Korean Journal of Polar Research
Vol.2, No.2, p.101~116, December 1991

남극 브랜스필드 해협의 자력이상

김예동 · 정태웅 · 남상헌

한국해양연구소 극지연구센터

Marine Magnetic Anomalies in Bransfield Strait, Antarctica

Yaedong Kim, Tae Woong Chung and Sang Heon Nam

Polar Research Center, Korea Ocean Research & Development Institute,
Ansan, P.O.Box 29, Seoul 425-600, Korea

요약 : 브랜스필드 해협은 back arc spreading에 의해 생성된 것으로 알려져 있으나, 그 과정은 지각 구조에 대한 정보부족으로 잘 알려져 있지 않다. 이 해협의 지각구조를 밝히기 위하여 해상 자력탐사를 실시하였다. 길이 40에서 70km의 8개 측선, 총연장 400km에 걸쳐 총자력이 측정되었다. 일일 변화보정은 킹죠지섬의 중국기지 정점 자료를 이용하였고, IGRF 85로서 주자기장 값을 제하여 자력 이상치를 얻었다. 그 결과, 각 측선에 공통적으로 나타나는 양의 이상치는 안데스 관입암체로 추정되는 심성암과 이를 관입한 현무암질 암석에 의한 것으로 해석되었다. 현무암질 관입체에 의한 이상치는 최고 2000nT로부터 200nT 정도에 이르기까지 수심이 깊을수록 작아지는 경향을 보이는데, 이는 확장축을 따라서 관입암 깊이가 변화하기 때문이다. 이차원 모델링한 결과, 관입체의 형태는 다양하여, 해협의 동쪽으로 갈수록 확장이 많이된 반면, 그 시기가 오래되었음이 시사되었다. 이러한 확장의 지역적 변화는 서쪽 방향으로의 응력장의 이동에 기인된 것으로 추측된다. 화성활동의 시기와 규모의 지역에 따른 차이 및 다양한 관입체의 형태로 인하여, 이 해협의 back arc spreading 은 매우 복잡한 양상을 보이고 있다. 이와 같이 back arc basin이 대양지각에 비해 복잡한 확장의 양상을 보이는 것은 화성활동의 규모가 비교적 작아서 판의 약간의 응력변화나 혹은 지형, 화성물질등 국지적인 요인 등에 좌우된 결과로 보인다. 한편 이 해협의 생성이 판 섭입으로 생성된 국지적인 용암의 분출에 의한 것이라는 설명도 가능하다.

주요어 : 브랜스필드 해협, back arc spreading, 안데스 관입체, 현무암질 관입체

Abstract : Bransfield Strait is considered to be formed by back arc spreading. However, the process involved in the spreading is not fully understood due to lack of information on the crustal structure. A marine magnetic survey was carried out to study the crustal structure of Bransfield Strait during the 90/91 summer season.

Total magnetic intensities of eight profiles, with the length of 40km to 70km, across the strait were recorded; the total survey length is about 400km. Diurnal magnetic variation was removed from the data using the observation made at the Chinese station on King George Island during the period, and the total intensity anomalies were calculated by subtracting the IGRF (1985 coefficients).

The positive anomalies commonly shown in the profiles were interpreted to be caused by two kinds of igneous bodies. One is a magnetic basement deduced as plutons of the Andean Intrusive Suite, and the other is basaltic dykes along the ridge axis. The anomalies by the basaltic dykes range from 200 nT to 2000 nT. This variation is related to the depth to the dykes since the peak values of anomalies decrease with water depth. The various shapes of the dykes are suggested from two dimensional modeling. The dyke model suggests that the amount of extension is greater but the process stopped earlier in the eastern than the western basin. This regional variation of extension is possibly due to the westward migration of compressive stress. Because of the small scale of spreading compared to that of ocean floor, the irregular pattern of spreading in the back arc basin may readily caused by a small change of stress field of plate motion. The mechanism of irregular spreading also can be explained by the diffusion model.

Key words : Bransfield Strait, Back arc spreading, Andean Intrusive Suite, Basaltic dykes

서 설

남극반도와 남쉐틀랜드 군도사이의 동북동 - 서남서 방향에 위치한 브랜스필드 해협은 반도쪽의 수심이 얕고 경사가 완만한 반면, 군도쪽은 수심이 급격히 깊어지면서 1-2km 깊이의 분지를 이루는 해저지형을 보이고 있다. 분지는 위치에 따라 동부, 서부, 중앙분지로 세분되며(Fig.1), 이들은 남쉐틀랜드 해구와 연관된 back arc basin인 것으로 알려져 있다(Ashcroft, 1972; Barker & Griffiths, 1972; Davey, 1972).

Table. Type of the Marginal Basin. The position of the marginal basins is keyed by the numbers to Figure 2 (after Taylor and Karner, 1983).

	Type		
	Back Arc	Uncertain	Not Back Arc
Marginal Basin	1. Balearic	16. Andaman	30. Aleutian
	2. Bismarck	17. Banda	31. Ayu
	3. Bransfield	18. Caroline	32. Coral
	4. Corioris	19. Celebes	33. Emerald
	5. East Scotia	20. Daito	34. South China
	6. Fiji Plateau	21. Kamchatka	35. Tasman
	7. Harve	22. Makassar	36. Woodlark
	8. Japan	23. New Caledona	
	9. Kuril	24. New Hebrides	
	10. Lau	25. Solomon	
	11. Mariana	26. South Fiji	
	12. Okinawa	27. Sulu	
	13. Parce Vela	28. West Philippine	
	14. Shikoku	29. West Scotia	
	15. Tyrrhenian		

Back arc basin이란 도호계(island-arc system)에 위치한 연해로서 해구에서 판(plate)의 섭입(subduction)운동과 관련하여 일어난 지각 확장으로 형성된 분지를 일컫는다(Taylor & Karner, 1983). 한편, back arc basin과 마찬가지로 도호계에 위치한 연해이면서, 그 생성이 섭입 운동과 관련이 없거나 (non-back arc type), 관련 여부가 분명하지 않은 것(uncertain type)도 있다(Table). Back arc basin은 그 기원이 불분명한 것을 포함하여 주로 서태평양 주변에 분포하고 있다(Fig.2). 이들 분지의 생성매커니즘은 아직 밝혀지지 않았으나, 이러한 분포상황은 태평양 판의 움직임과 관련하여 back arc basin의 생성이 판 경계면에서의 인장응력에 의한 것으로 설명되고 있다(Molnar & Atwater, 1978; Chase, 1978; Wu, 1978; Uyeda & Kanamori, 1979; Dewey, 1980).

브랜스필드 해협은 back arc basin으로서는 남대서양과 스코티아해, 지중해의 Balearic, Tyrrhenian Basin등 몇 안되는 예외와 함께 그 위치가 서태평양 주변에서 벗어나 있고, 지각확장이나 섭입 등의 판 운동이 거의 관찰되지 않은 남극대륙에서는 드물게 최근까지 지각확장과 함께 활발한 화성활동이 일어난 지역으로 관심의 대상이 되어왔다(e.g. Hawkes, 1961; Gonzalez-Ferran & Katsui, 1970). 그러나, 해협의 back arc spreading 이 시작된 대략적인 시기가 남쉐틀랜드 군도 근방의 해구에서 섭입 운동이 멈춘 4 Ma 이후라는 것만이 인정되고 있을 뿐 (Baker, 1976), 정확한 확장시기와 그 과정에 대해서는 아직까지 논란이 되고 있다(e.g. Barker & Dalziel, 1984).

한편, 많은 연구가들은 back arc spreading 에 의해 형성된 지각의 자력이상(magnetic anomaly)의 대부분이 일반 대양(ocean)의 것에 비해 미약하고 구별하기 힘든 점으로 미루어, back arc spreading 에 의한 지각형성과정은 일반 대양과 다르다고 주장하고 있다(Sclater, 1972; Karig, 1974; Hwakins, 1976; Uyeda, 1977). 이 문제와 관련하여, 브랜스필드 해협과 일반 대양의 지각확장 과정의 차이점의 규명은 중요한 과제이며, 이를 위해서는 먼저 브랜스필드 해협의 정확한 back arc spreading 시기와 그 과정을 밝혀내야할 것이다. 브랜스필드 해협의 자기적 구조에 대한 연구는 이 해협의 생성시기에 대한 중요한 정보를 제공할 뿐 아니라, back arc basin의 지각 생성 과정을 밝히는데 기여할 것으로 기대된다.

Parra et al.(1984)은 항공 자력탐사를 통하여 브랜스필드 해협에서 확장 축(spreading axis)으로 추정되는 관입암체에 의한 자기이상을 확인하였고, Gonzalez-Ferran (1990)은 이 자료를 바탕으로 2 Ma에 back arc spreading 이 시작되어 현재에 이르고 있다고 주

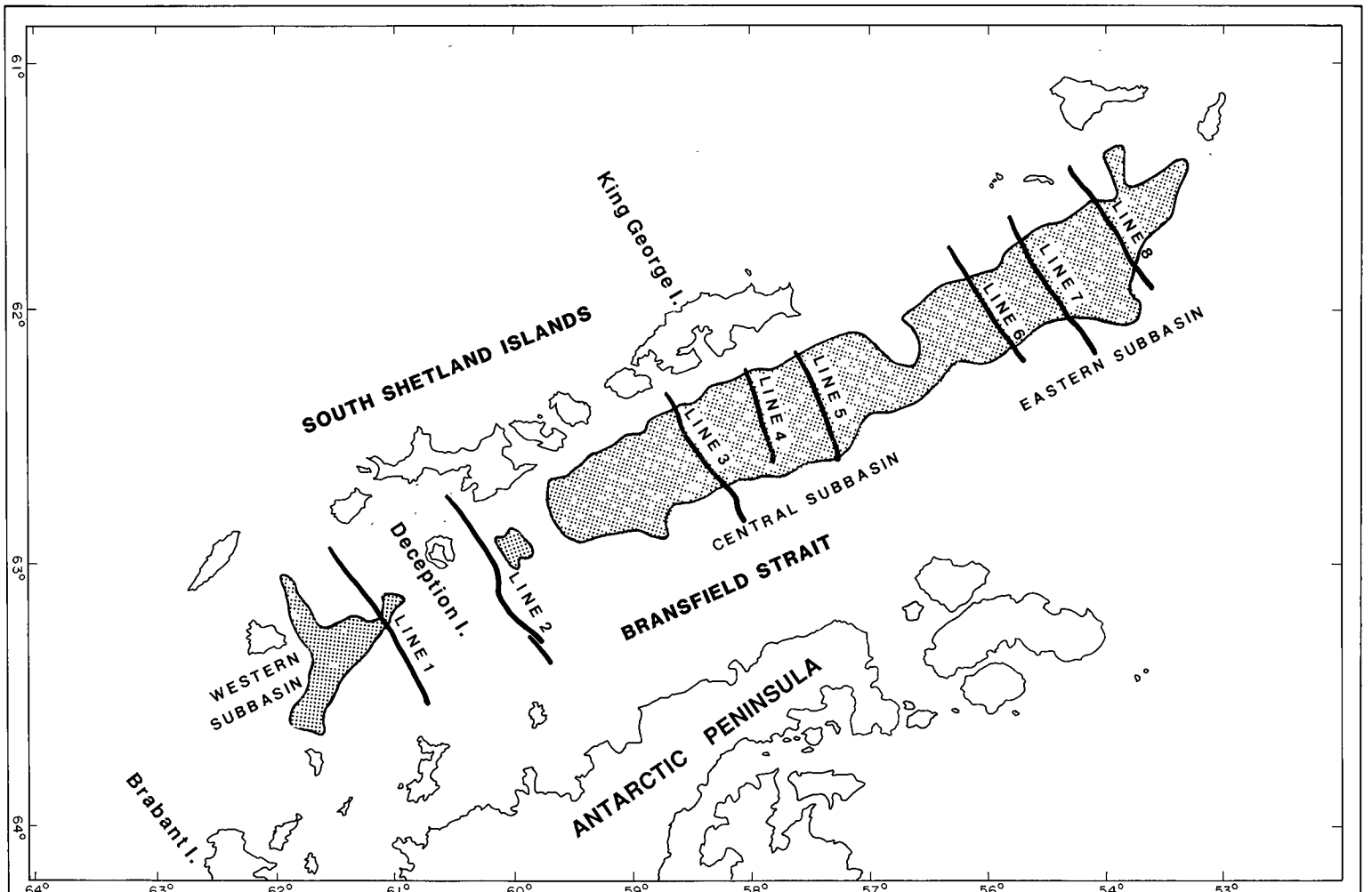

Fig. 1. Map of Bransfield Strait, showing topography and locations of the magnetic survey lines from 1 to 8. The shaded area indicate the basin deeper than 1,000m.

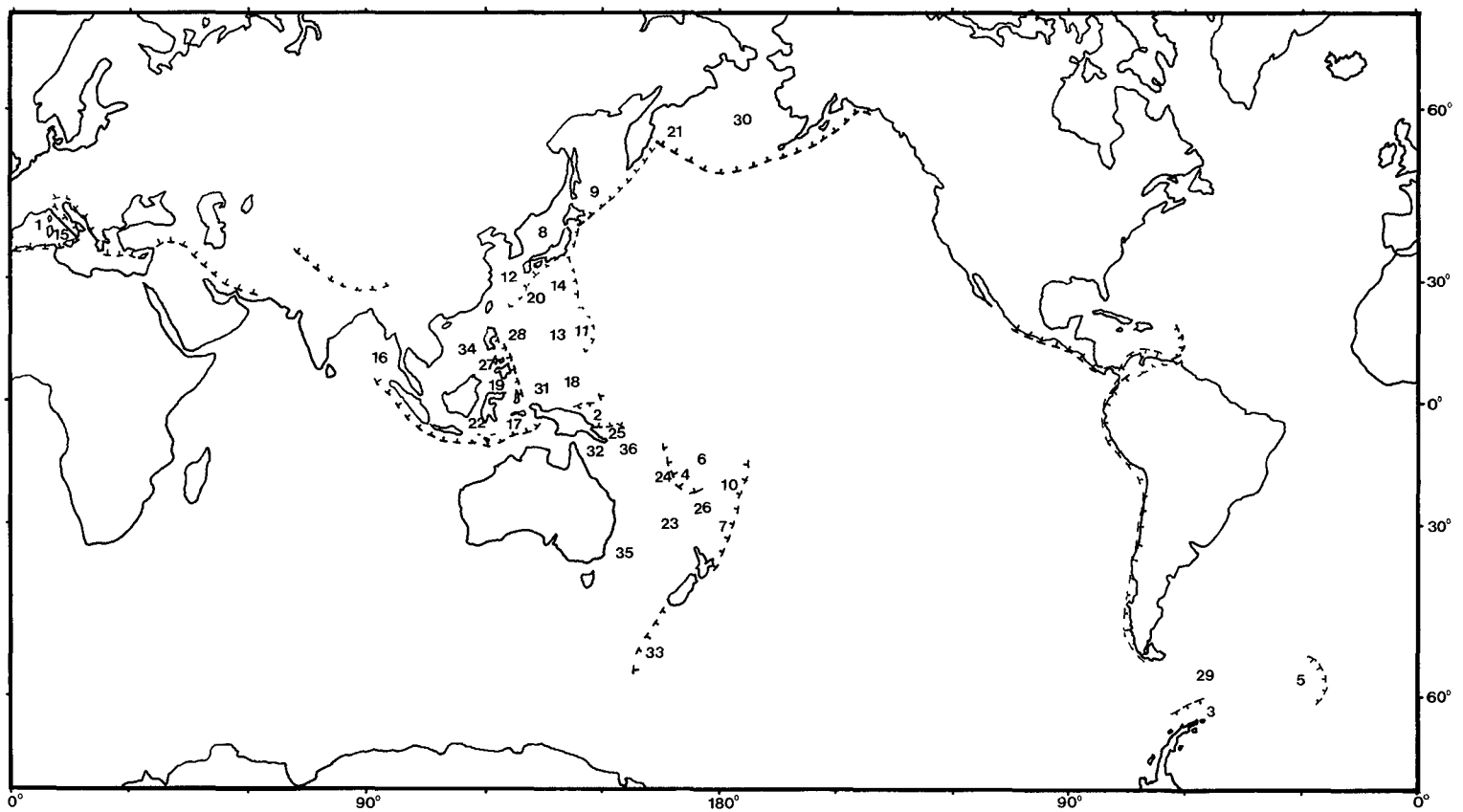

Fig. 2. Worldwide distribution of morginal basins and spreading zones (after Taylor and Karner, 1983). Numbers show the location of marginal basins listed in Table 1.

장하였다. 그러나, 이 조사는 브랜스필드 해협의 절반 가량인 킹죠지섬 동쪽의 해협지역이 제외되어 있다. 또한, 화성활동지역에서는 흔히 자력값과 해저지형 사이에 밀접한 연관성이 나타나는데 (e.g. Kato et al., 1962; Kodama & Uyeda, 1979), 이러한 해저지형이 항공측정에서는 고려되지 않았다.

금번 '90/'91년도 남극 하계조사의 일환으로 실시된 해양 자력탐사는 브랜스필드 해협의 분지를 중심으로 확장축에 수직되는 8개 측선, 총 연장 약 400km에 걸쳐 실시하였다(Fig.1). 이때 수심측량을 병행함으로써 측선의 해저지형을 파악하였다.

자력탐사 및 자료처리

자력탐사를 위한 항해는 1990년12월20일부터 1991년1월4일까지의 16일간 연구 조사선 Southella호를 이용하여 브랜스필드 해협에서 실시되었다. 동해협을 가로지르는 북북서-남남동 방향으로, 해협내의 동부분지 3측선, 중앙분지 3측선, 서분분지와 디셉션섬 근방에서 각각 1측선 등 총 8측선에서 탐사가 이루어졌다(Fig.1). 조사선의 항해위치 파악을 위하여 GPS (Global Positioning System, Ashitech L XII)를 사용하였으며, 위치자료는 측선상에서 10분 간격으로 기록되었다.

해상 자력계는 총자력 값을 측정하는 핵자력계 (Geometrics G-801)가 이용되었다. 이는 0.5 nT의 측정 감도로 3초 간격으로 측정된 총자력 값이 연속적으로 기록된다. 자력계 Sensor는 조사선 영향이 배제되도록 150m길이의 Signal Cable을 사용하여 조사선 후미에서 예인하였다. 측선에서의 조사선 순항속도는 4.5~5노트로 유지되었는데, 유빙으로 인하여 계획된 측선에서 약간의 우회 경로가 취해지기도 하였다. 또한 남극반도 지역에서는 빙산이 많아서 계획된 측선의 단축이 불가피하였다.

아날로그로 기록된 자력자료는 1 nT 내외의 smoothing처리를 거쳐 Digitizer를 이용, 30초 간격 자료로서 전산입력 처리를 하였다. 이때 조사 측선을 따라 선박에 장착된 Echo-sounder에 의해 얻어진 수심자료는 2.5분 간격으로 읽어서, 10분 간격으로 기록된 GPS 위치자료와 함께 30초 간격의 자력자료에 대비시켰다. 한편 지구 자기장의 일변화 보정을 위하여 킹죠지섬의 중국 장성기지(62° 13'S, 58° 58'E)의 동 탐사기간 동안의 정점자료를 이용하였다.

탐사지역의 자기적 구조에 기인하는 잔여 자력이상치를 얻기 위하여, 일변화 보정을 거친 전산입력 자료에서 IGRF (International Geomagnetic Reference Field)를 제거하였다. 본 연구에서는 GEOMAGVAL 프로그램(Zunde, 1985)을 이용, 지구 자기장의 구면조화해석을 행하여 얻어진 IGRF-85계수에 의한 각 위치에 따른 지구 자기장 값을 구하였다.

해 석

브랜스필드 해협의 자료처리 결과 얻어진 8개 측선의 잔여 자력이상치를 각 수심자료와 대비시켰다 (Figs.3~10). 이들 중 측선 1, 2, 3, 4, 8 (Figs. 3, 4, 5, 6, 10)의 다섯 측선에서 브랜스필드 분지 부근에 500에서 2000nT에 이르는 뚜렷한 이상치의 변화가 관찰된다. 이들은 높은 이상치로써 자화율이 높은 화성암에 의한 것으로 추정되는데, 이 화성암은 브랜스필드 지각확장에 따른 관입암으로 보인다. 이러한 이상치는 수심이 깊어짐에 따라 그 변화량이 현저히 작아져, 이상치의 기복이 200 nT 이하인 측선 5, 6, 7 (Figs. 7, 8, 9)에서의 수심은 200m가 넘는다. 따라서 이러한 이상치의 변화는 확장축을 따라 분포하는 관입암의 깊이의 변화로서 해석된다.

대체로 모든 측선에서의 잔여 자력이상치는 남극반도의 대륙붕 쪽에서 양의 이상치를 보이다가 분지 근방에서 음의 이상치로 변해가는데, 그 이상치의 변화는 수심의 변화에 비해 비교적 완만하다. 따라서 이 이상치는 해저지형에 의한 것이라기 보다는 해저지형보다 완만하게 깊이가 변화하는 기반암의 영향에 의한 것으로 해석된다. Parra et al. (1984)은 남극반도에서 남쉐틀랜드 군도에 걸쳐 나타나는 해협 가장자리의

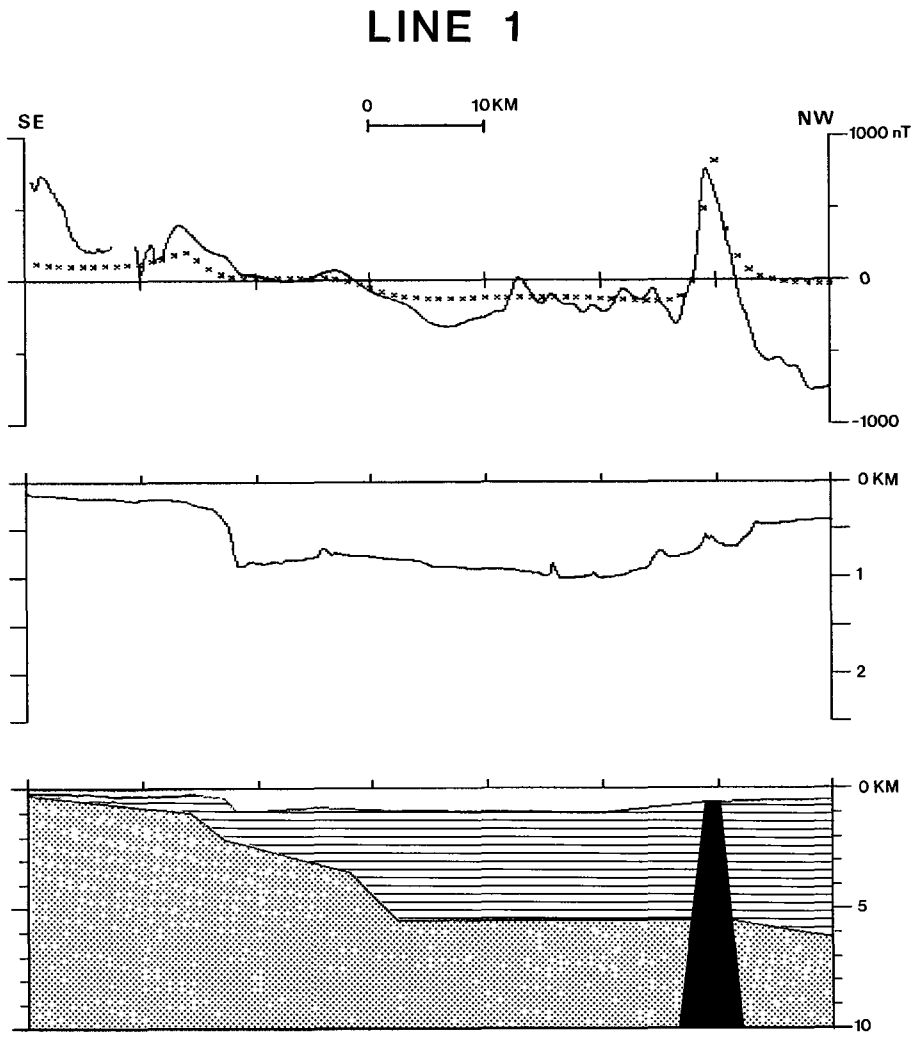

Fig. 3. Magnetic anomalies and deduced structural model for survey line 1. (Top panel) Observed and calculated magnetic anomalies. The solid line represents the observed anomalies. Crosses correspond to the calculated values reproduced from the model described in the bottom panel. (Middle panel) The bathymetry data. Vertical exaggeration is 8X. (Bottom panel) Crustal model. ▩ Sedimentary rocks. □ Andean Intrusive Suite:k (susceptibility) $=6 \times 10^{-6}$ cgs unit/cm^3. ■ Zone of basaltic intrusive : $k = 10 \times 10^{-6}$ cgs unit/cm^3. Vertical exaggeration is 2 X.

높은 지자기 이상은 calc-alkali 화성암인 안데스 관입암체(Andean Intrusive Suite)가 이 지역의 기반암으로서 광범위하게 분포하기 때문인 것으로 설명하였는데, 관찰지역의 기반암은 바로 이 암체와 동일한 것으로 추정된다.

해저지형의 기복의 변화와 자력이상치의 변화가 일치하지 않는다는 것은 기반암 상부에 대자율이 낮은 퇴적암이 놓여 있는 것을 의미한다. 탄성파 실험에 의하면, 이 해협에서의 퇴적층 두께는 평균 2.5km로, 분지 근방에서는 두께가 5km에 이르는 곳도 있다

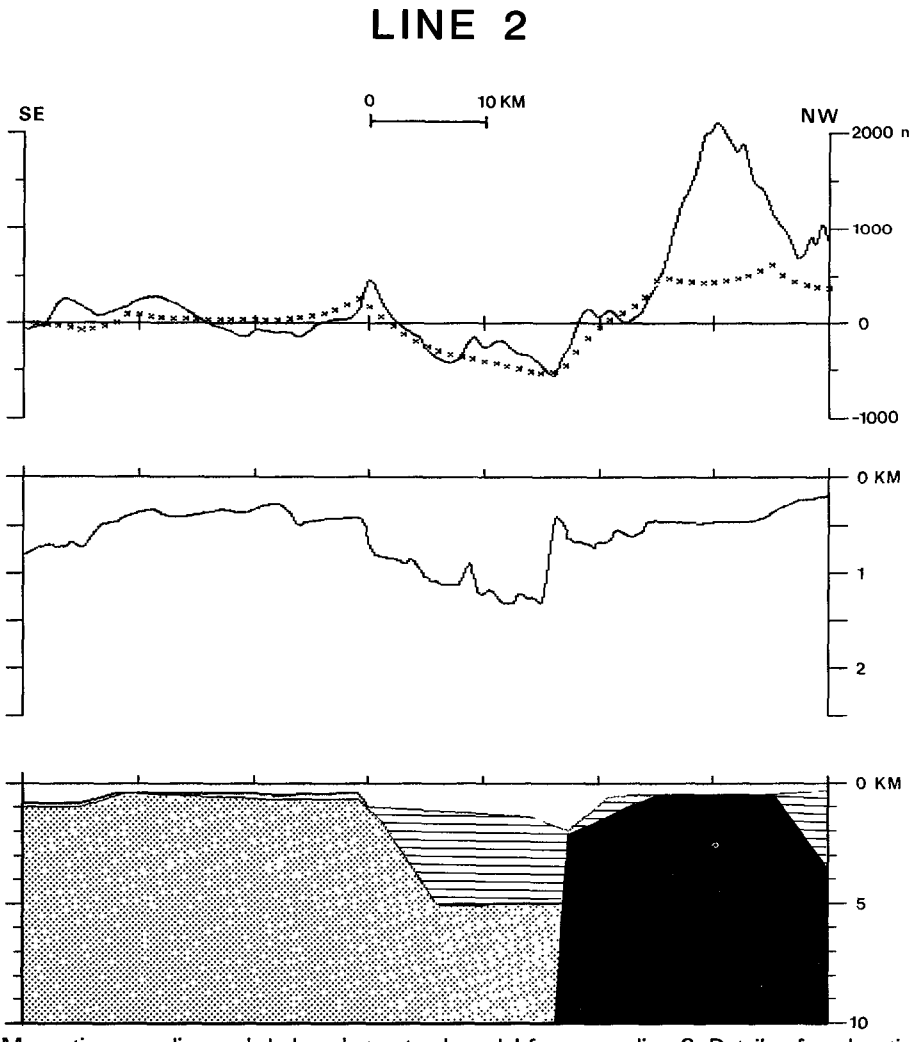

Fig. 4. Magnetic anomalies and deduced structural model for survey line 2. Details of explanations are the same as those in Fig. 3.

(Ashcroft, 1972).

이상의 사실로부터, 이 지역의 자기적 지층구조는 확장축의 관입암, 안데스 관입암체로 추정되는 심성암, 표층을 이루는 퇴적암의 세 종류로 이루어진 것으로 단순화 된다. 자력이상치가 해협의 축을 따라 비슷한 경향을 보이고 있기 때문에, 이차원 프로그램 (Won & Bevis, 1987)을 이용하여 각 측선별 지층의 구조 및 그에 대한 대자율을 구하였다. 이때 퇴적암은 일반적으로 대자율이 낮고 (Telford et al., 1976) 남극반도에서 채취한 퇴적암 시료 측정에서도 평균 50 x 10^{-6} cgs unit/cm^3이하의 낮은 값을 보여주고 있으므로(Allen, 1966), 모델링 계산에서는 관입암과 심성암 등의 두 종류의 암체에 대해서만 실시하였다. 대자율은 동일층 내에서는 같다고 가정하고, 관입암이 10000 x 10^{-6} cgs unit/cm^3, 심성암이 6000 x 10^{-6} cgs unit/cm^3의 대자율일 때, 측정된 잔여 자력 이상값과 계산값이

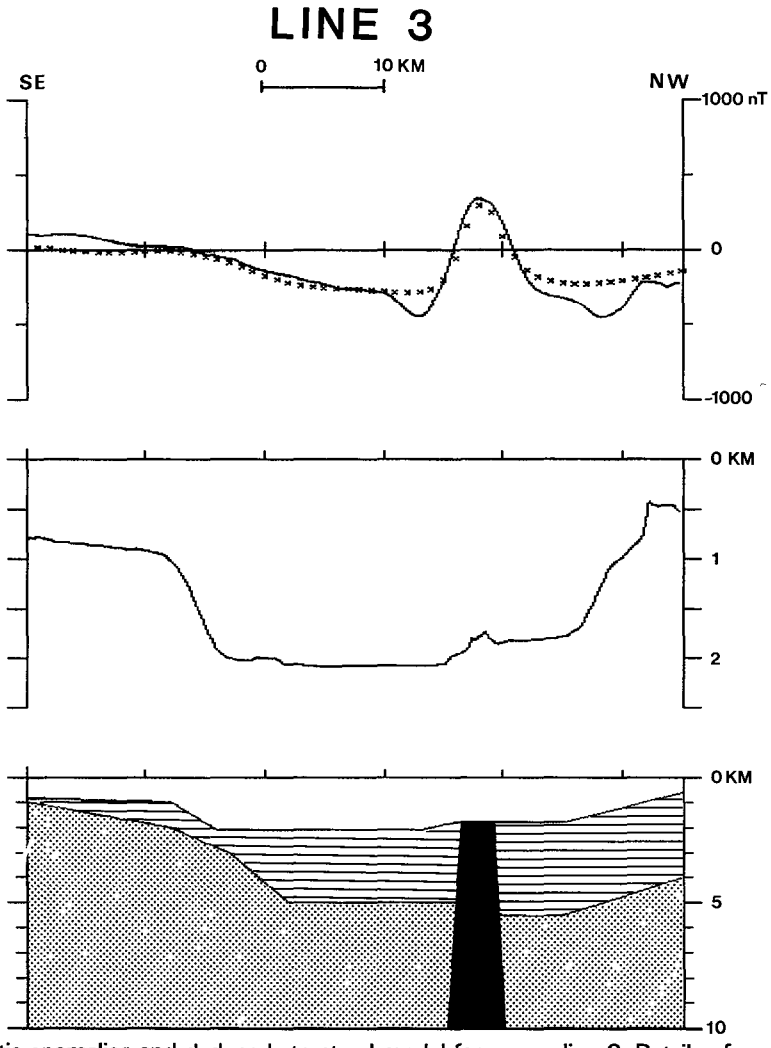

Fig. 5. Magnetic anomalies and deduced structural model for survey line 3. Details of explanations are the same as those in Fig. 3.

대체로 부합되었다(Figs. 3~10).

Parra et al. (1984)은 깊이 10km까지의 심성암 및 관입암체가 자력이상값에 영향을 미친다고 가정하여 모델링을 실시하였다. Maslanyj & Storey(1990)는 서남극대륙의 항공자탐자료 해석에서 15km 깊이까지 고려하였다. 본 연구에서는 10km이상의 깊이에서 두 지층, 즉 심성암과 관입암의 4×10^{-6} cgs unit/cm^3의 대자율 차이가 자력이상값에 거의 영향을 미치지 않으므로 이 깊이 이상은 모델링에서 제외하였다. 다음은 각 측선의 해석 결과이다.

(1) 측선 1 ; 긴 주기의 이상치는 서부분지 부근에서 약 5km까지 급격히 깊어지는 심성암 모델에 의해 잘 설명된다(Fig. 3). 약 1000nT의 이상치의 기복은 수심 1km 미만의 해저면까지 솟아오른 관입압체의 영향으로 해석된다.

(2) 측선 2 ; 이 측선의 이상치의 기복은 2000nT에

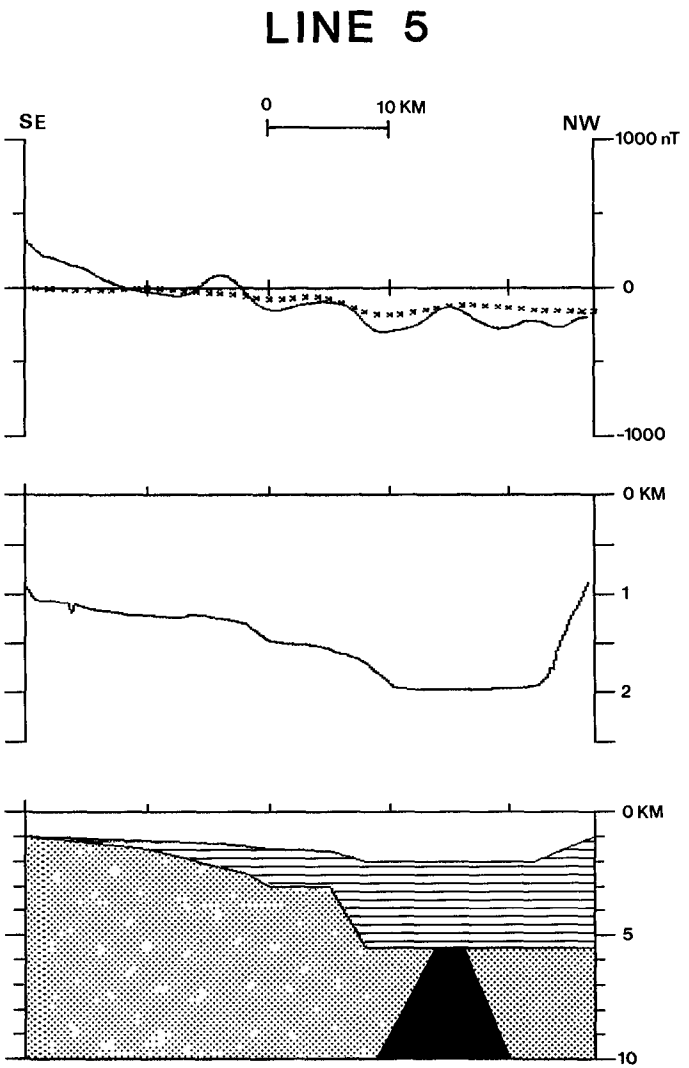

Fig. 7. Magnetic anomalies and deduced structural model for survey line 5. Details of explanations are the same as those in Fig. 3.

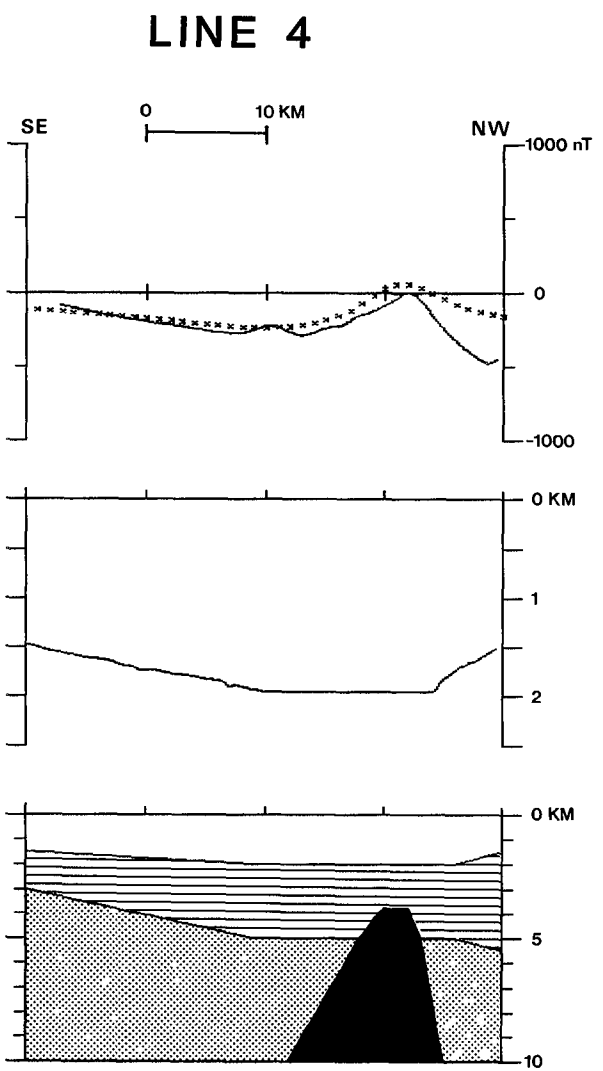

Fig. 6. Magnetic anomalies and deduced structural model for survey line 4. Details of explanations are the same as those in Fig. 3.

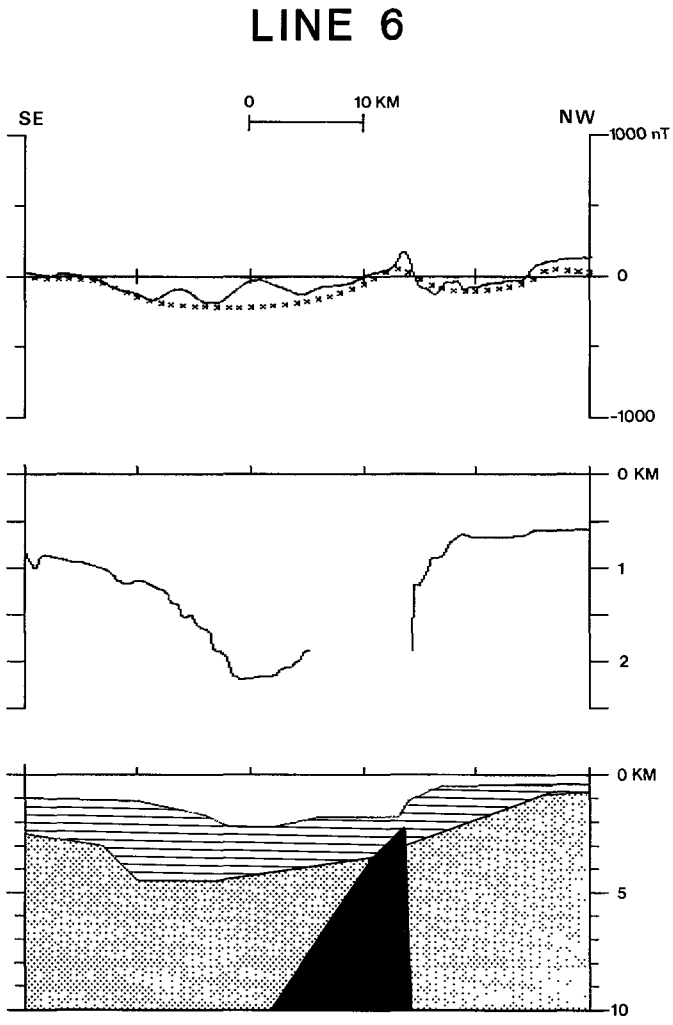

Fig. 8. Magnetic anomalies and deduced structural model for survey line 6. Details of explanations are the same as those in Fig. 3.

이르고, 그 폭도 십여 km가 넘는데 (Fig. 4), 이는 근처에 존재하는 디셉션섬의 화산암체의 영향에 의한 것으로 추정되므로, 측선방향의 수심자료를 바탕으로한 모델로는 이를 해석하기가 곤란하다.

(3) 측선 3 ; 이상치의 기복이 800nT정도로 측선 1, 2보다 작은데, 이는 해저면의 수심이 2km정도로 깊은 것을 고려한 모델로 잘 설명된다 (Fig. 5).

(4) 측선 4 ; 이상치의 기복이 500nT미만으로, 관입암체의 깊이가 변화한 모델로 설명된다(Fig. 6).

(5) 측선 5 ; 이 측선에서의 이상치의 기복은 분지 가운데 부근에서 200nT 정도로 매우 식별하기가 곤란하다. 이는 관입암체가 깊이 5km 정도에 머물러 자

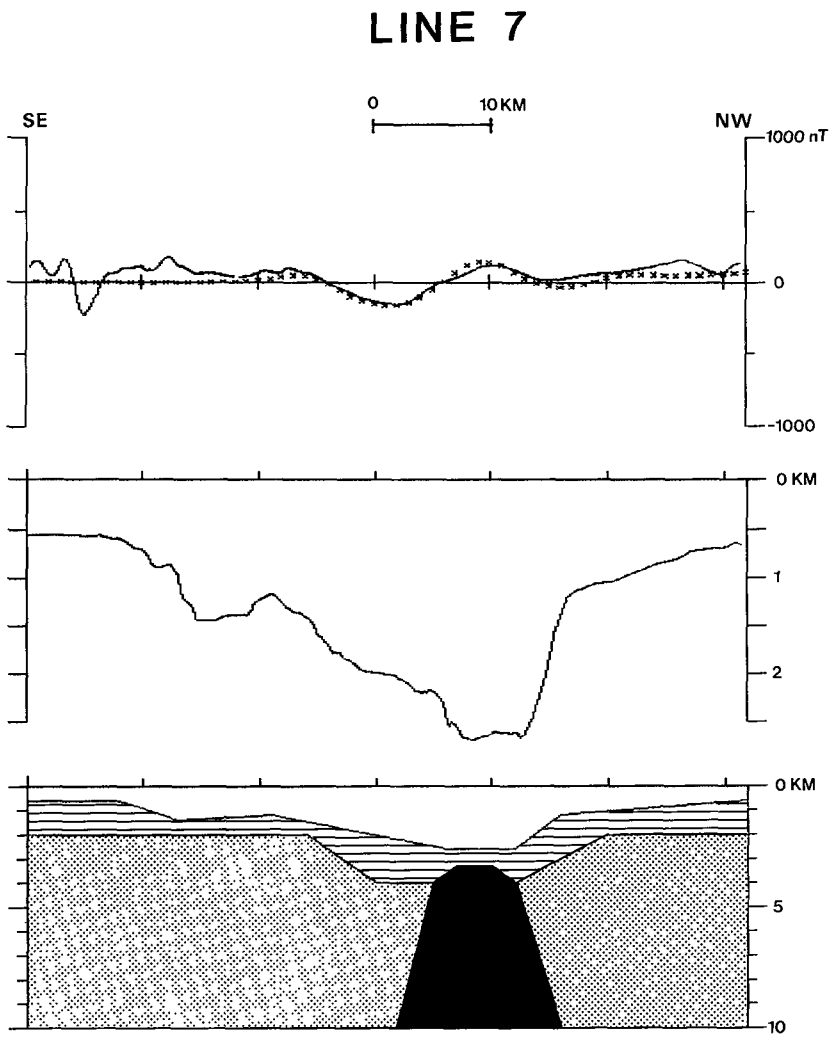

Fig. 9. Magnetic anomalies and deduced structural model for survey line 7. Details of explanations are the same as those in Fig. 3.

력이상의 영향이 미미한 모델로 설명된다(Fig. 7).

(6) 측선 6 ; 관입암에 의한 것으로 추정되는 이상치의 모습이 비대칭을 보이는 것은 남쉐틀랜드 군도 방향으로 급격한 경사를 이루는 관입체로 설명될 수 있다(Fig.8).

(7) 측선 7 ; 동부 분지에서의 완만한 이상치의 기복이 전형적인 퇴적분지와 관입암체 모델로 잘 설명된다(Fig. 9).

(8) 측선 8 ; 이 측선은 폭 20km가량의 동부분지에 걸쳐 긴 파장의 양의 이상치만을 보인다. 이는 분지의 퇴적암의 대부분이 관입된 모델로 설명된다(Fig. 10). 분지의 북쪽에 나타나는 단파장의 이상치는 소규모 관입암의 영향으로 추정되나, 모델링에서는 고려하지 않았다.

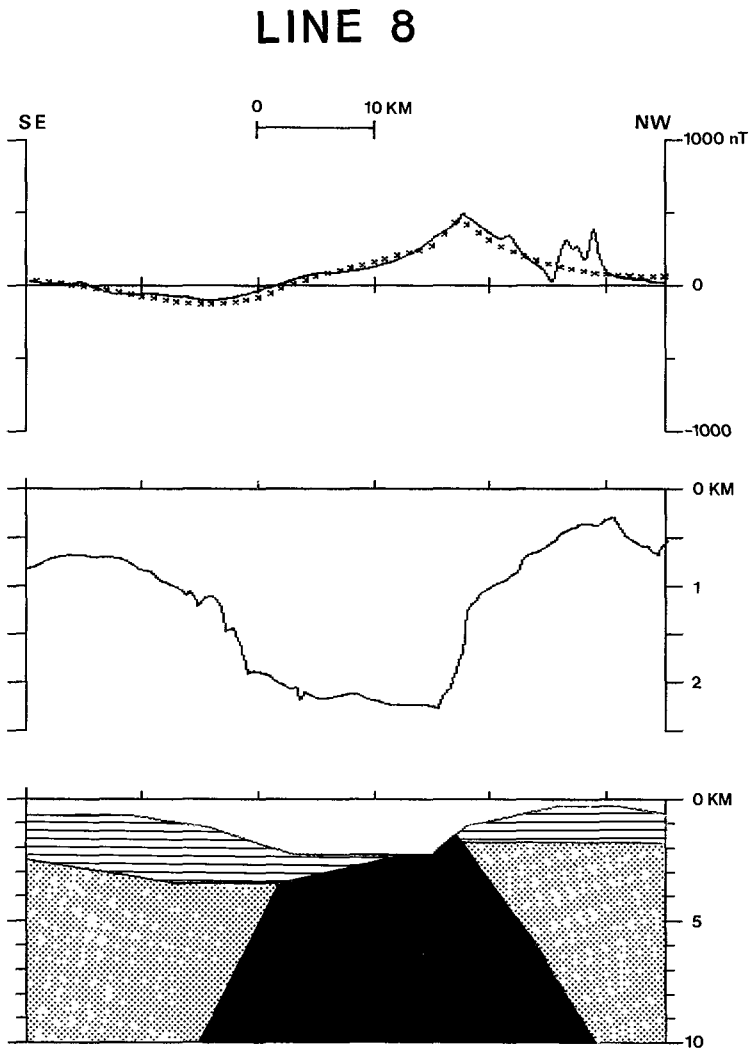

Fig. 10. Magnetic anomalies and deduced structural model for survey line 8. Details of explanations are the same as those in Fig. 3.

토 의

브랜스필드 해협의 분지 부근을 가로지르는 8개 측선의 자력이상치를 대자율 6000 x 10^{-6}cgs unit/cm^3의 관입체의 지층형태로 해석하였다. 분지 부근에서 깊어지는 분포상태 및 동일한 대자율로부터, 심성암은 Parra et al.(1984)이 해석한 안데스 관입암체와 동일한 것으로 추정된다. 안데스 관입암체는 quartz-diorite, quartz-gabbro, granodiorite등의 암석으로 이루어졌음이 노두에서 확인되고 있으며, 백악기부터 제3기 중엽에 이르기까지의 화성활동에 의해 형성되었다 (Pankhurst et al., 1979).

그런데, 확장축의 관입체의 대자율은 Parra et al.의 해석 결과보다 2000 x 10^{-6}cgs unit/cm^3이 높다. Yo

koyama (1969)는 현무암질 암석이 열잔류자화에 의해 일반적으로 10000 x 10^{-6}cgs unit/cm^3 정도의 대자율을 보인다고 하였다. 바다 밑에서 형성되어 급격히 냉각된 현무암은 일반적으로 열잔류 자화가 지구자장에 의해 유도되는 유도자화에 비해 수십 배 이상 크기 때문에 (e.g. Nagata, 1961), 관입체 모델의 대자율은 현무암의 열잔류 자화에 의한 값과 부합된다. 따라서 브랜스필드 해협의 축을 따라 존재하는 관입체는 현무암질의 암석으로 추정된다.

이상의 대자율을 전제로, 브랜스필드 분지 근방의 자력이상을 설명할 수 있도록 이차원 해석을 한 결과, 다양한 관입체의 형태가 나타났다. 특히 디셉션섬의 영향을 받은 측선 2를 제외한, 측선1에서 8까지 해협의 동쪽으로 갈수록 관입체의 폭이 넓어지는 경향이 보인다. 그리고 서쪽의 측선 1, 3에서와 같이 좁은 폭의 관입체는 퇴적층을 지나서 매우 얕은 해저면까지 올라와 있는데, 이는 이 지역의 관입시기가 비교적 최근이었음을 시사한다. 즉, 브랜스필드 해협은 동쪽으로 갈수록 많이 확장된 반면, 그 시기는 오래되었음을 시사한다.

브랜스필드 해협의 확장배경이 되는 이 지역 조구조운동은 다음과 같다. 남극반도의 태평양 연안은 후기 팔레오세부터 태평양 판의 섭입 경계였으며, 이미 아루크 판이 남극 대륙 판 밑으로 완전히 수렴된 바 있다. Figure 11의 2000m수심으로 나타나고 있는 섭입 경계는 비스듬하여 해령-해구 충돌이 남서쪽에서 일어나면서 판의 섭입 운동 정지가 이 경계를 따라 북동 방향으로 전달되어 나갔다. 해령-해구 충돌은 브라반트 섬 부근에서 6 - 4 Ma에 일어났는데, 이보다 북동쪽 판의 생성과 수렴은 남쉐틀랜드 해구 근방에서 얼마간 계속되었다. 새클턴 단구 이서의 드레이크 해협 판의 생성과 수렴은 4Ma에 멈추었는데. 브랜스필드 해협의 확장은 1.3Ma에 시작되어, 아직도 계속되고 있는 것으로 보인다(Barker, 1982).

Barker & Dalziel (1983)은 브랜스필드 해협이 확장되는 이유로서, 판의 생성이 멈춘 후에도 섭입 경계 부근에서의 판의 침강이 계속되기 때문이며, 이 움직임은 해구가 북서쪽으로 이동되는 것을 초래하고 있다고 주장하였다. Foryth (1975)는 동서 방향의 압축 응력이 서쪽으로 전달되면서 새클턴 단구 이서의 드레이크 해협 판이 6 Ma에, 그 동쪽의 히로 단구까지의 드레이크 해협 판이 4Ma에 생성이 중단되었다고 주장하였다. 이러한 움직임은 브랜스필드 해협의 확장 운동에도 적용되었을 것이며, 따라서 동쪽분지의 확장이 이미 멈춘 반면, 서쪽에서 계속되고 있는 양상을 설명할 수 있다. 비교적 근래에 있었던 서쪽 분지에서의 화성 활동도 이와 같은 양상을 뒷받침하고 있다. 브랜스필드 해협의 확장은 남쉐틀랜드 군도의 주향 방향의 미끄러짐과 보이드 해협의 확장이 엇갈려 매우 복잡한 양상을 띠고 있다.

이와 같이 back arc basin이 대양지각의 확장에 비해 복잡한 양상을 보이는 것은 근본적인 확장과정의 차이라기 보다 화성활동의 규모가 작기 때문이라는 해석이 가능하다(Taylor & Karner, 1983). 즉, back arc spreading의 화성활동이 대양지각 확장의 화성활동에 비해 그 규모가 매우 작아서, 판에 작용하는 응력의 약간의 변화에도 확장의 양상이 용이하게 바뀌며, 또한 지형과 화성물질등 국지적인 요인에 좌우되어 복잡한 확장형태가 나타날 수 있다. 이와 같은 양상은 서태평양에 위치한 라우 분지, 마리아나 분지 등에서 불연속적인 확장축, 불규칙적인 단층의 분포 등으로 나타나고 있다. 이로 말미암아 back arc basin의 지각의 자기이상이 대양지각의 자기이상에 비하여 미약하고 구별하기 힘든 것이 설명된다.

반면에 복잡한 back arc basin의 형태는 커다란 판 사이의 인장응력에 의한 것이라기보다 판의 섭입으로 생성된 국지적인 용암의 분출에 의한다는 설명도 제시되고 있다(Karig, 1971, 1974; Sleep & Toksoz, 1971; Andrews & Sleep, 1974; Toksoz & Hsui, 1978). 이 생성 메커니즘은 브랜스필드 해협의 서태평양의 back arc basin군에서 동떨어진, 특이한 생성위치에 대한 이유를 제시해 주고 있다.

한편, 대양지각에서도 자기이상의 기복이 미약한 곳이 보이는데, 이는 대자율이 낮은 암석의 분포로 설

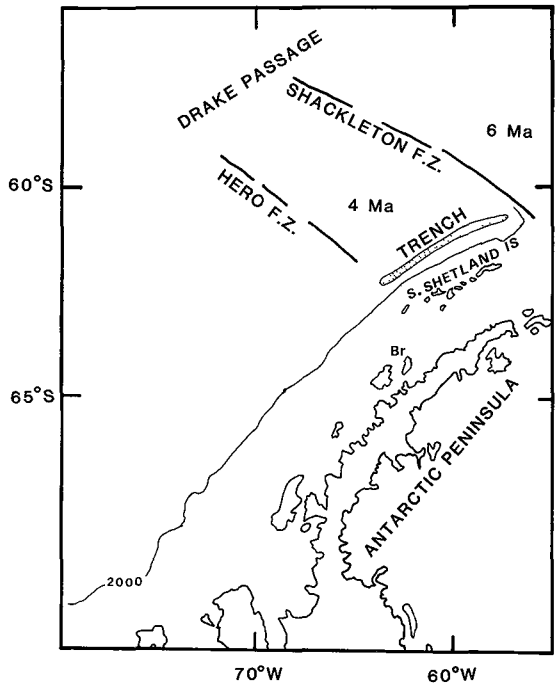

Fig. 11. Tectonic segments of the Antarctic Peninsula margin ; Drake Passage is divided into west and east by Shackleton fracture zone. Numbers in million year unit represent the stop age of spreading for each segment.

명되고 있으며 (Vogt et al., 1969), 또한 대양지각에서는 깊이에 따른 대자율의 변화도 시사되고 있다(Hess, 1962; Vine & Wilson, 1965). 현재의 자기이상 자료만으로는 이러한 대자율의 변화 가능성을 배제할 수는 없다.

브랜스필드 해협의 관입체의 보다 정확한 구조 파악은, 이상에서 논의된 바와 같이 back arc basin에서 자기이상의 특성요인을 밝히는데 필수적인 과제이다. 이를 위해서는 자기탐사 측선과 동일한 곳에서의 탄성파 탐사 및 시추실험 등을 통해 복합적인 지구물리적 해석과 접근이 요망된다.

참 고 문 헌

Allen. A. 1966. A magnetic survey of northeast Trinity Peninsula, Graham Land:II. Mount Bransfield and Duse Bay to Victory Glacier. British Antarctic Surv., Sci. Rep., No.49, 32p.

Ashcroft, W.A. 1972. Crustal structure of the South Shetland Islands and Bransfield Strait. British Antarctic Surv., Sci. Rep., 66. 43p.

Barker, P.E. 1982. The Cenozoic subduction history of the Pacific margin of the Antarctic Peninsula: ridge crest - trench interactions, Geol. Soc. London, 139 : 787-801.

Barker, P.E. and Dalziel, I.W.D., 1983. Progress in geodynamics in the Scotia Arc region. In Geodynamic Series 9, AGU : 137-170.

Barker, P.E. and Griffiths, D.H. 1972. The evolution of the Scotia Ridge and Scotia Sea. Phil. Trans. Roy. Soc. Lond. Ser., A271 : 151-183.

Barker, P.E. 1976. The tectonic framework of Cenozoic volcanism in the Scotia Sea region, A review. In Gonzalez-Ferran, O. ed. Symposium on Andean and Antarctic volcanology Problems. Proc. Santiago, Chile, IAVCEI, Spc. Ser.: 330-346.

Chase, C.G. 1978. Extension behind island arcs and motions relative to hot spots, J. Geophys. Res., 83 : 5385-5387.

Davey, F.J. 1972. Marine gravity measurements in Bransfield Strait and adjacent areas. In: Adie, R.J. ed. Antarctic geology and geophysics. Oslo, Universitetsforlaget : 39-46.

Dewey, J.F. 1980. Episodicity, sequence and style at convergent plate boundaries, In: The Continental Crust and Its Mineral Resources, Spec. Rep. 20, edited by D. Strangeway, 553-574, Geological Association of Canada, Toronto, Ont.

Forsyth, D.W. 1975. Fault plane solutions and tec-

tonics of the South Atlantic and Scotia Sea, J. Geophys. Res., 80 : 1429-1443.

Gonzalez-Ferran, O. 1990. The Bransfield rift and its active volcanism. In: Geological Evolution of Antarctica. Edited by Thomson, M.R.A., Crame, J.A. and Thomson, J.W., 505-509. Cambridge University Press.

Gonzalez-Ferran, O. and Katsui, Y. 1970. Estudio Integral del volcanismo cenozoico superior de las Islas Shetland del Sur, Antarctica, Inst. Ant. Ch. Ser. Cient., 1(2) : 123-174.

Hawkes, D.D. 1961. The Geology of the South Shetland Island, II. The Geology and Petrology of the Deception Island, Falkland Islands Dependencies Survey Scientific Reports, 27, 43p.

Hawkins, J.W. 1976. Petrology and geochemistry of basaltic rocks of the Lau Basin, Earth Planet. Sci. Lett., 28 : 283-297.

Hess, H.H. 1962. History of the ocean basins. In: Petrologic Studies. 599-620, Geologic Society of America, New York.

Jeffers, J.D., Anderson, J.B. and Lawver, L.A. 1991. Evolution of the Bransfield basin, Antarctic Peninsula. In:Geological Evolution of Antarctic. ed by Thomson, M.R.A., Crame, J.A. and Thomson, J.W.: 481-485. Cambridge University Press.

Karig, D.E. 1971. Origin and development of marginal basins in the western Pacific. J. Geophys. Res., 76 : 2542-2561.

Karig, D.E. 1974. Evolution of arc systems in the western Pacific. Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 2: 51-75.

Kato, Y., Matsuo, T. and Takagi, A. 1962. Aeroma gnetic surveys over the Osima Island, Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser., 14. : 65-80.

Kodama, K. and Uyeda, S. 1979. Magnetization of Izu Islands with special reference to Oshima Volcano. J. Volcano. Geotherm. Res., 6 : 353-373.

Maslany, M.P. and Storey, B.C. 1990. Regional aeromagnetic anomalies in Ellsworth Land: crustal structure and Mesozoic microplate boundaries within west Antarctica. Tectonics, 9(6):1515-1532.

Molnar, P. and Atwater, T. 1978. Inter-arc sprea ding and cordilleran tectonics as alternatives related to the age of subducted oceanic lithosphere, Earth Planet. Sci. Lett., 41 : 330-340.

Nagata, T. 1961. Rock Magnetism, Maruzen, Tokyo, 350pp.

Pankhurst, R.J., Weaver, S.D. and Brook, H. 1979. K-Ar chronorogy of Byers Peninsula, Livingston Island, South Shetland Islands. British Antarct. Surv., Bull., No.49 : 277-282.

Parra, J.C., Gonzalez-Ferran, O. and Bannister, J. 1984. Revista Geologica de Chile, No. 23, 3-20.

Sclater, J.G. 1972. Heat flow and elevation of the marginal basins of the western Pacific. J. Geophys. Res., 77 : 5705-5719.

Taylor, B. and Karner, G.D. 1983. On the evolution of marginal basins. Rev. Geophys. & Space Phys., 21(8) : 1727-1741.

Telford, W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E. and Keys, D.A. 1976. Applied Geophysics. 860p. Cambridge University Press, London, U.K.

Uyeda, S. 1977. Some basic problems in the trench-arc-back-arc systems. In: Island Arcs, Deep Sea Trenches, and Back-Arc Basins, Maurice Ewing Ser., Vol.1. edited by Talwani, M. and Pitman, W.C., III:1-14p. AGU. Washington, D.C.

Uyeda, S. and Kanamori, H. 1979. Back-arc opening and the made of subduction. J. Geophys. Res., 84 : 1049-1062.

Vine, F.J. 1968. Magnetic anomalies associated with mid-ocean ridges. Nature, 199 : 947-949.

Vine, F.J. and Wilson, J.T. 1965. Magnetic anomalies

over a yound oceanic ridge off Vancouver Island. Science, 150 : 485-489.

Vogt, P.R., Schneider, E.D. and Johnson, G.L. 1969. The crust and upper mantle beneath the sea. Geophys. Monogr., 13 : 556-617.

Won, I.J. and Bevis, M. 1987. Computing the gravitational and magnetic anomalies due to a polygon: algorithms and Fortran subroutines. Geophysics 52(2) : 232-238.

Wu, F.T. 1978. Benioff zones, absolute motion and interarc basins, J. Phys. Earth., 26 : 539-554.

Yokoyama, I. 1969. Anomalous changes in geomagnetic field on Ooshima Volcano related with its activities in the decade of 1950. J. Phys. Earth., 17 : 69-76.

Zunde, A. 1985. Program Geomagval, USGS, Denver.