

# 南西諸島西方海域における空中磁気探査

大熊 茂雄・牧野 雅彦・中塚 正 (物理探査部)

Shigeo OKUMA・Masahiko MAKINO・Tadashi NAKATSUKA

## 1. はじめに

九州と台湾との間に北東から南西へ約1,200kmにわたって弧状に連なる島々が南西諸島である。最近南西諸島の背弧海盆すなわち沖縄トラフでは地球科学的諸調査が進められトラフの拡大の議論や海底熱水活動の発見などのニュースが関連学会・報道関係を賑わしている。

地質調査所では1982年以来南西諸島西方の沖縄トラフ中軸部から東海陸棚までの海域にかけて空中磁気探査を実施している\*。

探査の目的は石油・天然ガス資源を胚胎する堆積盆の分布・規模の調査及び当該海域の海底地下構造を明らかにすることにある。探査は89年度まで継続の予定であるが過去5ヶ年にわたって取得されたデータによって沖縄トラフ中軸部から東海陸棚までの広域的な空中磁気図の編集も可能となった。そこで82年以来の全データを編集し国際標準地球磁場 (IGRF: International geomagnetic reference field) からのずれを示すIGRF 残差空中磁気図を作成した。その結果東海陸棚から沖縄トラフ海域にかけて当該海域の海底地下構造を考える

\* 工業技術院特別研究「空中磁気探査による沖縄周辺海域の海底地下構造に関する研究」(1982—84)

同「空中磁気探査による大陸縁辺の海底地下構造の研究」(1985—)

上で興味深い磁気異常の分布が認められた。この結果は海底地形のデータも併せたコンピュータグラフィックスの利用による立体的表示によってさらに明確になった。小論では空中磁気探査の概要と磁気異常分布の特徴について述べる。

## 2. 南西諸島西方海域

東海陸棚海域は EMERY et al. (1969) の先駆的な海洋調査以来石油・天然ガス資源賦存の有望地域と判断され石油関連企業及び機関によって調査がなされてきた。

沖縄トラフは幅が約100km 長さが1,000kmを越える細長い窪地であり水深は南に向かって深くなり、最深部では2,000mを超える。本海域はその成因がプレートテクトニクス理論の展開に伴った背弧海盆の拡大によるものとの議論があり(例えば HERMAN et al., 1979) それを支持する地磁気縞模様の認定とトラフの拡大速度の推定などもなされた(木村ほか, 1985)。しかし地磁気縞模様と認定された磁気異常に関してはシービームによる詳細な海底地形の調査により磁気異常がその走向方向(ENE-WSW)に沿って連続する海丘列に伴って分布することが明らかとなった(春日ほか, 1986)。またリソスフェア探査開発計画 (DELP) による地球科学的な各種調査も行われた (JAPANESE DELP RESEARCH GROUP



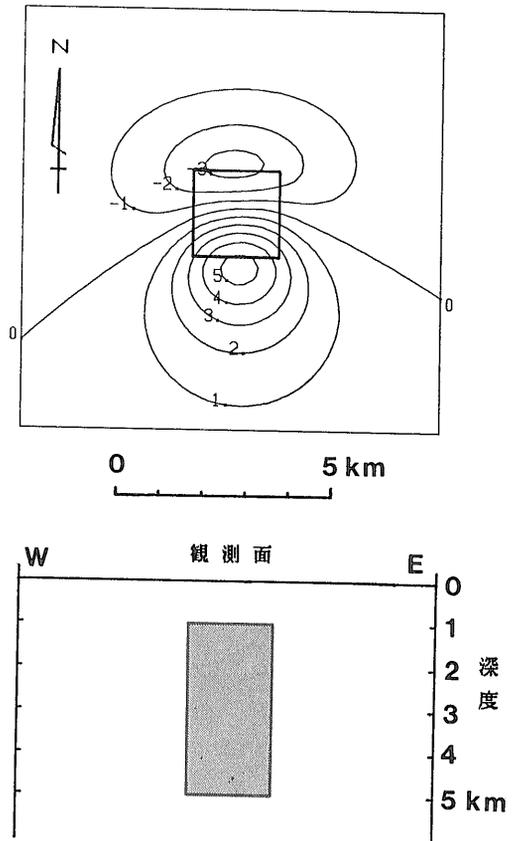
写真 1 上空より見る南西諸島 (慶良間諸島)。

ON BACK-ARC BASINS, 1986). これに関連して 沖縄島北方約 50km の伊平屋凹地では 海底調査船「しんかい2000」による潜水調査が行われ 海底熱水活動が認められている(山野ほか, 1986). この結果は 最近注目を浴びている海底熱水鉱床の存在を期待させるものであり今後の詳細な調査が待たれる.

以上のように 本海域は背弧テクトニクスといった学問的分野のみならず 石油・天然ガス及び金属等の資源分野においても非常に興味深いフィールドである. しかしながら 本海域は辺境に位置した広大な海域であるため 従来より十分な調査が行われて来なかった. また調査活動が進行しつつある現在も 海底地下構造を詳細に把握するには十分なデータが集積されたとは言い難い. このような状況の中で 地質調査所は1982年以来本海域において空中磁気探査を実施してきている. 空中磁気探査は短時間で広範囲の地域を調査できるという特徴を有しており その特徴を有効に生かして調査を進めている. その成果は 82-84年度分に関しては既に「1/20万分の1 空中磁気図」として出版されており(中塚ほか, 1984; 大熊ほか, 1985) 85年度以降のデータについても今後公表の予定である.

### 3. 空中磁気探査の原理

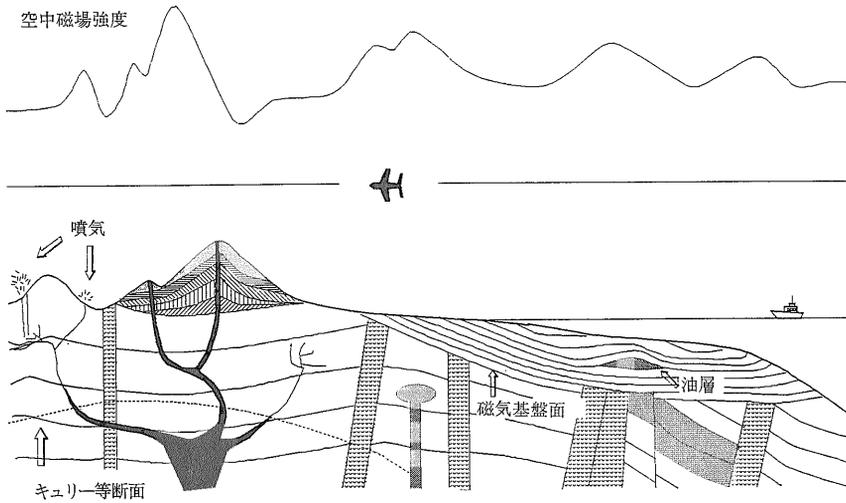
磁気コンパスの磁針が北を指す事実を示されるように地球上には地磁気(地球磁場)の存在が良く知られている. 地球内部(主に核内)に起因する地磁気分布の大局的傾向は 国際地球電磁気学会(IAGA)において採択さ



第1図 プリズム(直方体)モデルによる磁気異常. コンター間隔: 1nt. モデルのパラメータ  
縦: 2 km 横: 2 km 観測面よりの頂部深度: 1 km  
観測面よりの底部深度: 5 km 伏角: 38.5° 偏角: 4° W 磁化の強さ: 0.05 A/m

磁化率			$10^{-6}$	$10^{-5}$	$10^{-4}$	$10^{-3}$	$10^{-2}$	$10^{-1}$
火成岩	超塩基性	蛇紋岩						
	塩基性	玄武岩						
		斑れい岩						
	中性	安山岩						
		閃緑岩						
	酸性	花崗岩						
変成岩	片麻岩							
	片岩							
堆積岩	砂岩							
	頁岩							
	石灰岩							
鉱石	磁鉄鉱							
	磁硫鉄鉱							
	黄鉄鉱							
	方鉛鉱							

第2図 岩石・鉱石の磁化率 (物理探鉱技術協会(1979)を加筆修正)



第3図 空中磁気探査の概念図。

れた地球磁場モデル 国際標準地球磁場 (IGRF) によって表される。しかし 地殻の磁氣的性質は不均質である場合が多く このため地磁気は局所的に乱され IGRF との差 すなわち「磁気異常」を生ずる (第1図参照)。地殻の磁氣的不均質性は これを構成する岩石のそれに起因する。岩石の磁性は 誘導磁化と残留磁化とに分けられ 誘導磁化に影響を与える岩石の磁化率は 一般に火成岩の方が堆積岩よりも大きく 塩基性岩の方が酸性岩よりも大きい (第2図)。残留磁化も 大局的には誘導磁化と同様の傾向を示す。以上の差異は より微視的には岩石中の鉄の酸化鉱物 (マグネタイト チタノマグネタイト等) や硫化鉱物 (ピロタイト) の含有量の差に基づく。

磁気探査とは 地磁気 (多くの場合は全磁力) の変動を空間的に観測し磁気異常を見だし これを解析するこ

とによって地下構造を推定する探査法である。空中磁気探査とは 磁力計や電波航法装置等の観測機器を航空機に搭載し 地磁気の観測を空中において行うものである。この時 地上には定点磁力計を設置し 空中と同時に地磁気の時間的変動を観測する。このデータを机上観測データから差し引くことにより 観測値を空間的変動分のみのデータとし これによって「空中磁気図 (磁気異常図)」を作成する。空中磁気図にまとめられたデータは 各種の地質構造モデルと比較しながら コンピュータを用いた解析を行い 最適な地下構造を推定す

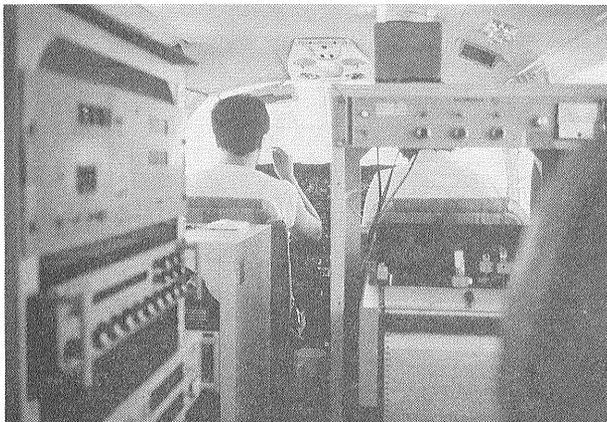


写真2 探査機内の風景。探査時はパイロット コパイロット兼ナビゲーター オペレータ及びその他1名の4人乗りである。

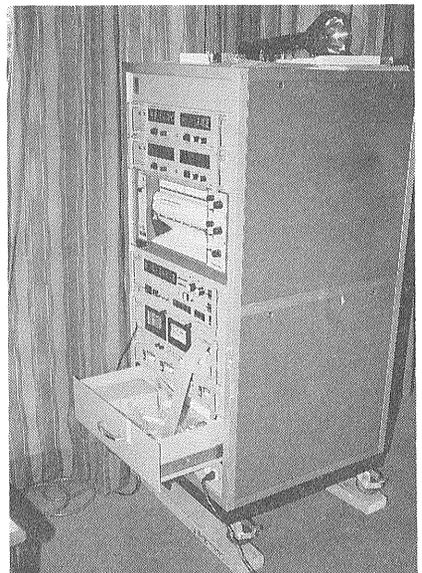


写真3 定点観測用磁力計。人工的ノイズの影響から逃れるため人里離れた地点に設置される。

第1表 南西諸島西方海域における空中磁気探査(1982-1986)の概要

期 間	1982~1986年, 5ヶ年, 延76日(現地作業:空輸日~空輸日) 内訳 1982 8. 5 ~ 8. 21 : 17日間 1983 6. 30 ~ 7. 20 : 21日間 1984 7. 1 ~ 7. 13 : 13日間 1985 11. 1 ~ 11. 12 : 12日間 1986 12. 3 ~ 12. 15 : 13日間 計 76日間
探 査 区 域	第4図参照
使用航空機	JA 5264 (1982~1983年), JA 5267 (1984~1986年)
作業飛行時間	計 142時間 50分
飛行高度	1,500フィート A. S. L. (above sea level: 海拔)
測線延長	約20,400 km (探査面積: 約96,000 km <sup>2</sup> )
主測線方向・間隔	NW-SE・5 km
航 法	ロランC円航法, ドップラー航法
航跡標定	ロランC円航法データ及び陸域の対地映像(ビデオ)
飛行基地	那覇国際空港(1982~1985年), 宮古空港(1986年)
日変化測定定点	沖縄県国頭郡今帰仁村諸志(1982~1985年) 沖縄県宮古郡下地町字与那覇914番地(1986年)
使用機材	米 GeoMetrics 社製 G 804型プロトン磁力計(1982年) 米 EG&G GeoMetrics社製 G813型プロトン磁力計(1983~1986年) 米 GeoMetrics 社製 G 704型データ収録装置(1982~1983年) 丸文綸製 82100/83100/83200型収録装置(1984~1986年) 丸文綸製 M8002型セシウム磁力計 その他

る。この結果は 金属鉱床探査に用いられたり 磁気基盤深度分布を求めて堆積層厚の推定を行い 石油・天然ガス資源賦存可能性調査に利用される(第3図参照)。また最近では 岩石がキュリー温度で磁性を失うことから 磁性岩体の底部深度を磁気異常の解析によって求めることにより キュリー等温面(岩石が高温によって磁性を失う地下の熱構造面)を求める試みもなされている(大久保, 1984)。

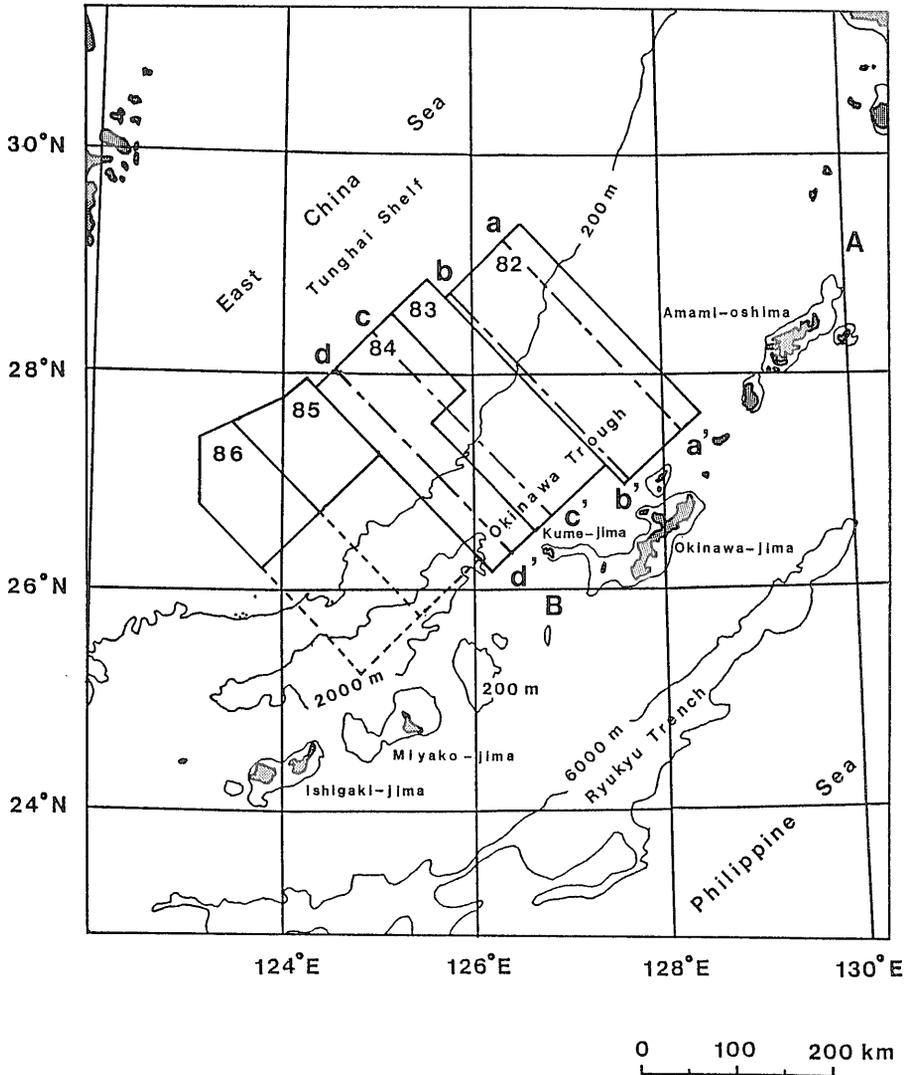
#### 4. 探 査 概 要

第1表に 地質調査所が1982年以来南西諸島西方海域で行ってきている空中磁気探査の概要を示す。探査概要について述べる。

探査は 1982-86年の5ヶ年の延べ76日間にわたり  
1987年12月号

第4図の範囲において 地質調査所におけるハードウェアシステム(中塚, 1984a)を用いて行なった。探査面積は約96,000km<sup>2</sup> 測線延長は約20,400kmに及んだ。プロトン磁力計・電波航法装置等をセスナ404型機に搭載し 約5km間隔でNW-S E方向に設定された主測線とこれに直交する方向に設定された交差測線を 飛行高度1,500フィートでロランC円航法及びドップラー航法によって測定飛行した(第5図)。ただし 85-86年度の南東方の海域においては 正規の探査範囲の往復の途上においても観測を行ったものであり 現段階ではこの範囲において主測線間隔は約15kmと粗い。

飛行基地としては 那覇国際空港(1982-85) 宮古空港(1986)を使用した。また 沖縄県国頭郡今帰仁村(1982-85)及び宮古郡下地町(1986)に地磁気日変化観測定点を設け 探査期間の経時変化を観測した。探査飛行



第4図 空中磁気探査の範囲。  
 A: トカラ海峡 B: 慶良間海裂 一点鎖線の a-a', b-b', c-c' 及び d-d' は 各々第11図の断面の位置を示す

に当たっては ロランC円航法システムの位置誤差確認のため 探査区域の往復時に 伊平屋島(1982) 渡嘉敷島(1983-85) 及び宮古島(1986)において 対地ビデオ装置による対地撮影を行った。

各種のデータは 現地においてデータの正常な記録の確認を行い さらに現地版の磁気図を作成することによって各データの質のチェックも行う(第6図)。 現地より持ち帰ったデータは 地質調査所におけるデータ処理システム(中塚, 1984b)によって処理され 空中磁気図が作成される。

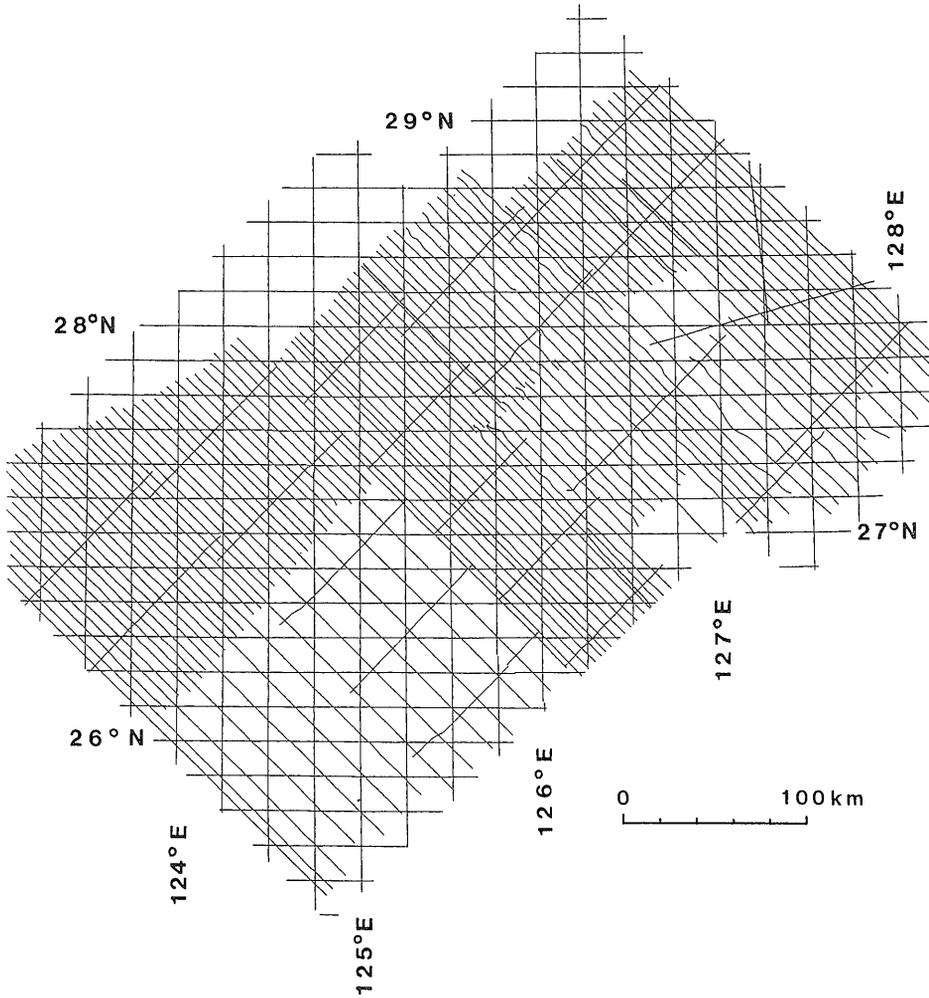
## 5. 磁気異常の分布

### 5-1 概要

82年度から86年度までの全データを用いて IGRF 残差磁気異常図を作成した(口絵2参照)。 投影法は ランベルト正角円錐図法を用いた。 磁気異常の概要について述べる。

東海陸棚内部においては 顕著な磁気異常が少なく NE-SW方向に低磁気異常が伸長して分布する。 その西方(大陸側)では 波長約30km・振幅約200nT程度の磁気異常が複数分布しており 中央部とは異なった様相を示す。

東海陸棚外縁部においては 波長10km・振幅300nT程度の磁気異常が多数分布する。 これらの磁気異常は概して ENE-WSWの方向に規制された分布を示すが全体としては NE-SW方向に幅約80km程度の磁気異常帯を形成している。 ただし この異常帯の南西方への連



第5図 測線図  
(1982-86年)

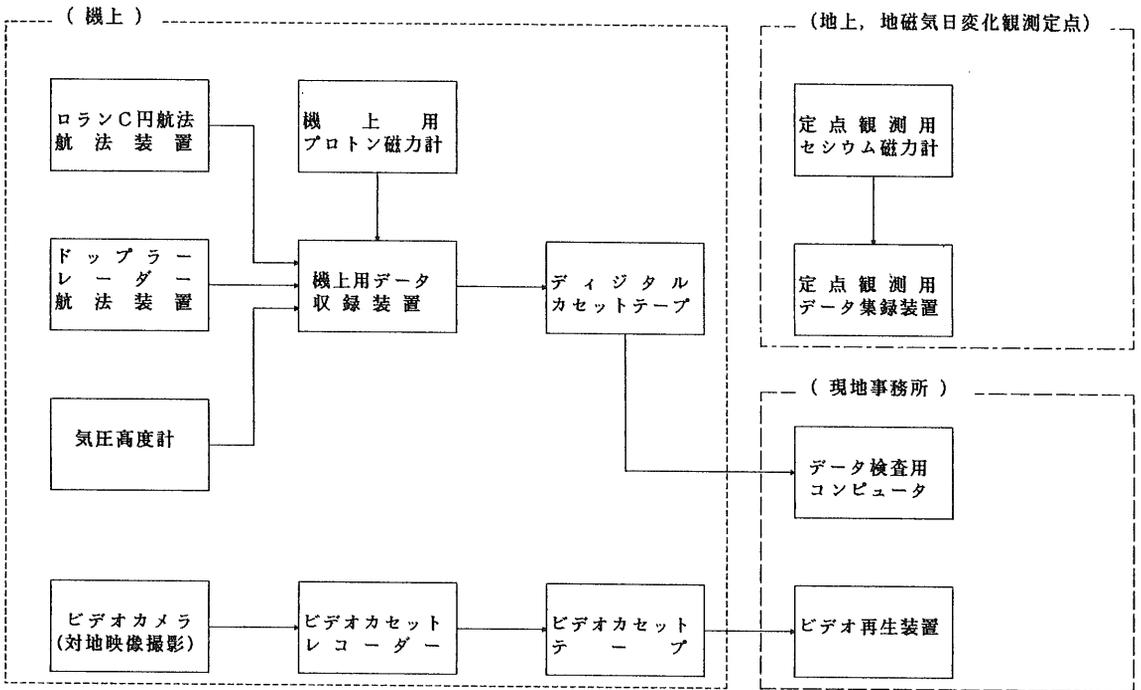
続性については 当該範囲の主測線間隔が約15km と粗いため断定はできない。今後の探査結果を待つ必要がある。

沖縄トラフにおいては 長波長・低振幅の磁気異常が卓越して分布するが 伊平屋島北西方の伊平屋凹地では波長5-10km・振幅400-700nTのダイポール型の磁気異常が ENE-WSW 方向に連続して分布する。その他のトラフ各部においては 測線間隔が15km と粗くあるいは探査域端部に当たるため 詳細は今後の探査結果を待つ必要がある。

以上の磁気異常は 大局的には探査海域の地質構造(天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会, 1982)の伸長方向に沿うように NE-SW の方向性を有し 帯状に分布する。



写真4 那覇国際空港. 1982-85年まで探査基地を置いた。



第6図 空中磁気探査の流れ図 (現地調査).

これらの磁気異常は分布形態の特徴より 長波長・低振幅の異常が卓越する東海陸棚内の異常帯 短-中波長・高振幅の異常が卓越する東海陸棚外縁部付近の異常帯 長波長・低振幅の異常が卓越する沖縄トラフ中軸部-西翼の異常帯及び短波長・高振幅の異常が卓越して分布するトラフ中軸部-東翼の異常帯に分類できる。

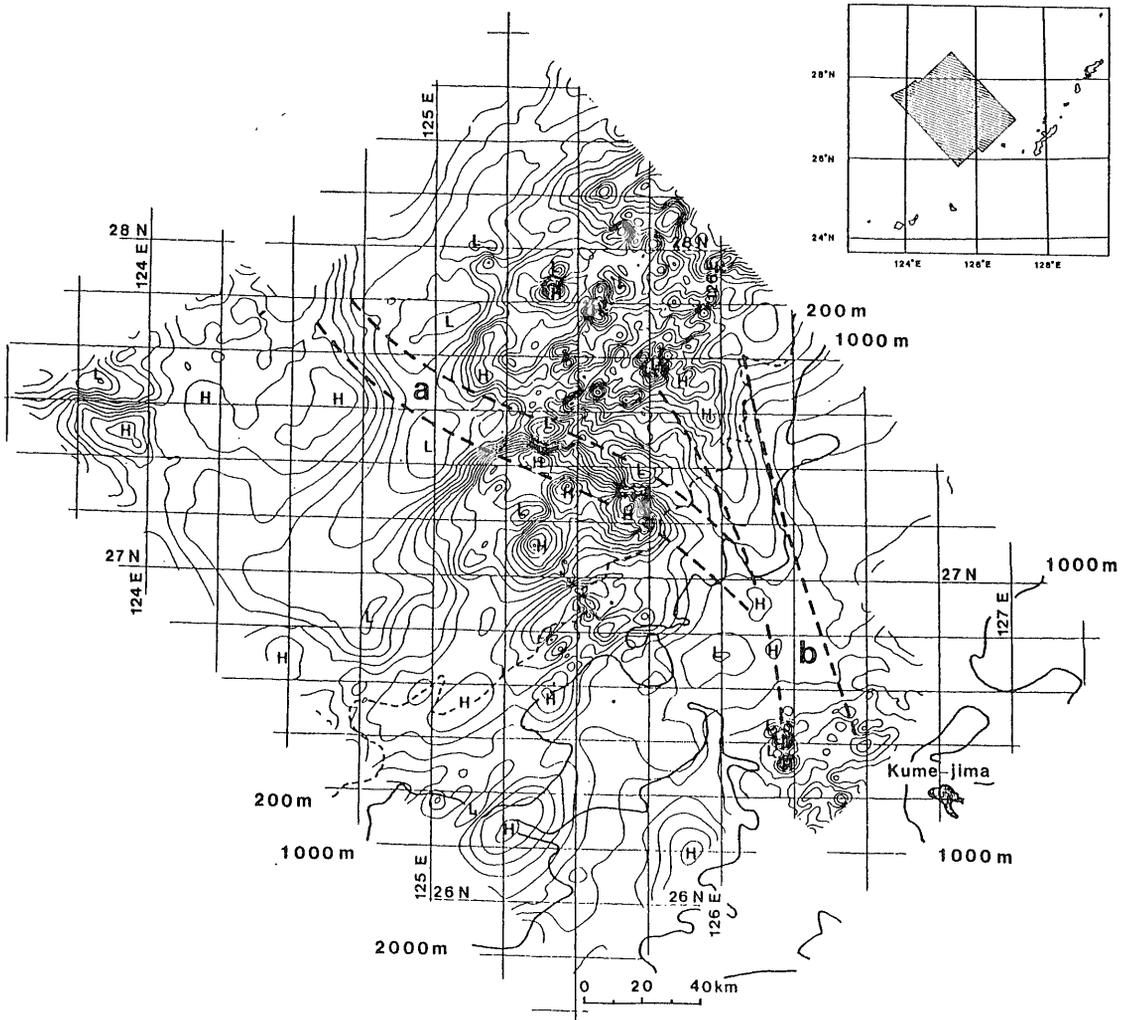
### 5-2 特徴



写真5 探査飛行前の機材調整。飛行中に調整できない部分は念入りに検査される。



写真6 探査機より見た久米島。この後探査を終えて戻るまで島影を見ることはなかった。



第7図 空中磁気図より推定される磁気異常の断裂帯。 a : 磁気異常の断裂帯 b : 高磁気異常帯  
 コンター間隔: 25nT [大熊・中塚 (1987) による]

大熊・中塚 (1987) は 84年と85年の探査区域の境界付近に NE-SW 方向に伸長して分布する概略の磁気異常帯と交差して 磁気異常の断裂帯の存在を推定した (第7図)。これによれば 断裂帯は東海陸棚内から陸棚外縁部を経て南下し沖縄トラフ内に伸長する高磁気異常帯を介して 慶良間海裂に連なる。東海陸棚においては 断裂帯を境界として NE-SW 方向に伸びる低磁気異常帯が約 50km の左横ずれ配置をとる。慶良間海裂は 中部琉球と西南琉球を分ける地形的な凹地とその南北において地質構造の左横ずれが指摘されている (小西, 1965)

一方 陸棚外縁部の赤尾嶼付近では 前述の磁気異常の断裂帯境界で見られたような 波長 30km・振幅 250-

350nT の顕著な一連の磁気異常が NW-SE 方向に分布する。この方向に沿って 東海陸棚内部では高磁気異常が南東方に張り出して分布しており左横ずれ配置が推定される。本海域は 主測線間隔が約 15km と粗い範囲ではあるが 磁気異常の特徴が比較的長波長であるため 今後の探査結果においても本質的な変更はないと思われる。したがって 仮にこの磁気異常が事実であれば 再び磁気異常の断裂帯が推定される。

興味深いことに この断裂帯の南東方の延長部は 沖縄トラフにおいては宮古海山 西南琉球弧では宮古鞍部に至る。さらに西南琉球の前弧側では 水深2000-4000 m の範囲に発達する深海平坦面が部分的に剝削された部分 (凹地) に至る (口絵3参照)。このような海底地形は

慶良間海裂の海溝側の延長部においても認められる。慶良間海裂及び宮古鞍部の海溝側への延長部で境された深海平坦面は 琉球層群 (第2表) が厚く堆積しており海溝斜面縁の隆起帯にトラップされた向斜域となっている (本座, 1977)。地震活動の面からみると 当該海域は浅発地震の震源空白域として知られており (KATUMATA and SYKES, 1969; 木村ほか, 1983) 南北の海域とは seismicity が明らかに異なる (第8図)。

一方慶良間海裂の背弧側延長では 27°N・126°E において1923年4月23日に M7.2 深度10kmの大地震が発生している。また 宮古鞍部の背弧側延長部では 沖繩トラフから東海陸棚斜面にかけて震源が連続している。したがって 海底地形の南北の境界である慶良間海裂及び宮古鞍部の背弧・前弧側延長部において地震学的な境界が推定される。

ここで 磁気異常から推定される断層帯と地形から推定される構造線を同一の場で論じるのはやや強引と思われるが 地形が磁性的強い岩石から構成される場合においては 磁気異常と地形は強い相関関係を示す。例えば磁気異常から地形を構成する岩石の巨視的な磁化方向を推定する試みもなされている (大熊・須藤, 1987)。ただし 磁性的強い岩石からなる地質構造であっても地下深部に埋没しては観測面との距離が離れ過ぎて磁気異常として認められない場合がある。琉球弧においても新第三紀以降の堆積層が著しく厚いため (第9図) 明らかな磁気異常として検出されない可能性がある。

第2表 中・南琉球弧層序対比表 [氏家 (1985) による]

年前		南琉球弧	沖繩本島	奄美大島	海底	
20万 30万 100万 200万	第 四 紀	更新世	段丘構成層 ?	段丘構成層 ?	段丘構成層 ?	A
			琉球層群	琉球層群	琉球層群	B
			?	?	?	
500万 1000万	第 三 紀	鮮新世	鳥尻層群 (豊見城系層)			C
		後期				
		中新世	八重山層群			D
		中期				
5000万	古 第 三 紀	漸新世		?	?	E
		後期	野底層 宮良層	嘉陽層	和野層	
		始新世		?	?	
		暁新世		?	?	
1億	白 亜 紀	後期	富崎層	名護層	大勝層名瀬層	
		前期		?	?	
				本部層X	湯湾層	
				?	?	
2億	ジュ ラ 紀			今席? 仁層?		
			トムル層	X		
	ペルム紀					
	石炭紀					

6. 磁気異常と地質構造

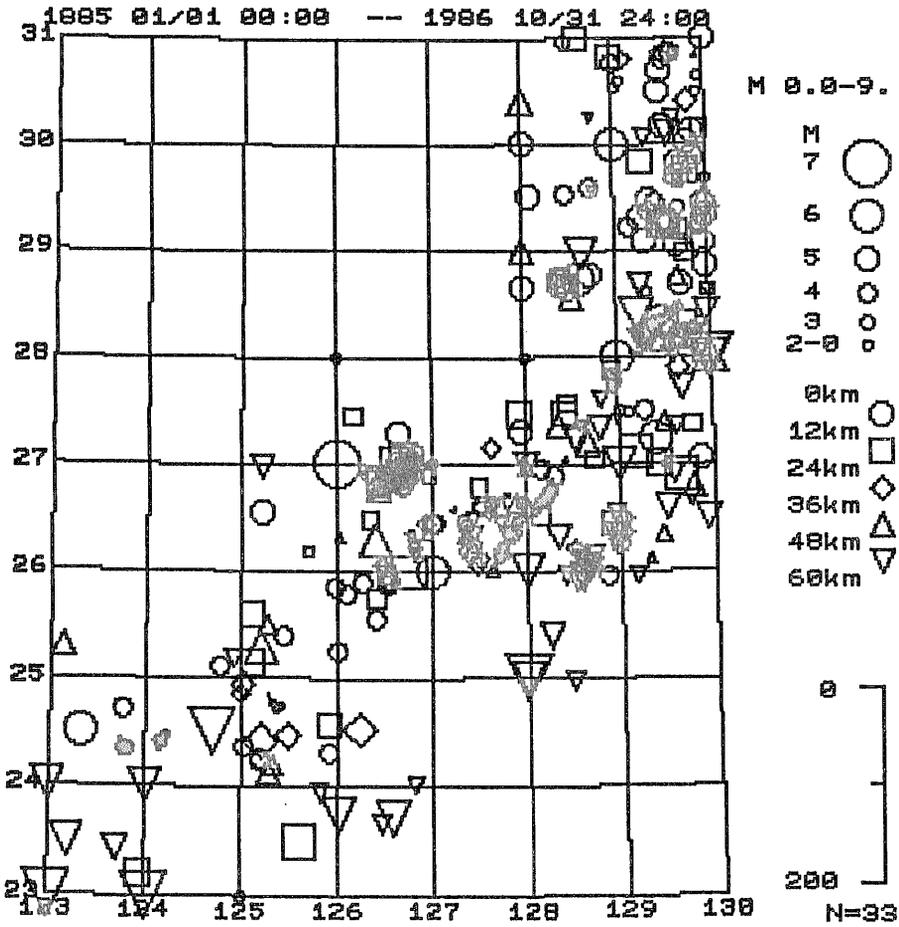
大熊ほか (1984) 大熊・中塚 (1985, 1986) 及び大熊ほか (1987) は本海域の磁気異常の定量解析 (磁気基盤深度解析) 結果について報告している。これらによると東海陸棚内の磁気異常帯においては 海面下3-7km程度の磁気基盤の沈降が解析され 相対的に堆積層の発達を推定される。このことから本区域は陸棚内の堆積盆 (東海堆積盆及び尖閣堆積盆) 分布海域に相当すると判断される。東海陸棚外縁部の磁気異常帯においては 海面下1-2km程度の磁気基盤の隆起が解析される。

この結果は 音波探査の調査結果 (EMERY et al., 1969; WAGEMAN et al., 1970) 及び反射法地震探査の調査結果 (相場・関谷 1979) 等と整合的であることから 五島隆起帯や尖閣隆起帯と呼ばれる陸棚外縁隆起帯に対応するものであると判断される。外縁隆起帯の陸域としては尖閣諸島がある。尖閣諸島においては 角閃石閃緑岩質岩の貫入岩体が分布したり (魚釣島 南小島) 普通輝石かんらん石玄武岩よりなる火山島 (黄尾嶼) が存在す

る (松本・辻, 1973; 松本・野原, 1974)。3章で述べたように玄武岩や一部の閃緑岩は高磁性を示すため これらの地質が磁気異常をもたらす主な原因と推定される。

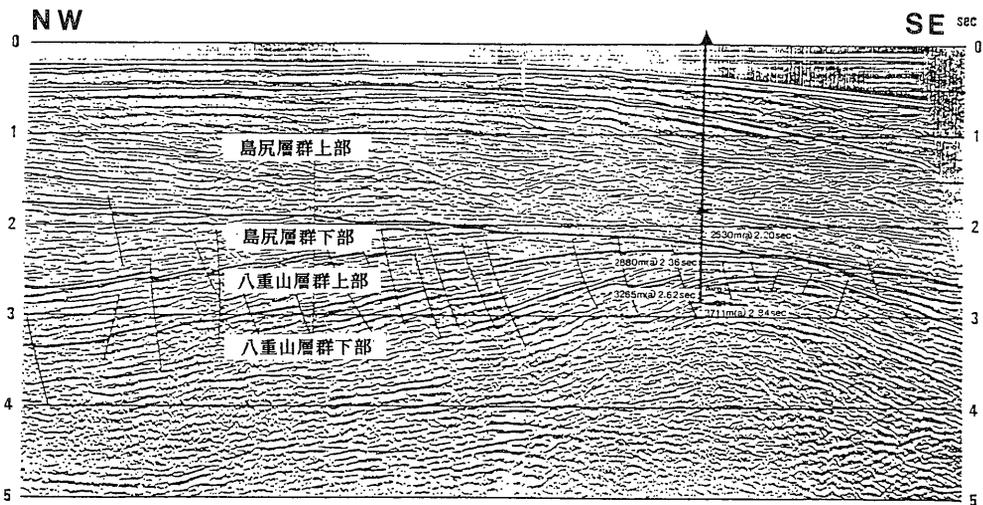
沖繩トラフの磁気異常帯においては 磁気基盤深度が5-8kmと解析され 厚い堆積層の発達が推定される。堆積場の中心はトラフ西部の陸棚斜面脚部付近と解析されるが この結果も反射法地震探査の調査結果 (相場・関谷, 1979) と整合的である。

一方 沖繩島北西の伊平屋凹地においては ENE-WSW に連続して分布する短波長・大振幅の磁気異常から 海底面あるいは薄層に被覆され海底面近傍に位置する磁性岩体が解析されている。これらは トカラ火山列の火山岩に対応するものと推定される。この海域では DELP により詳細な調査が行われ 凹地の中軸に幅

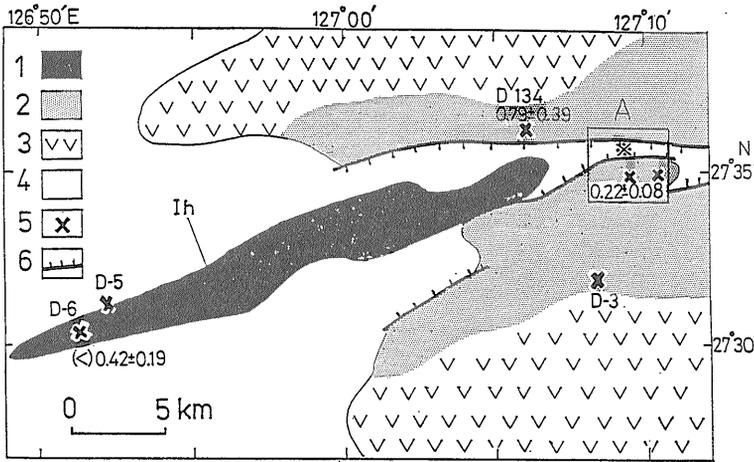


第8図 南西諸島西方海域の震源分布. [石川(1986)に一部加筆]

宮古島沖ボーリング



第9図 琉球外帯堆積盆における試錐例. 縦軸は音波の往復走時(単位:秒). [円谷・佐藤(1985)に一部加筆]



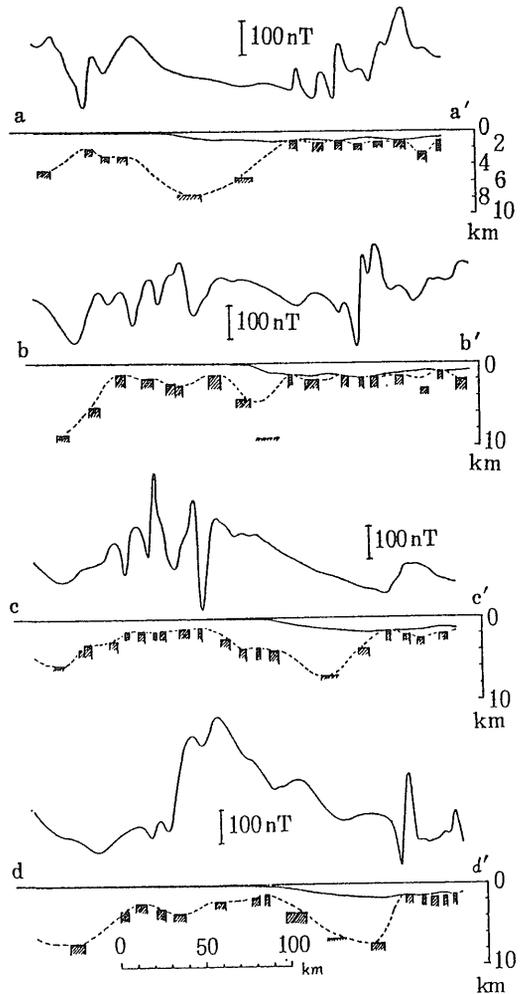
第10図 伊屋凹地東部の海底地質図。  
 1: 玄武岩 2: フェルシック  
 一中性火山岩 3: 未区分火  
 山岩体 4: 堆積物 5: 諸機  
 関による岩石採取地点 6:  
 断層  
 [KIMURA et al. (1986) に  
 よる]

3 km・長さ30km ほどの海嶺が発見された (KIMURA et al., 1986). この海嶺からは かんらん石普通輝石玄武岩 含かんらん石普通輝石玄武岩等が採取され 化学分析の結果 それらが島弧に特徴的な高アルミナ玄武岩であることが分かった (第10図). またK-Ar 年代測定法によれば この岩石は $0.42 \pm 0.19\text{Ma}$  より若いとされ 玄武岩よりなる海嶺が正帯磁しているとすれば磁気異常を説明できることが分かった. この海域においてはさらに詳しい調査が行われ 磁気異常と海嶺の分布との対応がより明確となった (春日ほか, 1986).

中井ほか (1985) は 1982-84年の空中磁気探査データの定量解析の結果から NW-S E方向に沖縄トラフを横断する磁気基盤断面模式図を作成している (第11図). これより磁気基盤構造は 北西側より 東海陸棚内で沈降 外縁部で隆起 沖縄トラフ西翼で沈降 沖縄トラフ東翼で隆起となる. これらは 陸棚内堆積盆・陸棚外縁隆起帯・トラフ内向斜構造・トカラ火山列の地質構造に対応するものと理解される. 一方 木村 (1983) は 従来諸機関によって行われた音波探査及びドレッジボーリング資料を総合解析して 東海陸棚からフィリピン海まで 琉球弧を横断する地殻断面模式図を作成した (第12図). 両図に示されたのは 磁性と音波速度という異なる物性データより求まる構造ではあるが 4.4kmより速い層 (先新第三系?) の分布の起状と 磁気基盤深度の分布とが概して整合性が高い.

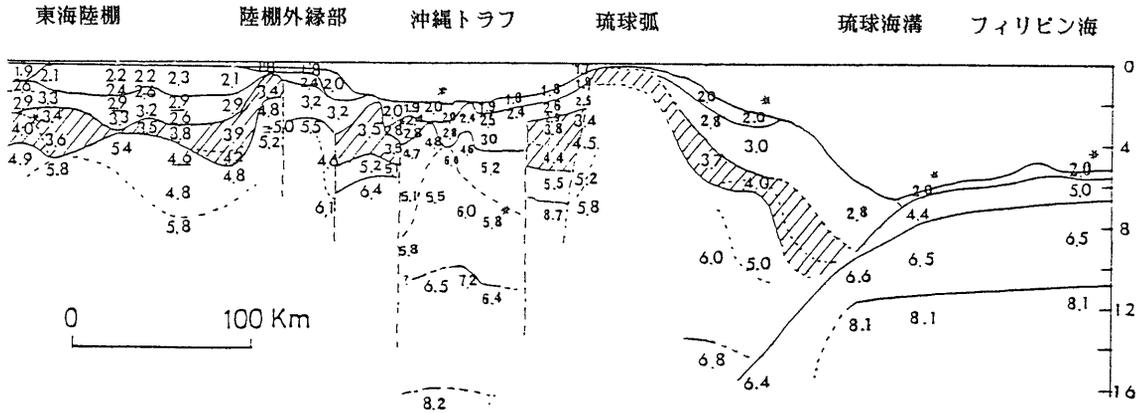
7. ま と め

地質調査所が1982年以来 南西諸島西方海域において 行っている空中磁気探査の概要と磁気異常分布の特徴について述べた. この結果以下のことが明らかになっ



第11図 磁気基盤断面模式図.

各プロファイルの位置は、第4図参照



第12図 地殻断面模式図。〔木村(1983)による〕概念的に図の左側が北西方向を右側が南東方向を示す。  
数字は音波速度(単位: km/sec)を示す。

た。

(1) 南西諸島西方の東海陸棚から沖縄トラフにかけての海域においては、磁気異常が大局的には探査海域の地質構造の伸長方向に沿うようにNE-SWの方向性を有し、帯状に分布する。これらの磁気異常は分布形態の特徴より、長波長・低振幅の異常が卓越する東海陸棚内の異常帯、短-中波長・高振幅の異常が卓越する東海陸棚外縁部付近の異常帯、長波長・低振幅の異常が卓越する沖縄トラフ中軸部-西翼の異常帯及び短波長・高振幅の異常が卓越して分布するトラフ中軸-東翼の異常帯に分類できる。

(2) 東海陸棚から陸棚外縁部にかけてNW-SE向に磁気異常の断裂帯が複数認められた。これらの断裂帯及びその前弧側への延長部と当該海域の浅発地震の震源分布との関連が示唆される。

謝 辞

空中磁気探査を行うに当たって中日本航空(株)・運輸省・地元沖縄県等の各方面の方々には大変お世話になった。水深データは海上保安庁水路部の水深データファイルを使わせていただいた。以上の諸機関の方々に感謝の意を表する。

文 献

相場淳一・関谷英一(1979) 南西諸島周辺海域の堆積盆地の分布と性格。石油技術協会誌 Vol. 44, no. 5, p. 329-340。  
物理探査技術協会(1979) 岩石・鉱石の磁化率。物理探査用語辞典, p. 393。  
EMERY, K. O., HAYASHI Y., HILDE T. W. C., KOBAYASHI K., KOO J. H., MENG C. Y., NIINO H., OSTERHAGEN J. H., REYNOLDS L. M., WAGEMAN J. M., WANG C. S., and YANG S. J. (1969) Geological structure and some water characteristics of the East China Sea and Yellow Sea. United Nations, ECAFE, CCOP Tech. Bull., Vol. 2, p. 3-43。

HERMAN, B. M., ANDERSON, R. N., and TRUCHAN, M. (1979) Extensional tectonics in the Okinawa Trough. A. A. P. G. Memoir, Vol. 29, p. 199-208。  
本座栄一(1977) 琉球島弧の島弧変動と南北両域にみられる変動の違い。海洋科学. Vol. 9, p. 607-611。  
石川有三(1986) SEIS-PC 改訂版の概要。情報地質, Vol. 11, p. 65-74。  
JAPANESE DELP RESEARCH GROUP ON BACK-ARC BASINS (1986) Report on DELP 1984 Cruises in the Middle Okinawa Trough, Part I: General Outline. Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo, Vol. 61, p. 159-165。  
春日茂・岩淵洋・加藤茂(1986) 沖縄トラフの精密調査(2)。地震学会講演予稿集, 昭和61年秋季大会, p. 23。  
KATUMATA M. and SYKES, L. R. (1969) Seismicity and Tectonics of the Western Pacific: Izu-Mariana-Caroline and Ryukyu-Taiwan Regions. J. Geophys. Res., Vol. 74, no. 25, p. 5923-5948。  
木村政昭(1983) 沖縄トラフの陥没構造形成に関する考察。地質学論集, no. 22, p. 141-157。  
木村政昭・伊勢崎修弘・古川雅英・石原文実(1985) 沖縄トラフ中部の地磁気異常。地学雑誌 Vol. 94, no. 3, p. 156-169。  
木村政昭・麻植誠二郎・笠原順三(1983) 琉球列島及び周辺地域における地震活動。月刊地球 Vol. 5, no. 12, p. 753-758。  
KIMURA, M., KANEOKA, I., KATO, Y., YAMAMOTO, S., KUSHIRO, I., TOKUYAMA, H., KINOSHITA, H., ISEZAKI, N., MASAKI, H., OSHIDA, A., UYEDA, S. and HILDE, T. W. C. (1986) Report on DELP 1984 Cruises in the Middle Okinawa Trough, Part V: Topography and Geology of the Central Grabens and Their Vicinity. Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo Vol. 61, p. 269-310。  
小西健二(1965) 琉球列島(南西諸島)の構造区分。地質学雑誌 Vol. 71, no. 840, p. 437-457。  
松本徭夫・辻和毅(1973) 尖閣列島魚釣島・北小島・南小島の

地質、長崎大学教養部紀要，自然科学，Vol. 14，p.43-57.  
 松本徂夫・野原朝英（1974）尖閣列島黄尾嶼の火山岩。長崎大学教養部紀要，自然科学，Vol. 15，p.21-35.  
 中井順二・中塚正・津宏治・大熊茂雄・小野吉彦（1985）空中磁気探査による沖縄周辺海域の海底地下構造に関する研究。通産省工業技術院特別研究報告書集，p.256-265.  
 中塚 正（1984 a）空中磁気探査のシステム化について(1)―ハードウェアシステム―。地調月報，vol. 35，no. 8，p.341-364.  
 中塚 正（1984 b）地質調査所の空中磁気探査システムの現況について。物理探査，Vol. 37，no. 5，p.268-278.  
 中塚正・大熊茂雄・中井順二（1984）沖縄島北西方海域空中磁気図(1,2)，20万分の1空中磁気図シリーズ XXXII。地質調査所。  
 大久保泰邦（1984）全国のキュリー点解析結果。地質ニュース No. 362，p.12-17.  
 大熊茂雄・中塚正（1985）沖縄西方海域空中磁気探査について。物理探査学会昭和60年度春季講演会講演予稿集 p.118-119.  
 大熊茂雄・中塚正（1986）宮古島北方海域 北部空中磁気探査について。物理探査学会昭和61年度春季講演会講演予稿集，p.131-132.  
 大熊茂雄・中塚正（1987）沖縄島西方海域における空中磁気異常の特徴について。地調月報，Vol. 38，no. 3，p.131-138.  
 大熊茂雄・中塚正・牧野雅彦（1987）石垣島北方海域北部空中磁気探査について。物理探査学会昭和62年春季学術講演会

講演論文集，p.283-285.  
 大熊茂雄・中塚正・中井順二（1985）沖縄島西方海域空中磁気図(1,2)，20万分の1空中磁気図シリーズ XXXIII。地質調査所。  
 大熊茂雄・中塚正・津宏治（1984）沖縄西北西海域空中磁気探査について。物理探査学会昭和59年度春季講演会講演予稿集，p.111-112.  
 大熊茂雄・須藤茂（1987）仙岩地熱地域の磁氣的構造。地調報告 no. 266，p.425-447.  
 天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会（1982）日本の石油・天然ガス資源，445.p.  
 円谷博昭・佐藤時幸（1985）基礎試錐「宮古島沖」。石油技術協会誌 Vol. 50，no. 1，p.25-33.  
 氏家 宏（1985）琉球弧形成に関する新知見・新見解―フィリピン海西縁の問題点―。月刊地球 Vol. 7，no. 12，p.720-728.  
 WAGEMAN J. M., HILDE T. W. C. and EMERY K. O. (1970) Structural Framework of East China Sea and Yellow Sea. A. A. P. G. Bull., Vol. 54, no. 9, p.1611-1643.  
 山野誠・上田誠也・加藤祐三・木村政昭・田中武男・仲二郎・蒲生俊敏（1986）“しんかい”2000による中部沖縄トラフにおける温度測定。第3回「しんかい2000」研究シンポジウム予稿集，p.21-22.

中国の新疆で大深度試錐始まる

地質相談所

1987年4月20日付の「中国地質報」は 中国で掘進深度6,000 mの深掘りが始まったことを告げた。 コラ半島で日々世界記録を更新し続けている15,000m 目標の超深度試錐については本誌の第362号(1984年)ですでに紹介済みであり 我が国での大深度試錐については 加藤完・後藤進の両氏が本誌の第264号(1976年)に始まる連載で解説されている。 その記載にある4,521mという当時の最大掘進深度を中国は破ることになる。現在まで 日本で6,000m以深を目指した試錐は行われていない。

上記の「中国地質報」は次のように書いている。

「9,000m電動石油井試錐機は 4月5日に新疆ウィーグル族自治区で鑿井を開始した。 このE-300型電動試錐機は 地質鉱産部がアメリカから買入れた高性能の設備で シリコン整流電力駆動装置と電子制御システムを備え 自動化が進んだ試錐機である。 この試錐機は タリム盆地の雅克拉構造上の沙5号井にセットされた。 鑿井の目的は この構造を構成している各地層の状況を把握し 直接そのことによって 同構造の石油と天然ガスの埋蔵量を評価することにある。

この試錐機の構造は複雑で 部品も膨大な数にのぼる。 そのため 石油地質労働者は輸送と組立てに非常に厳しい労働を強いられ どうにかその多くの 困難を乗り越えることができた。 この試錐機一式が試錐点に到着して直ぐ 鑿井の 任務を負った地質鉱産部華北石油地質局の6002 鑿井隊の熟練労働者たちは緊

張した組立て 設置作業に入った。 彼等は「うまく組立て 国のために栄誉を競おう」というスローガンを掲げ アメリカ側技術者の指導を受けながら15日間で組立てを 終わり 檣を立て 予定よりも早く鑿井の基礎作りを終えた」

その後の経過について 1987年6月12日付の中国地質報はごく簡単に 次のような記事を載せた。

「9000m試錐機は塔北沙第5号井の 鑿井を4月5日に開始して以来 神速をもって掘進を続け 5月21日 すなわち 僅か1ヶ月半で掘進深度3,300mに達した。 この掘進深度は計画6,000mの50.5%に相当する」

中国で深深度試錐が実行されようとしている ことを知ったのは 1986年4月21日付の中国地質報の次の記事からであった。

「地質鉱産部がアメリカから 輸入した E-3000 型試錐機は 中国が輸入した最初の9,000m 深井戸用試錐機である。 この試錐機のオートメーション化の程度は高く 工学的性能は優れた掘進制御装置の操作はすべて電力によって制御できる。

地質鉱産部の華北石油地質局第5調査試錐大隊の技術者で編成された 検査・受領・管理・輸送の各担当班は現在すでに上海に赴き この試錐機を検取中である。 それが終わり次第 その試錐機は新疆ウィーグル族自治区に移送され 中国西北地方における石油調査のスピードを早めることになる」

(文責：岸本文男)