiesnelheden zorgt. Op de zacht-hellende onderhelling hebben verschillende grootschalige afglijdingen de Trinity Peninsula rand aangetast tijdens het huidige interglaciaal. Deze onderhelling heeft nooit een grote sedimentaanvoer gekend.*

Het hier gepresenteerde hellingsstabiliteitsmodel schetst de tendens van gradueel dikker wordende afglijdingen naarmate de helling zachter wordt (Figuur 6.11). Op het eerste zicht is dit verenigbaar met een 175 m dikke Gebra afglijding op de zachte onderhelling waar de gradiënt nog slechts 0.5° bedraagt. Echter, gezien de lage sedimentatiesnelheden op ~10 km van de ijsgrondingszone, is de opbouw van een overdruk die moet leiden tot destabilisatie niet realistisch, onder meer door consolidatie van het sediment. Het gebruikte model levert op basis van de sedimentaccumulatiesnelheid aldus geen verklaring voor de generatie van een dergelijke grootschalige



afglijding. Ook de (sub)vertikale randbreuken met een gemiddelde gradiënt tot  $17^\circ$  zijn niet consistent met het model, waar afglijdingen beschreven worden met het afglijdingsvlak parallel aan het zeebodemoppervlak. Een ander mechanisme ter destabilisatie moet aangewend worden.

(1) In eerste instantie heeft de extra statische lading van een gegronde ijsskap zijn rechtstreeks effect op de stabiliteit van de onderhelling [Mulder en Moran, 1995]. Significante bijkomende destabilisatie gebeurt door het verschil in dissipatiesnelheid van de poriëndruk in het sediment enerzijds en de snelheid van afsmelten van een gegronde ijsskap op de Trinity Peninsula shelf anderzijds. De snelheid van poriëndrukdissipatie in fijnkorrelige sedimenten is in de orde van  $\sim 0.1 \text{ kPa a}^{-1}$ , terwijl de aangroei en de afname van een gegronde ijsskap voor een drukverschil zorgt van  $\sim 10 \text{ kPa a}^{-1}$  [Mulder en Moran, 1995]. Dit is een verschil van twee grootte-orden, wat leidt tot een overdruksituatie in de sedimentkolom.

(2) Een tweede, bijkomende destabilisatie ligt mogelijk vervalpt in de seismische activiteit in het Bransfield Bekken. Vooral het cyclisch belasten van een helling door herhaalde seismische activiteit verlaagt de stabiliteitsfactor dramatisch [Jibson en Keefer, 1993].

Wat het hier voorgestelde model echter wel verklaart, is de positie van de Gebra afglijding op de zachte onderhelling. Een steile bovenhelling met frequente destabilisatieprocessen laat niet toe dat een dik pakket sediment van 175 m kan accumuleren (Figuur 6.11). De opeenvolgende afglijdingen zorgen voor massatransport naar de onderhelling en het diepere bekken, terwijl de achtergebleven restfractie verdere consolidatie ondergaat op de bovenhelling.

## 6.5 Conclusies

1. De gepresenteerde stabiliteitsanalyse geeft een verklaring voor de genese van glaciogene 'debris flows' op de bovenhelling van de Trinity Peninsula rand net onder de sheltrand. Destabilisatie van de helling gebeurt door het ontstaan van een overdruk in de sedimentaire kolom ten gevolge van de hoge sedimentaanvoer ( $0.1\text{-}0.05 \text{ m a}^{-1}$ ) ter hoogte van de paleo-grondingslijn van een ijsskap die zich tijdens het laatste glaciaal situeerde nabij de sheltrand. In functie van de hellingsgradiënt ( $10\text{-}15^\circ$ ) en de sedimentatiesnelheid ( $0.1\text{-}0.05 \text{ m a}^{-1}$ ) wordt iedere 250 tot 5000 jaar een 6-50 m dikke afglijding gegenereerd. Dit zijn echter limietwaarden. Het residuele sediment consolideert op de bovenhelling en vormt een nieuw basisoppervlak voor verdere sedimentatie. Sediment accumuleert totdat ergens in de sedimentaire kolom een nieuw lokaal afglijdingsoppervlak ontstaat door de opgebouwde overdruk in de sedimentporiën met een nieuwe destabilisatie tot gevolg. Dit proces van opeenvolgende, kleinschalige afglijdingen waar het afglijdingsvlak steeds parallel georiënteerd is aan het zeebodemoppervlak verklaart de vlakke, steile topografie van de bovenhelling. Deze afglijdingen genereren glaciogene 'debris flows' die accumuleren op de onder- en middenhelling van de Trinity Peninsula rand. Deze hebben een maximale dikte van 20 ms TWT en een 'run out' afstand in de orde van enkele km. Dergelijke glaciogene 'debris flows' vormen een essentieel proces in de opbouw van een glaciële rand tijdens een glaciaal maximum.

2. De stabiliteitsanalyse verklaart echter NIET het grootschalig ineenstorten van de onderhelling van de Trinity Peninsula rand: de afstand tot de grondingslijn is zodanig groot, en de sedimentatiesnelheden zodanig laag dat tot destabilisatie leidende overdrukken niet kunnen ontstaan. De Gebra afglijding en de westelijke afglijdingen op de onderhelling moeten bijgevolg het resultaat zijn van een bijkomend, extern triggermechanisme. Het externe triggermechanisme kan mogelijk gevonden worden in allerhande processen die verband houden met een gegronde ijsskap en diens

geassocieerde glacio-mariene sedimentatie-omgeving. Extra lading door een gekoppelde ijsmassa zorgt voor een overconsolidatie van de sedimentaire kolom. Na de ladingstoename/afname van een aangroeiende/afsmeltende ijskap gebeurt de poriëndrukaanpassing slechts met enige vertraging. Dit wordt nader besproken in Hoofdstuk 8. De hoge seismische activiteit in het Bransfield Bekken vormt een ander potentieel triggermechanisme. Dit wordt besproken in Hoofdstuk 7. Het model verklaart WEL waarom een dikke afglijding op de Trinity Peninsula rand niet kan plaatsvinden op de bovenhelling van de Trinity Peninsula rand. Veelvuldige afglijdingen en consolidatie van het residuele sediment verhinderen de accumulatie van een dik sedimentpakket en een geassocieerde grootschalige ineenstorting van deze sedimentlaag op de bovenhelling. Op de onderhelling blijft een dergelijk dik pakket sediment wel stabiel zonder externe triggering.



## **HOOFDSTUK 7: EEN MOGELIJKE SEISMISCHE TRIGGERING VOOR DE DESTABILISATIE VAN DE TRINITY PENINSULA RAND, BRANSFIELD BEKKEN**

### **7.1 Inleiding**

#### **7.2 (Platen)Tektonische context van het Bransfield Bekken**

#### **7.3 Seismiciteit in het Bransfield Bekken**

#### **7.4 Gevolgde strategie bij het uitvoeren van een dynamische (seismische) stabiliteitsanalyse: de Newmark analyse**

##### 7.4.1 De kritische acceleratie

##### 7.4.2 Een aardbeving acceleratie-tijdsdiagram en locatie van het epicentrum

##### 7.4.3 De Newmark verplaatsing

#### **7.5 Discussie**

#### **7.6 Conclusies**

### **7.1 Inleiding**

Aardbevingen worden beschouwd als één van de voornaamste destabiliseringsmechanismen van hellingen in een mariene omgeving [Piper *et al.*, 1999]. Aardbevingen veroorzaken zowel horizontale als verticale grondacceleraties die verantwoordelijk zijn voor een directe lading op de sedimentaire kolom. Aldus werken zij een opbouw van poriëndruk in het sediment in de hand wat leidt tot een algemene verminderde sedimentcoherentie. Het best bekende voorbeeld is misschien het Grand Banks event op de St. Pierre helling op de Scotia rand, die in 1929 een grote turbidietstroom triggerde door een aardbeving met een Richter magnitude van 7.2 [Mulder en Moran, 1995]. Ook verschillende onderwater afglijdingen in de Saguenay Fjord, Canada, worden rechtstreeks in verband gebracht met de Saguenay aardbeving van 1988 [Urgeles *et al.*, 2001; Urgeles *et al.*, 2002]. Ook voor massabewegingen op de hellingen van de Noorse Karmsundet en Skudenesfjorden wordt een triggering door een aardbeving – die verband houdt met de isostatische opheffing van het Fennoscandische Schild na het laatste glaciaal – voorgesteld [Bøe *et al.*, 2000]. Eveneens voor de Andøya afglijding wordt een seismische triggering gesuggereerd [Laberg *et al.*, 2000]. Ook onderzeese hellingsinstabiliteiten in de westelijke Golf van Korinthis [Hasiotis *et al.*, 2002] en de Noordelijke Aegische Trog [Lykousis, 2002], beiden in het oosten van de Middellandse Zee, worden verklaard door seismische activiteit in combinatie met een hoge sedimentaanvoer door de talrijke rivieren, steile hellingen en gas-geladen sedimenten.

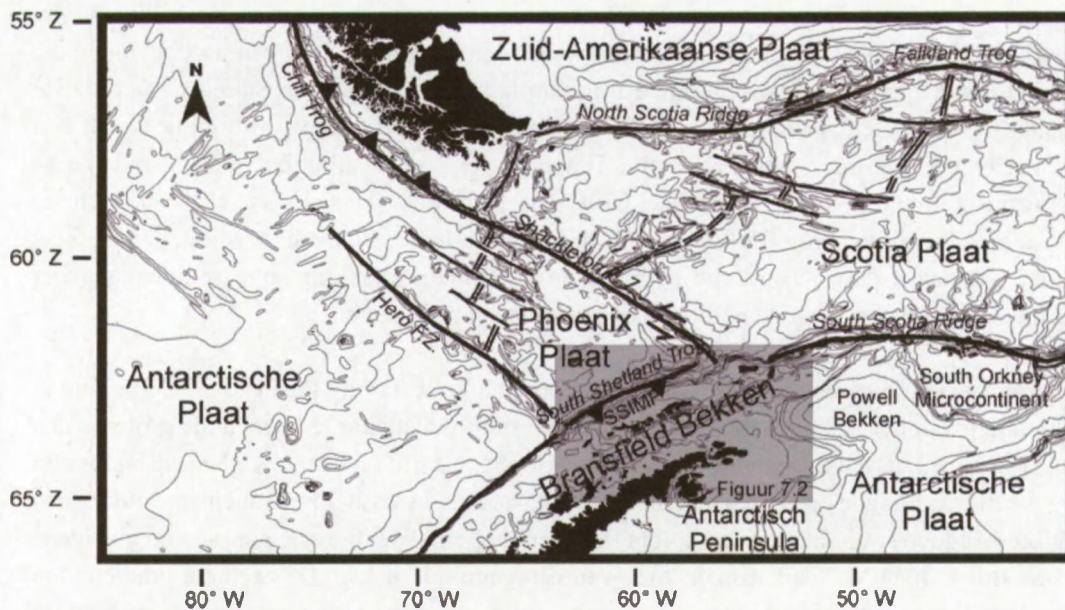
Op basis van een oneindig hellingsstabiliteitsmodel blijkt de Trinity Peninsula onderhelling in het noorden van het Antarctische Schiereiland een stabiliteitsfactor te hebben die groter is dan 1 en dus in een stabiele toestand te verkeren (Hoofdstuk 6). Tijdens een glaciaal maximum zorgt een verhoogde sedimentaanvoer op de steile bovenhelling nochtans voor een stabiliteitsreductie van de sedimentkolom, hetgeen mogelijk leidt tot de genese van glaciogene 'debris flows' nabij de ijsproximale zone van een gegronde ijskap. De zachtere gradiënt van de onderhelling gecombineerd met een kleinere sedimentaanvoer (door een grotere afstand tot de ijsproximale zone) zorgt echter voor een constante accumulatie van een dik pakket sediment zonder destabilisatie op de onderhelling. En toch getuigen de Gebra afglijding en de

westelijke afglijdingen van een grootschalige ineenstorting van de onderhelling van de Trinity Peninsula rand op het einde van het laatste glaciaal (Hoofdstukken 4 en 5).

Daarom zal in dit hoofdstuk geëvalueerd worden of de Gebra afglijding en geassocieerde afglijdingen op de Trinity Peninsula onderhelling mogelijks extern getriggerd werden door een aardbeving. Uit de literatuur blijkt dat het Bransfield Bekken door de directe nabijheid van verschillende plaatranden zich in een seismisch zeer actieve omgeving bevindt. In de volgende paragrafen zal een benadering gevolgd worden, zoals gepresenteerd door Jibson en Keefer [1993], die op basis van een verbeterde Newmark analyse [1965] de mogelijke ontwikkeling van een afglijdingsblok evalueert in seismische versus aseismische omstandigheden. In deze analyse wordt gebruik gemaakt van een algemene vergelijking die de relatie weergeeft tussen de kritische versnelling van een potentieel instabiel sedimentblok op een helling, de grootte van de grondacceleratie en een zogenaamde Newmark verplaatsing. Op dergelijke manier kan een minimale versnelling afgeleid worden die nodig is opdat de effectieve afglijding van het sedimentblok, in dit geval dus op de Trinity Peninsula helling, kan plaatsvinden.

### 7.2 (Platen)Tektonische context van het Bransfield Bekken

De hedendaagse, complexe configuratie van micro-platen rondom het Bransfield Bekken is ontstaan gedurende het Mesozoïcum en het Cenozoïcum wanneer de actieve zeevloerspreidingsassen van de voormalige Phoenix plaat botsten met de Pacifische Rand van de Antarctische Peninsula plaat (Figuur 7.1) [Barker, 1982]. Deze opeenvolgende mid-oceanische rug versus trog collisies variëren in ouderdom van ca. 45-54 Ma BP ten ZW van de Heezen Fracture Zone tot ca. 3.1-5.5 Ma BP nabij de Hero Fracture Zone [Larter en Barker, 1991]. Ten NO van de Hero Fracture Zone stopt de actieve zeevloerspreiding rond 4 Ma BP.



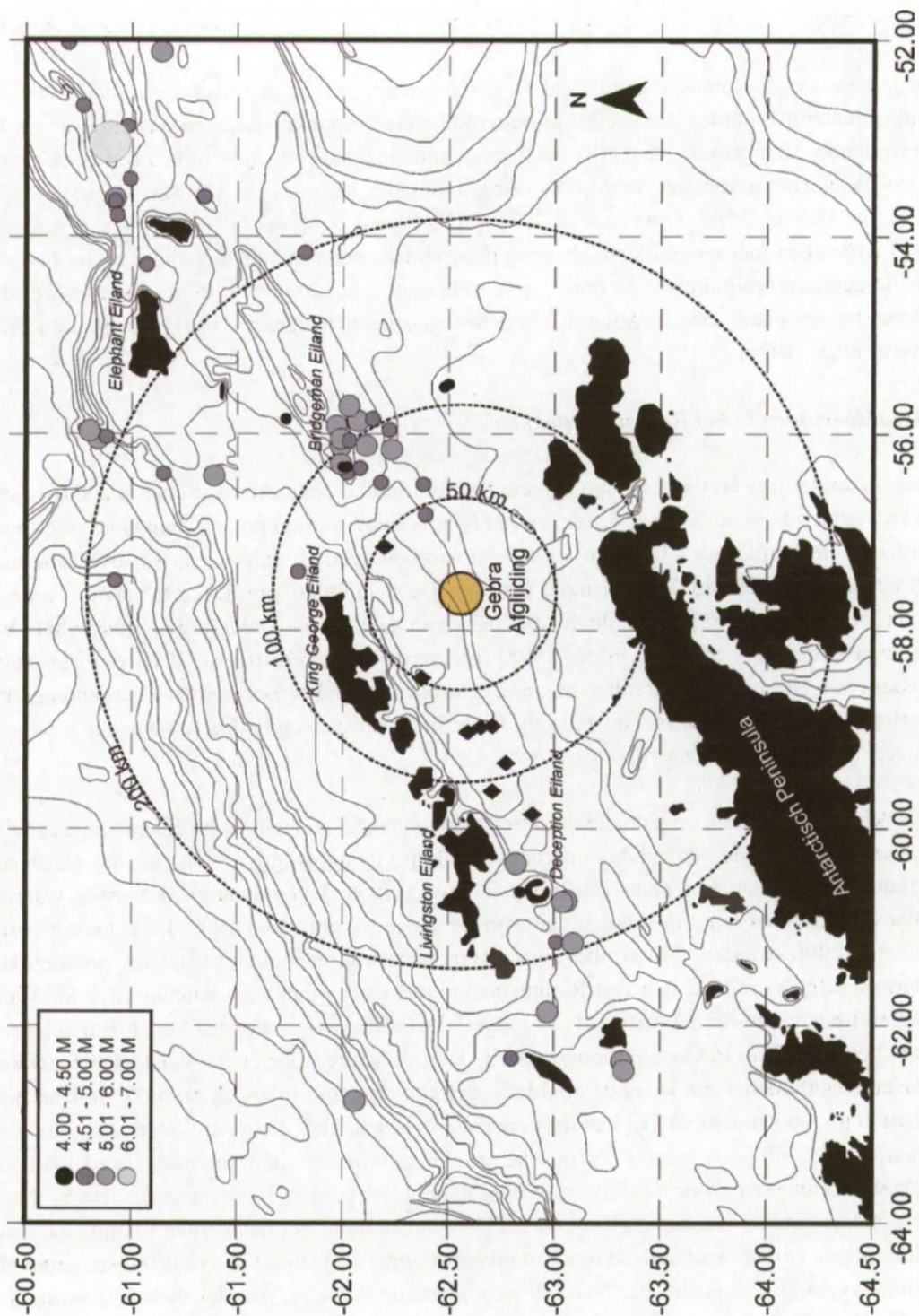
Figuur 7.1: De platen-tektonische context van het Bransfield Bekken [aangepast naar Prieto et al., 1999].

Ter hoogte van het huidige Bransfield Bekken, gelegen achter de vulkanische boog van de South Shetland Eilanden, induceert de onderduikende oceaankorst een extensieregime in de overrijdende Antarctische plaat. Via het zogenaamde mechanisme van 'trench roll-back' leidt dit tot de vorming van het huidige Bransfield Bekken tussen 4 en 1.3 Ma [Barker, 1982; Barker en Dalziel, 1983; Lawver *et al.*, 1995]. Het Bransfield Bekken is hierdoor een jong en actief riftbekken met mogelijk reeds een opstartend proces van zeevloerspreiding ter hoogte van de centrale oplijningen van onderzeese vulkanen [Gracia *et al.*, 1996]. Aldus wordt de Shetland microplaat van de Antarctische Plaat geïsoleerd (Figuur 7.1) [Grad *et al.*, 1992; Lawver *et al.*, 1995].

### **7.3 Aardbevingen in het Bransfield Bekken**

Deze uitzonderlijke tektonische context aan het noordelijke Antarctische Schiereiland uit zich in een verhoogde seismische activiteit. In het King Sejong Station op het King George Eiland werden in de periode van 1990 tot 1996, 600 aardbevingen geregistreerd, wat overeenkomt met een gemiddelde van 100 bevingen per jaar. De magnitude van deze bevingen is echter eerder bescheiden: 65 % van de lokale bevingen heeft een Richter magnitude (M) die begrepen is tussen 3 en 4 [Jin *et al.*, 1998]. De maximaal geregistreerde Richter magnitude bedraagt 5.8. Hoewel zware aardbevingen in een recent verleden niet werden waargenomen in het Bransfield Bekken, vormt dit bekken op de rand van verschillende tektonische blokken een zeer actief seismisch en vulkanisch gebied.

De aardbevingshaarden, opgenomen in deze studie, zijn afgeleid van de NEIC-catalogus zoals gepresenteerd op de volgende internet-site: <http://neic.usgs.gov/>. Dit is de National Earthquake Information Center (NEIC) catalogus van de U.S. Geological Survey waarin aardbevingshaarden zijn opgenomen van over de ganse wereld vanaf 1900. In de periode van 1973 tot 2000 worden 71 aardbevingen gerapporteerd ter hoogte van het noordelijke Antarctische Schiereiland met een Richter magnitude groter dan 1 en gaande tot 7 M. Hun (long, lat)-positie wordt geïllustreerd in Figuur 7.2. Aardbevingen met een  $M > 6$  zijn gelegen buiten het Bransfield Bekken ter hoogte van de Hero Fracture Zone en de Shackleton Fracture Zone en de subductiezone langs de noordelijke South Shetland Eilanden rand. De seismische activiteit in het Bransfield bekken is beperkt tot bescheiden 'back-arc' activiteit. In het Bransfield Bekken is de recente seismische en vulkanische activiteit geconcentreerd rond de onderzeese vulkanen en de centrale spreidingsas van het bekken [Lawver *et al.*, 1995]. Een meervoudige aardbevingshaard (19 bevingen) is gelegen nabij het Bridgeman Eiland, wat een uitdrukking is van het vulkanisme rond dit eiland (Figuur 7.2) [Jin *et al.*, 1998]. Deze haarden schijnen verband te houden met NO-ZW georiënteerde breuken, parallel met de centrale as van het Bransfield Bekken [Klepeis en Lawver, 1996]. Het centrale deel van het Bransfield Bekken tussen het Deception Eiland en het Bridgeman Eiland, waar maximale extensie van het bekken plaatsvond, blijkt helaas aseismisch te zijn [Pelayo en Wiens, 1989]. Verdere epicentra zijn geconcentreerd rond het Deception Eiland en de Shackleton Fracture Zone (Figuur 7.2).



Figuur 7.2: De seismologische kaart van het Bransfield Bekken. De aardbevingshaarden, zoals hier gepresenteerd, zijn afgeleid van de NEIC-catalogus (National Earthquake Information Center), waar 71 aardbevingsepicentra opgenomen zijn, voor de periode van 1973 tot 2000 in een gebied van  $-64.50^{\circ}$  tot  $-60.50^{\circ}$  ZB en van  $-64.00^{\circ}$  tot  $-52.00^{\circ}$  WL. Deze hebben een magnitude tussen 1 en 7 M. Aardbevingen met een  $M < 6$  zijn gelegen buiten het Bransfield Bekken ter hoogte van de Hero Fracture Zone, de Shackleton Fracture Zone en de subductiezone ten noorden van de South Shetland Eilanden rand. De ruitvormige symbolen tonen de positie van de verschillende onderzeese vulkanen die georiënteerd liggen in de centrale as van het Bransfield Bekken.

#### *7.4 Gevolgde strategie bij het uitvoeren van een dynamische (seismische) stabiliteitsanalyse: de Newmark analyse*

Om de mogelijkheid van een externe triggering door seismische activiteit te evalueren wordt hier een procedure gebruikt zoals die is opgesteld door Jibson [1993], Jibson en Keefer [1993] en Jibson en Harp [1996] die gebaseerd is op de methode van Newmark [1965].

In deze methode wordt nagegaan in welke mate een regionale aardbeving met een bepaalde magnitude verantwoordelijk kan zijn voor afglijdingen op een afstand van het epicentrum. M. a. w. deze methode brengt de theoretische geografische distributie van afglijdingen rond een aardbevingshaard in kaart. In deze analyse wordt vooreerst op basis van de aseismische stabiliteitsfactor van de helling en van de geometrie van een rigied-plastisch verondersteld sedimentblok op de helling, een bepaalde kritische acceleratie berekend, waarbij dit blok op de helling een verplaatsing zou ondergaan met potentiële afglijding tot gevolg. Verder wordt de Arias intensiteit van een gekende aardbeving met Richter magnitude  $M$  op een afstand van het epicentrum  $R$  geconfronteerd met de berekende kritische acceleratie. Tenslotte wordt op basis van de kritische acceleratie en de Arias intensiteit een zogenaamde Newmark verplaatsing van het blok berekend die de uiteindelijke mogelijkheid tot afglijding inschat. Deze methode kan toegepast worden op om het even welk rigied-plastisch blok op een helling met een berekende kritische acceleratie en is niet regionaal afhankelijk zodat de regionale seismische hellingsstabiliteit ingeschat kan worden. Deze methode staat in de literatuur bekend als de vereenvoudigde Newmark methode [Jibson, 1993].

Vanzelfsprekend zijn er een aantal beperkingen inherent verbonden aan dit model. Vooreerst behandelt de methode van Newmark een afglijdingsblok als een rigied-plastisch lichaam. Dit betekent dat deze massa geen interne vervorming ondergaat, enkel permanente verplaatsing kent wanneer een externe grondacceleratie een drempelwaarde overschrijdt en plastisch vervormt langsheen het basale afglijdingsoppervlak [Jibson en Keefer, 1993]. De methode van Newmark levert de meest betrouwbare resultaten in translaterale blokafglijdingen – zoals de Gebra afglijding (!) - en rotatieslumps. Verder wordt de statische en dynamische schuifweerstand van het sediment als onveranderd beschouwd. Het effect van dynamische poriëndrukken wordt genegeerd terwijl ook een eventuele hellingopwaartse verplaatsingsweerstand dusdanig hoog ingeschat wordt dat enkel hellingafwaartse verplaatsing in rekening dient te worden gebracht.

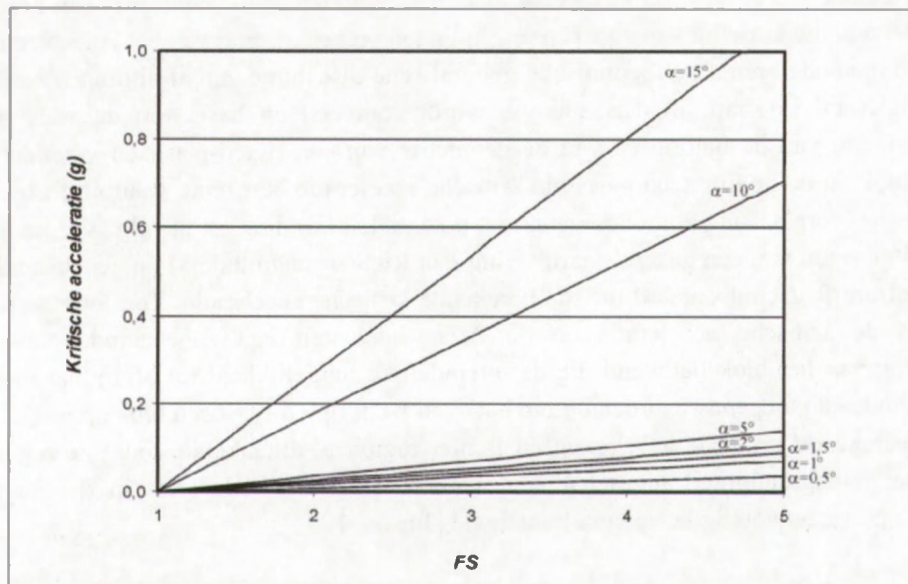
##### 7.4.1 De kritische acceleratie

In de hier gevolgde benadering wordt gebruik gemaakt van het model van Newmark [1965]. Dit model gaat ervan uit dat een afglijding gegenereerd wordt wanneer een bepaalde kritische acceleratie ( $A_c$ ) overschreden wordt. Dit is de acceleratie die nodig is om de wrijvingsresistentie van een hellingsblok te overwinnen en een afglijding te initialiseren. Deze kritische acceleratie wordt gedefinieerd op basis van de geometrie van het afgeleden blok:

$$A_c = (F-1)g \sin \alpha \quad (7.1)$$



Met  $A_c$  de kritische acceleratie, uitgedrukt als een fractie van de aardversnelling  $g$ ;  $F$  de statische stabiliteitsfactor en  $\alpha$  een afschuivingshoek, die in het geval van een parallelle afglijding gelijk is met de hellingshoek van de zeebodem. In het geval van de Gebra afglijding varieert de gradiënt van het afschuivingsoppervlak van  $0.5$  tot  $1.5^\circ$  en is evenwijdig met het zeebodemoppervlak.



Figuur 7.3: De kritische acceleratie (g) in functie van de aseismische stabiliteitsfactor voor verschillende afschuivingshoeken ( $\alpha$ ) in het model van Newmark [1965].

Figuur 7.3 toont de kritische acceleratie in functie van de stabiliteitsfactor voor verschillende afschuivingshoeken. Op het eerste zicht lijkt dit diagram niet logisch in elkaar te zitten, nl.: hoe groter de beschouwde helling en dus de afschuivingshoek is, hoe groter ook de kritische versnelling dient te zijn om de helling te destabiliseren? Men zou net het omgekeerde verwachten: hoe vlakker de helling, hoe minder de impact van een grondacceleratie wordt. Men mag echter ook de coherentie van de helling niet uit het oog verliezen. Een zeer zachte helling met een relatief lage F-waarde duidt immers op een zeer lage coherentie, wat die laag gevoelig maakt voor ook kleine versnellingen.

Om de kritische acceleratie van de Gebra afglijding en geassocieerde afglijdingen op de westelijke Trinity Peninsula helling te kennen, volstaat het de statische stabiliteitsfactor te berekenen en de afschuivingshoek in te vullen. Gezien we echter niet beschikken over geotechnische data kunnen we in feite enkel de afschuivingshoek empirisch bepalen. In het geval van de Trinity Peninsula afglijdingen (een oneindig veronderstelde helling), waar het glijdingsoppervlak evenwijdig loopt met de zeebodem, en die dus parallelle afglijdingen zijn, is de afschuivingshoek makkelijk te bepalen. Deze is immers dezelfde als de hellingsgradiënt van de onderhelling en kan dus rechtstreeks bepaald worden op basis van een bathymetrische coupe. Deze hellingsgradiënt en dus ook de afschuivingshoek ( $\alpha$ ) varieert van  $0.5$ - $1.5^\circ$ . Voor dergelijke zachte hellingen geeft het diagram op Figuur 7.3 zelfs voor een brede waaier van

$F$ -waarden zeer kleine verschillen in  $A_c$ -waarden, wat meteen de onzekerheid omtrent de juiste bepaling van  $F$  wegneemt. Omdat er geen rechtstreekse waarde voor  $F$  berekend kan worden, wordt in deze oefening een hele waaier aan  $F$ -waarden gebruikt, die variëren van 1.5 tot 5. Op die manier worden eventuele fouten in voorgaande stabiliteitsberekening zoveel mogelijk opgevangen. Deze uiterste  $F$ -waarden leiden tot kritische versnellingen, gaande van 0.004 g (voor  $\alpha=0.5$  en  $F=1.5$ ) tot 0.105 g (voor  $\alpha=1.5$  en  $F=5$ ). Deze waarden worden in de verdere paragrafen gebruikt als limietwaarden voor de kritische acceleratie.

#### 7.4.2 Een aardbeving acceleratie-tijdsdiagram en locatie van het epicentrum

In een tweede stap wordt de grootte van de residuele grondacceleratie ingeschat van een aardbeving, waarvan het epicentrum op een bepaalde afstand ligt van de Gebra afglijdingszone. Dit kan op verschillende manieren berekend worden. Een relatie tussen de aardbevingsmagnitude en de residuele grondacceleratie op een afstand  $R$  van het epicentrum, wordt gegeven door de betrekking van Wilson en Keefer [1985]:

$$\log I_a = M - 2 \log R - 4.1 \quad (7.2)$$

Hierin is  $I_a$  de zogenaamde Arias intensiteit, een versnelling uitgedrukt in  $\text{m s}^{-1}$ ;  $M$  de moment magnitude en  $R$  de afstand tot het epicentrum in km. Deze Arias intensiteit vormt wiskundig gezien de integraal over de tijd van het kwadraat van de versnelling. De bekomen waarde verschaft informatie omtrent de gecumuleerde grondacceleratie doorheen de tijd tijdens een aardbeving. Op deze manier biedt zij een betere kwantitatieve benadering van de acceleratiegeschiedenis dan de zogenaamde 'peak ground acceleration' (PGA). Deze PGA-waarde is de maximale horizontale versnelling en dusdanig representatief voor slechts één punt in het acceleratie-tijdsdiagram van een aardbeving. De Arias intensiteit blijkt vrij goed te correleren met de geografische distributie van afglijdingen in een seismisch actieve zone [Harp en Wilson, 1989]. Ze wordt als volgt gedefinieerd:

$$I_a = \pi / 2g \int [a(t)]^2 dt \quad (7.3)$$

Waar  $I_a$  de Arias intensiteit is, uitgedrukt in  $\text{m s}^{-1}$ ; en  $a(t)$  de grondacceleratie is in functie van de tijd. Met behulp van de Arias intensiteit en de tijdsduur van een aardbeving is het tevens mogelijk de maximale grondacceleratie (PGA) van de aardbeving in te schatten. Wilson [1988] ontwikkelde een empirisch afgeleide vergelijking op basis van 43 aardbevingshaarden.

$$I_a = 0.9T\hat{a}^2 \quad (7.4)$$

Waar  $I_a$  opnieuw uitgedrukt wordt in  $\text{m s}^{-1}$ ;  $\hat{a}$  de PGA voorstelt als een fractie van  $g$ ; en  $T$  de tijdsduur in s voorstelt, zoals gedefinieerd door Dobry *et al.* [1978]. Deze Dobry tijdsduur is gelijk aan de tijd die overeenkomt om 90 % van de Arias intensiteit op te bouwen. Dobry *et al.* [1978] stellen een empirische relatie voor tussen de tijdsduur van een aardbeving en zijn magnitude:

$$\log T = 0.432M - 1.83 \quad (7.5)$$

Waar  $T$  de Dobry tijdsduur voorstelt uitgedrukt in s; en  $M$  de magnitude van de aardbeving is.

In de NEIC-catalogus werden in de periode van 1973 tot 2000, 71 aardbevingen opgenomen in en rond het centrale Bransfield Bekken. Voor elk van deze bevingen werd een Arias intensiteit berekend in functie van de afstand tot de Gebra afglijdingszone. Voor de 10 hoogste waarden - dit zijn de aardbevingen die theoretisch de meeste impact zouden hebben - werd naast de Arias intensiteit tevens de tijdsduur en de PGA berekend. Deze resultaten zijn weergegeven in Tabel 7.1.

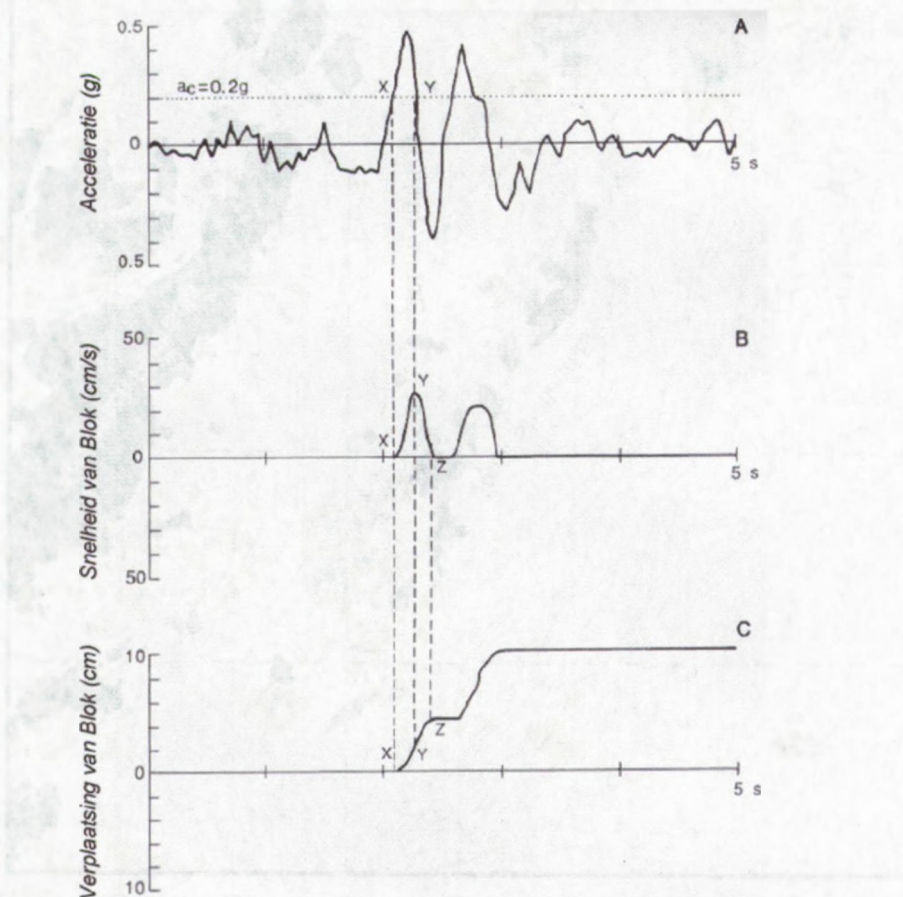
JAAR	LONG	LAT	MAGNITUDE	STRAAL (km)	$I_a$ (m/s)	TIJDSDUUR (s)	PGA (g)	$D_n$ (cm)
1983	-53,02	-60,89	7	303	0,0087	15,6	0,025	0,023
1975	-56,83	-62,39	4,8	44	0,0026	1,8	0,041	0,003
1980	-56,43	-61,39	5,8	144	0,0024	4,7	0,024	0,004
1975	-56,31	-61,99	5,4	92	0,0023	3,2	0,029	0,003
1993	-56,38	-60,55	6,2	233	0,0023	7,1	0,019	0,004
1975	-56,16	-62,23	5,3	83	0,0023	2,9	0,030	0,003
1981	-55,43	-61,09	6	199	0,0020	5,8	0,020	0,003
1975	-56,05	-61,99	5,4	102	0,0019	3,2	0,026	0,003
1994	-56,12	-62,11	5,3	92	0,0019	2,9	0,027	0,002
1975	-56,52	-62,38	4,8	59	0,0014	1,8	0,030	0,002

Tabel 7.1: De (long, lat)-positie en de Richter magnitude van de 10 meest significante aardbevingshaarden in de buurt van het Bransfield Bekken zoals gegeven in de NEIC-catalogus. De berekende  $D_N$ -waarden zijn te klein opdat destabilisatie van de Trinity Peninsula onderhelling ter hoogte van de Gebra afglijding zou kunnen gebeuren.

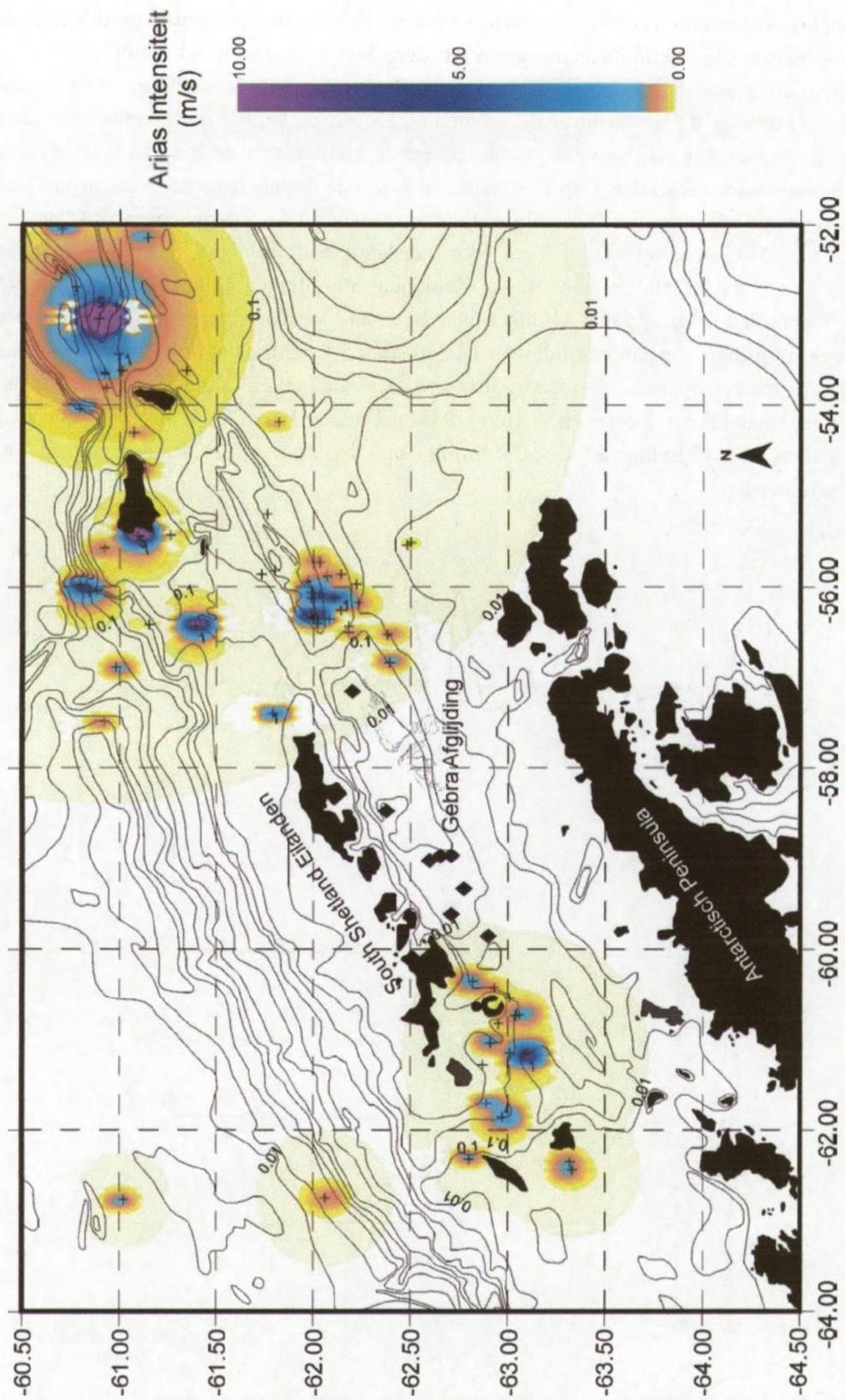
#### 7.4.3 De Newmark verplaatsing

Op basis van de kritische acceleratie zoals berekend in punt 1 en met behulp van de Arias intensiteit zoals afgeleid in punt 2, kan een zogenaamde Newmark verplaatsing ( $D_N$ ) berekend worden. Deze Newmark verplaatsing stelt fysisch de effectieve verplaatsing voor na een aardbeving van het beschouwde potentieel instabiele blok op de helling en is aldus uitgedrukt in cm. Een Newmark verplaatsing accumuleert telkens wanneer de kritische acceleratie in dit blok overschreden wordt. Hierbij wordt de resistiviteitskracht van het blok overwonnen wat leidt tot een effectieve verplaatsing. Fricie en een grondacceleratie in de omgekeerde richting doen het blok uiteindelijk weer stilvallen. Zowel een hellingafwaartse als hellingopwaartse

verplaatsing kunnen in rekening worden gebracht. Echter, in de meeste gevallen is de hellingopwaartse resistentie dusdanig groot dat deze factor verwaarloosd wordt. Figuur 7.4 toont het acceleratie-tijdsdiagram van een bepaalde synthetische aardbeving. De kritische acceleratie bedraagt 0.2 g. Wanneer de versnelling kleiner is dan 0.2 g accumuleert er geen Newmark verplaatsing. Bij grotere grondacceleraties accumuleert de Newmark acceleratie totdat de Newmark verplaatsing op zijn beurt een bepaalde drempelwaarde overschrijdt. Dan treedt effectieve afglijding van het sedimentblok op (Figuur 7.4). Kritische waarden voor  $D_N$  variëren van 2 cm voor rotsval tot 5 cm voor translaterale afglijdingen, blokafglijdingen en 'slumps', en zelfs tot 10 cm voor diepe rotationele afglijdingen [Mankelov en Murphy, 1998]. Wieczorek *et al.* [1985] gebruiken een Newmark verplaatsing van 10 cm voor een effectieve afglijding van landafglijdingen in San Mateo County, Californië. Urgeles *et al.* [2002] schatten een typische drempelwaarde voor afglijdingen en 'slumps' in de Saguenay fjord op maximaal 5 cm. Keefer en Wilson [1989] gebruiken 10 cm als kritische verplaatsing voor coherente afglijdingen in Californië op basis van veldwaarnemingen en laboratoriumtesten.



Figuur 7.4: Voorstelling van de Newmark-verplaatsing [naar Wilson en Keefer, 1983]. A. Een acceleratie-tijdsdiagram van een aardbeving waar de kritische acceleratie aangeduid is door middel van een gestippelde lijn. B. Snelheid van het potentieel instabiele blok versus de tijd. C. De Newmark verplaatsing van het potentieel instabiele blok versus de tijd.



Figuur 7.5: De maximale Arias intensiteit voor discrete (long/lat)-intervallen in een gebied van  $-64^{\circ}$  tot  $-52^{\circ}$  WL en  $-60.50^{\circ}$  tot  $-64.50^{\circ}$  ZB in en rond het Bransfield Bekken in de periode 1973-2000. De positie en magnitude van de verschillende aardbevingshaarden zijn afkomstig van de NEIC-catalogus.

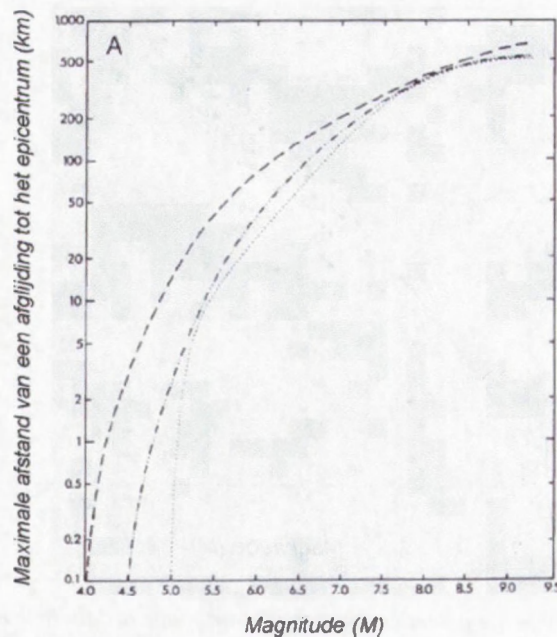
Een empirische relatie tussen de Newmark verplaatsing, kritische acceleratie en Arias intensiteit wordt gegeven door Jibson en Keefer [1993]:

$$\log D_N = 1.460 \log I_a - 6.642 a_c + 1.546 \quad (7.6)$$

Waar  $D_N$  de kritische Newmark verplaatsing is, uitgedrukt in cm;  $I_a$  de Arias intensiteit is, uitgedrukt in  $\text{m s}^{-1}$ ; en  $a_c$  de kritische acceleratie van het beschouwde blok is, in dit geval de Gebra afglijding.

### 7.5 Discussie

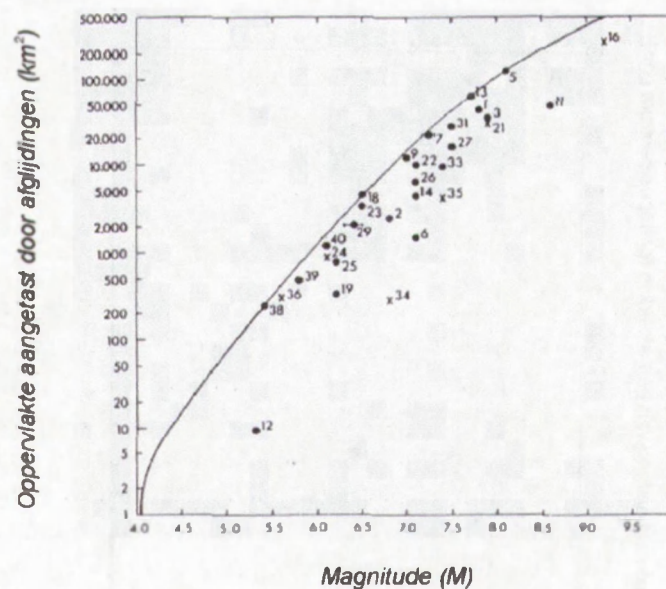
1. Figuur 7.5 toont maximale waarden voor de Arias intensiteit voor discrete (long/lat)-intervallen in een gebied van  $-64^\circ$  tot  $-52^\circ$  WL en  $-60.50^\circ$  tot  $-64.50^\circ$  ZB in en rond het Bransfield Bekken tijdens de periode 1973-2000. De locatie en magnitude van de verschillende epicentra zijn afkomstig uit de NEIC-catalogus. Voor het Gebra afglijdingsgebied bedraagt de bekomen maximale Arias intensiteit minder dan 0.01 g, wat overeenstemt met de lage seismische activiteit die het Centrale Bransfield Bekken kenmerkt tussen het Deception Eiland en het Bridgeman Eiland [Jin *et al.*, 1998].



Figuur 7.6: De maximale afstand van een aardbevingshaard met een Richter magnitude ( $M$ ) tot de locatie van een instabiliteit uitgedrukt in km [naar Jibson, 1996].

In Tabel 7.1 zijn voor de tien meest significante aardbevingen respectievelijk de Arias intensiteit, de tijdsduur van de aardbeving, de 'Peak Ground Acceleration' en de overeenkomstige Newmark verplaatsing gepresenteerd. De afstand tot de Gebra afglijding wordt berekend met als centrum voor de Gebra afglijdingszone  $-57.57^\circ$  WL en  $-62.57^\circ$  ZB. Deze tien relatief zwaarste aardbevingen veroorzaken ter hoogte van de Gebra afglijdingszone

slechts Newmark verplaatsingen die kleiner blijven dan 0.05 cm, hetgeen dus eigenlijk te verwaarlozen is. Algemeen wordt aangenomen dat effectieve afglijding pas plaatsvindt bij een Newmark verplaatsing in de orde van 5-10 cm [Wieczorek *et al.*, 1985; Jibson en Keefer, 1993]. Dit is een verschil van 2 grootte-orden! Op basis van dit verschil is het gerechtvaardigd te stellen dat sinds 1973 geen enkele van de gerapporteerde aardbevingen een combinatie van magnitude en locatie bezit die ook maar in de buurt komt om de Gebra afglijding en/of zijn geassocieerde afglijdingen op de Trinity Peninsula onderhelling te triggeren. Dit wordt bevestigd door Figuur 7.6 waar de aardbevingsmagnitude in verband wordt gebracht met een overeenkomstige maximale afstand tussen het epicentrum en een afglijding [Keefer, 1984]. Een magnitude van 5 kan afglijdingen triggeren op een afstand van maximaal 3-15 km. Een magnitude van 6 - die in de periode van 1973 tot 2000 niet werd opgetekend in het Centrale Bransfield Bekken - kan reeds afglijdingen triggeren op een afstand van 40-80 km. De minimale aardbevingsmagnitude die een afglijding kan veroorzaken heeft een Richter magnitude van 4 [Keefer, 1984]. Ook Figuur 7.7 is in overeenstemming met de resultaten bekomen door de Newmark analyse. De recente seismische activiteit in het Bransfield Bekken blijkt te zwak om de triggering van de Gebra afglijding te kunnen veroorzaken. *Welke maximale Richter magnitude kan evenwel voor het Bransfield Bekken tijdens het Laat-Pleistoceen en Holoceen vooropgesteld worden?*



*Figuur 7.7: De landoppervlakte die potentieel aangetast wordt door instabiliteiten ten gevolge van een seismische triggering in functie van een aardbevingshaard met een Richter magnitude ( $M$ ). De volle lijn stemt overeen met een bovenlimiet [naar Keefer, 1984].*

2. Met behulp van vergelijking (7.6) is het mogelijk een minimale Arias intensiteit te berekenen die vereist is om de Gebra afglijding potentieel te kunnen triggeren (Tabel 7.2). Deze vergelijking laat toe in functie van een gekende Newmark verplaatsing en een afgeleide kritische acceleratie een Arias intensiteit te berekenen die dan gebruik makend van vergelijking (7.4) toelaat een minimale magnitude af te leiden in functie van een afstand tot de afglijding. Daar geen consensus bestaat over de grootte van de Newmark verplaatsing

nodig om een afglijding te laten plaatsvinden, laten we deze waarde variëren van 2, 5 tot 10 cm (zie hierboven). Deze twee laatste waarden zouden een realistische schatting geven voor de Gebra afglijding, nl. een hellingsparallele onderzeese afglijding [Wieczorek *et al.*, 1985; Wilson en Keefer, 1985; Urgeles *et al.*, 2002]. De kritische acceleratie laten we variëren van 0.004 tot 0.105 g, wat overeenkomt met een helling van 0.5° en een  $F$  gelijk aan 1.5 en een helling van 1.5° en een  $F$  gelijk aan 5 respectievelijk (Tabel 7.2). Aldus bekomen we, gebruik makend van formule (7.6), onderlimietwaarden voor  $I_a$  van 0.27 m s<sup>-1</sup> en 1.27 m s<sup>-1</sup>. Figuur 7.8 vertaalt deze waarden naar een overeenkomstige Richter magnitude in functie van de afstand tussen het epicentrum en de afglijding. De zone die door deze onderlimietwaarden omlijnd wordt, is weergegeven op het diagram met een diagonale arcering. Een onderwaarde voor de Arias intensiteit stemt overeen met een epicentrum van een aardbeving met een magnitude gelijk aan 6.5 op een afstand van 30 km van de Gebra depressie of met een aardbeving met een magnitude gelijk aan 5.5 op een afstand van 10 km van de Gebra afglijdingszone.

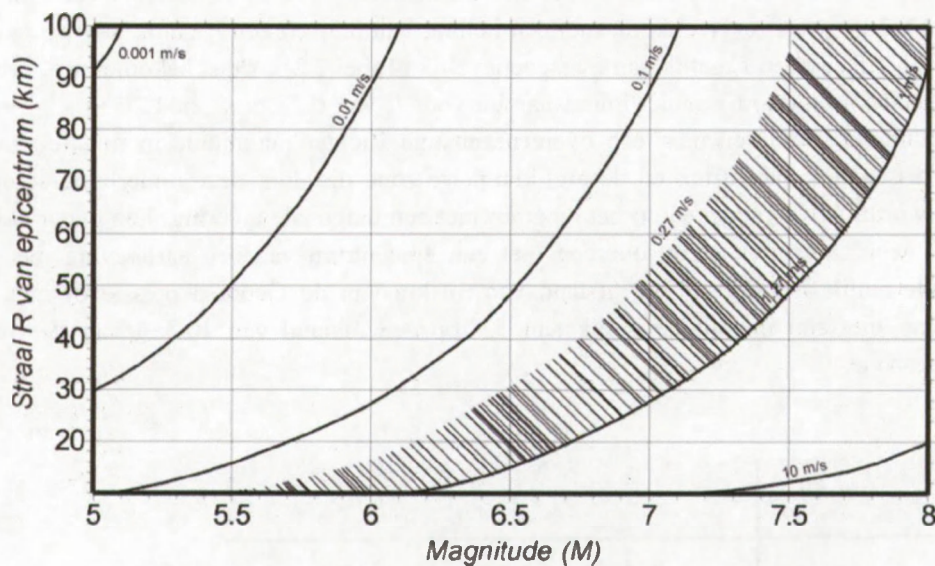
$D_n$ (cm)	$a_c$ (g)	0.004	0.105
2		0.15 m/s	0.42 m/s
5		0.27 m/s	0.79 m/s
10		0.44 m/s	1.27 m/s

Tabel 7.2: Berekening van de acceleratie (m/s) bij een gegeven kritische acceleratie van een potentieel instabiel blok (g) en een afgeleide Newmark verplaatsing (cm).

Op het eerste gezicht zijn dit waarden die ruim één orde groter zijn dan de aardbevingen die tijdens de periode van 1973 tot 2000 geregistreerd werden. Rekening houdend met een triggering aan het einde van de laatste glaciatieperiode in het Bransfield Bekken, wordt de Gebra afglijding gedateerd tussen 6.5 en 13.5 ka BP. Dit stemt overeen met een periode van minimaal 250 maal groter dan de vrij korte waarnemingsperiode van 1973 tot 2000. In de laatste glaciële cyclus kan een aardbeving met een magnitude van één tot twee orden groter in vergelijking met de waargenomen magnitude van de laatste 30 jaar misschien niet uitgesloten worden, ook omdat de Gebra afglijdingszone op nog geen 30 km verwijderd is van de centrale as van het centrale Bransfield Bekken, waar beginnende zeevloerspreiding gesignaliseerd wordt met intens onderzees vulkanisme [Smellie *et al.*, 1995; Lawver *et al.*, 1995]. Ook het Deception Eiland heeft alleen al gedurende de laatste 100 jaar enkele zware uitbarstingen gekend [Smellie, 1990], waardoor ook intense vulkanische activiteit niet uitgesloten kan worden in het Holoceen. Monstername van de onderzeese vulkanen in het Bransfield Bekken illustreren onverweerde, glazige basalten met een leeftijd van minder dan 300 Ka BP [Fisk, 1990]. Daarnaast zou ook ten gevolge van de post-glaciële isostatische opheffing een verhoogde seismische activiteit kunnen zijn opgetreden aan het einde van de laatste glaciële periode in het centrale Bransfield Bekken. Onderzeese afglijdingen in de Karmsundet en Skudenesfjorden in het zuidwesten van Noorwegen worden waarschijnlijk getriggerd door de reactivatie van een breuksysteem door een dergelijke post-glaciële



regionale isostatische opheffing [Bøe *et al.*, 2000]. Deze elementen samen sluiten een belangrijke aardbeving in een verder verleden in het Bransfield Bekken niet uit.



Figuur 7.8: De berekende acceleratie (m/s) in functie van de afstand tot het epicentrum (km) en de Richter aardbevingsmagnitude (M). Het gearceerde domein stelt de onderlimietwaarden voor opdat de Gebra afglijding een seismische triggering zou kunnen hebben gehad.

3. Eén van de elementaire tekortkomingen van de hier gevolgde procedure is dat de verschillende aardbevingen als individuele gebeurtenissen benaderd worden. Een cyclische seismische lading, veroorzaakt door een reeks kort in de tijd op elkaar volgende aardbevingen, wordt hier niet in rekening gebracht alhoewel dit een belangrijke vermindering van de hellingsstabiliteit kan veroorzaken door dynamische poriëndrukken. (1) Omdat de tijdsduur van een aardbeving vrij kort is zal een potentiële afglijding plaatsvinden zonder de migratie van poriënwater. (2) De cyclische lading door een aardbeving zal de poriënwaterdruk vermeerderen wat resulteert in een significante vermindering van de coherentie van het sediment [Lee *et al.*, 1999]. Beide effecten kunnen analytisch geëvalueerd worden na bepalen van de geotechnische parameters van het sediment door middel van een cyclische triaxiaaltest. Het initiële watergehalte van het sediment blijkt een bepalende invloed te hebben op het aantal cycli dat nodig is opdat het sediment zijn coherentie verliest [Lee *et al.*, 1999]. Een hoge frequentie van kleinere aardbevingen kan op deze manier een destructieve invloed hebben op de stabiliteit van de sedimentaire kolom en aldus aanleiding geven tot een grootschalige ineenstorting van de Trinity Peninsula onderhelling. Dit suggereert dat de grootte-orde van een aardbeving tot op zekere hoogte niet de beperkende factor vormt om de Gbra afglijding seismisch te triggeren. Omdat voor deze studie dergelijke geotechnische data niet voorhanden waren, wordt hier ook niet verder ingegaan op dit cyclisch ladingseffect.

### 7.6 Conclusies

De Gbra afglijding en de westelijke afglijdingen op de Trinity Peninsula onderhelling liggen in een seismisch actief gebied in de nabijheid van een plaatrand. Het Bransfield Bekken wordt

aan zijn noordgrens begrensd door een vulkanische boog, gevormd door de South Shetland Eilanden, en heeft intense extensie ondergaan. Dit resulteert in een verhoogde seismische en vulkanische activiteit. Krachtige aardbevingen werden echter in het recente verleden (laatste 30 jaar) niet waargenomen in het bekken zelf, maar deze zijn geconcentreerd rond de Shackleton en Hero Fracture Zones en de subductiezone ten noorden van de South Shetland Eilanden.

De talrijke, hedendaagse aardbevingen in het Bransfield Bekken zijn te zwak en/of te ver verwijderd van de Gebra afglijding opdat een potentiële seismische triggering realistisch kan worden geacht. Dit wordt bevestigd door de literatuur. Deze bevinding wordt bekomen aan de hand van een zogenaamde Newmark analyse waar een kritische acceleratie van de helling, de Arias intensiteit en een Newmark verplaatsing de belangrijke parameters vormen. Verder wordt een minimale Arias intensiteit vooropgesteld opdat seismische triggering WEL zou kunnen gebeuren. Hiervoor dient echter een aardbeving ingeroepen te worden met een magnitude die minstens één orde hoger ligt dan de recent waargenomen aardbevingen. Een dergelijke aardbeving kan tijdens het Laat-Pleistoceen en Holoceen evenwel niet uitgesloten worden, bij een verhoogde seismische activiteit ten gevolge van de post-glaciale isostatische opheffing aan het einde van de laatste glaciatieperiode in het Bransfield Bekken. We achten een seismische triggering van de Gebra afglijding bijgevolg plausibel.

De mogelijkheid van een cyclische seismische lading wordt hier niet besproken omdat de nodige geotechnische data niet voorhanden zijn. Triggering door een cyclische seismische lading is echter niet uit te sluiten wegens de hoge frequentie van aardbevingen in het Bransfield Bekken. Op deze manier zou ook een reeks van minder intense aardbevingen aan de basis kunnen liggen van een significante stabiliteitsvermindering van de onderhelling van de Trinity Peninsula rand.



## **HOOFDSTUK 8: EEN GEGRONDE IJSKAP OP DE TRINITY PENINSULA SHELF: IMPLICATIES VOOR DE TRINITY PENINSULA HELLINGSSTABILITEIT**

### **8.1 Inleiding**

### **8.2 Reconstructie van de paleo-waterdiepte sinds het laatste glaciaal**

#### **8.2.1 Actuele waterdiepte van de shelfrand**

#### **8.2.2 Paleo-waterdiepte van de shelfrand aan het einde van het laatste glaciaal**

### **8.3 Stabiliteitsreductie door een gekoppelde ijskap**

#### **8.3.1 Statisch (ijskap)ladingseffect**

#### **8.3.2 Overconsolidatie en verhoogde poriëndruk**

### **8.4 Conclusies**

### **8.1 Inleiding**

De triggering van de Gebra afglijding en de ermee geassocieerde hellingsinstabiliteiten op de westelijke Trinity Peninsula onderhelling werd reeds geëvalueerd in termen van een verhoogde sedimentaccumulatie op de Trinity Peninsula continentale rand sinds de laatste glaciële uitbreidingsfase in het Bransfield Bekken (Hoofdstuk 6). Nabij de grondingszone van een ijskap komt subglaciaal 'debris' vrij. Dit zorgt lokaal voor een hoge sedimentaanvoer. Een dergelijk sedimentatieregime zorgt ervoor dat tijdens een glaciaal ter hoogte van de steile Trinity Peninsula bovenhelling de opbouw van een overdruksituatie in de sedimentaire kolom kan ontstaan. Effectieve hellingsdestabilisatie vertaalt zich in de ontwikkeling van glaciogene 'debris flows' die met een hoge frequentie sediment mobiliseren naar de midden- en benedenhelling en het diepere bekken [Laberg *et al.*, 2002]. De Gebra afglijding en de westelijke afglijdingen kunnen door hun positie op de zachtere Trinity Peninsula onderhelling buiten het bereik van de hoogste subglaciële sedimentfluxen echter NIET verklaard worden door dit mechanisme.

Als mogelijk alternatief werd ook een seismische triggering van de Trinity Peninsula afglijdingen voorgesteld en geëvalueerd (Hoofdstuk 7). Immers, het Bransfield Bekken is gelegen in een tektonisch actieve regio in de nabijheid van verschillende plaatranden en met actief onderzees vulkanisme in het centrale deel van het bekken [Gràcia *et al.*, 1996; Barker en Austin, 1998; Jin *et al.*, 1998]. Een sequentie van opeengestapelde 'debris flow' afzettingen, geïntercaleerd in de huidige interglaciële sedimentaire bedekking, bevindt zich bovenop de Gebra 'debris flow' afzetting. Deze 'debris flow' sequentie kan mogelijk een uiting zijn van een zekere cycliciteit in de seismische activiteit van het Bransfield Bekken. Deze 'debris flows' worden evenwel gekenmerkt door een graduele schaalverkleining doorheen de tijd. Schijnbaar is het voorkomen van grote gravitationele afglijdingen gestopt doorheen het Holoceen. Hieruit kan geconcludeerd worden dat ook de trigger van deze afglijdingen in magnitude geleidelijk afgenomen is. Dit zou kunnen wijzen op de beëindiging van een tektonische puls, of verband houden met het gradueel instellen van glacio-mariene afzettingsomstandigheden eigen aan het huidige interglaciaal. De literatuur leert alvast dat

klimaatvariatiën in het algemeen vlugger alterneren in vergelijking met tektonische pulsen die een grotere periode kennen [Bradley, 1999].

Op basis van glaciologische modellen dateert men de laatste maximale ijsuitbreiding in het Centrale Bransfield Bekken rond 18 ka BP [Payne *et al.*, 1989]. Tijdens deze glaciatie wordt de volledige Trinity Peninsula shelf door ijs bedekt en situeert de grondingszone zich ter hoogte van de shelfrand [Prieto *et al.*, 1999]. Allerlei uitschuringssporen en andere relicten, zichtbaar op multibeam bathymetrische data, bevestigen het voorkomen van een gegronde ijskap die in contact is met het sediment [Canals *et al.*, 2000; 2002]. Door deze ijskapgronding met de bijkomende lading van honderden meters ijs ondergaat de sedimentaire kolom een verdere consolidatie die in evenwicht is met de verhoogde regionale draagspanning op de Trinity Peninsula shelf- en hellingslagen [Mulder en Moran., 1995]. Bij het terug verdwijnen van deze gegronde ijskap aan het begin van het huidige interglaciaal is het sediment overgeconsolideerd met de vorming van een overdruksituatie. Dit verlaagt de stabiliteit van de sedimentaire kolom. Een dergelijk mechanisme wordt verantwoordelijk geacht voor talrijke afglijdingen langs de Scotia continentale rand met de ontwikkeling van 'debris flows' in het Emerald Bekken [Piper en Sparkes, 1987], de Albatross zone [Berry en Piper, 1993] en nabij de Verrill canyon [Mulder en Moran, 1995].

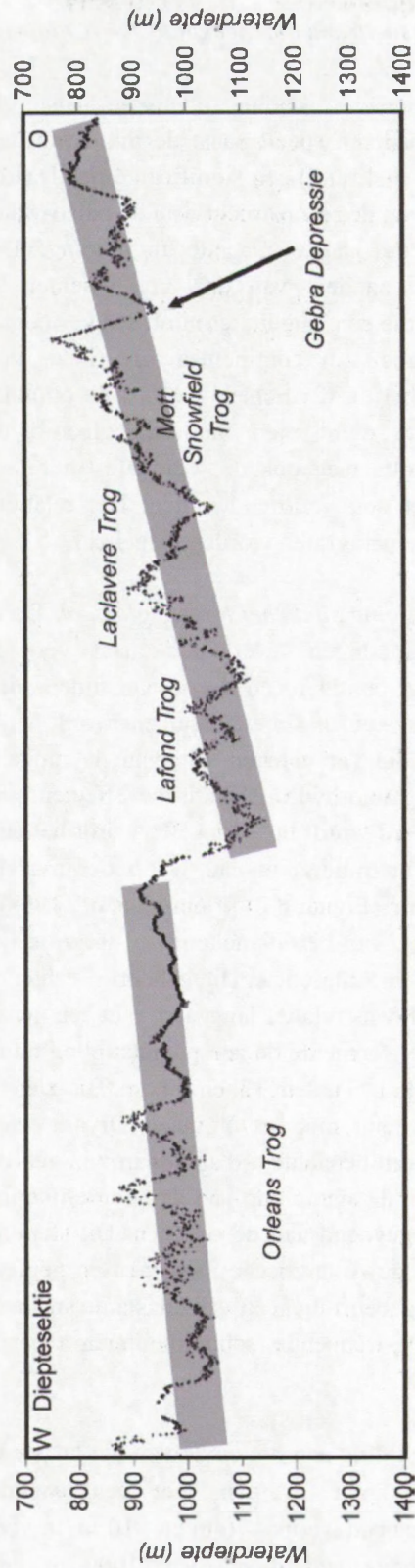
In dit hoofdstuk zal de stabiliteitsverlaging van de Trinity Peninsula hellings sedimenten ten gevolge van de terugtrekking van een gegronde ijskap op de shelf gedurende de laatste glaciële uitbreidingsfase in het Bransfield Bekken, verder geëvalueerd worden.

## **8.2 Reconstructie van de paleo-waterdiepte sinds het laatste glaciaal**

### **8.2.1 Actuele waterdiepte van de shelfrand**

Zoals reeds vermeld in Hoofdstuk 2 bevindt de maximale uitbreiding van een gegronde ijskap zich tijdens het laatste glaciaal nabij de shelfrand van de Trinity Peninsula rand [Banfield en Anderson, 1995; Bentley en Anderson, 1998; Prieto *et al.*, 1999]. Actueel varieert de waterdiepte van deze shelfrand van 950-1050 m ter hoogte van de Orleans Trog in het westen van de Trinity Peninsula rand tot slechts 800-1100 m in het oostelijke deel van de Trinity Peninsula rand ter hoogte van de Gebra depressie (Figuur 8.1). De progressieve uitdieping in ZW-richting weerspiegelt de grotere erosieve kracht van een vermoedelijk dikkere, gegronde ijskap in dat zuidwestelijke verlengde (Hoofdstuk 2). Canals *et al.* [2002] situeren het brongebied van het ijs in het ZW, waarbij het ijs in noordoostelijke richting gedraineerd wordt [Canals *et al.*, 2002]. Als gemiddelde waterdiepte voor de shelfrand van de Trinity Peninsula rand wordt in dit hoofdstuk 1000 m voorgesteld.

Wegens de lagere dichtheid van ijs ( $917 \text{ kg m}^{-3}$ ) ten opzichte van zeewater ( $1030 \text{ kg m}^{-3}$ ) geldt voor deze waterdiepte een minimale ijsdikte van 1123 m opdat de ijskap gegrond zou zijn op de zeebodem. Meer algemeen kan gesteld worden dat de koppeling van een ijskap maar kan plaatsvinden als de ijskapdikte een factor 1.123 bedraagt van de waterdiepte (zie verder punt 8.3.1). Enkel dan oefent de ijsbedekking een extra statische lading uit op de sedimentaire kolom.



Figuur 8.1: Een bathymetrische doorsnede van de Trinity Peninsula shelfrand van west naar oost. De waterdiepte varieert van 800 tot 1100 m. Een progressieve uitdieping naar het westen is verenigbaar met een ijsbrongebied in het zuidwesten en een ijsstroomdrainage in noordoostelijke richting waarbij de omgeving minder streng polair wordt geacht [Canals et al., 2002].

### 8.2.2 Paleo-waterdiepte van de shelfrand aan het einde van het laatste glaciaal

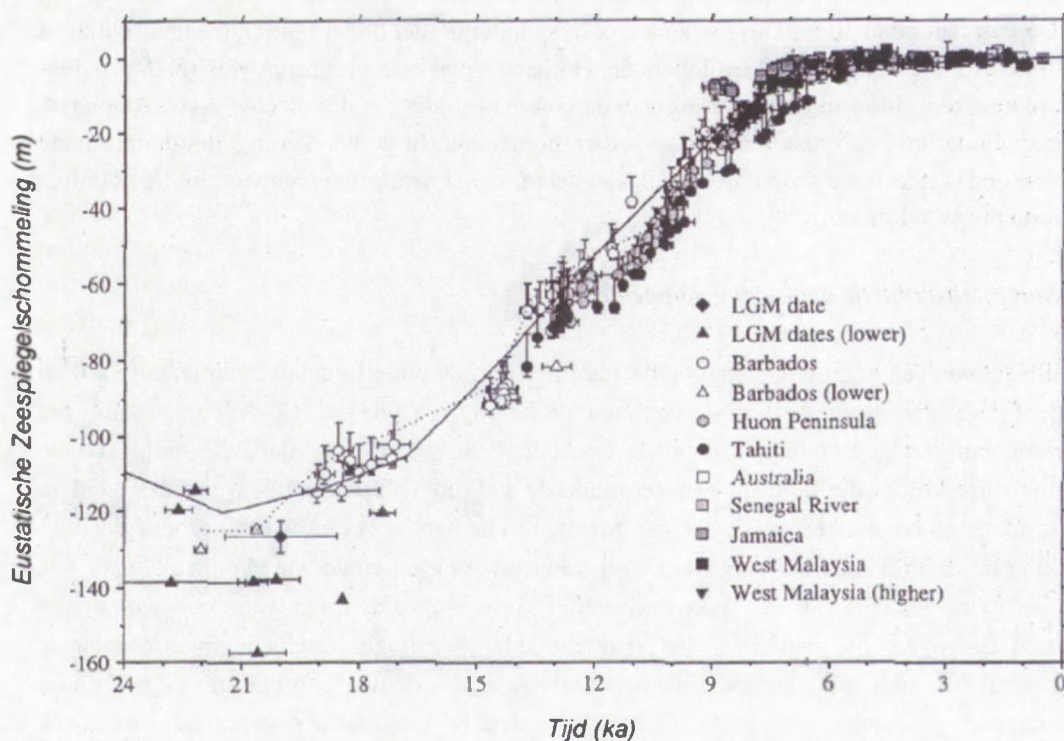
Om de grootte van de extra statische ijslading tijdens de laatste glaciële uitbreiding in het Bransfield Bekken juist te benaderen speelt naast de dikte van de ijskap ook de vroegere waterdiepte (ter hoogte van de shelfrand) een significante rol. Daarom wordt in de volgende paragrafen uitgebreid ingegaan op de reconstructie van de paleo-waterdiepte in het Bransfield Bekken aan het einde van de laatste glaciële uitbreiding. De reconstructie van de zeespiegelstand berust op het aandeel van drie componenten. (1) Allereerst is er de eustatische zeespiegelevolutie, die een langere termijntrend vertoont en verband houdt met de evolutie van het totale volume van continentaal ijs (i. e. in Antarctica, Groenland, Fennoscandië, Laurentia en Siberië). (2) Echter, wegens de onmiddellijke nabijheid van de Westelijke Antarctische Ijskap dient men met een glacio-hydro-isostatische correctie rekening te houden. (3) Tenslotte mag ook de regionale (thermische) subsidentie van het Bransfield Bekken niet uit het oog verloren worden. Het relatieve belang van deze drie componenten zal in de volgende paragrafen worden toegelicht.

(1) *De eustatische zeespiegelstijging sinds het laatste glaciaal.* De eustatische component in de relatieve zeespiegelschommelingen levert een maat voor de hoeveelheid ijs die getransfereerd wordt tussen het continent en de oceaan tijdens de opeenvolgende glaciële cycli [Fleming *et al.*, 1998]. Deze eustatische component wordt het best geschat op basis van data uit equatoriale gebieden die ver gelegen zijn van de mogelijke invloed van (paleo-)ijskappen en waar dus geen glacio-hydro-isostatische effecten spelen. Tijdens het Laatste Glaciaal Maximum, dat gedateerd wordt op 18 ka BP, wordt het eustatisch zeespiegelniveau 125 +/- 5 m lager geschat dan het huidige niveau, wat het equivalent is van een continentaal ijsvolume van  $(4.6-4.9) \times 10^7 \text{ km}^3$  (Figuur 8.2) [Fleming *et al.*, 1998]. Nadien is de eustatische zeespiegel gestegen ten gevolge van het afsmelten van de grote Laat-Pleistocene ijskappen van Noord-Amerika, Eurazië en Antarctica. Dit gebeurde echter niet uniform. Een eerste stijging van ca. 21 tot 17 ka BP was relatief langzaam met een gemiddelde stijging van ca.  $6 \text{ m ka}^{-1}$ . Voor de volgende 10 ka versnelde de zeespiegelstijging tot een constante waarde van  $10 \text{ m ka}^{-1}$  (van 17 ka tot 7 ka). Tussen 12 en 11 ka BP zien we een vermindering in zeespiegelstijging die overeenstemt met het Younger Dryas, een koudere fase waarin de glaciële fronten mogelijk voor een bepaalde tijd stationair zijn gebleven (Figuur 8.2). Tegen 7 ka BP is het overgrote deel van de afsmelting van de noordelijke ijskappen voltooid, waarna slechts 3-5 m water wordt toegevoegd aan de oceanen. Dit stemt overeen met het verdere, eerder beperkte afsmelten van de Antarctische ijskappen en gematigde berggletsjers tot het Laat-Holoceen (2-1 ka BP) en gebeurt met een vrij constante snelheid. Hierbij worden sinds 7 ka BP geen bijkomende hoog-frequentie schommelingen meer opgemerkt (Figuur 8.2) [Fleming *et al.*, 1998].

Een datering van de Gebra afglijding aan het einde van het laatste glaciaal tussen 13.5 ka en 6.5 ka BP (Hoofdstuk 4) komt overeen met een waarde voor de eustatische zeespiegelcomponent tussen respectievelijk -70 m en -10 m, in vergelijking met het huidige zeeniveau. Tegenover een totale waterdiepte van 1000 m voor de shelfrand is een niveauperlaging van 10-70 m evenwel eerder bescheiden en bedraagt slechts 1 tot 7%.

(2) *Glaciële Isostasie.* Zoals reeds gesuggereerd werd, is een eustatische zeespiegelcurve niet bruikbaar ter hoogte van de polaire gebieden vanwege zogenaamde glacio-hydro-isostatische

effecten [Fleming *et al.*, 1998]. Die zorgen voor een verticale beweging van de aardkorst bij een verandering van de ijslading, of meer algemeen van het gravitationeel veld van de aarde ten gevolge van een herverdeling van de massa op en binnen de aarde [Fleming *et al.*, 1998]. Na het Laatste Glaciaal Maximum smelt de Westelijke Antarctische Ijskap ten dele af en door het plots wegvallen van deze lading zal een isostatische opheffing van de korst optreden. Gecorrigeerd voor dit effect volgens het Antarctische Ijsmodel ANT5, ANT5a en ANT6 vermindert de relatieve zeespiegelstijging sinds het Laatste Glaciaal Maximum in magnitude van 125 +/- 5 m tot een 50-55 m voor het King George Eiland [Nakada *et al.*, 2000]. De relatieve zeespiegelstijging sinds de triggering van de Gebra afglijding (tussen 13.5 ka en 6.5 ka BP) vermindert aldus in dezelfde mate tot respectievelijk 30 en 5 m. Hierbij dient opgemerkt te worden dat juist voor het Antarctische Schiereiland deze modellen niet erg consistent zijn met de observatie van bovengrens-indicatoren voor dit zeeniveau zoals pinguïn- en zeeleeuwbeentjes en ondergrens-indicatoren zoals buiswormen en *L. elliptica* [Nakada *et al.*, 2000].



Figuur 8.2: De eustatische zeespiegelbeweging sinds 24 ka BP [Fleming *et al.*, 1998].

(3) *Subsidentie van het Bransfield Bekken.* Het Bransfield Bekken is een jong, actief bekken dat tektonische en thermische subsidentie ondergaat. Echter, gezien de relatief jonge ouderdom van de waargenomen afglijdingen op de Trinity Peninsula rand is het effect van bekkensubsidentie te verwaarlozen. Een tijdsinterval van slechts 18 ka tussen het Laatste Glaciaal Maximum en nu, is te kort opdat thermische of tektonische subsidentie van het bekken een significante rol zou kunnen spelen. Uitgaande van een diepte van gemiddeld 1000 m voor de Trinity Peninsula shelfrand en een minimale bekkenouderdom van 1.3 Ma [Barker en Dalziel, 1983], kan een gemiddelde subsidentiesnelheid voor de rand in een grootte-orde

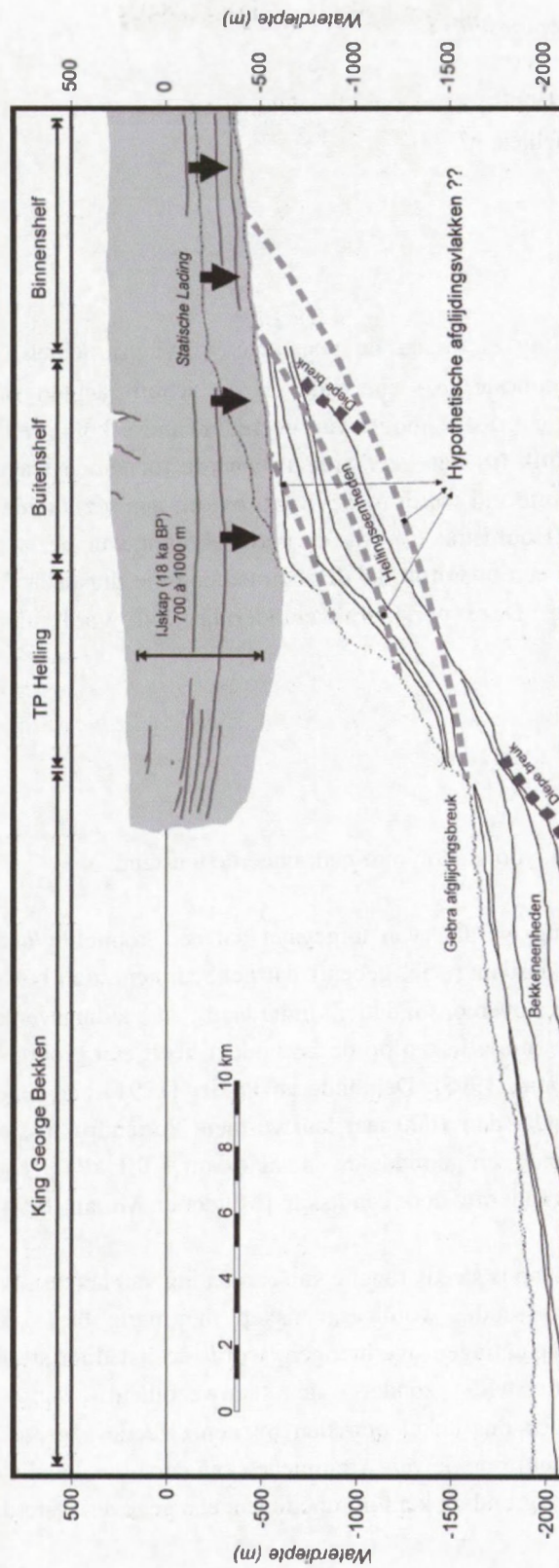


van  $\sim 1 \text{ mm a}^{-1}$  vooropgesteld worden. In de tijdsspanne sinds het Laatste Glaciale Maximum betekent dit een grotere diepte van  $\sim 18 \text{ m}$ , wat opnieuw te verwaarlozen is. In deze schatting wordt bovendien uitgegaan van een constante subsidentiesnelheid, hetgeen waarschijnlijk niet overeenkomstig de realiteit is. Hierdoor kan de subsidentie zowel groter als kleiner uitvallen. De bedoeling is echter een grootte-orde voor dit subsidentie-effect mee te geven. Samengevat kan men stellen dat bekkensubsidentie slechts betekenisvol wordt indien men verschillende glacialen-interglacialen wil beschouwen. Het is een parameter van tweede orde.

De stelling dat het reële zeespiegelniveau in het Bransfield Bekken sinds het Laatste Glaciale Maximum vrij constant is gebleven, wordt bevestigd door de absolute datering van oude terrassen op de South Shetland Eilanden. Het hoogst gelegen strand van Holocene ouderdom in de South Shetland Eilanden bevindt zich op  $18 \text{ m}$  boven het huidige zeespiegelniveau [Barsh en Mausbacher, 1986]. Op deze locatie, nabij Fildes Peninsula in de Maxwell Bay, werden pinguïnbotjes gedateerd op  $6.4 \text{ ka BP}$ . Dit hoogteverschil in de orde van  $20 \text{ m}$  is te verwaarlozen in vergelijking met de geobserveerde waterdiepte van  $1000 \text{ m}$  voor de shelfrand. Op de South Shetland Eilanden komen echter ook mariene terrassen voor op een hoogte van meer dan  $30 \text{ m}$ . Deze stranden corresponderen met oudere interglacialen [Pallàs *et al.*, 1997]. Pallàs *et al.* [1997] stellen de Holocene mariene grens op  $+20 \text{ m}$ . De paleowaterdiepte ten tijde van de triggering van de Gebra afglijding is dus slechts verwaarloosbaar groter – in de orde van maximaal  $20 \text{ m}$  – dan momenteel. In de berekening van de minimale ijsdikte opdat effectieve gronding kan plaatsvinden, is het daarom gerechtvaardigd de huidige waterdiepte te gebruiken.

### **8.3 Stabiliteitsreductie door een gekoppelde ijskap**

De impact van een gegronde ijskap op de stabiliteit van de onderliggende sedimentaire kolom op de Trinity Peninsula shelf en de continentale helling is tweërlei. (1) Allereerst zorgt het gewicht van een gegronde ijskap op de zeebodem voor een extra statische lading op de sedimentaire kolom die leidt tot een verminderde stabiliteit. Deze lading werkt een verdere consolidatie en compactie van de shelvesedimenten in de hand. (2) Een tweede proces treedt in werking bij de ontkoppeling van dit extra ijsgewicht. Aan het einde van een glaciële periode kan het extra gewicht van een ijskap in relatief korte tijd verdwijnen waardoor een situatie ontstaat van overconsolidatie van het sediment. Door de hoge compactiegraad kunnen de poriëndrukken zich niet onmiddellijk aanpassen aan de nieuwe configuratie (i. e. zonder bijkomende ijslading), en zal er een zich slechts langzaam dissiperende overdruk ontwikkelen. Deze overdruksituatie is hierbij niet gelimiteerd tot de zone direct onder de ijskap maar reikt ook tot op enige afstand van het glaciële front, t. t. z. ter hoogte van de Trinity Peninsula helling (Figuur 8.3). Op deze manier kan dit mechanisme leiden tot een verregaande stabiliteitsvermindering van de sedimentaire kolom op waterdieptes op de Trinity Peninsula helling die de grondingsdiepte van een ijskap ruim overstijgen. Een dergelijk mechanisme wordt gedacht verschillende onderzeese instabiliteiten te hebben gegenereerd nabij de Verrill Canyon zone op de Scotia shelf [Mulder en Moran, 1995]. Op de aanliggende continentale helling worden aldaar verschillende instabiliteiten gerapporteerd op een diepte tot  $500 \text{ m}$ , hetgeen significant dieper is dan de maximale grondingsdiepte van de Laat-Wisconsiniaan ijskap ( $175\text{-}250 \text{ m}$ ). Deze worden gedateerd op enkele duizenden jaren na het Laatste Glaciale Maximum [Mulder en Moran, 1995].



*Figuur 8.3: Dynamische poriëndrukveranderingen ten gevolge van een wisselende belasting op de Trinity Peninsula shelf kunnen een afglijdingsoppervlak creëren op vele honderden meters diepte in de sedimentaire kolom en op een waternedpte die vele honderden meters dieper ligt dan de maximale ijsgrondingsdiepte van een gekoppelde ijskap tijdens het Laatste Glaciale Maximum.*

### 8.3.1 Statisch (ijskap)ladingseffect

Mulder en Morgan [1995] definiëren de stabiliteitsfactor  $F$  als een verhouding tussen wrijvings- en schuifkrachten, nl.:

$$F = \frac{S_u}{\gamma' z \sin \theta \cos \theta} \quad (8.1)$$

waarbij  $F$  de verhouding is tussen de resistieve wrijvingskrachten, gelijk aan de niet-gedraineerde sedimentcohesie ( $S_u$ ) enerzijds en de schuifkrachten (met  $\gamma'$  als effectief soortelijk sedimentgewicht,  $z$  als hoogte van de sedimentaire kolom en  $\theta$  als hellingshoek) anderzijds. De poriëndruk ( $u$ ) kan zeer vlug in waarde toenemen wanneer bijv. een grote lading in een relatief korte tijd wordt toegevoegd, bv. bij een verhoogde sedimenttoevoer in de ijsproximale zone (Hoofdstuk 6). Als de permeabiliteit van het sediment in dit geval relatief laag is, ontstaat een overdruk die de sedimentcohesie drastisch kan verminderen met destabilisatie tot gevolg. Deze poriëndrukverandering ( $du$ ) wordt als volgt in rekening gebracht:

$$F = \frac{S_u - (du \tan \varphi_{cu})}{\gamma' z \sin \theta \cos \theta} \quad (8.2)$$

waarbij  $\varphi_{cu}$  de frictiehoek voorstelt in niet-gedraineerde toestand.

In de verdere bespreking wordt ervan uitgegaan dat een koppeling/ontkoppeling van een ijskap op de zeebodem dusdanig snel gebeurt dat het sediment zich bevindt in een toestand van verregaande onder/overconsolidatie. Inderdaad, de ladingsverandering door een koppeling/ontkoppeling van de ijskap op de zeebodem heeft een grootte-orde van  $\sim 10$  kPa per jaar [Mulder en Moran, 1995]. Deblonde en Peltier [1991] berekenen dat een 1000 m dikke ijskap zich in minder dan 1000 jaar kan vormen. Poriëndrukdissipatie in fijnkorrelig sediment daarentegen heeft een gemiddelde snelheid van  $\sim 0.1$  kPa per jaar, een factor 100 kleiner dan de ladingsverandering door een ijskap [Mulder en Moran, 1995].

De koppeling van een ijskap is steeds functie van een daling van het zeeniveau en de aangroei van een ijskap. In deze studie wordt een ijskap met natte basis verondersteld. Daar vloeistoffen geen schuifspanningen overbrengen, wordt de ijslading steeds loodrecht op de sedimentkolom verondersteld zonder de aanwezigheid van schuifspanningen. Drukveranderingen kunnen dus enkel optreden bij een effectieve gronding van de ijskap. Rekening houdend met het principe van Archimedes kan eerst berekend worden vanaf welke dikte een ijskap effectieve gronding kent in functie van een gegeven waterdiepte:

$$h_i = h_w \frac{\gamma_w}{\gamma'_i} = 1.123 h_w \quad (8.3)$$

met  $h_i$  de dikte van de ijskap;  $h_w$  de waterdiepte;  $\gamma_w$  het soortelijk gewicht van zeewater (10.3 kN m<sup>-3</sup>); en  $\gamma_i$  tenslotte het soortelijk gewicht van ijs (9.17 kN m<sup>-3</sup>).

Dus alleen vanaf een kritische drempelwaarde voor de veronderstelde ijsdikte van 1.123 maal de waterdiepte gebeurt effectieve gronding. Verder wordt een waarde  $H_i$ , de residuele dikte van de ijskap niet gedragen door het zeewater, gedefinieerd:

$$H_i = h_i - \left( h_w \frac{\gamma_w}{\gamma_i} \right) \quad (8.4)$$

In de berekening van de stabiliteit wordt deze ijslading bij de veronderstelde sedimentlading opgeteld. Deze gecorrigeerde  $F$ -waarde  $F_n$  wordt als volgt gedefinieerd, nl.:

$$F_n = \frac{S_u - (du \tan \varphi_{cu})}{[\gamma'z + \gamma'_i H_i] \sin \theta \cos \theta} \quad (8.5)$$

Zoals reeds aangehaald wordt de koppeling/ontkoppeling van een ijskap met de zeebodem dusdanig vlug verondersteld in vergelijking met de poriëndrukopbouw of dissipatie, dat  $du$  verwaarloosbaar kan worden geacht. In dit geval kan  $du$  aan 0 gelijk worden gesteld. Wanneer men bijkomend een factor  $k$  definieert die de verhouding uitdrukt tussen het effectief sedimentgewicht en het gewicht van de ijskolom, ( $k = \gamma'z/\gamma'_i H_i$ ) dan kan men op eenvoudige wijze de gecorrigeerde stabiliteitsfactor  $F_n$  uit  $F$  berekenen, nl.:

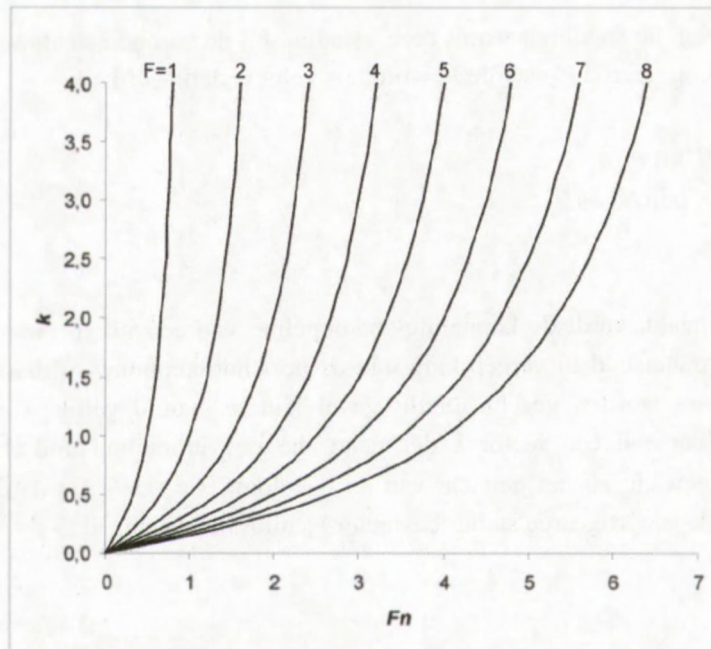
$$F_n = \frac{kF}{1+k} \quad (8.6)$$

Deze betrekking laat toe om de verminderde stabiliteit in te schatten bij de koppeling van een gegronde ijskap aan het begin van het laatste glaciaal in functie van de extra ijskaplading en de sedimentlading [Mulder en Moran, 1995]. Het diagram, zoals weergegeven op Figuur 8.4, toont de evolutie van de stabiliteitsfactor  $F$  in functie van  $k$  en de gecorrigeerde stabiliteitsfactor  $F_n$ . Figuur 8.4 laat toe de verminderde stabiliteit in te schatten bij een extra ijskaplading. Als voorbeeld kan een ijskap van 1200 m beschouwd worden op een diepte van 900 m. In dat geval wordt door het principe van Archimedes 1011 m ijs gedragen door het zeewater en rust een residuele ijskolom van 89 m op de zeebodem. Op een diepte van 100 m onder het zeebodemoppervlak vermindert dit een initiële stabiliteitsfactor van bijvoorbeeld 5 ( $F$ ) tot 2,63 ( $F_n$ ). Dit voorbeeld illustreert een stabiliteitsreductie bij de koppeling van een ijskap aan het begin van een glaciële periode.

### 8.3.2 Overconsolidatie en verhoogde poriëndruk

Op basis van vergelijking 8.6 zou men op het einde van een glaciële periode bij de ontkoppeling van een ijskap een belangrijke stabiliteitsverhoging van de sedimentaire kolom verwachten. Echter, door de extra ijsbelasting op de zeebodem tijdens het glaciële maximum

heeft de sedimentaire kolom een consolidatie ondergaan in evenwicht met deze nieuwe lading. Bij dit consolidatieproces werd de ontstane poriënoverdruk gedissipeerd in de tijd door een reductie in het volume van de poriënvloeistof [Mulder en Moran, 1995]. Bij het wegvallen van die extra ijsslading verkeert het sediment in een toestand van overconsolidatie waarbij een overdruk tot een significante sedimentdestabilisatie kan leiden. Deze overdruk kan zich ergens lokaal in de sedimentaire kolom manifesteren waarbij een afglijdingsoppervlak gevormd wordt tot op honderden meter onder het zeebodemoppervlak [Mulder en Moran, 1995].



Figuur 8.4: Diagram voor de vlugge berekening van  $F_n$  onder het extra gewicht van een gegronde ijsskap op de Trinity Peninsula shelf.

Op de Scotia continentale rand heeft dit proces van ontstane poriëndrukveranderingen geleid tot grootschalige instabiliteiten nabij de Verrill canyon in het Laat-Pleistoceen [Mulder en Moran, 1995]. Op deze continentale rand in een volstrekt aseïsmisch gebied is een grootschalige afglijding gepositioneerd op de midden- en benedenhelling op een waterdiepte die groter is dan 500 m. Dit is buiten het bereik van de maximale ijsgrondingsdiepte van 175-250 m tijdens het laatste glaciaal. Deze afglijdingen worden in verband gebracht met zogenaamde dynamische poriëndrukveranderingen gerelateerd met de extra lading van een ijsskap op de shelf. Een stabiliteitsanalyse van Mulder en Moran [1995] geeft evidentie voor een dramatische stabiliteitsreductie van een dik sedimentpakket tot op een waterdiepte van 500 m. Een veronderstelde ijssdikte van 100 m op de Scotia shelf zou reeds een afglijding genereren op een maximale waterdiepte van 500 m, terwijl een 150 m dikke ijsskap reeds een afglijding zou triggeren tot 800 m waterdiepte en een 250 m dikke ijsskap een afglijding op de continentale helling. Het tijdsinterval dat nodig is om de poriënoverdruk te dissiperen tot onder een kritische drempelwaarde, bedraagt meer dan 8000 a, wat een laattijdige

destabilisatie toelaat met een datering tot ver in het huidige interglaciaal [Mulder en Moran, 1995].

Deze studie van Mulder en Moran [1995] opent de discussie of ook de afglijdingen op de Trinity Peninsula helling verband houden met de aanwezigheid van een gegronde ijskap op de Trinity Peninsula shelf. De hoofdbrandbreuken van de verschillende afglijdingen op een waterdiepte van 1500-1600 m situeren zich, net zoals in het geval van de Verrill canyon op de Scotia rand, een stuk onder de maximale grondingsdiepte van de ijskap tijdens het laatste glaciaal (Figuur 8.3). We beschikken echter niet over geotechnische gegevens van de verschillende eenheden, terwijl ook de algemene sedimentaire architectuur van de Trinity Peninsula rand verschilt van die van de Scotia rand. Daarom is het niet zinvol de geotechnische analyses van Mulder en Moran [1995] te kopiëren naar de stabiliteitsstudie van de Trinity Peninsula rand. De uiteindelijke triggering van de Trinity Peninsula afglijdingen kan evenwel niet beoordeeld worden zonder de (in)directe invloed van een gegronde ijskap in rekening te brengen.

#### **8.4 Conclusies**

1. Multibeam bathymetrische en reflectie-seismische data leveren bewijs voor een gegronde ijskap tijdens het laatste glaciaal met een maximale uitbreiding tot de Trinity Peninsula shelfrand, op een waterdiepte tot maximaal 1000 m. De Gebra afglijding en de ermee geassocieerde afglijdingen op de midden- en benedenhelling van de Trinity Peninsula continentale rand bevinden zich op een waterdiepte van 1500-1600 m. Dit betekent dat de Trinity Peninsula midden- en benedenhelling tijdens de laatste glaciële uitbreidingsfase in het Bransfield Bekken niet rechtstreeks bedekt zijn geweest door een ijskap. Vanwege de directe nabijheid van een significante ijsskaping op de shelf kan een verlaagde stabiliteit en zelfs een eventuele triggering door 'far field' ladingseffecten nochtans niet uitgesloten worden.

2. Het proces van een verlaging van de stabiliteit door een gegronde ijskap op de shelf speelt zich af op twee niveaus. Allereerst zorgt een gegronde ijskap voor een extra statische lading. Deze extra lading brengt een stabiliteitsreductie teweeg die berekend kan worden op basis van de oorspronkelijke stabiliteitsfactor en de grootte van de extra lading, die op zijn beurt functie is van de ijsskapingdikte en de waterdiepte. Daarom is het van belang de paleo-waterdiepte te reconstrueren die in het geval van een glaciële omgeving zoals die van de Trinity Peninsula rand niet alleen bepaald wordt door het eustatische zeespiegelniveau, maar ook door glacio-hydro-isostatische effecten en voor het jonge Bransfield Bekken ook door eventuele bekkensubsidentie. Echter, in relatie tot een totale waterdiepte van 1000 m voor de shelfrand van de Trinity Peninsula rand schijnen deze correcties secundair te zijn waardoor de paleo-waterdiepte aan het einde van het laatste glaciaal nagenoeg vergelijkbaar is met de actuele situatie.

3. Een tweede mechanisme houdt verband met de overconsolidatie van het sediment ten gevolge van die extra uitgeoefende ijsslading. Bij het wegsmelten van de ijskap op het einde van het laatste glaciaal zorgt de overconsolidatie van het sediment voor een overdruksituatie die verdere stabiliteitsreductie veroorzaakt doorheen de sedimentaire kolom. Om dit effect in te schatten in het geval van de Gebra afglijding ontbreken evenwel geotechnische data. Een 'case study' op de Scotia continentale rand bewijst alvast mogelijke destabilisatie met de

generatie van een grote 'debris flow' afzetting in een gelijkaardige glaciale setting [Mulder en Moran, 1995]. Dit destabilisatieproces situeert zich tot op honderden meters onder het zeebodemoppervlak en op waterdieptes die veel groter zijn dan de maximale ijsgrondingsdiepte. Wanneer men een analoog mechanisme inroept voor de glaciale Trinity Peninsula rand, kan een significante stabiliteitsvermindering van de Trinity Peninsula helling en een mogelijke triggering van de Trinity Peninsula afglijdingen op een waterdiepte die ruim de maximale ijsgrondingsdiepte overstijgt niet uitgesloten worden.

BESLUIT



De sedimentaire opbouw van de Trinity Peninsula rand in het Bransfield Bekken wordt gecontroleerd door de cyclische natuur van glaciatieperiodes, waarbij een gegronde ijskap herhaaldelijk op de Trinity Peninsula shelf voortschrijdt of er zich van terugtrekt. Deze cycliciteit is in zekere mate te vergelijken met het cyclische afzettingsregime op een continentale rand op een meer gematigde breedtegraad, die gecontroleerd wordt door de eustatische zeespiegelbewegingen. De positie van de ijsgrondingszone van een ijskap op de Trinity Peninsula shelf, relatief tegenover de shelfrand, speelt een essentiële rol in de grootte van de sedimentaanvoer op de buitenshelf en de continentale helling, en in het verdere sedimenttransport naar het diepere bekken.

In het seismisch-stratigrafische model van Prieto *et al.* [1999] wordt op basis van de wisselende positie van de ijsgrondingszone tijdens een glaciaal en een interglaciaal, de sedimentaire architectuur van de Trinity Peninsula rand - en ruimer het Centrale Bransfield Bekken - verklaard. Gedurende een glaciatie, wanneer een ijskap een maximale zeewaartse uitbreiding kent, worden de zogenaamde hellingseenheden afgezet op de Trinity Peninsula- en South Shetland Eilanden shelf en continentale rand. Hierbij erodeert een voortschrijdende ijskap het aanwezige sediment op de shelf en wordt het sediment ter hoogte van de shelfrand terug afgezet met de vorming van zogenaamde 'trough mouth fans'. Gedurende een interglaciaal, wanneer de grondingslijn van de ijskap ver landinwaarts gesitueerd is, is het sedimenttransport naar het diepere bekken en de basis van de continentale helling beperkt tot hemipelagische sedimentatie en afzetting door hellingsprocessen. Deze interglaciale sedimentatie-omgeving resulteert in de afzetting van zogenaamde bekkeneenheden.

Deze studie heeft als hoofddoelstelling het verder begrijpen en inschatten van de rol van die verschillende hellingsprocessen en massabewegingen in een dergelijk sedimentatiemodel gedurende de opeenvolging van glacialen en interglacialen. In dit onderzoek wordt gefocust op de tijdsperiode vanaf de laatste glaciatiefase in het Bransfield Bekken tot het huidige interglaciaal omdat de overeenkomstige processen van hellingsinstabiliteit en massabeweging door hun geringe ouderdom (in de orde van max. 30 ka BP) het makkelijkst te reconstrueren zijn. Mogelijke relicten, die verband houden met destabilisatie, zijn immers nog niet door een latere glaciatie verstoord of bedekt door een aanzienlijk pakket recenter sediment, waardoor zij met behulp van zowel 'multibeam' bathymetrische opnames en hoge-resolutie reflectie-seismische profielen optimaal kunnen waargenomen worden, en dit in zeer groot detail.

### HELLINGSPROCESSEN TIJDENS DE LAATSTE GLACIATIEPERIODE

1. In de laatste glaciatieperiode, wanneer een voortschrijdende ijskap gegronde is tot de Trinity Peninsula shelfrand, wordt het aanwezige sediment op de shelf geërodeerd en wordt dit materiaal subglaciaal getransporteerd om ter hoogte van de ijsgrondingslijn terug afgezet te worden. Dit proces kan plaatselijk leiden tot een zeer hoge sedimentaanvoer: in een grootte-orde van 0.1 tot 0.05 m a<sup>-1</sup> ter hoogte van de steile Trinity Peninsula bovenhelling net onder de shelfrand. In dit onderzoek werd met behulp van de stabiliteitsvergelijking van Denlinger en Iverson [1990] een mogelijke overdruk ten gevolge van de snelle begraving berekend. Het blijkt dat in functie van een dergelijk hoge sedimentaanvoer (0.1 tot 0.05 m a<sup>-1</sup>) op de steile bovenhelling van de Trinity Peninsula rand (10 tot 15°) een overdruk in de sedimentaire kolom kan gegenereerd worden die iedere 250 tot 5000 jaar een

dun pakket sedimentmateriaal van 6 tot 50 m dikte kan doen afglijden. Deze destabilisatie leidt tot frequente afglijdingen met een kleinschalige dimensie die bekend staan als glaciogene 'debris flows'. Op seismische profielen, loodrecht op de Trinity Peninsula rand, zijn deze glaciogene 'debris flow' afzettingen te zien op de onder- en middenhelling van de Trinity Peninsula rand met een maximale dikte van 20 ms TWT en een 'run out' afstand in de orde van enkele km. Dergelijke parallelle afglijdingen met de afzetting van glaciogene 'debris flows' vormen een essentieel proces in de opbouw van de Trinity Peninsula glaciële rand tijdens een glaciaal maximum.

2. Nog tijdens de laatste glaciële uitbreidingsfase tastten sediment-geladen subglaciële smeltwaterprocessen, afkomstig van de grondingszone van een gegronde ijskap ter hoogte van de shelfrand, de bovenhelling aan van verschillende randsegmenten van het noordelijke Antarctische Schiereiland met de vorming van zogenaamde 'gullies'. Een dergelijk 'gully' veld is aanwezig op de bovenhelling van de Bellingshausen continentale rand ter hoogte van de Biscoe trog. Hier bevinden zich een 50-tal 'gullies' op de bovenhelling van 450 tot 1300 m waterdiepte. Ter hoogte van de verschillende intertrogbanken is de ijsstroomflux echter een stuk kleiner, waardoor de intensiteit van de sediment-geladen subglaciële smeltwaterstromen hier te klein is opdat 'gullies' op de bovenhelling zouden kunnen ontstaan. Omdat het hier om zeer kleinschalige structuren gaat (met een reliëf van slechts enkele m en een lengte van enkele km), zijn 'gullies' in het Bransfield Bekken vanwege een aanzienlijke interglaciële sedimentaire bedekking, niet langer zichtbaar op zowel de 'multibeam' bathymetrische data als op de seismische profielen. Deze structuren schijnen door hun relatief beperkte geografische uitbreiding en hun kleine dimensie een eerder bescheiden bijdrage te leveren in de opbouw van de randen van het Antarctische Schiereiland en de sedimentflux van de shelf naar de diepzee tijdens een glaciële periode.

#### HELLINGSPROCESSEN TIJDENS HET HUIDIGE INTERGLACIAAL

In het huidige interglaciële is de grondingslijn van de Trinity Peninsula ijskap ver landinwaarts gesitueerd en is de sedimentafzetting op de buitenshelf en het sedimenttransport naar het diepere bekken en de basis van de continentale helling, beperkt tot hemipelagische afzetting en hellingprocessen [Prieto *et al.*, 1999]. Doorheen dit onderzoek blijkt echter dat net gedurende het huidige interglaciële, waar een meer mariene en minder glaciële sedimentatie-omgeving wordt verondersteld, de onderhelling van de Trinity Peninsula rand blootgesteld was aan verschillende grootschalige destabilisatieprocessen. Relictstructuren van verschillende grootschalige afglijdingen zijn aanwezig op de Trinity Peninsula onderhelling, terwijl de geassocieerde 'debris flow' afzettingen het volledige King George Bekken hebben ingevuld, zoals waargenomen kan worden op zowel 'multibeam' bathymetrische data, reflectie-seismische profielen en ultrahoge-resolutie TOPAS-profielen.

Een eerste grote afglijding is gesitueerd op de onderhelling van de Trinity Peninsula rand ter hoogte van de Gebra depressie. Op een waterdiepte van 1500 tot 1950 m is een duidelijk te vervolgen systeem van randbreuken aanwezig, die de distale delen van de glaciële hellingseenheden hebben aangetast in een gebied van 30 km lengte en 6 tot 11 km breedte en een maximale insnijding van 175 m. Een tweede systeem van randbreuken is hoger op de helling gesitueerd, op een waterdiepte van 1000-1500 m. Deze twee zones omvatten een gebied van 230 km<sup>2</sup>. De geassocieerde afzetting vindt men terug onder de vorm van een 100 m dikke 'debris flow' lens die geïncorporeerd zit in de bekkeneenheden in het centrale, diepe King George Bekken. De oppervlakte van deze 'debris flow' afzetting bedraagt 280 km<sup>2</sup>, terwijl het totale volume dat gemobiliseerd werd in de orde van 20 km<sup>3</sup> geschat wordt. Indirecte

datering van deze afglijding op basis van een seismisch-stratigrafische analyse en steunend op het seismisch-stratigrafisch model van Prieto *et al.* [1999] suggereert een ouderdom rond de overgang van het laatste glaciaal naar het huidige interglaciaal. Voor de buitenshelf van het noorden van het Antarctische Schiereiland correspondeert dit met een ouderdom tussen 6.5 en 13.5 ka BP.

Verder naar het westen ligt een tweede, bijkomende zone waar de Trinity Peninsula onderhelling is blootgesteld (geweest) aan een proces van opeenvolgende, grootschalige hellingsinstabiliteiten en massabewegingen die de volledige rand hebben aangetast met de vorming van een complex patroon van randbreuken op een waterdiepte van >1600 m. Twee bijkomende instabiliteitszones zijn te vervolgen in de bathymetrie, elk over een afstand van 15-20 km. De maximale spronghoogte bedraagt 90 tot 120 m. De geassocieerde 'debris flow' afzettingen van deze afglijdingen zijn opnieuw afgezet in het King George Bekken, waar verschillende 'debris flow' lenzen duidelijk van elkaar gescheiden worden door een laagje hemipelagisch sediment. Het cyclisch patroon, waarin deze 'debris flow'afzettingen voorkomen, suggereert een meerfasig instabiliteitsevent. Op basis van seismisch-stratigrafisch werk wordt de ouderdom van de oudste, westelijk gelegen instabiliteiten gesitueerd aan het einde van de laatste glaciële uitbreidingsfase in het Bransfield Bekken, nabij de transitie naar het huidige interglaciaal (rond 14 ka BP). Verdere destabilisatie met de afzetting van 'debris flow' lenzen gebeurt echter doorheen een groot deel van het Holoceen. De positie bovenop de Gebra 'debris flow' toont aan dat deze westelijk gelegen instabiliteiten een timing hebben relatief jonger dan de Gebra afglijding.

Het is zeer moeilijk om het exacte controlemechanisme verantwoordelijk voor de Trinity Peninsula afglijdingen éénduidig te definiëren. Volgens de stabiliteitsvergelijking van Denlinger en Iverson [1990] blijft de zachte onderhelling van de Trinity Peninsula rand stabiel onder de veronderstelde sedimentatiesnelheden tijdens zowel een glaciaal als een interglaciaal. De afglijdingen op de Trinity Peninsula onderhelling moeten bijgevolg het resultaat zijn van een bijkomend, extern triggermechanisme. Een triggering door tektonische activiteit of door een aardbeving kan niet uitgesloten worden. Dit wordt bevestigd op basis van een seismische stabiliteitsstudie met behulp van de Newmark analyse. Ook een extern triggermechanisme dat verband houdt met een gegronde ijskap en diens geassocieerde glacio-mariene sedimentatie-omgeving, kan mogelijks gevonden worden. De extra lading van een gegronde ijsmassa tijdens het laatste glaciaal zorgt voor een overconsolidatie van de sedimentaire kolom op de Trinity Peninsula shelf en bovenhelling. Na de glaciële uitbreiding gebeurt de poriëndrukdissipatie trager (een factor 100) dan de ladingsafname door het wegs meltende ijs. Dit zou het 'uit fase zijn' verklaren van de grootschalige instabiliteiten met het einde van de laatste glaciële periode en het verdwijnen van het glaciële kader in het Bransfield Bekken.

Als gevolg van opeenvolgende grootschalige afglijdingen die de Trinity Peninsula rand hebben aangetast, is een verrassend dikke Laat-Pleistocene/Holocene invulling van 80-100 m sediment geaccumuleerd in het King George Bekken, bovenop de 100 m dikke Gebra 'debris flow' afzetting, wat uitzonderlijk is voor een Antarctische afzettingsomgeving. Aldus blijkt ook dat hemipelagische sedimentatie slechts een klein deel vertegenwoordigt in het interglaciële sedimentpakket. Ten minste 35 % van de Holocene invulling in het King George Bekken bestaat uit 'debris flow' lenzen die op bekkenschaal voorkomen.

Volgens dit verfijnde afzettingsmodel voor het Bransfield Bekken blijkt dat kleinschalige, frequente hellingsprocessen en massabewegingen voorkomen tijdens het laatste glaciaal met de generatie van zogenaamde glaciogene 'debris flows', terwijl naar het einde van de laatste glaciële periode met de overgang naar het huidige interglaciaal, vervolgens grootschalige, plotselinge afglijdingen de Trinity Peninsula onderhelling aangetast hebben en verantwoordelijk zijn voor een vlugge opvulling van het

King George Bekken. De aanwezigheid van omvangrijke sedimentaire pakketten in het Centrale Bransfield Bekken houdt verband met de specifieke fysiografische en klimatologische omstandigheden van dit meest noordelijke punt van het Antarctische Schiereiland. Het minder strenge klimaat, in vergelijking met de rest van het Antarctische continent, is enerzijds gunstig voor een dynamisch glaciaal drainagesysteem, terwijl anderzijds het Bransfield Bekken met de centrale positie van een diep King George Bekken als een sedimentval optreedt.

Het zou interessant zijn om in de toekomst ook andere segmenten van de Antarctische, continentale randen te controleren op de aanwezigheid van grootschalige hellingsinstabiliteiten en massabewegingen om na te gaan of langsheen deze randen zoals bv. die van de Weddell Zee, de Ross Zee, de Bellingshausen Zee, de Amundsen Zee, ... (waar een meer polair, Antarctisch klimaat is) een afwijkende sedimentatie-omgeving is ingesteld die nefast is voor het ontstaan van grootschalige destabilisaties of dat juist eenzelfde frequentie van grootschalig massatransport kan teruggevonden worden. In die zin is het eigenaardig te moeten vaststellen dat de Noord-Atlantische, glaciale randen in grote mate schijnen te zijn aangetast door hellingsinstabiliteiten, terwijl de overeenkomstige glaciale randen van het Antarctische Schiereiland tot op heden weinig sporen vertonen van dergelijke grootschalige destabilisaties.

## SUMMARY

The large number of marine geological studies carried out in recent years proves a renewed interest in processes of sediment transport from the continent towards the deep sea. This interest is economically driven due to an important shift of man-made offshore constructions into deeper water. The scientific community has combined this research on deep-sea sedimentary processes in several international projects such as 'COSTA'- (*Continental Slope Stability*) and 'STRATAGEM' (*The Stratigraphical Development of the Glaciated European Margin*), sponsored by the European Union. One of the new insights achieved is that the transfer of sediment from the continent towards the deep sea is not always a steady, continuous process. Important segments of the world's continental margins show evidence of more catastrophic sediment fluxes, where the continental slope collapsed and mobilized gigantic volumes of sediment. Many examples of such slope instabilities are reported along the North-Atlantic margins, e.g. the Storegga Slide and the Trænadjupet Slide on the Norwegian margin or the Grand Banks Slide on the margin off Nova Scotia. Other examples are the Agulhas Slide on the South-African margin, the El Golfo debris flow nearby the Canary Islands, etc. Both active and passive margins, both glacial and non-glacial margins and also volcanic islands seem to be affected in a wide range of scales, by varied types of destabilizations with different controlling mechanisms.

Based on the high number of reported large-scale instabilities on the North Atlantic glacial margins (i. e. margins controlled by the dynamics of a ice sheet), one would suspect that a glacial environment (with glacio-marine sedimentary processes, a grounded ice sheet and a considerable isostatic rebound) forms a more favorable setting for (large-scale) slope instabilities. Striking however is that on the glacial margins of the Antarctic continent no such large-scale sediment instability events are reported so far. The RCMG (*Renard Centre of Marine Geology*) collected, in collaboration with the University of Barcelona, an extensive seismic dataset from different segments of the Antarctic margins. Based on this dataset it was possible to carry out this study, entitled 'Slope instabilities and mass-wasting processes along a glacial continental margin'. Highlight of this work is the report of the first known slide on the Antarctic margins: the Gebra Slide in the Bransfield Basin, situated in the northernmost tip of the Antarctic Peninsula.

This study is not intended to give a state of the art of what is known and not known about slope instabilities and mass-wasting processes on a glacial, continental margin in general. Each chapter tries to give an answer on a specific intriguing question in the study area of Bransfield Basin. In that way the remarkable position of a gully field on the upper slope in front of the Biscoe trough is handled in chapter 3, and an enigmatic depression on the Trinity Peninsula lower slope is discussed in chapter 4. In chapter 5 the thicker than expected Holocene sedimentary cover in the Bransfield Basin is touched. These first three chapters illustrate three different case studies in which sediment destabilization processes play a major role in the transfer of sediment to the deep sea. After this first descriptive part, we zoom in on the possible trigger mechanisms of the large-scale Gebra instability in a more analytic way in the next three chapters. In chapter 6, 7 and 8 we

discuss the possible triggering of this Gebra slide in terms of a high sedimentation rate, a potential earthquake and the effects of a grounded ice sheet respectively.

The set-up of the thesis with different case studies makes that every single chapter on its own forms a separate entity. Logically, some general concepts and insights are shortly repeated, while an introducing chapter is kept to a minimum. In the following paragraphs we summarize the major conclusions of each chapter. Since figures make a very valuable contribution to this work, we refer frequently to the figures in the text.

## ***Chapter 2: Reconstruction of the glacial setting in the Central Bransfield Basin since the Last Glacial Maximum***

---

Both bathymetric and seismic data from the Central Bransfield Basin give evidence for the presence of a grounded ice sheet covering the entire Trinity Peninsula shelf all the way to the shelf break during the last glaciation (Figure 2.5). Hence, the seabed morphology of the Trinity Peninsula shelf shows the marks of the highly-dynamic sub-glacial erosional and sedimentary processes associated with this last glacial grounded ice sheet (Figure 2.4). Based on modern multibeam technology it is now possible to outline the individual sub-glacial environments with unprecedented resolution. The inner shelf is controlled by predominantly erosive processes resulting in a configuration of deeply incised glacial troughs and higher inter-trough banks (Figure 2.4). In the glacial troughs a drumlin topography is polished by a fast-moving grounded ice stream. The seabed of the outer shelf is marked by all kinds of lineations, which are the expression of both erosive processes like plough marks by icebergs or melt water processes, and depositional processes related with the collapse of the ice sheet at the end of the last glacial period with the formation of so-called bundle structures (Figures 2.3 and 2.4).

Additional seismic-stratigraphic analyses of the Central Bransfield Basin seismic data yielded some new insights and modifications to the depositional model of Prieto et al. [1999].

- ❖ Firstly, the last glacial slope unit U7 on the Trinity Peninsula shelf could be further subdivided into two sub-units, which each represent a different sedimentary environment (Figure 2.11). Subunit U7a illustrates the advance of a grounded ice sheet during the last glacial period in the Bransfield Basin. This bulldozing ice sheet advanced in basinward direction with debris deposition near the shelf break, which resulted in a gradual oversteepening of the Trinity Peninsula upper slope. The resulting seismic facies shows high-angle progradational foresets with downlapping reflectors (Figure 2.11). Sub-unit U7b represents the deposits generated during the collapse of the ice sheet, which show the increased impact of melt-water activity in front of the glacial front.
- ❖ Secondly, the present-day basin unit U8 seems to be present not only in the deeper basin but also on the shelf (Figure 2.11). Here, this “basin unit” U8 reflects the retreat and calving of an ice sheet with the release of a large portion of sub-glacial debris. This results in a triangular-shaped sedimentary body on the outer Trinity Peninsula shelf. Subsequent interglacial hemi-

pelagic sediment supply is negligible in comparison. The older "basin units" are indiscernable in the sedimentary column on the outer shelf because of the (1) subsequent compaction and erosion by an overriding ice sheet, and (2) their limited thickness in comparison with the well-developed slope (Figure 2.10).

From the reconstruction of the seismic-stratigraphic architecture of the Trinity Peninsula margin it became clear that the margin is characterised by a strong lateral variability (Figure 2.12). This variability appears to be essentially controlled by glacio-marine processes. Glacial troughs have been deeply incised into the former shelf, preferentially along local, structurally controlled depressions in the paleo-relief of the pre-glacial basement (Figure 2.13). These glacial troughs, which act as the supply lines of subglacial debris, have not significantly migrated on the shelf during subsequent glaciations. In this way, the former local depressions have been gradually filled up (Figure 2.13). Because of the repeated input of new sediment along these glacial troughs a sinusoidal shelf break developed. On the bathymetric map this process is expressed by the formation of convex-shaped lobes in front of the different glacial troughs (Figures 2.2 and 2.12).

### ***Chapter 3: Small-scale mass-wasting processes on the Antarctic Peninsula margin: geographical distribution, genesis and role of gullies***

---

In Chapter 3, the geographical distribution and possible origin of upper-slope gullies on the Pacific margin of the Antarctic Peninsula and in the Bransfield Basin are discussed. Two zones with the striking presence of a gully morphology stand out.

- ❖ In front of the Biscoe Trough, on the Bellingshausen Sea continental margin, a gully field with 50 individual gully structures has affected the upper slope of the margin, in a water depth ranging from 450 m to 1300 m (Figure 3.2). Their incised depth is only 3 to 5 m, with a length of up to 3 km and a width of 100-200 m. Their distinct 'v'-shaped morphology and the lack of overbank deposits or levees indicates a purely erosive origin. Based on literature, the development of gullies in general is thought to take place during glaciation, when a grounded ice sheet advances down to the shelf break and sediment-laden sub-glacial meltwater affects the upper continental slope. Hence, we consider the Biscoe Trough gullies as presently inactive.
- ❖ Near the Gebra depression on the Trinity Peninsula margin some structures show some similarities with the Biscoe Trough gullies, although they have a negative relief that exceeds 20 m and their geometry is more rectangular with less frequent lineations (Figure 3.5). Their upper slope position close to the Gebra depression suggests their origin is possibly related with a large-scaled instability event that affected the Trinity Peninsula margin: the Gebra slide.

Based on the geographical distribution of the observed gullies we derive the some possible setting conditions for gullies to develop, in terms of average sediment accumulation rates and the position of glacial troughs or inter-trough banks on the adjacent shelf segment.

- ❖ Along the Trinity Peninsula margin in the Bransfield Basin, no gullies (except some ambiguous gullies near the Gebra depression) can be observed on the multibeam bathymetric data (Figures 3.5 and 3.6). We find evidence to believe that the sediment accumulation rate in the Central Bransfield Basin is too high to preserve the small-scale glacial gullies in the present-day seafloor. Potential paleo-gullies with a relief of 3-5 m would have been totally buried by the thick sedimentary cover of tens of meters that has accumulated since the last glacial period in the Bransfield Basin. In the Bellingshausen Sea the present interglacial sedimentary regime is characterised by a virtual sediment starvation on the outer shelf of the Antarctic Peninsula and in the deeper basin. In such a sedimentation regime, older relict structures, dating from the last glaciation, can be preserved extremely long in the present-day seabed.
- ❖ On the Bellingshausen Sea continental margin, the distribution of the gullies is restricted to the seaward extension of the enormous Biscoe Trough, where the associated ice flux and debris flux is high enough to generate powerful melt-water currents (Figure 3.2). In the seaward extension of the intertrough banks these currents are considered to be too weak, so that the upper slope of the Pacific margin is able to keep its smooth relief during the last glacial extension without significant erosion processes and without a gully morphology (Figure 3.3).

#### Chapter 4: The Gebra Slide: a submarine slide on the Trinity Peninsula Margin, Antarctica

A large submarine slide –the Gebra Slide– has been imaged on the continental margin of Trinity Peninsula, Central Bransfield Basin, Antarctic Peninsula (Figure 4.3). The slide scar is clearly expressed in the bathymetry (30 km long, 6 km wide, max. 175 m deep) and is cut into the toes of the glacial-period slope- prograding strata on the lower slope, at 1500-1950 m of water depth (Figure 4.2). A second, less-developed scar occurs further up-slope, at a depth of 1000-1500 m (Figure 4.8). The total affected area is about 230 km<sup>2</sup>. The associated deposit is a debris-flow (max. thickness 100 m) embedded into the interglacial-period basin-fill strata of the King George Basin (Figures 4.6 and 4.8). It extends over a total surface of about 280 km<sup>2</sup>. The total volume of sediment involved in the mass movement is about 20 km<sup>3</sup>.

Indirect dating of the mass-wasting event, using seismic-stratigraphic criteria, suggests that it took place at the transition between the last glacial period that affected the area and the present-day interglacial (between 13500 and 6500 yrs. B.P .) (Figure 4.5).

It is difficult to define the trigger mechanism responsible for the initiation of the Gebra Slide. High sedimentation rates during the last glacial period or the presence of a clay-rich, cohesive ash layer together with the unloading effect by the retreating ice sheet during deglaciation may have induced higher-than-normal pore pressures in the Trinity Margin deposits and rendered them prone to failure. However, additional triggers –such as tectonics and/or earthquakes– were probably required to destabilize these deposits and initiate the Gebra Slide.



This is the first recent (i.e. post-dating the last glacial period) submarine slide of this scale identified on the Antarctic continental margin. In morphology and general characteristics it is quite similar to the various large-scale submarine slides known from the North Atlantic glacial margins, although it is significantly smaller. The most striking difference is however its position on the lower slope, which remains up to now difficult to explain.

#### ***Chapter 5: Traces of multiple instability events and mass-wasting processes since the Last Glacial Maximum in the Central Bransfield Basin***

---

The Trinity Peninsula margin has been affected by successive, large-scale mass-wasting processes. They have left a striking pattern of slide scars on the lower and middle slope on a water depth of 1600-1950 m. Apart from the Gebra Slide scar (see chapter 4), two additional scars are present in the central part of the Trinity Peninsula margin (Figure 5.5). The can be traced over a distance of 15-20 km and show a maximum relief of 90-120 m (Figure 5.5). The associated debris-flow deposit fill the deeper King George Basin.

Based on the seismic-stratigraphic framework of the Trinity Peninsula margin we find evidence to narrow down the possible time window for these additional instability events to the end of the last glacial period, near the transition to the present-day interglacial (Figure 5.10). This dating coincides with the proposed timing of the Gebra slide event. There are some indications, however, to date these additional instability events occurred slightly later than the Gebra slide, as their associated debris-flow units are interbedded in the deposits covering the Gebra debris-flow deposit (Figure 5.8).

The uppermost sequence of the sedimentary column, which fills the King George Basin, is composed of a stacked pattern of debris-flow deposits, clearly separated from each other by thin layers of hemipelagic sediment (Figure 5.8). This repeated recurrence of debris-flow deposits is consistent with a process of multiple instability events on the Trinity Peninsula lower slope (Figure 5.9). The thickness of these debris-flow deposits ranges from 25-35 ms TWT on the lower slope to 4-20 ms TWT in the King George Basin (Figure 5.8 and 5.9), while the Gebra debris flow deposit also accounts for a quite uniform infill of 100 ms TWT in the King George Basin. In this way, the last glacial-interglacial sedimentary record in the King George Basin is composed for at least 35 % of mass-wasting deposits. The residual fraction of infill consists either of hemi-pelagic sediments or of debris flows/turbidites with a thickness below the minimum resolution of the TOPAS profiles. Due to this major contribution by mass-wasting deposits the King George Basin has amassed a deglacial to Holocene infill of 80-100 m of sediment, which is considered exceptionally high for an ice-sheet dominated margin (Figure 5.8).

The highly active tectonic setting of the Bransfield Basin with frequent earthquakes, together with the dynamic processes associated with the presence of an ice sheet –i.e. the increased sediment supply near the ice-sheet grounding line and the strong glacio-isostatic rebound– form the potential trigger mechanisms for the instability events on the central Trinity Peninsula margin.

These mechanisms are similar to those derived for the Gebra Slide. The gradual reduction in thickness through time of the debris-flow units in the King George Basin is possibly the expression of a diminished amplitude of the trigger mechanism itself. An open marine sedimentation in agreement with the present-day interglacial environment has been installed since the end of the deglaciation with a declining impact of the dynamic ice-sheet processes. On the other hand, the multi-phase character of the debris flow deposits can be the expression of recurrent earthquakes.

***Chapter 6: A submarine slope stability study on the Trinity Peninsula margin and its implications for the glacio-marine facies architecture resulting from the last glacial cycle***

---

To estimate the submarine slope stability of the Trinity Peninsula margin we carried out an infinite slope stability analysis based on the equation of Denlinger & Iverson and the formula of Gibson to estimate a paleo-pore pressure in fine-grained sediments. Because geotechnical parameters of the Trinity Peninsula sediments were not yet available, we derived minimum and maximum values for the consolidation coefficient, the cohesion-intercept, the friction angle and the sediment unit weight from other case studies along the Norwegian and Svalbard-Barents margins, which are characterised by a quite similar glacio-marine setting (Tabel 6.1).

The results of the executed slope stability analysis predict the generation of glacial debris flows on the upper slope of the Trinity Peninsula margin during a glacial maximum (Figure 6.10). Destabilisation of this steep upper slope is attributed to the build-up of an excess pore pressure in the sedimentary column due to high rates of sediment supply, ranging from 0.1 to 0.05 m/yr, in the ice-proximal zone of an ice sheet, which is grounded at the shelf break during the last glacial period in the Bransfield Basin. Based on a steep slope gradient of 10 to 15° and a supposed sediment accumulation rate of 0.1 to 0.05 m/yr, the model predicts the destabilisation of 6-50 m thick sea-floor-parallel sediment slices, with a frequency of 250 to 5000 yr (Tabel 6.2). These are minimum and maximum values; reality will be somewhere in between. Sediments below the failure plain progressively consolidate on the upper slope and act as a new basal plain for continuing sedimentation (Figure 6.2). Sediment is able to accumulate until somewhere in the sedimentary column the local factor of safety falls below 1 and a new local failure plain, parallel to the seabed, is formed (Figure 6.8). At this point the pore pressure build-up exceeds an upper limit above which the sediment is no longer in a stable condition. This mechanism of successive, small-scale slides with a failure plain parallel to the seabed, has produced the smooth, steep topography of the upper Trinity Peninsula slope. These upper-slope failures generate glacial debris flows, which accumulate on the middle and lower slope of the Trinity Peninsula margin (Figure 6.10). Evidence of such deposits is found on some of the airgun seismic profiles, on which they reach a maximum thickness of 20 ms TWT and a run out distance of 3 km (Figure 6.10). The release of such glacial debris flows with a high frequency forms an essential process in the construction of a glacial margin during a glacial period. The much gentler Trinity Peninsula middle slope is characterised by a much lower sediment accumulation rates, which reduces the potential for the generation of high-frequency glacial debris flows. In stead,

larger-scale slumps are present with a thickness of 40-110 ms TWT and a length of 2-6 km (Figure 6.9).

However, the executed slope stability analysis fails to explain the large-scale collapse of the lower slope of the Trinity Peninsula margin near the end of the last glaciation. It does explain why such a thick sediment layer cannot be destabilised on the upper slope of the Trinity Peninsula margin. The high-frequency mass-wasting processes and the consolidation of the residual sediment prohibit the accumulation of an unstable thick package of sediment on the Trinity Peninsula upper slope. On the lower slope such a mass of sediment can actually accumulate, as long as no external trigger occurs (Figure 6.11). Hence, the Gebra Slide and the central Trinity Peninsula slides on the lower slope are thought to be triggered by an additional, external mechanism:

- ❖ A first external trigger mechanism is possibly related with the highly-dynamic setting of a grounded ice sheet and its glacio-marine sedimentary environment. An extra loading of an ice-sheet mass may favour an unbalanced pore pressure which isn't always in equilibrium with rapid changes in loading by an advancing/retreating ice sheet (see chapter 8).
- ❖ The active seismic setting of the Central Bransfield Basin is considered to be a second alternative mechanism to promote failure (see chapter 7).

### ***Chapter 7: The potential seismic triggering for the Gebra Slide and the slides on the central Trinity Peninsula margin***

---

The Gebra slide and the slides on the central Trinity Peninsula lower slope occur in the seismically active Bransfield Basin, which is located in the direct vicinity of several plate-tectonic boundaries (Figure 7.1). The northern boundary of the Bransfield Basin is formed by the South Shetland Islands volcanic arc. The basin itself has undergone a significant extension, which has resulted in the development of an incipient sea-floor spreading ridge in the central axis of the basin, associated with enhanced seismic and volcanic activity around the Deception and Bridgeman Islands. Major seismic events in the recent past, however, are absent in the basin itself and are limited to the Shackleton and Hero Fracture Zones to the north of the basin and to the South Shetland Trench (Figure 7.2).

The numerous, present-day earthquakes in Bransfield Basin are either too weak or too far away from the Gebra Slide scar to be considered as a potential trigger mechanism (Figure 7.2 and 7.5). This conclusion is based on a seismic stability analysis of the Trinity Peninsula margin in its seismic setting and is consistent with other case studies in literature. We carried out a Newmark analysis, which involves deriving a critical acceleration of the Trinity Peninsula slope, the Arias intensity and a Newmark displacement as the most important parameters (Figure 7.4). Furthermore, we calculated a minimum Arias intensity value for a destabilisation of the Trinity Peninsula lower slope to take place. Therefore we worked with a hypothetical earthquake event with a magnitude that is at least one order of magnitude higher than the recorded earthquake magnitudes since 1973 in the Bransfield Basin (Table 7.1). Even if an earthquake of such

magnitude is highly unlikely in the present-day setting, it can not be ruled out that an earthquake like that did occur during the Late-Pleistocene and Holocene – and in particular during the isostatic rebound at the end of the last glaciation.

The case of a cyclic seismic loading is not discussed here as the required geotechnical parameters of the sediment are not available. Triggering by a cyclic seismic loading cannot be excluded because the observed high frequency of earthquakes in the Bransfield Basin. A cyclic loading of frequent low-magnitude earthquakes can lead to a dramatic drop in stability in the lower slope strata of the Trinity Peninsula margin. However, a recent study of Boulanger et al. [1998] discusses the process of seismic strengthening when the interval between two successive earthquake hazards is long enough to restore the original pore pressure in the sediment.

### ***Chapter 8: The presence of an ice sheet on the Trinity Peninsula shelf: implications for the Trinity Peninsula slope stability***

---

Interpretation of the multibeam and high-resolution reflection seismic datasets provides evidence for the presence of a grounded ice sheet during the last glaciation across the entire Trinity Peninsula shelf, i. e. down to the shelf break at a water depth of about 1000 m (Figure 2.5). The Gebra Slide and the associated slides on the central Trinity Peninsula occur on the lower and middle slope of the Trinity Peninsula, in water depths ranging from 1500 to 1950 m. Hence, this Trinity Peninsula middle and lower slope has never been in direct contact with a grounded ice sheet (Figure 8.3). However, a possible triggering of these slides by far-field loading effects cannot be excluded.

A mass-wasting process on the Trinity Peninsula slope caused by the impact of a grounded ice sheet on the shelf can be explained by stability reduction caused by two different mechanisms:

- ❖ Firstly, a grounded ice sheet exerts an extra static loading on the seabed. This extra static loading causes a reduction in stability which can be calculated based on the initial factor of safety and the magnitude of the extra loading, which is a function of the thickness of the ice sheet and the water depth. Therefore we spent special attention to the reconstruction of the evolution of the paleo-water depth of the Trinity Peninsula shelf since the last glaciation. This paleo-water depth is function of the eustatic sea level rise since the Last Glacial Maximum, a significant isostatic adjustment in the Bransfield Basin and a continuing regional tectonic basin subsidence. Holocene Beaches on the South Shetland Islands are positioned at a maximum level of 18 m a.s.l., which is consistent with a relative sea level drop of 18 m since the Last Glacial Maximum. This value is considered negligible in relation to a total water depth of 1000 m for the shelfbreak.
- ❖ A second mechanism deals with the effect of overconsolidation in the sediment by the extra ice loading on the seabed. When this grounded ice sheet decouples at the end of the glaciation, an excess pore pressure will build up in the sedimentary column. This excess pore pressure reduces the factor of safety of the Trinity Peninsula slope strata. A case study on the

Verrill canyon area on the Scotia continental margin points the initiation of a large-scale debris flow by this mechanism of unbalanced pore pressures [Mulder en Moran, 1995]. This destabilisation process can affect the sedimentary column up to hundred meters of depth below the seabed on a water depth that exceeds by far the maximum depth of ice-sheet grounding.

Such a mechanism of a far-field impact on the Trinity Peninsula slope strata is believed to have contributed to initiate sliding on the middle and lower Trinity Peninsula slope.



## REFERENTIELIJST

- ADAMS, E. W. & SCHLAGER, W., 2000. Basic types of submarine curvature, *Journal of Sedimentary Research*, Vol. 70, No. 4, p. 814-828.
- ADAMS, E. W., SCHLAGER, W. & WATTEL, E., 1998. Submarine slopes with an exponential curvature, *Sedimentary Geology*, Vol. 117, p. 135-141.
- AKSU, A. E. & HISCOTT, R. N., 1992. Shingled Quaternary debris flow lenses on the north-east Newfoundland Slope, *Sedimentology*, 39, p. 193-206.
- ALLEY, R. B., BLANKENSHIP, D. D., ROONEY, S. T. & BENTLEY, C. R., 1989. Sedimentation beneath Ice Shelves – The View from Ice Stream B, *Marine Geology*, 85, 1989, p. 101-120.
- ANDERSON, J. B., 1991. The Antarctic continental shelf: results from marine geological and geophysical investigations, In: TINGEY, R. J. (Ed.), *The Geology of Antarctica*, Clarendon Press, Oxford, p. 285-334.
- ANDERSON, J. B., 1999. *Antarctic Marine Geology*, Cambridge University Press 1999, p. 289.
- ANDERSON, J. B., KURTZ, D. D. & WEAVER, F. M., 1979. Sedimentation on the Antarctic continental slope. In: DOYLE, L. J. & PILKEY (Eds.), *Geology of Continental Slopes*, Society of the Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication No. 27, p. 265-283.
- ANDERSON, J. B., POPE, P. G. & THOMAS, M. A., 1990. Evolution and Hydrocarbon Potential of the Northern Antarctic Peninsula Continental Shelf, In: John, B. S. (ed.) *Antarctica as an exploration frontier - Hydrocarbon potential, Geology, and Hazards*, AAPG Studies in Geology # 31, p. 13-29.
- ANDERSON, J. B., WELLNER, J. S., LOWE, A. L., MOSOLA, A. B. & SHIPP, S. S., 2001. Footprint of the Expanded West Antarctic Ice Sheet: Ice stream history and behavior, *October GSA Today*, p. 4-9.
- BANFIELD, L. A. & ANDERSON, J. B., 1995. Seismic facies investigation of the Late Quaternary glacial history of Bransfield Basin, Antarctica. In: COOPER, A. K., BARKER, P. F. & BRANCOLI, G. (Eds.) *Geology and seismic Stratigraphy of the Antarctic Margin*, AGU Antarctic Research Series, Vol. 68, p. 123-140.
- BARKER, D. H. N. & AUSTIN, J. A. A., 1998. Rift propagation, detached faulting, and associated magmatism in Bransfield Strait, Antarctic Peninsula, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 103., No. B10, p. 24017-24043.
- BARKER, D. H. N., CHRISTESON, G. L., AUSTIN JR., J. A. & DALZIEL, I. W. D., 2003. Backarc basin evolution and cordilleran orogenesis: Insights from new ocean-bottom seismograph refraction profiling in Bransfield Strait, Antarctica, *Geological Society of America*, Vol. 31, No. 2, p. 107-110.
- 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, p. 787-801.
- BARKER, P. F., BARRETT, P. J., CAMERLENGHI, A., COOPER, A. K., DAVEY, F. J., DOMACK, E. W., ESCUTIA, C., KRISTOFFERSEN, Y. & O'BRIEN, P. E., 1998. Ice Sheet History from

Antarctic Continental Margin Sediments: the ANTOSTRAT Approach, *Terra Antarctica*, 5(4), p. 737-760.

BARKER, P. F. & DALZIEL, I. W. D., 1983. Progress in geodynamics of the Scotia Arc region, In: CABRÉ, R. (Ed.), *Geodynamics of the Eastern Pacific Region, Caribbean and Scotia Arcs*, AGU Geodynamic Series 9, p. 137-170.

BARSDCH D. & MAUSBACHER. R., 1986. New data on the relief development of the South Shetland Islands, Antarctica, *Interdisciplinary Science Reviews*, 11, p. 211-218.

BART, P. J. & ANDERSON, J. B., 1995. Seismic record of glacial events affecting the Pacific margin of the Northwestern Antarctic Peninsula. In: COOPER, A. K., BARKER, P. F. & BRANCOLI, G. (Eds.). *Geology and Seismic Stratigraphy of the Antarctic Margin*, AGU Antarctic Research Series, Vol. 68, p. 75-95.

BART, P. J. & ANDERSON, J. B., 1996. Seismic expression of depositional sequences associated with expansion and contraction of ice sheets on the northwestern Antarctic Peninsula continental shelf. In: DE BATIST, M. & JACOBS, P. (Eds.) *Geology of Siliciclastic Continental Shelf Seas*, Geological Society Special Publications, 117, p. 171-186.

BART, P. J., DE BATIST, M. & JOKAT, W., 1999. Interglacial collapse of Cray Trough-Mouth Fan, Weddell Sea, Antarctica: Implications for Antarctic glacial history. *Journal of Sedimentary Research*, Vol. 69, No. 6, p. 1276-1289.

BART, P. J., DE BATIST, M. & MILLER, H., 1994. Neogene collapse of glacially-deposited, shelf-edges deltas in the Weddell Sea: Relationships between deposition during glacial periods and submarine fan development. In: COOPER, A. K., BARKER, P. F., WEBB, P. N. & BRANCOLI, G. (Eds.). *The Antarctic Continental margin – Geophysical and Geological Stratigraphic Records of the Cenozoic Records of Glaciation, Paleo-environments and Sea Level Change*, Terra Antarctica, 1(2), p. 317-318.

BEATTIE, P. D. & DADE, W. B., 1996. Is scaling in turbidite deposition consistent with forcing by earthquakes?, *Journal of Sedimentary Research*, Vol. 66, No. 5, p. 909-915.

BENTLEY, M. J., 1999. Volume of Antarctic Ice at the Last Glacial Maximum, and its impact on global sea level change, *Quaternary Science Reviews*, 18, p. 1569-1595.

BENTLEY, M. J. & ANDERSON, J. B., 1998. Glacial and marine geological evidence for the ice sheet configuration in the Weddell Sea-Antarctic Peninsula region during the Last Glacial Maximum, *Antarctic Science*, Vol. 10(3), p. 309-325.

BERRY, J. A. & PIPER, D. J. W., 1993. Seismic stratigraphy of the central Scotian Rise: A record of continental margin glaciation, *Geo-Marine Letters*, 13, p. 197-206.

BIRKENMAJER, K., 1992. Evolution of the Bransfield Basin and Rift, West Antarctica, In: YOSHIDA, Y., KAMIMURA, K., SHIRAISHI, K. (eds.) *Recent Progress in Antarctica*, Earth Science, Terra Scientific Publications, Tokio, p. 405-410.

BLUM, P. & OKAMURA, Y., 1992. Pre-Holocene sediment dispersal systems and effects of structural controls and Holocene sea-level rise from acoustic facies analysis: SW Japan forearc, *Marine Geology*, 108, p. 295-322.



- BØE, R., HOVLAND, M., INSTANES, A., RISE, L. & VASSHUS, S., 2000. Submarine slide scars and mass movements in Karmsundet and Skudenesfjorden, southwestern Norway: morphology and evolution, *Marine Geology*, 167, p. 147-165.
- BOOTH, J. S., SANGREY, D. A. & FUGATE, J. K., 1985. A nomogram for interpreting slope stability of fine-grained deposits in modern and ancient marine environments, *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 55, p. 0029-0036.
- BOULANGER, E., KONRAD, J.-M., LOCAT, J. & LEE, H. J., 1998. Cyclic behavior of Eel River sediments: a possible explanation for the paucity of submarine landslide features. American Geophysical Union San Francisco, *EOS*, Abstract.
- BOULTON, G. S., 1990. Sedimentary and sea level changes during glacial cycles and their control on glacial marine facies architecture, In: DOWDESWELL, J. A. & SCOURSE, J. D. (eds.) *Glacial Marine Environments: Processes and Sediments*, Geological Society of London, Special Publication No. 53, p. 15-52.
- BOUMA, A. H., 1962. *Sedimentology of Some Flysch Deposits: A graphic approach to facies interpretation*, Elsevier Scientific, Amsterdam, p. 167.
- BOURIAK, S., VANNESTE, M. & SAOUTKINE, A., 2000. Inferred gas hydrates and clay diapirs near the Storegga Slide on the southern edge of the Vøring Plateau, offshore Norway, *Marine Geology*, 163, p. 125-148.
- BRACHFELD, S., ACTON, G. D., GUYODO, Y. & BANERJEE, S. K., 2000. High-resolution paleomagnetic records from Holocene sediments from the Palmer Deep, Western Antarctic Peninsula, *Earth and Planetary Science Letters*, 181, p. 429-441.
- BRACHFELD, S. A., BANERJEE, S. K., GUYODO, Y., ACTON, G. D., 2002. A 13200 year history of century to millennial-scale paleoenvironment change magnetically recorded in the Palmer Deep, western Antarctic Peninsula, *Earth and Planetary Science Letters*, 194, 311-326.
- BRADLEY, R. S., 1999. Paleoclimatology. Reconstructing Climates of the Quaternary, *AP International Geophysics Series*, Vol. 64, p. 613.
- BROTCHIE, J. F. & SILVESTER, R., 1969. On crustal flexure, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 74, p. 5240-5252.
- BUGGE, T., BEFRING, S., BELDERSON, R. H., EIDVIN, T., JANSEN, E., KENYON, N. H., HOLTEDAHL, H., SEJRUP, H. P., 1987. A giant three-stage submarine slide off Norway, *Geo-Marine Letters*, 7, p. 191-198.
- CANALS, M., ACOSTA, J., BARAZA, J., BART, P., CALAFAT, A.M., CASAMOR, J.L., DE BATIST, M., ERCILLA, G., FARRAN, M., FRANES, G., GRÀCIA, E., RAMOS-GUERRERO, E., SANZ, J.L., SORRIBAS, J.L. & TASSONE, A., 1994. La Cuenca Central de Bransfield (NW de la Península Antártida): primeros resultados de la campaña GEBRA-93. *Geogaceta* 16, 132-135.
- CANALS, M., CASAMOR, J. L., URGELES, R., CALAFAT, A. M., DOMACK, E. W., BARAZA, J., FARRAN, M. & DE BATIST, M., 2002. Seafloor evidence of a subglacial sedimentary system off the northern Antarctic Peninsula, *Geological Society of America*, Vol. 30, No. 7, p.603-606.

- CANALS, M., URGELES, R. & CALAFAT, A. M., 2000. Deep sea-floor evidence of past ice streams off the Antarctic Peninsula, *Geology*, Vol. 28, No. 1, p. 31-34.
- CARTER, L., 2001. A large submarine debris flow in the path of the Pacific deep western boundary current off New Zealand, *Geo-Marine Letters*, 21, p. 42-50.
- CLAPPERTON, C. M. & SUGDEN, D. E., 1982. Late Quaternary glacial history of George VI Sound area, West Antarctica, *Quaternary Research*, Vol. 18, p. 243-267.
- COOPER, A. K., BARRETT, P. J., HINZ, K., TRAUBE, V., LEITCHENKOV, G. & STAGG, H. M. J., 1991. Cenozoic prograding sequences of the Antarctic continental margin: a record of glacio-eustatic and tectonic events, *Marine Geology*, 102, p. 175-213.
- DEBLONDE, G. & PELTIER, W. R., 1991. Simulations of continental ice sheet growth over the last Glacial-interglacial cycle: Experiments with a one-level seasonal energy balance model including realistic geography, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 96(D5), p. 9189-9215.
- DENLINGER, R. P. & IVERSON, R. M., 1990. Limiting equilibrium and liquefaction potential in infinite submarine slopes, *Marine Geotechnology*, Vol. 9, p. 299-312.
- DENTON, G. H., PRENTICE, M. L. & BURCKLE, L. H., 1991. Cenozoic history of the Antarctic Ice Sheet. In: TINGEY, R. J. (Ed). *The geology of Antarctica*, Clarendon Press, Oxford, p. 365-433.
- DE WIT, J. J., JEFFERY, M., BERGH, H. & NICOLAYSEN, L., 1988. Geological map of Sectors of Gondwana, *American Association of Petroleum Geologists*, Tulsa, Oklahoma, 2 kaartbladen.
- DILLON, W. P., DANFORTH, W. W., HUTCHINSON, D. R., DRURY, R. M., TAYLOR, M. H. & BOOTH, J. S., 1998. Evidence of faulting related to dissociation of gas hydrate and release of methane off the southeastern United States, In: HENRIET, J. P. & MIENERT (Eds.), *Gas hydrates: Relevance to world margin stability and climatic changes*, Special Publication of the Geological Society of London, 137, p. 293-302.
- DIMAKIS, P., ELVERHØI, A., HOEG, K., SOLHEIM, A., HARBITZ, C., LABERG, J. S., VORREN, T. O. & MARR, J., 2000. Submarine slope stability on high-latitude glaciated Svalbard-Barents Sea Margin, *Marine Geology*, 162, p. 303-316.
- DINGLE, R. V., 1977. The anatomy of a large submarine slump on a sheared continental margin (SE Africa), *Journal of Geological Society of London*, 134, p. 293-310.
- DOBRY, R., IDRISSE, I. M. & NG, E., 1978. Duration characteristics of horizontal components of strong-motion earthquakes records, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 68, p. 1487-1520.
- DOWDESWELL, J. A. & ELVERHØI, A., 2002. The timing of initiation of fast-flowing ice streams during a glacial cycle inferred from glacial marine sedimentation, *Marine Geology*, 188, p. 3-14.
- DOWDESWELL, J. A., KENYON, N. H., ELVERHØI, A., LABERG, J. S., HOLLENDER, F.-J., MIENERT, J. & SIEGERT, M. J., 1996. Large-scale sedimentation on the glacier-influenced Polar North Atlantic margins: Long-range side scan sonar evidence, *Geophysical Research Letters*, 23, p. 3535-3538.

- DOWDESWELL, J. A. & SIEGERT, M. J., 1999. Ice-sheet numerical modeling and marine geophysical measurements of glacier-derived sedimentation on the Eurasian Arctic continental margins. *Geological Society of America Bulletin* 111, 1080-1097.
- DREWRY, D. J., 1983. *Antarctica: Glaciological and Geophysical Folio*. Scott Polar Research Institute, University of Cambridge, Cambridge, England, 9 sheets.
- DREWRY, D. J. & COOPER, A. P. R., 1981. Processes and models of Antarctic glaciomarine sedimentation, *Ann. Glaciology*, 2, p. 117-122.
- DRISCOLL, N. W., WEISSEL, J. K. & GOFF, J. A., 2000. Potential for large-scale submarine slope failure and tsunami generation along the U.S. mid-Atlantic coast, *Geology*, Vol. 28, No. 5, p. 407-410.
- DUPPERET, A., BOURGOIS, J., LAGABRIELLE, Y. & SUESS, E., 1995. Slope instabilities at an active continental margin: Large-scale polyphase submarine slides along the northern Peruvian margin between 5° S and 6° S, *Marine Geology*, 122, p. 303-328.
- EINSELE, G., 1991. Submarine mass flow deposits and turbidites. In: EINSELE, G., RICKEN, W. & SEILACHER, A. (Eds.), *Cycles and Events in Stratigraphy*, Springer-Verlag, Berlin, p. 313-339.
- ELVERØI, A., HOOKE, R. L. & SOLHEIM, A., 1998. Late Cenozoic erosion and sediment yield from the Svalbard-Barents Sea region: implications for understanding erosions of glacierized basins, *Quaternary Science Reviews*, Vol. 17, p. 209-241.
- ELVERHØI, A., LØNNE, O & SELAND, R., 1983. Glaciomarine sedimentation in a modern fjord environment, Spitsbergen, *Polar Research*, 1, p. 127-149.
- ELVERHØI, A., NOREM, H., ANDERSON, E. S., DOWDESWELL, J. A., FOSSEN, I., HAFLIDASON, H., KENYON, N. H., LABERG, J. S., KING, E. L., SEJRUP, H. P., SOLHEIM, A. & VORREN, T.O., 1997. On the origin and flow behavior of submarine slides on deep-sea fans along the Norwegian-Barents Sea continental margin, *Geo-Marine letters*, 17, p. 119-125.
- EMBLEY, R. W., 1976. New evidence for occurrence of debris flow deposits in the deep sea, *Geology*, 4, p. 371-374.
- ERCILLA, G., BARAZA, J., ALONSO, B. & CANALS, M., 1998. Recent geological processes in the Central Bransfield Basin (Western Antarctic Peninsula). In: STOKER, M. S., EVANS, D. & CRAMPS, A. (Eds.) *Geological Processes on Continental Margins: Sedimentation, Mass-Wasting and Stability*. Geological Society, London, Special Publication, 129, p. 205-216.
- ESCIUTIA, C., EITTREIM, S. L., COOPER, A. K. & NELSON, C. H., 2000. Morphology and acoustic character of the Antarctic Wilkes Land turbidite systems: Ice-sheet-sourced versus river-sourced fans, *Journal of Sedimentary Research*, Vol. 70, No. 1, p. 84-93.
- EVANS, D., KING, E. L., KENYON, N. H., BRETT, C. & WALLIS, D., 1996. Evidence for long-term instability in the Storegga Slide region off western Norway, *Marine Geology*, 130, p. 281-292.
- EVANS, D., STOKER, M. S. & CRAMP, A., 1998. Geological processes on continental margins: sedimentation mass-wasting and stability: an introduction. In: STOKER, M. S., EVANS, D. & CRAMP, A. (Eds.) 1998. *Geological Processes on Continental Margins: Sedimentation, Mass-Wasting and Stability*. Geological Society, London, Special Publications, 129, p. 1-4.

- FAUGÈRES, J.-C., GONTHIER, E., GROUSSET, F. & POUTIER, J., 1981. The Feni drift; the importance and meaning of slump deposits on the eastern slope of the Rockall Bank, *Marine Geology*, 40 (3-4), p. 49-57.
- FAUGÈRES, J.-C., GONTHIER, E., MULDER, T., KENYON, N., CIRAC, P., GRIBOULARD, R., BERNÉ, S., LESUAVE, R., 2002. Multi-process generated sediment waves on the Landes Plateau (Bay of Biscay, North Atlantic), *Marine Geology*, 182, p. 279-302.
- FIELD, M. E., GARDNER, J. V. & PRIOR, D. B., 1999. Geometry and significance of stacked gullies on the northern California slope, *Marine Geology*, 154, p. 271-286.
- FISK, M. R., 1990. Volcanism in the Bransfield Strait, Antarctica, *Journal of South American Earth Sciences*, 3, p.91-101.
- FLEMING, K., JOHNSTON, P., ZWARTZ, D., YOKOYAMA, Y., LAMBECK, K & CHAPPELL, J., 1998. Refining the eustatic sea-level curve since the Last Glacial Maximum using far- and intermediate-field sites, *Earth and Planetary Science Letters*, 163, p. 327-342.
- GAMBÔA, L. A. P. & MALDONADO, P. R., 1990. Geophysical investigations in the Bransfield Strait and in the Bellingshausen Sea - Antarctica, In: John, B. S. (Ed.) *Antarctica as an Exploration Frontier - Hydrocarbon Potential, Geology, and Hazards*, AAPG Studies in Geology # 31, p. 13-29.
- GARDNER, J. V., PRIOR, D. B. & FIELD, M. E., 1999. Humboldt Slide – a large shear-dominated retrogressive slope failure, *Marine Geology*, 154, p. 323-338.
- GEE, M. J. R., WATTS, A. B., MASSON, D. G. & MITCHELL, N. C., 2001. Landslides and the evolution of El Hierro in the Canary Islands, *Marine Geology*, 177, p. 271-293.
- GIBSON, R. E., 1958. The progress of consolidation in a clay layer increasing in thickness with time, *Géotechnique*, 8, p. 171-182.
- GRÀCIA, E., CANALS, M., FARRÀN, M. L., PRIETO, M. J., SORRIBAS, J. & GEBRA TEAM 1996. Morphostructure and Evolution of the Central and Eastern Bransfield Basins (NW Antarctic Peninsula), *Marine Geophysical Researches*, 18, p. 429-448.
- GRÀCIA, E., CANALS, M., FARRÀN, M. L., SORRIBAS, J. & PALLÀS, R., 1997. Central and eastern Bransfield Basins (Antarctica) from high-resolution swath-bathymetry data, *Antarctic Science*, Vol. 9(2), p. 168-180.
- GRAD, M., GUTERCH, A. & SRODA, P., 1992. Upper crustal structure of Deception Island area, Bransfield Strait, West Antarctica, *Antarctic Science*, 4, p. 469-476.
- GRIFFITH, T. W. & ANDERSON, J. B., 1989. Climatic control of sedimentation in bays and fjords of the northern Antarctic Peninsula, *Marine Geology*, 85, p. 181-204.
- HAQ, B. U., 1998. Natural gas hydrates: searching for the long-term climatic and slope-stability records. In: HENRIET, J.-P. & MIENERT, J. (Eds.) *Gas Hydrates: Relevance to World Margin Stability and Climate Change*. Geological Society, London, Special Publications, 137, p. 303-318.
- HARDEN, S. L., DEMASTER, D. J. & NITTROUER, C. A., 1992. Developing sediment geochronologies for high-latitude continental shelf deposits: a radiochemical approach, *Marine Geology*, 103, p. 69-97.

HARP, E. L. & WILSON, R. C., 1989. Shaking intensity thresholds for seismically induced landslides: Geological Society of America Abstracts with Programs, Vol. 21, no. 5, p. 90.

HASIOTIS, T., PAPTAEODOROU, G., BOUCKOVALAS, G., CORBAU, C., FERENTINOS, G., 2002. Earthquake-induced coastal sediment instabilities in the western Gulf of Corinth, Greece, *Marine Geology*, 186, p. 319-335.

HAWKES, D. D., 1981. Tectonic segmentation of the northern Antarctic Peninsula, *Geology*, Vol. 9, p. 220-224.

HEINRICH, R., 1990. Cycles, rhythms, and events in Quaternary Arctic and Antarctic glaciomarine deposits, In: BLEIL, U. & THIEDE, J. (Eds.), *Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic*, Kluwer, Dordrecht, p. 213-244.

HENKEL, D. J., 1970. The role of waves in causing submarine landslides, *Géotechnique* 20, No. 1, p. 75-80.

HENRIET, J.-P., MEISSNER, R., MILLER, H., GRAPE TEAM, 1992. Active margin processes along Antarctic Peninsula. *Tectonophysics* 201, 1-25.

HENRIET, J.-P. & MIENERT, J., (Eds.) 1998. *Gas Hydrates: Relevance to World Margin Stability and Climate Change*. Geological Society, London, Special Publications, 137, p. 338.

HISCOTT, R. N. & AKSU, A. E., 1994. Submarine Debris Flow and Continental Slope Evolution in front of Quaternary Ice Sheet, Baffin Bay, Canadian Arctic, *AAPG Bulletin*, Vol. 78, No. 3, p. 455-460.

HOLTEDAHL, O., 1929. On the geology and physiography of some Antarctic and sub-Antarctic islands. Scientific Results of the Norwegian Antarctic Expeditions, 1927-1928 and 1928-1929, p. 172.

HOWE, J.A., LIVERMORE, R.A. & MALDONADO, A., 1998. Mudwave activity and current-controlled sedimentation in Powell Basin, northern Weddell Sea, Antarctica, *Marine Geology* 149(1-4), 229-241.

HUGHES CLARKE, J.E., O'LEARY, D. & PIPER, D.J.W., 1992. The relative importance of mass wasting and deep boundary current activity on the continental rise off Western Nova Scotia. In: POAG, C.W., de GRACIANSKY, P.C. (Eds.) *Geologic evolution of Atlantic continental rises*. Van Nostrand Reinhold, New York, p. 266-281.

IBANEZ, J.M., MORALES, J., ALGUACIL, G., ALMENDROS, J., ORTIZ, R. & DELPEZZO, E., 1997. Intermediate-focus earthquakes under South Shetland Islands (Antarctica), *Geophysical Research Letters*, 24(5), 531-534.

IMBO, Y., DE BATIST, M., CANALS, M., PRIETO, M.J. & BARAZA, J., 2003. The Gebra Slide: a submarine slide on the Trinity Peninsula Margin, Antarctica, *Marine Geology*, 193, p. 235-252.

JACOBS, S. S., 1992. Is the Antarctic Ice Sheet growing ?, *Nature*, Vol. 360, p. 29-33.

JANSEN, E., BEFRING, S., BUGGE, T., EIDVIN, T., HOLTEDAHL, H. & SEJRUP, H. P., 1987. Large submarine slides on the Norwegian continental margin: Sediments, transport and timing, *Marine geology*, 87, pp. 77-107.

JEFFERS, J. D. & ANDERSON, J. B., 1990. Sequence stratigraphy of the Bransfield Basin, Antarctica: Implications for Tectonic History and Hydrocarbon Potential, *In: John, B. S. (Ed.) Antarctica as an exploration frontier - Hydrocarbon Potential, Geology, and Hazards*, AAPG Studies in Geology, No. 31, p. 13-29.

JIBSON, R. W., 1993. Predicting earthquake-induced landslide displacements using Newmarks sliding block analysis, *Transportation Research Record 1411*, National Research Council, Washington D. C., p. 9-17.

JIBSON, R. W., 1996. Using Landslides for Paleoseismic Analysis, *In: McCALPIN, J. (Ed.) Paleoseismology*, International Geophysics Series AP, Vol. 62, p. 397-438.

JIBSON, R. W. & HARP, E. L., 1996. The Springdale, Utah, Landslide: An extraordinary event, *Environmental & Engineering Geoscience*, Vol. II, No. 2, p. 137-150.

JIBSON, R. W. & KEEFER, D. K., 1993. Analysis of the seismic origin of landslides: Examples from the New Madrid seismic zone, *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 105, p. 521-536.

JIN, Y. K., LEE, D. K., NAM, S. H., KIM, Y. & KIM, K. J., 1998. Seismic observation at King Sejong Station, Antarctic Peninsula, *Terra Antarctica*, Vol. 5(4), p. 729-736.

JOHNSON, G. L., VANNEY, J. R. & HAYES, D., 1982. The Antarctic continental shelf – review paper. *In: CRADDOCK, C. (Ed.), Antarctic Geoscience*, University of Wisconsin Press., Madison, p. 995-1002.

KAYEN, R. E. & LEE, H. J., 1991. Pleistocene slope instability of gas hydrate-laden sediment on the Beaufort sea margin. *Marine Geotechnology*, 10, p. 125-141.

KEEFER, D. K., 1984. Landslides caused by earthquakes, *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 95, p. 406-421.

KEEFER, D. K. & WILSON, R. C., 1989. Predicting earthquake-induced landslides, with emphasis on arid and semi-arid environments, *In: SADLER, P. M. & MORTON, D. M. (Eds.) Landslides in semi-arid environments: Riverside, California, Inland geological Society*, Vol. 2, p. 118-149.

KENNET, J., 1982. *Marine Geology*, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, p. 813.

KENNET, J. P. & HODELL, D. A., 1993. Evidence for relative climatic stability of Antarctica during the early Pliocene: a marine perspective, *Geografiska Annaler*, Vol. 75A, p. 205-220.

KEYS, J. R., 1990. Ice, *In: GLASBY, G. P. (Ed.), Antarctic Sector of the Pacific*, Elsevier Oceanographic Series, Vol., 51, New York, p. 95-123.

KING, E. L., HAFLIDASON, H., SEJRUP, H. P., LOVLIE, R., 1998. Glacigenic debris flows on the North Sea Trough Mouth Fan during ice stream maxima. European North Atlantic Margin (ENAM I); sediment pathways, processes, and fluxes, *Marine Geology*, 152, p. 217-246.

KLAUCKE, I. & COCHONAT, P., 1999. Analysis of past seafloor failures on the continental slope off Nice (SE France), *Geo-Marine Letters*, 19, p. 245-253.

- KLEPEIS, K. A. & LAWVER, L. A., 1996. Tectonics of the Antarctic-Scotia plate boundary near Elephant and Clarence Islands, West Antarctica, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 101, p. 20211-20231.
- KUVAAS, B. & KRISTOFFERSEN, Y., 1991. The Crary Fan: A trough-mouth fan on the Weddell Sea continental margin, Antarctica, *Marine Geology*, 97, p. 345-362.
- KUVAAS, B. & KRISTOFFERSEN, Y., 1996. Mass movements in glaciomarine sediments on the Barents Sea continental slope, *Global Planet. Change*, 12 (1234), p. 287-307.
- LABERG, J. S. & VORREN, T. O., 1993. A Late Pleistocene submarine slide on the Bear Island Trough Mouth Fan, *Geo-Marine Letters*, Vol. 13, p. 227-234.
- LABERG, J. S. & VORREN, T. O., 1995. Late Weichselian submarine debris flow deposits on the Bear Island Trough Mouth Fan, *Marine Geology*, 127, p. 45-72.
- LABERG, J. S. & VORREN, T. O., 1996. The glacier-fed fan at the mouth of Storfjorden Trough, western Barents Sea: a comparative study, *Geol. Rundsch.*, 85, p. 338-349.
- LABERG, J. S. & VORREN, T. O., 2000a. The Trænadjupet Slide, off-shore Norway – morphology, evacuation and triggering mechanisms, *Marine Geology*, 171, p. 95-114.
- LABERG, J. S. & VORREN, T. O., 2000b. Flow behavior of the submarine glacial debris flows on the Bear Island Trough Mouth Fan, western Barents Sea, *Sedimentology*, 47, pp. 1105-1117.
- LABERG, J. S., VORREN, T. O., DOWDESWELL, J. A., KENYON, N. H. & TAYLOR, J., 2000. The Andøya Slide and the Andøya Canyon, north-eastern Norwegian-Greenland Sea, *Marine Geology*, 162, p. 259-275.
- LABERG, J. S., VORREN, T. O., MIENERT, J., BRYN, P. & LIEN, R., 2002a. The Trænadjupet Slide: a large slope failure affecting the continental margin of Norway 4000 years ago, *Geo-marine Letters*, 22, p. 19-24.
- LABERG, J. S., VORREN, T. O., MIENERT, J., EVANS, D., LINDBERG, B., OTTESEN, D., KENYON, N. H. & HENRIKSEN, S., 2002b. Late Quaternary palaeoenvironment and chronology in the Trænadjupet Slide area offshore Norway, *Marine Geology*, 188, p. 35-60.
- LARTER, R. D. & BARKER, P. F., 1989. Seismic stratigraphy of the Antarctic Peninsula Pacific margin: A record of Pliocene-Pleistocene ice volume and paleoclimate, *Geology*, 17, p. 731-734.
- LARTER, R. D. & BARKER, P. F., 1991. Neogene interaction of tectonic and glacial processes at the Pacific margin of the Antarctic Peninsula. In: MACDONALD, D. I. M., (Ed.) *Sedimentation, Tectonics and Eustasy: Sea Level Changes at Active Margins*, International Association of Sedimentologists Special Publication, 12, Blackwell Scientific Publications, Oxford, p. 165-186.
- LARTER, R. D. & CUNNINGHAM, A. P., 1993. The depositional pattern and distribution of glacial-interglacial sequences on the Antarctic Peninsula Pacific margin, *Marine Geology*, 109, p. 203-219.
- LASTRAS, G., CANALS, M., HUGHES-CLARKE, J. E., MORENO, A., DE BATIST, M., MASSON, D. G. & COCHONAT, P., 2002. Seafloor imagery from the BIG'95 debris flow, western Mediterranean, *Geology*, Vol. 30, no. 10, p. 871-874.

- LAWVER, L. A., GAHAGAN, L. M. & COFFIN, M. F., 1992. The development of paleoscaeways around Antarctica, *In: KENNET, J. P. & WARNKE, D. A. (Eds.), The Antarctic Paleoenvironment: A Perspective on Global Change 1*, Antarctic Research Series, Vol. 56, American Geophysical Union, Washington, D. C., p. 7-30.
- LAWVER, L. A., KELLER, R. A., FISK, M. R. & STRELIN, J. A., 1995. Bransfield Strait, Antarctic Peninsula: Active extension behind a dead arc, *In: TAYLOR, B. (Ed.) Back-Arc Basins: Tectonics and Magmatism*, Plenum, New York, p. 315-342.
- LEE, H. J., LOCAT, J., DARTNELL, P., ISRAEL, K. & WONG, F., 1999. Regional variability of slope stability, application to the Eel Margin, California, *Marine Geology*, 154, pp. 305-321.
- LEWIS, K. B., 1971. Slumping on a continental slope inclined at 1° - 4°, *Sedimentology*, 16, p. 97-110.
- LIPMAN, P. W., LOCKWOOD, J. P., OKAMURA, R. T., SWANSON, D. A., and YAMASHITA, K. M., 1985. Ground deformation associated with the 1975 magnitude-7.2 earthquake and resulting changes in activity of Kilauea volcano, Hawaii, *U. S. Geological Survey Professional Paper 1276*, p. 45.
- LOCAT, J., 2001. Instabilities along ocean margins: a geomorphological and geotechnical perspective, *Marine and Petroleum Geology*, 18, p. 503-512.
- LOCAT, J. & LEE, H. L., 2000. Submarine landslides: Advances and Challenges, *Proceedings of the 8th International Symposium on Landslides, Cardiff, U.K.*, 1-30.
- LOCAT, J. & SANFAÇON, R., 2000. Multibeam surveys: a major tool for geosciences, *In: Comptes rendus de la Conférence hydrographique du Canada, Montréal, 2000*, p.1-11.
- LODOLO, E., CAMERLENGHI, A. & BRANCOLINI, G., 1993. A bottom simulating reflector on the South Shetland margin, Antarctic Peninsula, *Antarctic Science*, Vol. 5(2), p. 207-210.
- LYKOUSIS, V., ROUSSAKIS, G., ALEXANDRI, M., PAVLAKIS, P. & PAPOULIA, I., 2002. Sliding and regional slope stability in active margins: North Aegean Trough (Mediterranean), *Marine Geology*, Vol. 186, p. 281-298.
- MANKELOW, J. M. & MURPHY, W., 1998. Using GIS in the probabilistic assessment of earthquake triggered landslides hazards, *Journal of Earthquake Engineering*, Vol. 2, p. 593-623.
- MARR, J. G., ELVERHØI, A., HARBITZ, C., IMRAN, J. & HARFF, P., 2002. Numerical simulation of mud-rich subaqueous debris flows on the glacially active margins of the Svalbard-Barents Sea, *Marine Geology*, 188, p. 351-364.
- MASSON, D. G., CANALS, M., ALONSO, B., URGELES, R. & HUHNERBACH, V., 1998. The Canary Debris Flow: source area morphology and failure mechanisms, *Sedimentology*, 45, p. 411-432.
- MASSON, D. G., HUGGETT, Q. J. & BRUNSDEN, D., 1993. The surface texture of the Saharan debris flow deposit and some speculations on the debris flow processes, *Sedimentology*, 40, p. 583-598.
- McADOO, B. G., PRATSON, L. F. & ORANGE, D. L., 2000. Submarine landslide geomorphology, US continental slope, *Marine Geology*, 169, p. 103-136.



- McIVER, R. D., 1982. Role of naturally occurring gas hydrates in sediment transport, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 66 (6), p. 789-792.
- McGINNIS, J. P. & HAYES, D. E., 1995. The roles of downslope and along-slope depositional processes: Southern Antarctic Peninsula continental rise, *Antarctic Research Series*, Vol. 68, p. 141-156.
- McGINNIS, J. P., HAYES, D. E. & DRISCOLL, N. W., 1997. Sedimentary processes across the continental rise of the southern Antarctic Peninsula, *Marine Geology*, Vol. 141, p. 91-109.
- MIENERT, J., BERNDT, C., LABERG, J. S. & VORREN, T. O., 2002. Slope instability of continental margins, In: WEFER, G., BILLET, D., HEBBELN, D., JØRGENSEN, B. B., SCHÜTER, M., VAN WEERING, T. (Eds.) *Ocean Margin Systems*, Springer-Verslag Berlin Heidelberg, p. 179-193.
- MIENERT, J., POSEWANG, J. & BAUMANN, M., 1998. Gas hydrates along the northeastern Atlantic margin: Possible hydrate-bound margin instabilities and possible release of methane. In: HENRIET, J.-P. & MIENERT, J. (Eds.) *Gas Hydrates: Relevance to World Margin Stability and Climate Change*. Geological Society, London, Special Publications, 137, p. 275-291.
- MOHRIG, D., ELVERHØI, A. & PARKER, G., 1999. Experiments on the relative mobility of muddy subaqueous and subaerial debris flow, and their capacity to remobilize antecedent deposits, *Marine Geology*, 154, p. 117-129.
- MOHRIG, D., WHIPPLE, K. X., HONDZO, N. H., ELLIS, C. & PARKER, G., 1998. Hydroplaning of subaqueous debris flows, *Geological Society of America Bulletin* 110, p.387-394.
- MOORE, D. G., CURRAY, J. R. & EMMEL, F. J., 1976. Large submarine slide (olistostrome) associated with Sunda arc subduction zone, northeast Indian Ocean, *Marine Geology*, 21, p. 211-226.
- MORGENSTERN, N. R., 1967. Submarine slumping and the initiation of turbidity currents. In: A. F. Richards (Editor), *Marine Geotechnique*, University of Illinois Press, Urbana, Ill., p.189-210.
- MOSHER, D. C., MORAN, K. & HISCOTT, R.N., 1994. Late Quaternary sediment, sediment mass flow processes and slope stability on the Scotian Slope, Canada, *Sedimentology*, Vol. 41, p. 1039-1061.
- MULDER, T. & COCHONAT, P., 1996. Classification of offshore mass movements, *Journal of Sedimentary Research*, Vol. 66, No. 1, p. 43-57.
- MULDER, T. & MORAN, K., 1995. Relationship among submarine instabilities, sea level variations, and the presence of an ice sheet on the continental shelf: An example from the Verrill Canyon Area, Scotian Shelf, *Paleoceanography*, Vol. 10, No. 1, p. 137-154.
- MULDER, T., TISOT, J.-P., COCHONAT, P. & BOURILLET, J.-F., 1993. Stabilité des pentes sous-marines dans la Baie des Anches, Nice, France, Approche géotechnique. *Revue Française de Géotechnique*, 64, p. 21-30.
- NAKADA, M., KIMURA, R., OKUNO, J., MORIWAKI, K., MIURA, H. & MAEMOKU, H., 2000. Late Pleistocene and Holocene melting history of the Antarctic ice sheet derived from sea-level variations, *Marine Geology*, 167, p. 85-103.
- NARDIN, T. R., HEIN, F. J., GORSLINE, D. S. & EDWARDS, B. D., 1979. A review of mass movement processes, sediments and acoustic characteristics, and contrast in slope and base-of-slope

systems versus canyon fan-basin floor systems. In: DOYLE, L. J. & PILKEY, O. H. (Eds.) *Geology of Continental Slopes*, Special Publication, 27, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, p. 61-73.

NEWMARK, N. M., 1965. Effects of earthquakes on dams and embankments, *Géotechnique*, Vol. 15, No. 2, p. 139-160.

NITSCHKE, F. O., CUNNINGHAM, A. P., LARTER, R. D. & GOHL, K., 2000. Geometry and development of glacial continental margin depositional systems in the Bellingshausen Sea, *Marine Geology*, 162, p. 277-302.

PALLÀS, R., JAMES, T. S., SÀBAT, F., VILAPLANA, J. M. & GRANT, D. R., 1997. Holocene Uplift in the South Shetland Islands: Evaluation of Tectonics and Glacio-Isostasy, In: *The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes*, p. 861-868.

PAYNE, A. J., SUGDEN D. E. & CLAPPERTON, 1989. Modeling the growth and decay of the Antarctic Peninsula Ice Sheet, *Quaternary Research*, 31, p. 119-134.

PELAYO, A. M. & WIENS, D. A., 1989. Seismotectonics and relative plate motions in the Scotia Sea Region, *Journal of Geophysical Research*, 94, p. 7293-7320.

PIPER, D. J. W., COCHONAT, P. & MORRISON, M. L., 1999. The sequence of events around the epicenter of the 1929 Grand Banks earthquake: initiation of debris flows and turbidity current inferred from sidescan sonar, *Sedimentology*, 46, p. 79-98.

PIPER, D. J. W., PIRMEZ, C., MANLEY, P. L., LONG, D., FLOOD, R. D., NORMARK, W. R. & SHOWERS, W., 1997. Mass-transport deposits of the Amazon Fan, *Proc. Ocean Drill Program Scientific Results*, 155, p. 109-146.

PIPER, D. J. W. & SPARKES, R., 1987. Proglacial sediment instability features on the Scotian slope at 63°W, *Marine Geology*, 76, p. 15-31.

PIPER, D. J. W., STOW, D. A. V. & NORMARK, W. R., 1985. Laurentian Fan, Atlantic Ocean. In: BOUMA, A. H., NORMARK, W. R. & BARNES, N. E. (Eds.) *Submarine fans and related turbidite systems*. Springer-Verlag, New York, p. 137-142.

POPE, P. G. & ANDERSON, J. B., 1992. Late Quaternary glacial history of the northern Antarctic Peninsula's western continental shelf: evidence from the marine record, In: ELLIOT, D. H. (Ed.), *Contributions to Antarctic Research III*, Antarctic Research Series, Vol. 57, American Geophysical Union, Washington, D. C., p. 63-91.

POWELL, R. D., 1984. A model for sedimentation by tidewater glaciers, *Ann. Glaciology*, Vol. 2, p. 129-134.

PRATSON, L. F., RYAN, W. B. F., MOUNTAIN, G. S. & TWICHELL, D. C., 1994. Submarine canyon initiation by downslope-eroding sediment flows: evidence in late Cenozoic strata on the New Jersey continental slope, *Geol. Soc. Am. Bull.*, Vol. 106, p. 395-412.

PRIETO, M. J., CANALS, M., ERCILLA, G. & DE BATIST, M., 1998. Structure and geodynamic evolution of the Central Bransfield Basin (NW Antarctica) from seismic reflection data, *Marine Geology*, 149, p. 17-38.

- PRIETO, M. J., ERCILLA, E., CANALS, M. & DE BATIST, M., 1999. Seismic stratigraphy of the Central Bransfield Basin (NW Antarctic Peninsula): interpretation of deposits and sedimentary processes in a glacio-marine environment, *Marine Geology*, 157, p. 47-68.
- PRIETO, M. J., GRÀCIA, E., CANALS, M., ERCILLA, G. & DE BATIST, M., 1997. Sedimentary history of the Central Bransfield Basin (NW Antarctic Peninsula). In: RICCI, C. A. (Ed.) *The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes.*, p. 711-717.
- PRIOR, D. B., BORNHOLD, B. D., COLEMAN, J. M. & BRYANT, W. R., 1982. Morphology of a submarine slide, Kitimat Arm, British Columbia, *Geology*, 10, p. 588-592.
- PRIOR, D. B. & COLEMAN, J. M., 1979. Submarine landslides: Geometry and nomenclature, *Zeitschrift für Geomorphologie N. F.*, 23(4), p. 415-426.
- PRIOR, D. B. & COLEMAN, J. M., 1982. Active slides and flows in underconsolidated marine sediments on the slopes of the Mississippi Delta, In: SAXOV, S. & NIEUWENHUIS, J. K. (Eds.), *Marine slides and other mass movements*, Plenum Publishing Corporation, p. 21-49.
- PRIOR, D. B. & COLEMAN, J. M., 1984. Submarine slope instability, In: BRUNSDEN, D. & PRIOR, D. B. (Eds.) *Slope Instability*, John Wiley & Sons LTD., p. 419-455.
- PUDSEY, C. J., 2000. Sedimentation on the continental rise west of the Antarctic Peninsula over the last three glacial cycles, *Marine Geology*, 167, p 313-338.
- PUDSEY, C. J., BARKER, P. F. & LARTER, R. D., 1994. Ice sheet retreat from the Antarctic Peninsula Shelf, *Continental Shelf Research*, Vol. 14, No. 15, p. 1647-1675.
- PUDSEY, C. J. & CAMERLENGHI, A., 1998. Glacial-interglacial deposition on a sediment drift on the Pacific margin of the Antarctic Peninsula, *Antarctic Science*, Vol. 10(3), p. 286-308.
- REBESCO, M., CAMERLENGHI, A. & ZANOLLA, C., 1998. Bathymetry and Morphogenesis of the Continental Margin West of the Antarctic Peninsula, *Terra Antarctica*, 5 (4), p. 715-725.
- REBESCO, M., LARTER, R. D., CAMERLENGHI, A. & BARKER, P. F., 1996. Giant sediment drifts on the continental rise west of the Antarctic Peninsula, *Geo-Marine Letters*, 16, p. 65-75.
- REEDER, M. S., ROTHWELL, R. G. & STOW, D. A. V., 2000. Influence of sea level and basin physiography on emplacement of the late Pleistocene Herodotus Basin Megaturbidite, SE Mediterranean Sea, *Marine and Petroleum Geology*, 17, p. 199-218.
- RICKETTS, B. D. & EVENCHICK, C. A., 1999. Shelfbreak Gullies; products of sea-level lowstand and sediment failure: examples from Bowser Basin, northern British Columbia, *Journal of Sedimentary Research*, Vol. 69, No. 6, p. 1232-1240.
- SAVOYE, B., COCHONAT, P. & PIPER, D. J. W., 1990. Seismic evidence for a complex slide near the Titanic wreck: model of an instability corridor for non-channelised gravity events, *Marine Geology* 91, p. 281-298.
- SCHWAB, W. C., DANFORTH, W. W., SCANLON, K. M. & MASSON, D. G., 1991. A giant submarine slope failure on the northern insular slope of Puerto Rico, *Marine Geology*, 96, p. 237-246.

- SHABTAIE, S. & BENTLEY, C. R., 1982. Tabular Icebergs: implications from geophysical studies of ice shelves, *Journal of Glaciology*, Vol. 28, p. 413-430.
- SHEPARD, F. P., 1931. Glacial troughs of the continental shelves, *Journal of Geology*, Vol. 39, p. 345-360.
- SHEPARD, F. P., 1973. *Submarine Geology*, Harper & Row, New York, p. 517.
- SIEGERT, M. J. & DOWDESWELL, J. A., 2002. Late Weichselian iceberg, surface-melt and sediment production from the Eurasian Ice Sheet: results from numerical ice-sheet modeling, *Marine Geology*, 188, p. 109-127.
- SINGER, J. K., 1987. Terrigenous, biogenic, and volcanoclastic sedimentation patterns of the Bransfield Strait and Bays of the northern Antarctic Peninsula: implications for Quaternary glacial history, Ph. D. thesis, Rice University, Houston. p. 342 (niet gepubliceerd).
- SMELLIE, J. L., 1990. Graham Land and South Shetland Islands, In: LEMASURIER, W. E. & THOMSON, J. W. (Eds.) *Volcanoes of the Antarctic Plate and Southern Oceans*, Washington, D. C., AGU, *Antarctic Research Series*, 48, p. 302-359.
- SMELLIE, J. L., LIESA, M., MUNOZ, 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), p. 99-113.
- STOCK, J. & MOLNAR, P., 1987. Revised history of early Tertiary plate motion in the south-west Pacific, *Nature*, Vol. 325, p. 495-499.
- STRAVERS, J. A. & POWELL, R. D., 1997. Glacial debris flow deposits on the Baffin Island shelf: seismic facies architecture of till-tongue-like deposits, *Marine Geology*, 143, p. 151-168.
- STUIVER, M., DENTON, G. H., HUGHES, T. J. & FASTOOK, J. L. 1981. History of the marine ice sheet in West Antarctica during the last glaciation: a working hypothesis, In: DENTON, G. H. & HUGHES, T. J. (Eds.) *Last Great Ice Sheets*, John Wiley & Sons, New York, p. 319-436.
- SUGDEN, D. E. & JOHN, B. S., 1973. The ages of glacier fluctuations in the South Shetland Islands, Antarctica, In: van ZINDERREN BAKKER, E. M. (Ed.) *Paleoecology of Africa, the Surrounding Islands, and Antarctica*, A. A. Balkema, Cape Town, p. 139-159.
- SYVITSKI, J. P. M., BURRELL, D. C. & SKEI, J. M., 1987. *Fjords: Processes and Products*, Springer-Verslag, New York, p. 379.
- SZELIGA, J., 1990. Bathymetric map of Bransfield Strait 1:700.000. Institute of Ecology, Polish Academia of Sciences, Warsaw.
- TAPPIN, D. R., WATTS, P., McMURTRY, G. M., LAFOY, Y. & MATSUMOTO, T., 2001. The Sissano, Papua New Guinea tsunami of July 1998 – offshore evidence on the source mechanism, *Marine Geology*, 175, p. 1-23.
- TAYLOR, J., DOWDESWELL, J. A. & KENYON, N. H., 2000. Canyons and late Quaternary sedimentation on the North Norwegian margin, *Marine Geology*, 166, p. 1-9.

TAYLOR, J., DOWDESWELL, J. A. & SIEGERT, M. J., 2002. Late Weichselian depositional processes, fluxes, and sediment volumes on the margins of the Norwegian Sea (62-75°N), *Marine Geology*, 188, p. 61-77.

TEN BRINK, U. S. & COOPER, A. K., 1992. Modeling the bathymetry of the Antarctic continental shelf. In: YOSHIDA, Y., KAMINUMA, K. & SHIRAISHI, K. (Eds.), *Recent progress in Antarctic Earth Sciences*, Terra Scientific Publishing Co, Tokyo, Japan, p. 763-771.

TERZAGHI, K., 1942. Theoretical soil mechanics, John Wiley, New York, p. 510.

TRINCARDI, F. & ARGNANI, A., 1990. Gela submarine slide: A major basin-wide event in the Plio-Quaternary foredeep of Sicily, *Geo-Marine Letters*, 10, p. 13-21.

URGELES, R., CANALS, M., BARAZA, J., ALONSO, B. & MASSON, D. G., 1997. The most recent megaslides on the Canary Islands: the El Golfo debris avalanche and the Canary debris flow, west Hierro Island, *Journal of Geophysical Research*, 102 (B9), p. 20305-20323.

URGELES, R., LOCAT, J., LEE, H. L. & MARTIN, F., 2002. The Saguenay Fjord, Quebec, Canada: integrating marine geotechnical and geophysical data for spatial seismic slope stability and hazard assessment, *Marine geology*, 185, p. 319-340.

URGELES, R., LOCAT, J., LEE, H. L., MARTIN, F. & KONRAD, J.-M., 2001. The Saguenay fjord: integrating marine geotechnical and geophysical data for spatial slope stability hazard analysis, *Odyssée de la Terre*, p. 768-775.

VANNESTE, K., UENZELMANN-NEBEN, G. & MILLER, H., 1995. Seismic evidence for long-term history of glaciation on central East Greenland shelf south of Scoresby Sund, *Geo-Marine Letters*, 15, p. 63-70.

VAN WEERING, T. C. E., NIELSEN, T., KENYON, N. H., AKENTIEVA, K. & KUIJPERS, A. H., 1998. Sediments and sedimentation at the NE Faeroe continental margin; contourites and large-scale sliding, *Marine Geology*, 152, p. 159-176

VISERAS, C. & MALDONADO, A., 1999. Facies architecture, seismic stratigraphy and development of a high-latitude basin: the Powell Basin (Antarctica), *Marine Geology*, 157, p. 69-87.

VORREN, T. O. & LABERG, J. S., 1997. Trough mouth fans – palaeo-climate and ice sheet monitors, *Quaternary Science Review*, 16, p. 865-881.

VORREN, T. O., LABERG, J. S., BLAUME, F., DOWDESWELL, J. A., KENYON, N. H., MIENERT, J., RUMOHR, J. & WERNER, F., 1998. The Norwegian-Greenland Sea continental margins: Morphology and Late Quaternary sedimentary processes and environment, *Quaternary Science Review*, Vol. 17, p. 273-302.

VORREN, T. O., LEBESBYE, E., ANDREASSEN, K. & LARSEN, K. B., 1989. Glacigenic sediments on a passive continental margin as exemplified by the Barents Sea. In: POWELL, R. D. & ELVERHOI, A. (Eds.), *Modern Glacimarine Environments: Glacial and Marine Controls of Modern Lithofacies and Biofacies*, *Marine Geology*, 85, p. 251-272.

WALCOTT, R. I., 1970. Isostatic response to loading of the crust in Canada, *Canadian Journal of Earth Sciences*, Vol. 7, p. 716-727.

- WATKINS, D. J. & KRAFT, L. M., 1976. Stability of continental shelf and slope off Louisiana and Texas – Geotechnical aspects. In: BOUMA, A. H., MOORE, G. T. & COLEMAN, J. M. (Eds.) *Beyond the shelf break*, American Association of Petroleum Geologists Short Course, New Orleans, II, B1-B34.
- WEAVER, P. P. E., WYNN, R. B., KENYON, N.H., EVANS, J., 2000. Continental margin sedimentation, with special reference to the north-east Atlantic margin, *Sedimentology* 47 (suppl. 1), p. 239-356.
- WEBB, D. L., 1993. Seabed and sub-seabed mapping using a parametric system, *Hydrographic Journal*, 68, p. 5-13.
- WHILLANS, I. M., JACKSON, M. & TSENG, Y.-H., 1993. Velocity pattern in a transect across Ice Stream B, Antarctica, *Journal of Glaciology*, Vol. 39, p. 562-572.
- WIECZOREK, G. F., WILSON, R. C. & HARP, E. L., 1985. Map showing slope stability during earthquakes of San Mateo County, California, U. S. Geological Survey Miscellaneous Geologic Investigations Map I-1257E, scale 1:62,500.
- WILSON, R. C., 1988. Unpublished report: U. S. Geological Survey, Menlo Park, CA.
- WILSON, R. C. & KEEFER, D. K., 1983. Dynamic analysis of a slope failure from the 6 August 1979 Coyote Lake, California, earthquake, *Seismological Society of America Bulletin*, Vol. 73, No. 3, p. 863-877.
- WILSON, R. C. & KEEFER, D. K., 1985. Predicting areal limits of earthquake-induced landsliding, In: ZIONY, J. I. (Ed.) *Evaluating Earthquake Hazards in the Los Angeles Region – An Earth-Science Perspective*, U. S. Geological Survey Professional Paper 1360, p. 316-345.
- YANG, S. & HARWOOD, D. M., 1995. Late Quaternary environmental fluctuations from Yanou Lake, King George Island, Fildes Peninsula, Antarctica. Abstracts, VII International Symposium on Antarctic Earth Sciences, Topografia Senese, Siena, Italy, p. 414.
- YOON, H. I., HAN, M. W., PARK, B. K., OH, J. K. & CHANG, S. K., 1994. Depositional environment of near-surface sediments, King George Basin, Bransfield Strait, Antarctica, *Geo-Marine Letters*, 14, p. 1-9.

De auteur geeft de toelating dit afstudeerwerk voor consultatie beschikbaar te stellen en delen ervan te kopiëren voor persoonlijk gebruik. Elk ander gebruik ervan valt onder de beperkingen van het auteursrecht, in het bijzonder met betrekking tot de verplichting uitdrukkelijk de bron te vermelden bij het aanhalen van de resultaten uit dit afstudeerwerk.

The autor gives permission to use this thesis for consultation and to copy parts of it for personal use. Every other use is subject to the copyright laws, more specifically the source must be extensively specified when using results from this thesis.