

沖縄トラフ南西部で確認された蛇行チャンネルとその意義

木村 政昭^{*1} 松本 剛^{*2} 新城 竜一^{*1}
 中村 衛^{*1} 本山 功^{*3} 町山 栄章^{*2}
 當山 元進^{*1} 八木 秀憲^{*1}

2000年4～5月に、無人潜水船「ドルフィン - 3K」を用いて、音響測深で見出された沖縄トラフ底の2つの蛇行チャンネルの潜水調査を行った。その結果、深さ30～40m、幅400 - 500mほどのチャンネル地形が確認された。チャンネルの断面はU字形を示し、そこも周辺の海底表面も一様に均質な泥質の未固結堆積物に覆われていて、現在混濁流による侵食が行われている様子は認められなかった。また、別途行われた有人潜水船「しんかい2000」による調査結果をも合わせると、これら蛇行チャンネルは、山地から平野に移行した平坦地に形成される扇状地あるいは河口にできる三角州等に酷似することがわかった。それら蛇行チャンネルは、沖縄トラフ底の一部が陸化した際、潮間帯あるいは極浅海のような環境下で形成された可能性が示唆される。

キーワード：沖縄トラフ、蛇行チャンネル、海底谷、陸橋、琉球弧の古地理

Meanders recognized in the southwestern part of the Okinawa Trough and its significance.

Masaaki KIMURA^{*4} Takeshi MATSUMOTO^{*5} Ryuichi SHINJO^{*4}
 Mamoru NAKAMURA^{*4} Isao MOTOYAMA^{*6} Hideaki MACHIYAMA^{*5}
 Genshin TOYAMA^{*4} Hidenori YAGI^{*4}

Diving survey on submarine meandering channels in the southwestern Okinawa Trough was carried out using with non-manned submersible "Dolphin-3K" of JAMSTEC during April and May in 2000. The existence of channels showing 400 - 500m wide was able to be identified. Their cross sections show U-shape and never show any erosional features attacked by turbidity current. Those channels are covered with hemipelagic muddy sediment in the whole area as same as the surrounding seafloor. Judging from the present research and other results using with manned-submersible "Shinkai-2000" and "Shinkai-6500" in this year, it is suggested that the meanders are quite similar to the feature of fan and/or delta formed at the mouth of a large river flowing from mountainous regions on the land. The meanders may have been formed under the inter tidal or very shallow water condition when a part of the Okinawa Trough was emerged.

Keywords : Okinawa Trough, Meanders, Submarine canyon, Land bridge, Paleo-geographic map of the Ryukyu Arc

* 1 琉球大学理学部
 * 2 海洋科学技術センター深海研究部
 * 3 筑波大学地球科学系
 * 4 Faculty of Science, University of the Ryukyus
 * 5 Deep sea Research Department, JAMSTEC
 * 6 Geoscience, University of Tsukuba

1. はじめに

Sibuet *et al.* (1998) は、沖縄トラフ南西部(図1)のトラフ底に、蛇行チャンネルの存在を報告した(図2)。それが一体どのようなものであるのかを調べるために、2000年4~5月にかけて海洋科学技術センターの「なつしま」による航海(NT00-05)で、「ドルフィン-3K」(D-3K)による探査が行われた(Dive #458 - #459)。対象となったのは、最もよくその形状を残しているSibuetらの北側の蛇行チャンネル(これをm1とすると南側の蛇行チャンネル(m2)である(図2の1, 2))。

その結果を、D-3Kによるものに加えて、2000年度に同海域で行われた、「しんかい2000」や「しんかい6500」の潜水調査結果およびすでに得られている海上保安庁水路部のデータ(桂ほか, 1986; 大島ほか, 1988)等を合わせて検討する。

2. 調査

調査は2000年4月28日から5月6日にわたって「ドルフィン-3K」を用いて行った。そのうち蛇行チャンネルを対象とした潜航調査は、Dive#458(司令: 依田代志男, パイロット: 千田要介, 水井吉之, 千葉勝志), Dive#459(司令: 依田代志男, パイロット: 千田要介, 千葉勝志, 大野芳生)の計2回行われた。Dive#458, #459の調査地点を図1に、ルートマップを図3に示す。それぞれのルートには、ある程度模式化した断面図を付した。

3. 結果

3.1. D3K#458観察結果

着底地点(25°06.788'N, 123°05.512'E)は蛇行地形の外側の平坦面に位置している。その地点より基準コースを南北方向へとり、南方へ向けて海底面を観察しつつ航走し、東西へ走る蛇行チャンネル(m1)の凹地を二度横断した(図3-1)。蛇行チャンネルの幅はおよそ500~600mほどであり、深さは約30~40mほどある。チャンネルの壁は斜面となっていてなだらかに底の平坦面に漸移する。この付近の海底面は、全て柔らかい泥質の堆積物に覆われ、表面は微細な凹凸がほぼ全域にわたり存在し、また生物の巣穴や這い痕が多く、イソギンチャクやナマコの仲間や魚類など多くの生物が確認された。表面の堆積物は非常に柔らかく、海中には浮遊物が多く見られた(図4)。得られたサンプルは表1にまとめられている。

本調査測線中、蛇行地形を示す斜面は計4ヶ所で認められた。その中の2ヶ所(蛇行チャンネルの南側斜面, 蛇行チャンネルの南内側斜面(表2, 11:44, 13:24)の斜面中腹において、斜面の走行に平行に数cm幅の段差(線構造)が観察された。その線構造は単数または複数平行に走っており、微妙に曲がりながらも、およそ10mほど追跡できた。これら蛇行チャンネル斜面中腹に、斜面と平行に認められる数cm幅の段差は断層と考えるよりも柔らかい堆積層が重力によりずり落ちた「小規模な地滑り」とみられる。

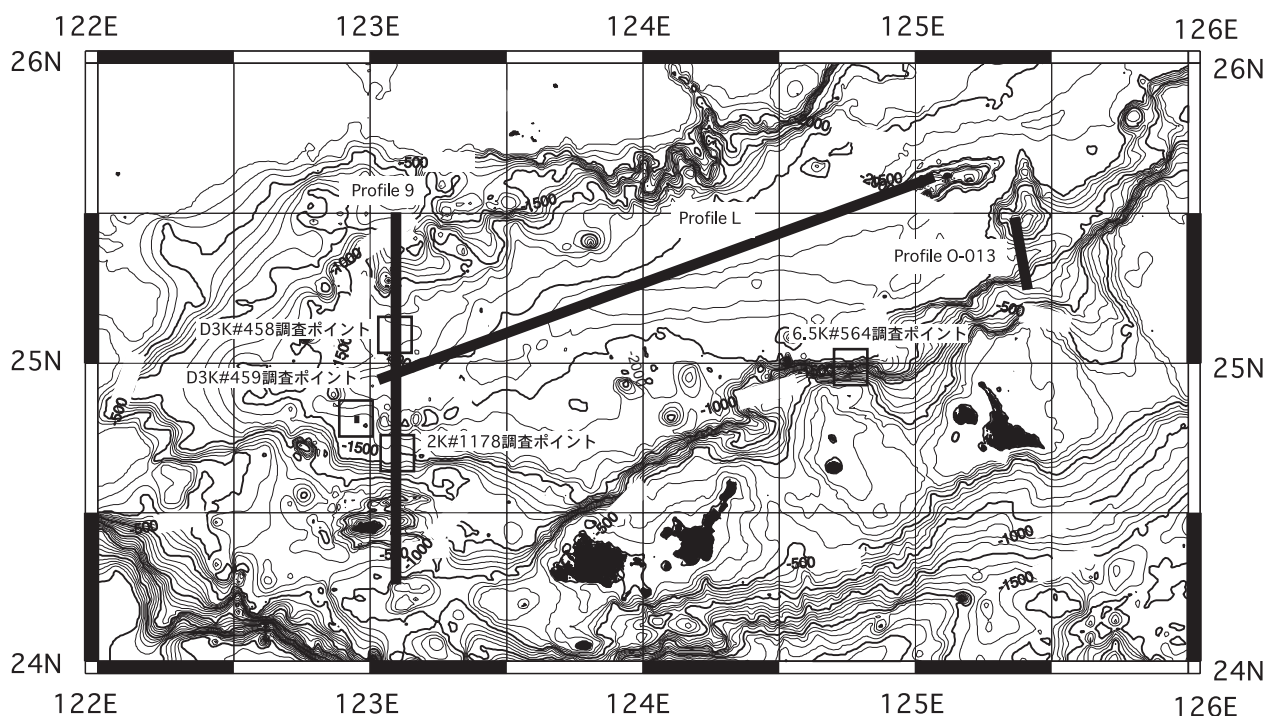


図1 沖縄トラフ南西部のドルフィン-3K調査域(四角内)および音波探査測線。ベースマップは海上保安庁水路部による。

Fig. 1 Survey areas (white squares) and survey lines of sonic profiles in the southwestern Okinawa Trough. Base map is made by Hydrographic Office of the Maritime Safety Agency.

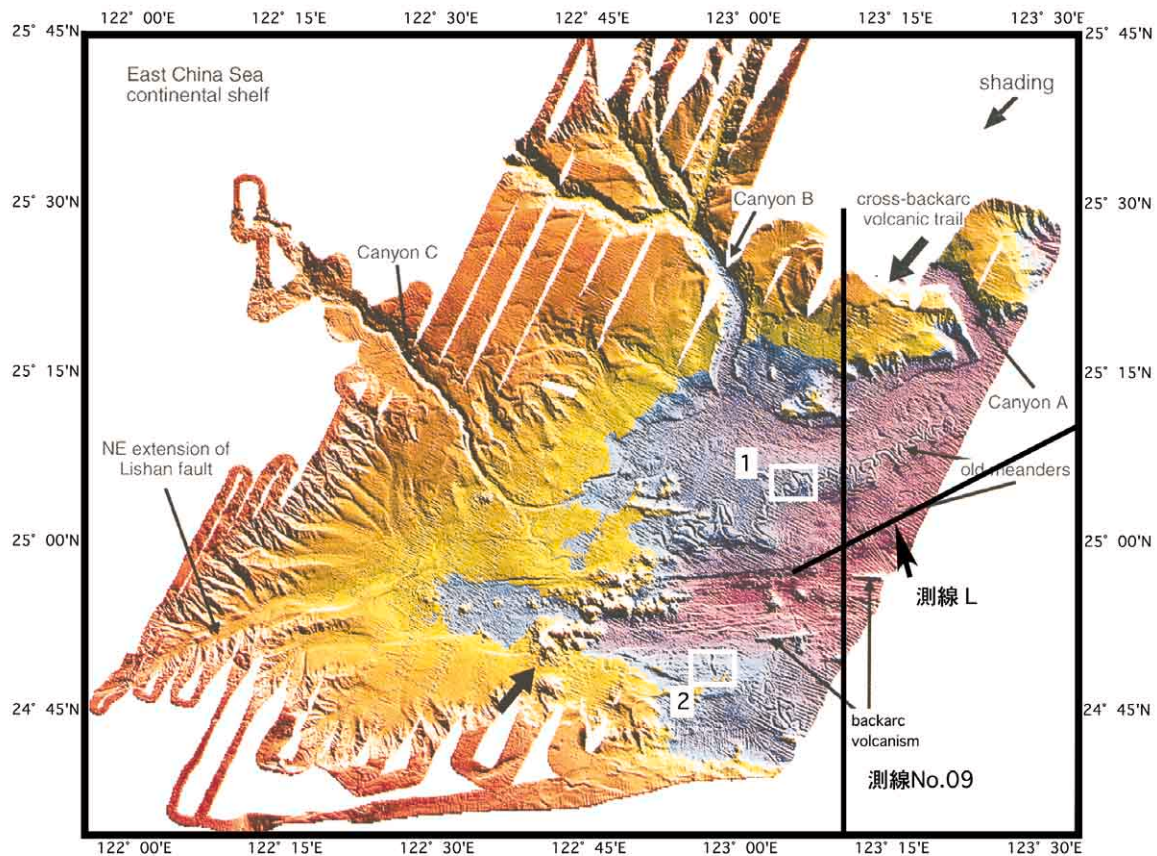


図2 沖縄トラフ南西部に認められる蛇行チャンネルとドルフィン - 3K潜航地点(図中の四角内)。ベースマップはSibuet *et al.* (1998)による。1: D3K#458 , 2: D3K#459。

Fig. 2 Meanders in the southwestern Okinawa Trough. Survey area(white square) and location of sonic profiles are represented. Base map was made by Sibuet *et al.* (1998).

458の調査では、着底地点(1,645m)から離底地点(1,611m)まで、ほとんど平坦な海底面と、蛇行地形の上下斜面とが観察される単調な海底面である(図4)。主に地形的特徴の異なる地点(蛇行チャンネルからはずれた所の平坦面を2カ所、同チャンネルの上にある平坦面4カ所、同地形斜面中腹4カ所、同チャンネル底の平坦面6カ所)が観察された。海底表層の状態には本質的に異なるような地形的特徴は見られなかった。それぞれ、一様の泥質堆積物が続く海底面が観察された。

海底表層は、地形の凹凸に沿って一様に軽くて厚い未固結の泥に覆われている。そして、海中では止め処なく大量の浮遊物が沈降を続けており、堆積作用は現在も活発に行われている。表層を覆う堆積物には、生物の這った痕が顕著に観察され、またイソギンチャクやナマコの仲間など生物も多く生息していた。

本潜航では転石の軽石を一つ採取できたのみで、チャンネル形成の年代を推定できる岩石サンプルを得ることはできなかったが、3カ所から泥底の柱状サンプル(D3K#459-C1, C2, C3)を採取した(表1)。

本調査の主目的は、蛇行地形の形成が現在も行われているかを確認する事であった。が、その形跡は認められな

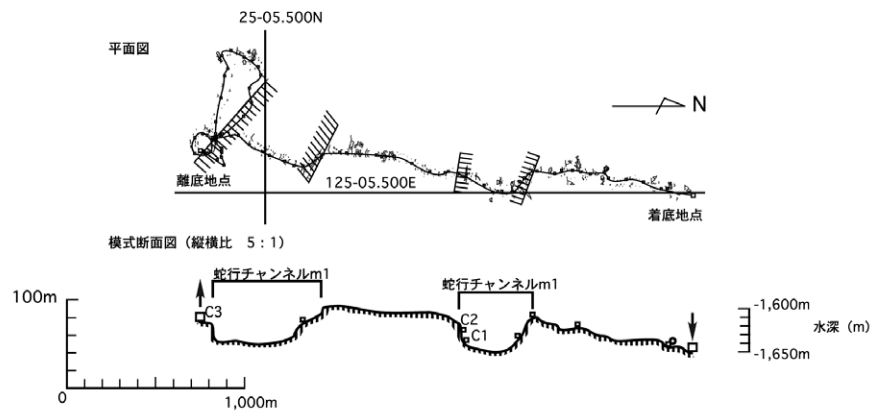
かった。すなわち、蛇行チャンネルおよび付近では現在も沈降を続ける大量の浮遊物で一様に被覆され、蛇行チャンネルの周辺や内部にタービダイトなどの「流痕」を観察できなかった。海底表層を泥質堆積物が一様に覆っている状態や堆積物の微細地形構造等から、蛇行チャンネルは現在形成されたものではなく、ていず非活動的と判断される。

3.2. Dive # 459観察結果

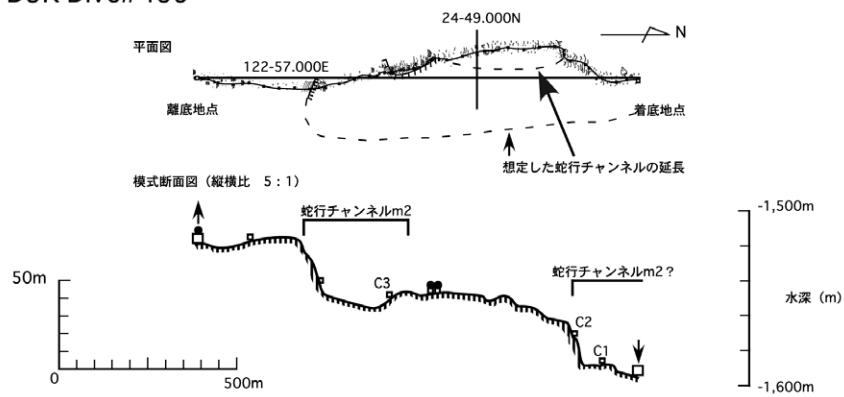
調査開始地点(24° 49.571' N, 122° 57.013' E)は、m2チャンネルの北側周辺の平坦面である。その地点より南方へ向かって海底面を観察しつつ航走した(図3)。泥質の堆積物に覆われた平坦面である。蛇行チャンネルの外縁付近には、高さ20 - 30cm ~ 2 - 3m、長さ40 - 50cm ~ 12 - 13m規模の海底面のうね(マウンド?)が数多く観察された(図4-a, 表3)。それらは、チャンネルの外縁に近づくほど規模・数が大きくなり、チャンネルの下降斜面を越えて底の平坦面に達するとほとんど見られなくなった。一部のマウンドの表面には、変色域も確認されたが、同時に計測したガンマー線の値は他の地点(例えば表3, 14: 03)と比べて、著しく大きな値とはならなかった。

やがて、チャンネルを縁取る斜面が一部急崖となってい

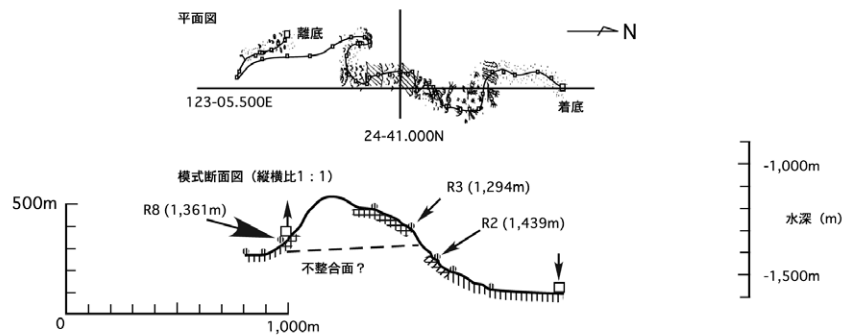
1) D3K Dive#458



2) D3K Dive#459



3) 2K Dive # 1178



□ 調査開始・終了地点	平坦面	変色域
■ 潜水水中の位置	微細な凹凸	流痕?
● 岩石採取地点	生物による攪乱?	生物
C 柱状採泥地点	マウンド	断層?ズレ
### 石灰岩	マウンド群	海底面見えず
#### 火山岩の露頭	人工物	顕著な生物痕
泥質堆積物	転石	木片
チューブワーム	変動地形	蛇行チャンネル斜面
露岩	波打った地形	蛇行チャンネル斜面
露岩の崖	巣穴	
礫の堆積斜面		

図3 潜水調査航跡図に沿ったルートマップ

Fig. 3 Root maps along survey lines in the southwestern Okinawa Trough.

D3K#458潜航地点の海底面表層写真



a. 蛇行チャンネル外側の平坦面



b. 蛇行チャンネルエッジ付近



c. 蛇行チャンネル斜面



d. 蛇行チャンネル底



e. 蛇行チャンネル斜面の段差



f. 蛇行チャンネル外側の平坦面



g. 蛇行チャンネル斜面



h. 蛇行チャンネル斜面上縁

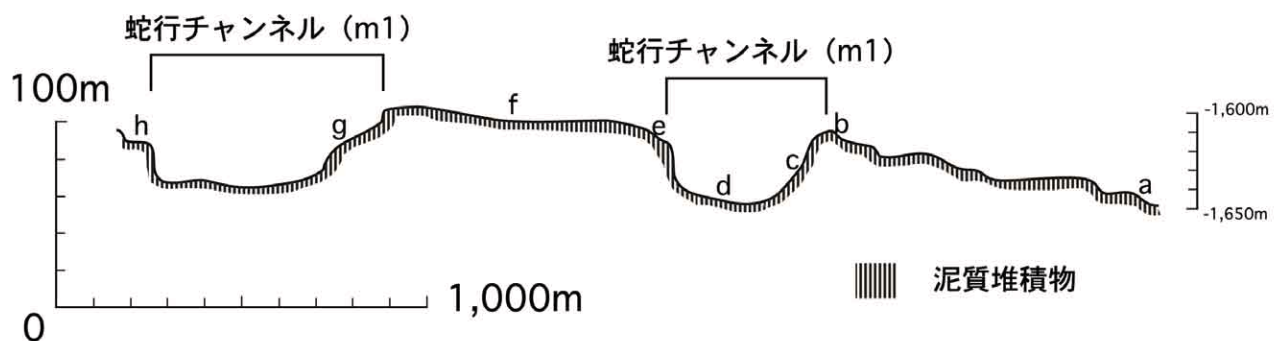


図4 蛇行チャンネル1(m1)および付近の海底写真とルート断面(D-3K#458)。

Fig. 4 Submarine photos of meanders(m1)and its vicinity, and cross sections of the survey line.

表1 本調査および「しんかい2000」により得られたサンプル。1)ドルフィン - 3Kによる。2)「しんかい2000」船上記載による。

Table 1 Recovered samples by 1) Dolphin-3K (this survey) and 2) Shinkai-2000 (onboard description).

1)

Sample No.	Equipment	Sample Type	Date	Time	Latitude	Longitude	Depth (m)	Description
D3K-458-R1	Manipulator	Rock	02/05/00	9:54	24-06.715N	123-05.483E	1640	freshly pumice 220 x 170 x 105 (mm)
D3K-458-C1	Manipulator	Core	02/05/00	11:37	24-06.100N	123-05.449E	1638	dark gray, frozen
D3K-458-C2	Manipulator	Core	02/05/00	11:56	24-06.075N	123-05.452E	1623	dark gray, frozen
D3K-458-C3	Manipulator	Core	02/05/00	16:11	24-05.303N	123-05.359E	1611	dark gray, frozen
D3K-459-R1	Manipulator	Rock	03/05/00	13:30	24-48.847N	122-56.929E	1542	pumice 65 x 45 x 30 (mm)
D3K-459-R2	Manipulator	Rock	03/05/00	13:38	24-48.828N	122-56.941E	1542	pumice 100 x 60 x 80 (mm)
D3K-459-R3	Manipulator	Rock	03/05/00	16:02	24-48.008N	122-56.999E	1514	pumice 110 x 85 x 60 (mm)
D3K-459-C1	Manipulator	Core	03/05/00	11:43	24-49.305N	122-56.894E	1584	dark gray, frozen 100 (mm)
D3K-459-C2	Manipulator	Core	03/05/00	12:10	24-49.305N	122-56.894E	1568	dark gray, frozen 60 (mm)
D3K-459-C3	Manipulator	Core	03/05/00	14:06	24-48.675N	122-56.972E	1546	dark gray, frozen 130 (mm)

2)

Sample No.	Equipment	Sample Type	Date	Time	Latitude	Longitude	Depth (m)	Description
2K#1178-R1	Manipulator	Rock	05/11/00	12:10	24-42.609N	123-06.046E	1493	Basalt? 115x80x74 (mm)
2K#1178-R2	Manipulator	Rock	05/11/00	12:24	24-42.575N	123-06.002E	1439	Basalt? 240x125x10 (mm)
2K#1178-R3	Manipulator	Rock	05/11/00	13:05	24-42.516N	123-05.975E	1294	Bioclastic calcareous sandstone 227x169x83 (mm)
2K#1178-R4	Manipulator	Rock	05/11/00	13:37	24-42.417N	123-05.992E	1209	Pumice 280x165x80 (mm)
2K#1178-R5	Manipulator	Rock	05/11/00	13:56	24-42.417N	123-05.975E	1176	Limestone 168x139x91 (mm)
2K#1178-R6	Manipulator	Rock	05/11/00	14:20	24-42.422N	123-05.911E	1137	Pumice 153x65x52 (mm)
2K#1178-R7	Manipulator	Rock	05/11/00	15:09	24-42.169N	123-05.934E	1411	Bioclastic calcareous sandstone 353x286x118 (mm)
2K#1178-R8	Manipulator	Rock	05/11/00	15:29	24-42.225N	123-05.912E	1361	Bioclastic calcareous sandstone with pumice 160x125x85 (mm)
2K#1178-R9	Manipulator	Rock	05/11/00	15:35	24-42.225N	123-05.912E	1361	Bioclastic calcareous sandstone 165x95x60 (mm)
2K#1178-C1	Manipulator	Mud	05/11/00	11:11	24-42.884N	123-05.998E	1592	Dark brown mud
2K#1178-C2	Manipulator	Mud	05/11/00	14:58	24-42.137N	123-05.941E	1418	Dark brown mud (11 cm) above olive grey mud (3 cm)
2K#1178-B1	Manipulator		05/11/00	15:35	24-42.225N	123-05.912E	1361	sponge (10cm)

る所に到達した。これまでの斜面はなだらかに平坦面へと漸移しているが、この斜面ではほぼ垂直に平坦面が切られていることが観察され、崩落崖と判断された(図5-b)。崩落崖の壁面は柔らかい泥質層で形成されていて、垂直方向への線構造が観察された。表面に降り積もったばかりと思われる堆積物はほとんどみられない。

崩落崖を過ぎると、航走方向(ほぼ南北方向)と平行に東落ちの斜面が観察され、所々に数m規模の軽石が転石として認められた。軽石の上面は降り積もった堆積物で薄く覆われており、イソギンチャクの仲間が付着していた。軽石の表面は黒く、若干風化した様相を呈していたが、マニピュレーターで掴むと簡単に割れ、割れ口は白く新鮮であった。これら軽石は、海底を転がって来たのか或いは海中から落ちてきたのかは、海底表面の堆積物にその痕が見られず判明しない。また転石の分布にも特徴が見出せず、その起源は不明である。

本潜航中にチャンネル地形の斜面の上側の平坦面、同斜面の中腹、同チャンネル底の平坦面を観察した。それらの海底面は、全て柔らかい泥質の堆積物で覆われていて、その表面には生物の這い痕・巣穴が多数存在し、一部崩落した崖の壁面を除いて微細な凹凸が観察された(図5-f)。

以上、海底表層堆積物の様子を観察した結果からは、現在、この蛇行地形を形成した流れの痕は見受けられず、チャンネル周辺の平坦面とチャンネル斜面共々一様の泥質堆積物が続く海底面が観察された。唯一、シャープな面が観られた崩落崖の壁面にも流れの痕、例えばカレントマークなどは認められなかった。

本調査では岩石サンプル(D3K#459-R1, R2, R3)と柱状サンプル(D3K#459-C1, C2, C3)が採取された(表1)。D3K#459-C1, C2, C3は、表層を覆う微細な泥質堆積物の堆積速度を推定するための柱状サンプルである。採取したサンプルは現在分析中である。

3.3. 蛇行チャンネルとその位置づけ

それぞれ蛇行チャンネルの斜面外側の平坦面、同斜面の中腹、同チャンネルの底部を観察した。蛇行地形内部と同様に、蛇行地形から外れた着底地点付近や蛇行地形と蛇行地形とに挟まれた海底面も、同地形底平坦面との比較を行うため観察した。その結果、Sibuet *et al.* (1998)によって音波的に見いだされた蛇行チャンネルの存在は潜水調査によっても確認された。チャンネルの比高は平均30 - 40m、幅400 - 500mほどある。2本のチャンネルについての観

表2 観察表(D3K#458)
Table 2 Observation table(D3K#458)

時間	深度	方位	位 置	備 考	地形
9:32	1639	181		海底視認	平坦
9:34	1645	177	2380N 20E	着底, $\gamma=800$, フワフワした泥質の平坦な海底。浮遊物多く, 流れがある。	
9:46	1639	260	2240N 30W	直径数mの白い軽石? 停止してサンプリング(R1), $\gamma=1500$	
10:30	1617	193	1750N 110W	着底, $\gamma=800$, 泥質の平坦な海底。先端に触手の付いた数10cmの自立生物。生物の這った痕多数。	
10:42	1617	182		小さなマウンド, 巣穴?	
10:45	1614	181		全体的に平坦だが, 若干凸凹して巣穴多数。	
10:57	1607	195	1470N 110W	下り斜面(大凡 190° の南落ち)の手前に着底。	平坦
11:04	1630	117	1400N 60W	斜面途中に着底	
11:13	1641	180		転回, 海底面ほぼ平らになる。	斜面
11:18	1644	202	1280N 0E	小さなマウンドいくつか。魚, イソギンチャク, クラゲ。	
11:30	1638	210	1100N 90W	着底, 小さな丸いレキ? $\Gamma=1300$, 登り斜面。コアサンプル(C1緑)採取。	
11:42	1629	214	1080N 90W	斜面途中に小さなマウンド。	
11:44	1620	214		斜面途中に着底。小断層? 規模の小さな崩れ? その境目からコアサンプル(C2赤)採取。	平坦
12:04	1606	210		生物, ウナギのような魚, 自立型生物。登り斜面終わり	
12:26	1599	201		海底面に弱いカレントマーク?	斜面
12:46	1592	202		生物の巣穴? マウンド。	
13:14	1594	180	310N 220W	南東落ち(約 200°)の下り斜面。弱いカレントマーク。	
13:20	1601	141	300N 200W	斜面表層にカレントマーク。	
13:24	1613	152	260N 190W	巣穴, 小さなマウンド。段差消える。	平坦
13:30	1613	170		斜面途中に着底。 $\Gamma=1000$, 周囲に棒状, それと先端の触手の形が異なる自立型が何本か立っている。	
13:35	1622	189		下り斜面, ほぼ平らになる。	斜面
14:13	1611	110		南東落ち(約 $130^\circ \sim 140^\circ$)の下り斜面。弱いカレントマーク。	
15:47	1619			下り斜面(大凡東西方向)視認, カレントマーク。 110° で斜めに下りる。	平坦
15:53	1632	107	260S 200W	下り斜面終わり, 平坦な海底。	
16:00	1632	238	270S 180W	斜面の表面を小さいレキが滑り, その痕がついている。 $240^\circ \rightarrow 300^\circ \rightarrow 240^\circ \rightarrow 200^\circ$ に移動しながら転回。	斜面
16:10	1611	219	360S 240W	着底。コア採取(C3, 青)	
16:13	1611	221		離底	

察では, チャンネル内も周辺も, いずれも一様に現世堆積物に被覆されていて, チャンネル中にタービダイトやそれによる削剥痕や流痕などは認められなかったことから, 谷すじに沿って現在も侵食がすすんでいる様子は見出されなかった。

Sibuet *et al.* (1998) による詳細な地図によると, その蛇行は短波長のきれいな曲線になっており, 断層に沿って発達したとしても, 陸上ないしは海底での水流による侵食により現在の形があることは疑う余地がない。あとは, 陸上侵食か海底侵食かが本質的な問題となる。今回調査したものは, 蛇行チャンネルのなかでも最も新期のものと思われる。しかし, それらチャンネル中では現在の海底で侵食が進行している様子は認められなかったため, それらは現在の水深で形成されていない可能性が高い。その意味でそれらが非活動的ということは, このようなものが過去にできたにせ

よ, 現在と同様な水深の海底ではなかった可能性が高い。

さてこれが陸上にあったにせよ海底にあったにせよ, かつて水路として機能していたのであれば, その下流にはそれによって運ばれた堆積物の堆積の場があつてよい。そこで, より水深の深い方へ目を向けると, 今回探査した, 北側のチャンネル(m1)の指向する方向はトラフの中央海盆(八重山海盆と仮称)となる。この海盆の中軸には, 沖縄トラフの中央地溝である八重山海底地溝を含む。そこを下流とすると, 次に上流に目を転じるとm1は, 東海大陸棚斜面を刻下する典型的な海底谷(SibuetらのCanyon C)を指向している(図2)。m1の北側にかなり埋積の進んだチャンネルがあるが, それはCanyon Bに続くように見える。今回調査した南側のもの(m2)については, 明らかではないがこれも付近のいずれかの海底谷の延長にあたる可能性がある。

表3 観察表(D3K#459)
Table 3 Observation table(D3k#459)

時間	深度	方位	位置	備考	地形
12:08	1592	167	1050N 20E	着底。見た目ゴツゴツした平坦な泥、浮遊物多い。ウナギのような魚	平坦
11:38	1583			マウンド近くに着底。マウンド頂の一部変色。Γ=140, コア採取 (C1, 緑)	マウンド
11:47	1583	210	700N 90W	マウンド群続く	
11:52	1580	173	630N 110W	大規模 (3~4m) なマウンド群。	
11:58	1577	200		西側落ちの斜面。	斜面
12:02	1578	230	560N 150W	平坦な海底面が崩れ、急斜面を形成している。斜面と平坦面との境は曲がっている。	
12:08			560N 180W	平坦面から3~4m下がった急斜面の中腹に着底し、斜面に対して垂直にサンプラーを挿してコア採取 (C2, 赤)。	
12:12	1563	210		上昇して、210° で平坦面を航走再開。	平坦
12:40	1548	179		1~2m規模のマウンド, 5, 6個。	マウンド
12:50	1544	172	100N 180W	海底面が弱く波打っている。	
13:10	1544	174		マウンド消える	平坦
13:22	1539	181		東落ちの斜面上に、1m程の軽石。	斜面
13:25	1542	172	280S 130W	着底。斜面上の転石をマニピュレータで割って、その破片を採取 (R1)。白っぽく新鮮そうな岩石。	
13:38	1542	151	320S 100W	岩石採取 (R2), 球形でバスケットの外。割れ口は角張っている。	
13:40	1542	171		斜面は波打った地形で、東側に急傾斜の崩落? が見られる。所々に軽石と見られる転石 (1~2m) が在る。	
13:58	1541			南落ちの斜面上に、大きな転石 (2~3m)	斜面
13:59	1542	200	560S 30W	200° で斜面を下りる。カレントマーク? 斜面は波打っている。	
14:03	1545	182	600S 40W	着底。ゴツゴツした転石。柱状サンプル採取 (C3, 青)。Γ=105, ソナーに転石反応多すぎ。	平坦
14:36	1539	190	990S 50E	変形を受けた複雑な地形。180° ~190° で進む。	変動地形
14:45	1543	170	1000S 60E	変動斜面の一部に白く変色した箇所 (バクテリアマット?)	
14:54	1539	160		平坦面上に数m規模のゴツゴツした転石。(通過)	平坦
15:00	1527	180		数mの斜面。斜面が終わると、斜面と平行、東西方向の段々になっている。	変形
15:03	1522	184		海底面が平行にうねっている。	平坦
15:15	1512	192	1300S 80E	平坦, ソナーに転石反応1, 2個。	
15:31	1512	201	1500S 40E	数mの転石。少し離れて着底。	
15:45	1515	193		1m程の転石。ソナーに転石反応増える。	
15:58	1514	192	1830S 0E	着底。1m程の転石 (イソギンチャク付き), 少し離れて3m程の転石。イソギンチャク付き白く新鮮そうな岩石採取 (R3)。	
16:03	1514	196		離底	

4. 考察

4.1. 地質層序からみた蛇行チャンネルの位置づけ

図6の音波探査プロファイルより明らかなように、沖縄トラフとは、新期堆積物に厚く埋積されている堆積盆で図6のプラスの地域である。これが、真性の沖縄トラフと言うべきもので、一方、それより外側から陸棚縁のふもとまでの地域(領域)を含めたものは「大沖縄トラフ」と呼ばれ広義の沖縄トラフにあたる(木村, 1990)。すなわち、沖縄トラフは、「大沖縄トラフ」という大きなグラーベン(地溝)の中にあるより小さなグラーベンである。さらに、沖縄トラフの中軸部に中央地溝があり、そこが現在拡張運動を行っている場である。

沖縄トラフの周縁部すなわち大沖縄トラフの内縁部(領域)は、凹凸に富み、侵食谷が発達している。これに比べて中央部に近い領域の海底面は比較的スムーズで、中央部の領域は非常に平坦である。ここで、音波探査記録上で蛇行チャンネルの位置を見ると、明らかに領域の堆積層の高まりの上にある(図6-a)。その層は、トラフ底を埋積している堆積物B₃層に対比できる。これより、B₃層の形成時期がわかれば蛇行チャンネルの形成時期がわかることになる。本層は、おおよそ100m~300mほどの厚さを示す。これは、層厚が複雑に変化し、扇状地堆積物の特徴と類似している。

その下位のB₂層は、100~500mの厚さで、領域全体にシート上にほぼ一様に被覆している特徴的な層である。

表4 観察表(2K#1178)
Table 4 Observation table(2K#1178)

時間	深度	方位	位 置	備 考	地形
11:10	1592		710N 0E	着底。ほとんど平坦な泥質の海底面, 表面に数cmほどの粒があり, 均等(3割ほど) に存在する。柱状サンプル(C1, 黄)	平坦
11:35	1577	160	450N 50W	登り斜面が少しくつくなってくる	斜面
11:38	1568	143		斜面, 更にきつくなる。表面の粒はゴカイ類の巣穴か?	
11:44	1559	138	360N 20E	着底。周辺の観察により, チューブワーム×2確認。	崩落?
11:48	1560			航走再開。斜面に, 直径10数cm, 円形の変色域(中心黒く, 円周部白) が2~3m程の範囲にまとまっている。停止して観察。	
11:57	1530	192		チューブワームが10数体, その集合体が斜面全体に無数にある。	
12:02	1496	190	210N 60E	斜面上に数mの岩体が現れはじめる。	
12:03	1496		200N 60E	斜面に着底。崩落した斜面を泥が覆い, 所々角礫を多く含んだ岩石が露出している。岩石サンプリング(R1)	
12:20	1439	160	140N 0E	露岩の崖の途中に着底。岩石サンプリング(R2)。	
12:58	1290			崖の傾斜が緩くなり, 着底可能に。	
13:02	1294		30N 40W	崖の途中の斜面に着底。ゴツゴツした転石が多く観られる。岩石サンプリング(R3)	
13:33	1209	180	150S 10W	崖の途中の斜面に着底。ゴツゴツした転石が多く観られる。岩石サンプリング(R4)	
13:49	1176		230S 40W	斜面に着底。イソギンチャク多数。岩石サンプリング(R5), 周辺観察。	
14:09	1140	320	190S 140W	斜面が泥に覆われて表面が滑らかに。 泥の表面に生物の巣穴? 多数。	
14:14	1137		140S 150W	泥の斜面中にボロボロの岩石(2~3m) が3つほど。 着底して岩石サンプリング(R6)	
14:23		170		700S, 0E地点を目指し, 航走再開。	
14:53	1407			海底視認。	
14:58	1418			柱状サンプル採取(C2, 緑), 基準コース0° で航走開始。	
15:07	1414		610S 110W	転石の近くに着底。岩石サンプル採取(R7)	
15:15	1404	13		斜面の傾斜が若干きつくなり, 2~3mの転石が見られる。	
15:16	1398	30	570S 120W	海底面の凹凸が大きくなる。	
15:19	1384	17		泥の海底面から, 露岩が出始める。	
15:28	1361		510S 150W	斜面上の露岩近くに着底。岩石サンプル採取(R8, R9), 周辺は土砂崩れによる凹凸が激しい。生物も多く生息。	
15:37	1539	0		コース0° で航走再開。	
15:39	1349	16		土砂が崩れて堆積した斜面と, 平坦斜面との境界。それより先平坦な斜面。	
15:41	1330			離底した。	

ただし, プロファイルで見る限り短距離での厚さの変化はあまりない。B₂層の下位のB₁層は, トラフ中央部の 域のみに認められるもので, 1,000m以上の厚さで凹所を埋積している。B₁層からB₂層上部までの関係は整合的である。

図7は, 沖縄トラフ南西部の地形区分を行ったものである。蛇行チャンネルは, 海底谷の出口の平坦地の堆積物の上に発達し, そのチャンネルの下流には堆積盆地が発達しているという関係が明らかに見てとれる。このシステムは, 現在みられる陸上の山地の河川と扇状地あるいは三角州との関係に酷似する。すなわち, 大陸棚斜面を比較的ストレートに削って発達する海底谷は, 山地を刻下する河川に対比される。それらは, 平地に土砂を押しだし扇状地を作り, その扇状地の堆積面上に蛇行チャンネルが形成される。

あるいは, 海に開いて三角州が発達し, そこに蛇行河川ができるのと大変良く比較できる。そういう意味では, 蛇行チャンネルが陸上ないし極浅海で出来た後に沈水したとすると最もよく説明できる。

ここで, もし蛇行チャンネルが極浅海かあるいは陸上環境で形成されたと仮定すると, 沖縄トラフにそのような時期がかってあつてよいのか, あつたとしたらその時期はいつのことであるのか以下に考察する。

4.2. 沖縄トラフ底を被覆する琉球石灰岩

2000年の「しんかい2000」による潜航調査により, トラフ内の水深1,560mから立ち上がる海丘(比高420m)(図1, 2K#1178調査ポイント)を構成する火山岩上に46万年より若

D3K#459潜航地点表層写真

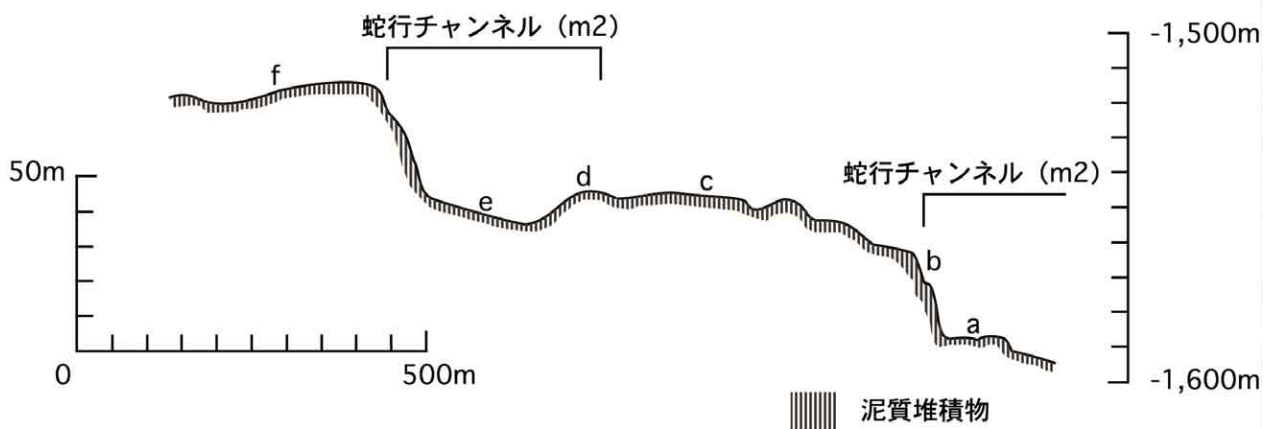
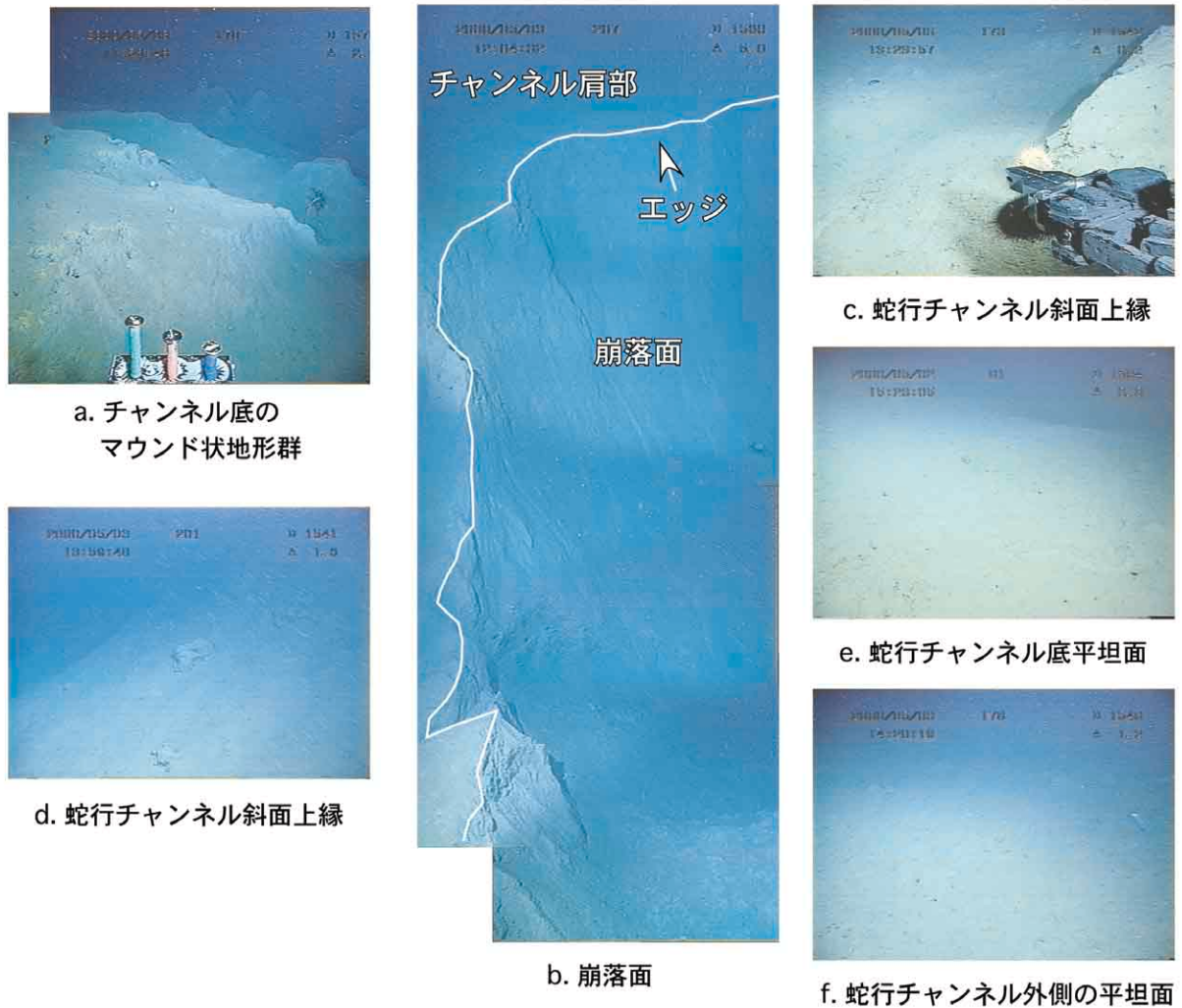


図5 蛇行チャンネル(m2)での様子。
Fig. 5 submarine surface features(m2).

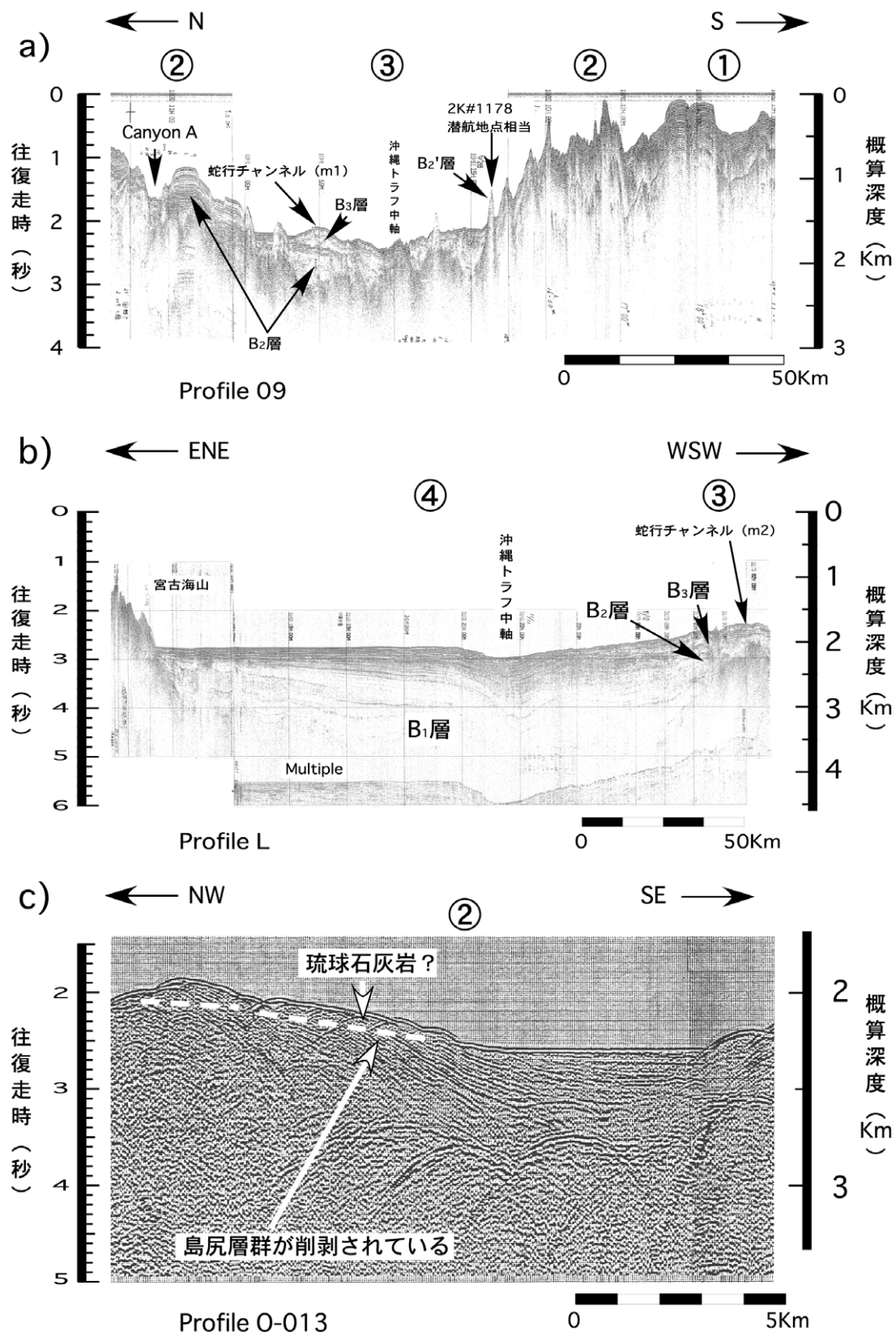


図6 調査域のエアガン音波探査記録。a), b) はシングルチャンネルで記録は海上保安庁水絡部による(桂ほか, 1986; 大島ほか, 1988)。c) はマルチチャンネル(国の物理探査記録, Kimura, 1985)。a) m1とm2を含み, 沖縄トラフ西端を南北に切った横断面。ここにはトラフの中央海盆は認められない。b): 沖縄トラフの縦断面。との関係を示す。c): 域の広域不整合。

Fig. 6 Airgunning profiles in the survey area. a) and b) represent single channel air-gunning profiles taken by the Hydrographic Office of Maritime Safety Agency (Katsura *et al*, 1986; Oshima, *et al*, 1988) and c) multi-channel air-gunning profile taken by Japanese government (Kimura, 1985).

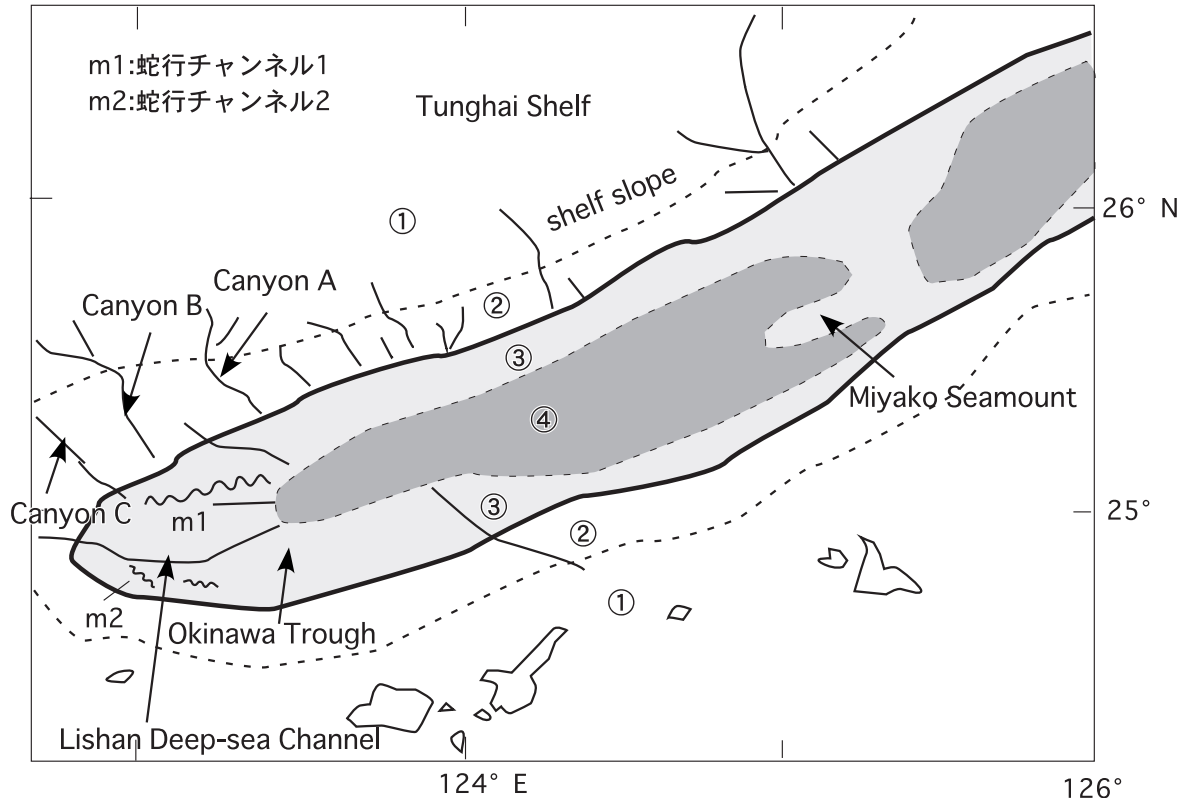


図7 沖縄トラフ西半部の地形区分図。①：陸棚-陸棚斜面域，②：沖縄トラフ周縁部，③：沖縄トラフ内縁部，④：沖縄トラフ中央海盆。
Fig. 7 Geomorphological framework of the western-half of the Okinawa Trough. ①：Shelf-slope region, ②：Inner margin of the Greater Okinawa Trough, ③：Outer margin of the Okinawa Trough, ④：Central basin of the Okinawa Trough.

いとされる石灰岩がのっていることが確認された(本山ほか, 2001)。その石灰岩は水深1,411 ~ 1,176mの間で採取された。それによると, 235mほどの厚さとなる(表1)。観察結果を総合すると, 本域の石灰岩は琉球石灰岩に相当するとみられ, その厚さは, およそ200m前後とみなされる。上位の水深1,140mの山頂までの比高40mの表面はmodern sedimentに被覆されて, その下が石灰岩なのかそれより新期の層が被覆しているのかは確認されなかった。

また, 同年の「しんかい16500」の潜航により, 宮古島北西の沖縄トラフの島弧側で水深1,800mより立ち上がる急崖(比高500m)(図1, 6.5K#564調査ポイント)の層序が明らかにされた(松本ほか, 2000)。基盤に玄武岩質溶岩があり, これを水深1,420mの地点から島尻層群相当層が被覆している。以上の観察を総合すると, 沖縄トラフ南西部では, 現在水深1,400mを越す深度で, 島尻層群以下の層が琉球石灰岩により不整合的に被覆されていることが明らかとなった。しかも, 琉球石灰岩の上位にはmodern sediment以外の層は確認されていない。

一方すでにこれまでの調査によっても, トラフ底の他の場所からかなり多くの琉球石灰岩のサンプルがドレッジや試錐で確認されている。トラフ北東部の 域のボーリング(TO-KA-1)では, 7mないし560mとされる厚さの琉球石灰岩層が島尻層群を不整合で被覆していることが確認されて

いる(木村, 1990)。宮古海山の水深1,050mからの石灰岩は, 浅海生底生有孔虫を含み浮遊性有孔虫から鮮新世後期(N. 21)から更新世中期(N. 22)とされた。また, 北部の西カラ海丘からフランスのジャンシャルコ号によって泥質砂岩と琉球石灰岩と思われる石灰岩が採取された。その泥質砂岩の年代は浮遊性有孔虫からMatuyama / Brunhesの境界付近(中期更新世)とされた(木村, 1990)。したがって, 域や 域中の海山上には更新世中期かそれ以降を含む更新世の琉球石灰岩が広く分布していることになる。これより, 沖縄トラフ南西部を含む水深1,460m以浅の全沖縄トラフの縁辺部(域)の基盤上を, 浅海性の琉球石灰岩が不整合で被覆していることが明らかである。

以上のことから, 現在のほぼ全沖縄トラフ底の水深1,500m以浅の周縁部(域)に, 琉球石灰岩が広く分布することは明らかである。しかも, この琉球石灰岩が分布する水深1,500mからそれ以浅にある海底は 域ということになる。そして, 域と 域との境界は急崖となっていて, 域には, 「しんかい12000」や「しんかい16500」の潜水調査により, 琉球石灰岩以下の古火山岩や島尻層群, 知念砂岩層などが急崖に露出していることが明らかとなったわけである。これは, 沖縄トラフの広大な凹所(+)ができ, すでに指摘されている琉球弧側のきれいな海にサンゴ礁が形成されて琉球石灰岩の形成が行われたという事実を示

していると考えられる(図8-3)。

ここで、マルチチャンネル音波探査記録からは、域では海底面が平坦に削剥され、その上に新期堆積物が堆積している様子が、沖縄トラフの南北全般にわたって広範に認められる。図6-cには、沖縄トラフ南西部の域で島尻層群に対比される地層が広く平坦に削剥されている様子を示す。これは範囲の広さと規模の大きさおよび陸上での層序関係により島尻層群が陸上侵食によって削剥された面とみられる。その侵食面上に琉球石灰岩が被覆しているものとみられる。その関係が不整合であることは、トラフ北東部のヨコガン曾根の海底ボーリング(TO-KA-1)でも確認されている。

以上の事柄から、少なくとも域は、島尻層群堆積後広範囲にわたって陸化したことは明らかである。この陸化期に島尻層群以下が削剥され、その碎屑物が海盆内に限って堆積したものが B_1 とみなされる。それはおそらく、160 - 130万年前(更新世前期)の事件と考えられる。

4.3. 琉球石灰岩形成後に陸化があった？

B_2 層は、域いずれにもほぼ同様な厚さで広く分布する特徴的な地層で、これは琉球石灰岩(B_2)の同時異相である。したがって、130 - 20万年前の地層と推定され、大陸側の B_2 はnormal sediment、島弧側 B_2 は石灰岩を主体とする地層と考えられる(図8-3)。 B_1 堆積以降現在まで、中央海盆内()の堆積物は整合的な関係にみられるが、音波探査プロファイルからは、この B_2 の上位の堆積層(B_3)に厚さの変化が大きい。これは、少なくとも B_3 の堆積中から蛇行チャンネルが形成されてきたことによるものと推察される。この B_3 層の堆積開始が蛇行チャンネル形成開始の時期とみなすと、この間に大きな環境の変化たとえば水深の浅化あるいは海盆をとりまく地域の斜面の傾斜の増大等が予想される。

域では、 B_2 および B_2 層以下を削って谷地形がきわめて良く発達している。これらの谷から運ばれてきた堆積物が、海盆中央に流れ込んでチャンネル地形を作りながら B_3 層を堆積させたとみられる。そして、現在の中央部に通じるchannel(たとえば図7のLishan Deep-sea Channel; 本論文で仮称)によりHolocene sedimentが中軸谷にturbiditeとして流入していると考え、基本的な層序区分に矛盾がない。

シングルチャンネルのエアガン記録をみると、域の平坦面上には一般に新期堆積層がほとんど認められないことは注目すべきである(図6-a)。この音響的基盤には、潜水調査で確認されたような固結(再結晶?)した琉球石灰岩層が含まれるため、域の海底面には琉球石灰岩より上位のnormal sedimentがほとんど被覆していないということを示していることになる。これまで、トラフ底の琉球石灰岩の上位に整合的に新期の地層に漸移している露頭が確認されていないこと、固結した石灰岩上は音響的には10m以下のmodern sedimentによって被覆されることなどは何を意味するのか。

ここで、琉球石灰岩の厚さは、トラフ内の域で200mほどの厚さが確認され、琉球海嶺上の域で行われた国の宮古島沖試錐で234mの厚さが確認されている(木村ほか, 1999)。このことから、どちらの地域も基本的には200mほど

の厚さの石灰岩が堆積していることが理解される。そして、域では46万年前より新しい石灰岩が含まれる。域ではおよそ130万年前から20万年までのものが含まれる。このことから、と域はほぼ同年代の石灰岩が分布しているとみられる。域のそれは“本体型”石灰岩と呼ばれ、それより古いものとはほぼ同様な堆積環境の石灰岩層とみなされている。このように、と域の石灰岩層の厚さと時代がほぼ同じとみなされることから、と域の琉球層群は40万年以降までほぼ同一の平坦面上で形成されたことが推定される。

琉球海嶺上の海底部の琉球石灰岩もトラフ底の域のそれ、基本的には200m前後の厚さで、ほぼ同じ厚さと時代を持つと考え、ほぼ同じ厚さになるまで同一平坦面で形成されたものが、後になって断層で落ちたのが域であると解釈できる。琉球石灰岩が同一面上に堆積して形成されたと考え、現在より深所にある域が陸化すれば必然的に域も陸化せざるを得ない。そうすると、域が陸化したとすれば、域には必ずその証拠、すなわち広域不整合が認められるはずである。その目で見ると、域の琉球層群中には幾つかの不整合があるが、最も大きな不整合は20万年前以降に認められるものである。これは琉球列島全域にわたる不整合であるため、20 - 12万年前に域全体が陸化した可能性が高い。この不整合の下位の130 - 20万年前までの石灰岩は、従来“本体型”石灰岩として一括されている。そして不整合形成後の石灰岩は、“段丘型”石灰岩として区別され、それらの間に、非常に大きな変動が予想されている。そのほか、40 - 30万年ほど前に比較的大きな不整合が想定されているが、これは前後の石灰岩堆積状況にそれほど大きな変化はなく、ともに“本体型”石灰岩として琉球弧上をシート上に被覆する地層とみなされている。以上、陸上の不整合からは40 - 30万年前か20万年前以降の2度の陸化が想定され、なかでも、20万年前以降の変動が大きかったと思われる。

一方トラフ内の域には、すでに指摘したように音響的基盤をV字型に刻下する多数の谷地形が形成されていて、その谷自身が堆積層下に埋没しているものは認められない。その様子は、大陸側の琉球石灰岩(B_2)と時代的に対比されるnormal sediment(B_2)をきれいにV字型に侵食している谷の形態で明らかである(図6-aの域)。そしてそのプロファイルは、それらの谷は B_2 層や琉球石灰岩が堆積中には形成されないで、堆積後の侵食によって形成されたことを示している。したがって、ここを通過して運ばれてきた碎屑物が堆積し B_3 層となって、その B_3 層上部に蛇行チャンネルが作られたものと思われる。

B_2 層堆積後、それまでなかったこのような侵食が行われるということは、大きな環境変化がなければならない。水深が増大した現在、そこが堆積的な場であるということは、水深が減少したために侵食力が増して谷が形成されたと考えるのが合理的にみえる。域は琉球石灰岩形成後無堆積的環境になり、長大な谷からのみ堆積物が中央海盆()に持ち込まれた。そのような地質学的環境に注目すると、

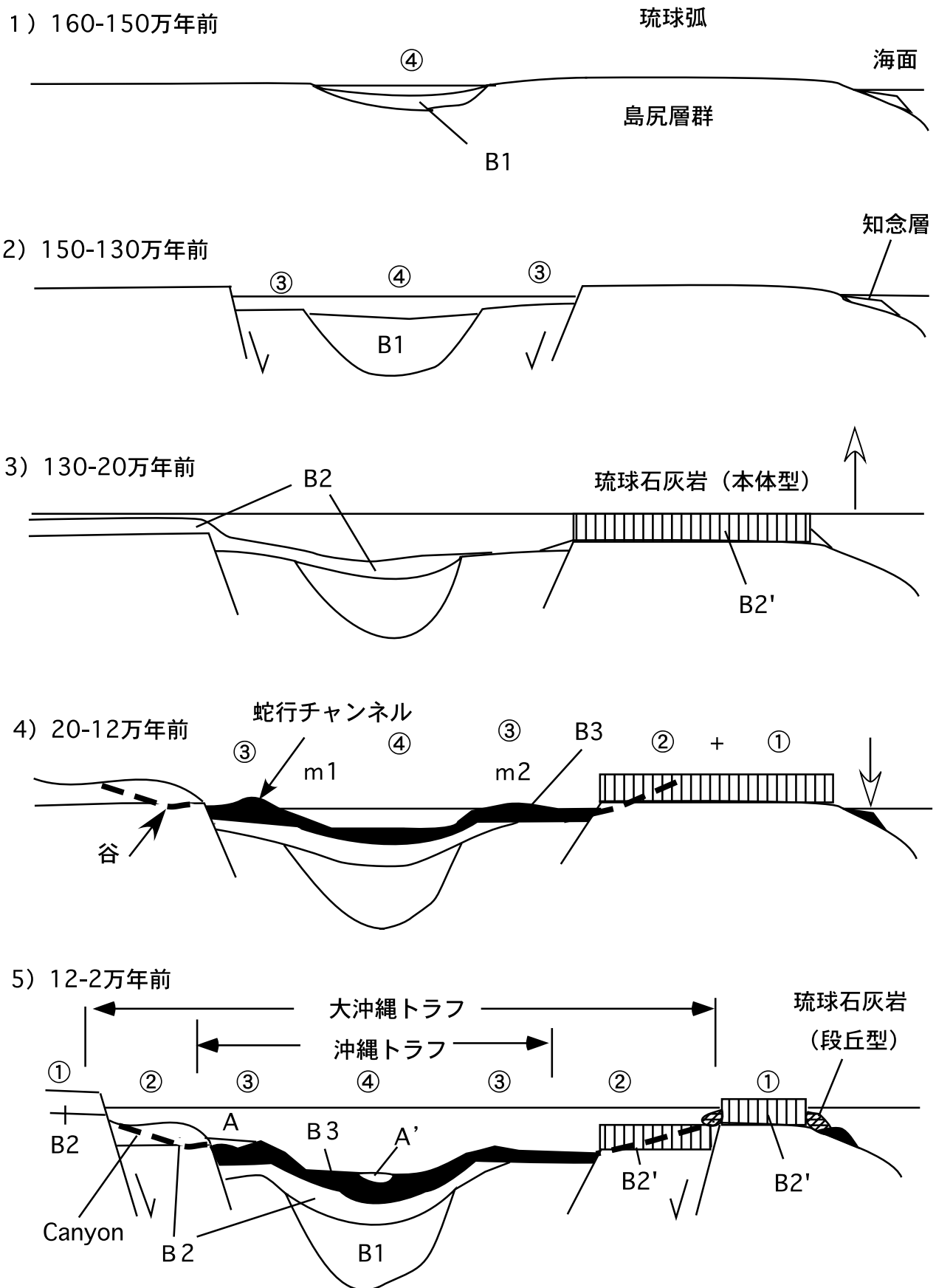


図8 沖縄トラフの発達を示す模式断面図と蛇行チャンネルの形成過程。スケールなし。

Fig. 8 Idealized cross sections showing formation process of the meanders. No scale.

サンゴ礁を発達させるような浅い環境をさらに浅くして侵食谷を発達させ膨大な堆積物(B_3 層)を海盆にもたらした環境には、陸化がもっとも考え易い。

B_1 層の ponding sediment の主体は音響的に透明層的模式を示す。これは淘汰の良いが透水性の良い比較的粗粒な堆積物であるからと推定される。その上部、すなわち B_2 層直下には、黒い平行線で示される堆積層が認められる。これは透水性の悪い細粒堆積物を示唆している。このことは、当時の海面上昇を示している可能性がある。このとき、トラフが沈砂池の役割を果たしていた可能性がある。そして、きれいな 域には琉球石灰岩が形成されたと考えられる。

次いで、 B_3 層の堆積時代となる。この堆積物は、比較的長大な海底谷から押し出されたものとれ、厚さが場所により異なり、表面も長周期の凹凸のうねり状構造を示している。その凸面上に蛇行チャンネルが発達している。蛇行チャンネルは長く続くものもあれば埋没しかかっているもの、おそらく埋没してしまったもの等新旧さまざまあると思われる。これは、次から次に運ばれてくる堆積物によって埋積されたり、流路を変えたりすることを繰り返してきた証拠である。

以上のような変化が生じたのは、 B_2 および琉球石灰岩層形成後、相対的な海面低下により陸上侵食谷が発達したためと考えることができる。 B_3 の堆積層は、 B_1 主部と同様粗粒相を示す。これは、海面低下によりやはり淘汰の良い粗粒堆積物がもたらされたことを物語っているようにみえる。

以上の証拠から、かつて琉球石灰岩堆積後20 - 12万年前にトラフ底の縁辺は陸化し、その時侵食谷が多数発達したと推定される(図9)。

4.4. 沖縄トラフの最後の水没はいつか

本山ら(2001)によって得られた石灰岩は、水深200m以浅で形成されたと推定されることから、形成後少なくとも1,000mは沈水したとされる。この 域の1,000m以上の沈水はいつ起こったのであろうか。ここで次のことに注目したい。琉球海嶺上()は琉球石灰岩以下の岩盤がほとんど露出状態であるのかかわらず、 域でほぼ一様に新期堆積層に被覆された状態で、水中にある時間が 域より少し古くみえる。その点からは、 域の沈水より 域の沈水の方が古いことが示される。20万年前以降 域より西にも広く陸があり、石灰岩の堆積がなかったが、西側の大沖縄トラフ内縁

の沈下により、西側の海域に段丘が形成された。そこにアワシ石灰岩などの“ 段丘型 ”石灰岩が形成されたと考えると、 域の東と西側両側に段丘型の石灰岩が堆積する12 - 10万年前頃に 域が水没したとすると合理的にみえる。

この12万年というのは、蛇行チャンネル形成後12万年間水中にあったということと同義である。そこで次に、それほど新しい沈水で矛盾はないのかを検討したい。現在の沖縄トラフ底 内の中軸部の堆積物コアを用いて測定した堆積速度は、年間2.4 - 4.7mmとされる(棚原ほか, 1989)。そこで、少なめに見積って年間1mmの堆積物としても1万年間に10m、10万年間に100mの厚さとなってしまう。これは大変

速いスピードであり、それはturbidity currentのようなものによって運ばれたものの可能性がある。一方、宮古島東方の海底のピストンコアによって得られた堆積物(氏家, 1999)の堆積速度を計算すると年間0.3mmほどになる。第三紀から第四紀沖縄本島や海底部のボーリング試料によって得られた2000mを超す長さの島尻層群のコア等から、堆積速度を計算すると0.4mm/年となる。これは、トラフ底で測定されたものより一桁遅い。以上、平均4mm/年前後と0.3mm/年前後という2つの異なる堆積速度が得られているが、これはどう考えたらよいのか。これまでの研究を通してこの差をみると、前者がturbidity currentのようなものでもたらされたもので、後者は陸源物質が一様に降り注いで堆積したといった様式の違いを反映しているととれる。これをトラフ中の実際の堆積層で検証してみたい。

「沖縄トラフ」内の 域の最下部の堆積層 B_1 は、透明層的模式を示している。この B_1 は、堆積盆内に限定されるもので、いわばponding sedimentとみなされる。これは、 域が陸化していた時期にここに谷を通じて堆積物が堆積盆に導入されて形成されたような堆積層とみなされる。おそらく、比較的淘汰の良い粗粒堆積物であろう。このときは、速い堆積速度であったと推測される。その上を B_2 層が整合的に被覆する。この層は と の海盆底域にわたり、不透明層的で平行層理のパターンを示し、厚さはほぼ同様である。この時期の堆積速度は B_1 時に比べて遅かったであろう。その上位の B_3 は 域において厚さの変化がはげしく透明層的模式を示す。そして高まった海底表面には蛇行チャンネルが認められる。この蛇行チャンネルを浅い方にたどると大陸棚あるいは陸棚斜面を深くぐる海底谷を指向する。その谷は、他の谷と異なり大陸棚の 域内まで侵食する比較的長大なものである。また、それを深い方にたどってゆくと、「トラフ中央部」のいわゆるcentral basin()を指向し、平行層理を示す堆積物へと変わってゆく(図6-b)。これは、 B_2 とは異なり、堆積物が山地から平地へ押し出されたきたfan depositといったものに相当しよう。この時の堆積速度は当然速かったことが予想される。

そこで、上記の見方で沖縄トラフ内の堆積速度を速いものと遅いものとに区分して堆積層の年代から厚さを算出する。 B_1 と B_3 は、turbiditeと思われるコアからの平均値4mm/年、 B_2 と A は降り注いできたnormal sedimentと思われるピストンコアの0.3mm/年の値で計算する。すると、 B_1 は30万年間で1,200m、実際は1,000m以上。 B_2 は110万年間で330m、実際には100 - 500m。 B_3 は8万年間で320m、実際には100 - 300m。Aは12万年間で36mとなる。しかし、トラフの沈水過程でも水深が過去に比べると深くなっていくことから堆積率が低くなるはずであるから、これは最高値を示すであろうから、実際には10 - 20mと見積もれよう。以上の結果は、プロファイルから解釈される各堆積層の現実の厚さ(図6)と非常に良く合う。ということは、堆積環境の変化と年代の算定がかなり信憑性をもつことを示唆している。

これに基づき、 域の沈水年代についての考察を続けてみたい。現在の蛇行チャンネルを被覆している堆積物の

0.2 - 0.12 Ma

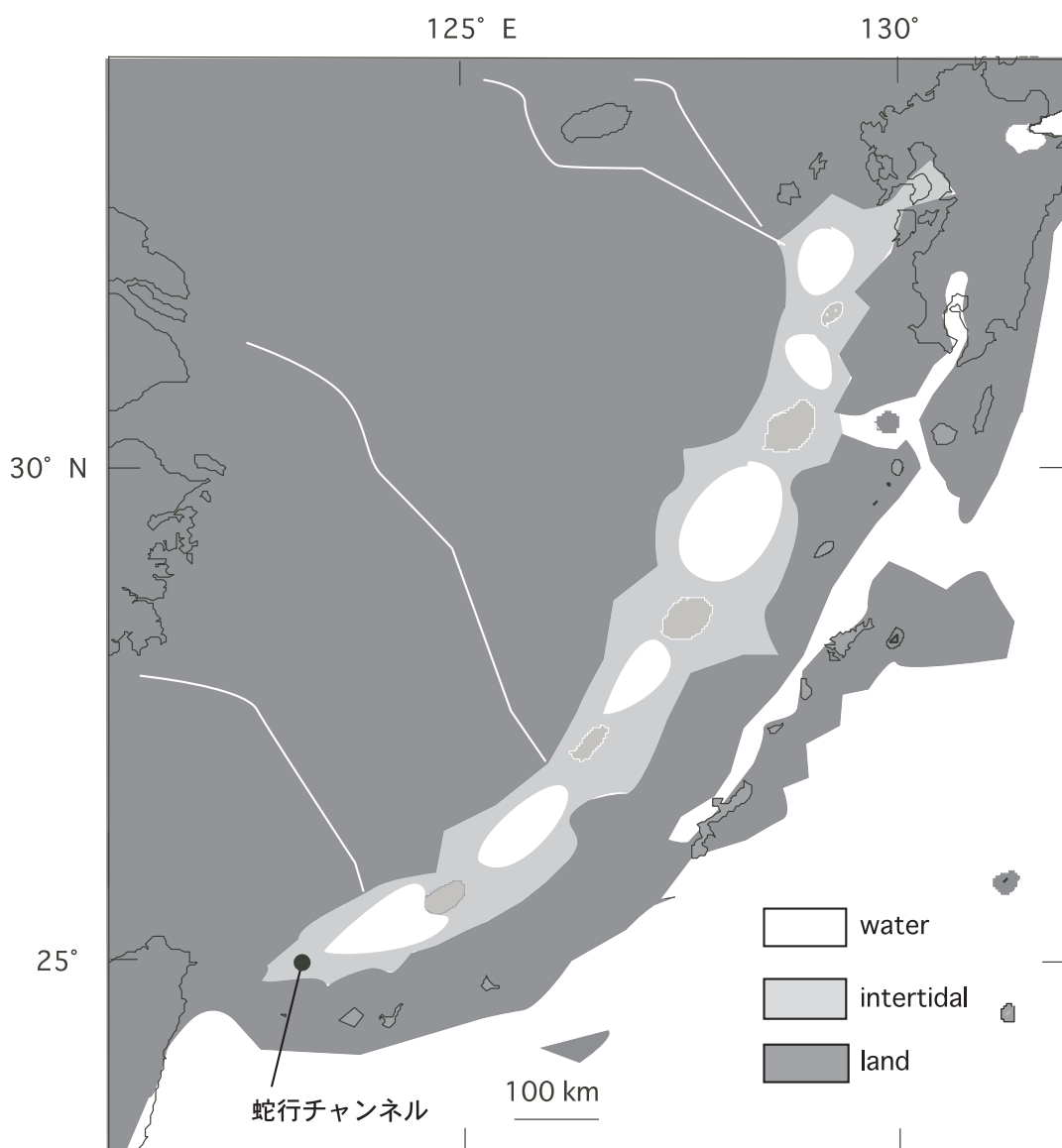


図9 沖縄トラフの古地理図(20-12万年前?) Kimura(2000)を改良。

Fig. 9 Paleo-geographic map of the Okinawa Trough during 0.2-0.12 Ma(?) improving Kimura(2000)

厚さは、10 - 20m程度と見積もられる。12万年前から水中で堆積が行われたとすると、計算では20-30m程度となり、これとは矛盾しない。一方もし、30万年前以降から水中にあったとすると、少なめに見積もっても90m近い堆積層が形成される計算になる。もし、チャンネルシステムが陸上で形成され沈水した後はその上部堆積物によって被覆するだけとすると、チャンネル地形は完全に埋没してしまうであろう。これより、基本的には20万年から大幅な隆起があり、域は12万年前頃から沈んだと推定される。

4.5. 地 史

今回の潜航調査と、「しんかい2000」や「しんかい6500」

で得られた知見に加えて従来のデータ(Kimura, 2000)に改良を加えると、図10のような古地理図の復元がされる。以下、本域の地史は次のようにまとめられる。

- 1) 160 - 150万年前：広範な陸化と、それにひき続き沖縄トラフの域の形成が行われる。
- 2) 150 - 130万年前：相対的に海面がやや上昇し、知念砂岩層相当層等が堆積する。ドナウ海退期にあたる可能性がある。
- 3) 130 - 20万年前：相対的な海面大上昇期となる。琉球石灰岩が堆積する。琉球弧は海面下浅所にあるため、海面低下時には海面上に出る箇所も多かったことが推定される。そのため、この間たとえば40 - 30万年前のミン

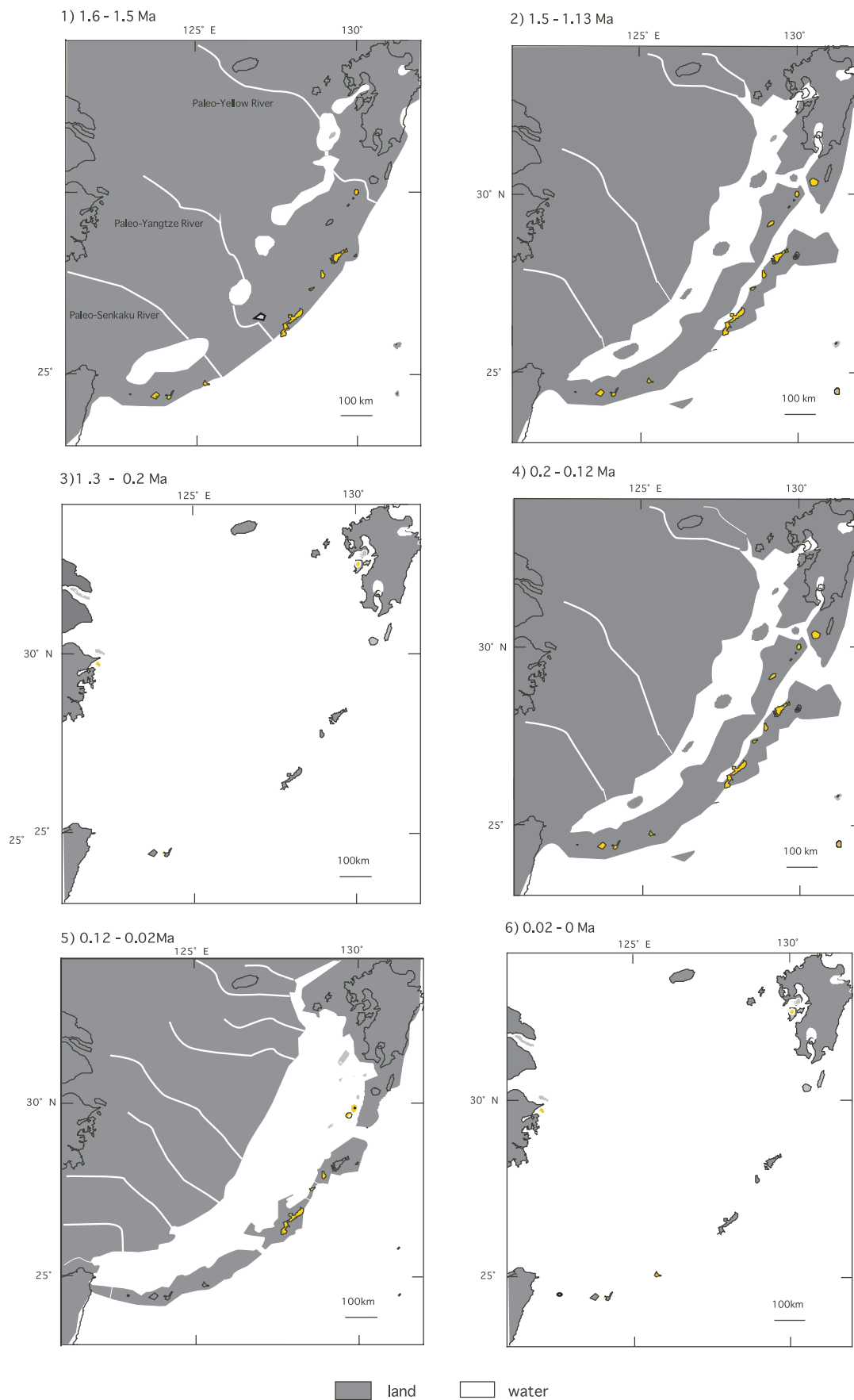


図10 沖縄トラフの時間的変遷。Kimura(2000)を改良。

Fig. 10 Paleo-geographic map and its temporary change in the Okinawa Trough improved Kimura(2000)

デル氷期にあたる時期は、海面低下のため一時陸橋が現れた可能性がある。喜屋武岬で発見されたゾウ化石は当時の渡来を示すものかもしれない。

4) 20 - 12万年前(陸橋形成)

ほぼ1)-2と同じような陸橋が出現する。リス氷期にあたる時期に重なると思われる。次に、相対的な海面低下があった。陸上地質から判断すると、琉球弧側の隆起が伴った可能性がある。そのときに、陸上侵食谷(現在の長大な海底谷BやC)が発達し、下流に砂洲ができ、そこに蛇行チャンネルが発達する。おそらく、当時は、現在の沖縄トラフの周縁部は陸化し、谷が削られていた。そして、中央海盆も、かなり潮間帯が発達していた可能性がある(図9)。宮古島に化石として認められるケナガネズミ等北方系の仲間は、この干潟が干上がったときに北方からこの沖縄トラフ底に現れた一時点な陸橋を通して渡って来たものかもしれない。これが20 - 12万年前の間と推定される。

これは、古地理図の海陸の分布から見ると、陸橋の幅が広がる以外は従来の説(Kimura, 2000)と基本的に大きく矛盾するものではない。

5) 12 - 2万年前(陸橋)

この期の12 - 10万年前頃に“段丘型”の港川石灰岩等の石灰岩が形成された。その後ウルム氷期の海退がある。この間4 - 3万年前頃、一時海面上昇期があり陸橋は一時途切れかなり縮小した時期があったことが推定される。

6) 2 - 0万年前

相対的な海面上昇期から現在に至る。

5. まとめ

- 1) 沖縄トラフ南西部のトラフ底には、中央部の平坦な海盆底中のそれと明らかに区別される幅300 - 400m、比高30 ~ 50mほどの蛇行チャンネルが存在することが確認された。蛇行チャンネル内で、現在混濁流による侵食や堆積が行われている様子は認められず、未固結堆積物にほぼ一様に覆われている。ただし、比較的急な斜面では一部小規模なスランプ構造が認められた。チャンネルに沿って断層は認められない。
- 2) 沖縄トラフ内の堆積物の層序は、下位から上位へ B_1 からAまで区分された。最下位の堆積層 B_1 は、中央海盆内に限定されて分布するものでいわばponding sedimentとみなされる。その上を B_2 層が整合的に被覆する。そして、その上位の B_3 は厚さの変化がはげしく、その上面に蛇行チャンネルが認められる。
- 3) 蛇行チャンネルを浅い方にたどると陸棚斜面を深くえぐる海底谷を指向する。また、水深を深い方にたどってゆくと、トラフ中央部のいわゆる中央海盆を指向する。これは、 B_2 とは異なり、堆積物が山地から平地へ押し出されたようなfan depositといったものに相当することがわかった。
- 4) 蛇行チャンネルは、沖縄トラフ周縁が広域に陸化した際に干潟のような環境で形成されたものと推定される。

謝 辞

本調査中は「なつしま」の請蔵栄孝船長はじめクルーの方にはご協力いただいた。海洋科学技術センターの岡野真治、服部陸男氏らに船中で有意義な議論をいただいた。沖縄トラフの堆積率については、琉球大学の大森保氏にコメントをいただいた。あわせて、紙面をもって謝意を表したい。

文 献

- 桂忠彦, 大島章一, 荻野卓司, 池田清, 長野真男, 内田摩利夫, 林田政和, 小山薫, 春日茂, “沖縄トラフ南西部海域の地質・地球物理学的諸性質”, 水路部研究報告, (21), 21-47(1986).
- Kmiura, M., “Bac-arc rifting in the Okinawa trough”, Marine and Petroleum Geology, 2, 222-240(1985).
- 木村政昭, “沖縄トラフの発生と形成”, 地質学論集(34), 77-88(1990).
- 木村政昭, Y. Wang, 八木秀憲, “琉球弧海域の海底地質構造および発達史”, 地質ニュース(543), 24-38(1999).
- Kimura, M., “Paleogeography of the Ryukyu Islands”, TROPICS, 10(1), 5-24(2000).
- 松本 剛, Lee, C.-S., 八木秀憲, 加賀屋一茶, Sibuet, J.-C., 佃薫, 館川恵子, 今村牧子, 伊藤誠, 中村衛, 木下正高, 岩瀬良一, 新城竜一, 細谷慎一, Hsu, S.-K., 外窪周子, 岡田卓也, 大森保, 橋本結, Preliminary Report of LEQUIOS CRUISE (YK00-06), Southwestern Okinawa Trough VENUS Site, NANSEISHOTO AREA 21 July ~ 16 August, SHIKAI 6500 & R/V YOKOSUKA, (JAMSTEC, 2000). 316pp.
- 本山功, 町山栄章, 新城竜一, 田中裕一郎, 河潟俊吾, 當山元進, 外窪周子, 鍾孫霖, 牧陽之助, “「しんかい2000」Dive # 1178の成果: 沖縄トラフ南部の沈水海山より得られた石灰岩とその意義”, 第17回しんかいシンポジウム予稿集, p. 116(2001).
- 大島章一, 高梨政雄, 加藤茂, 内田摩利夫, 岡崎勇, 春日茂, 川尻智敏, 金子康江, 小川正泰, 河合晃司, 瀬田英憲, 加藤幸弘, “沖縄トラフ及び南西諸島周辺海域の地質・地球物理学的調査結果”, 水路部研究報告(24), 19-43(1988).
- Sibuet J. C., Deffontaines B., Hsu S. K., Thareau N., Le Formal J. P., Liu C. S., and ACT party, “Okinawa trough backarc basin: Early tectonic and magmatic evolution”, Jour. Geophys. Res. Vol. 103, pp. 30245-30267, 1998.
- 棚原朗, 平良初男, 真喜志康弘, 津波ゆう子, 木村政昭, “沖縄トラフ沖域底質の堆積速度と成分分布”, Bull. College of Sci. Univ. Ryukyus(48), 1-10(1989).
- 氏家宏編著, “沖縄の自然 - 地形と地質(ひるぎ社, 那覇, 1999)”, 271pp.

(原稿受理: 2001年2月1日)