

## 日本列島周縁陸棚斜面泥質堆積物の粘土鉱物

メタデータ	<p>言語: Japanese</p> <p>出版者: 静岡大学地球科学教室</p> <p>公開日: 2008-01-25</p> <p>キーワード (Ja):</p> <p>キーワード (En):</p> <p>作成者: 殷, 建華, 岡田, 博有, Labeyrie, Laruent</p> <p>メールアドレス:</p> <p>所属:</p>
URL	<a href="http://hdl.handle.net/10297/275">http://hdl.handle.net/10297/275</a>

## 日本列島周縁陸棚斜面泥質堆積物の粘土鉱物

殷 建 華\*・岡 田 博 有\*\*・Laurent LABEYRIE\*\*\*

### Clay Mineralogy of Slope Sediments around the Japanese Islands

Jianhua YIN\*, Hakuyu OKADA\*\* and Laurent LABEYRIE\*\*\*

To make clear factors controlling distribution of clay minerals of surface sediments on the slope areas of the Japanese Island Arc, samples collected at 65 sites around the Japanese Islands were examined mineralogically. Clay minerals in almost all the samples consist of illite, montmorillonite, kaolinite and chlorite. The distribution of each of these minerals is summarized below.

Illite is concentrated in the southern Sea of Japan, largely transported by the Tsushima Warm Current from the East China Sea, and in the offshore areas on the Pacific side of Southwest Japan, partially derived by turbidity currents from sedimentary rocks and metamorphic rocks widely exposed in the Outer Zone of Southwest Japan, and partially transported by the Kuroshio Current from the East China Sea. Montmorillonite is concentrated on both sides of Northeast Japan. It may have been derived from Neogene to Quaternary volcanic rocks well developed in Northeast Japan. The relative abundance of kaolinite seems to be higher in the San-in offshore area than in other areas. This is related to the weathering of granites on adjacent lands. No trend was recognized in chlorite distribution, although its amounts are not small.

As to the controlling factors of the distribution pattern of clay minerals on the slope environments around the Japanese Islands, it is concluded that not only regional on-land geology but also major ocean circulations and local gravity flows are most important, although the role of wind for the dispersal of clay minerals has not been properly evaluated except for illite.

#### I. は じ め に

日本周辺海底堆積物中の粘土鉱物の研究は主に沿岸海域を中心に行なわれてきた。例えば、石狩湾（塩沢，1969），相模湾（OTSUKA, 1976；青木，1983），駿河湾（青木・生沼，1981），富山湾（佐藤，

1983），三陸沖（青木・生沼，1985）などはその代表的なものである。このような陸地に近接する沿岸海域では，海底堆積物中の粘土鉱物のほとんどは，河川によって搬入された碎屑性粘土鉱物で，粘土鉱物の分布パターンに後背地の地質が反映しているのがふつうである。

1987年3月23日受理

\* 筑波大学地球科学系 Institute of Geosciences, University of Tsukuba, Ibaraki 305.

\*\* 静岡大学理学部地球科学教室 Institute of Geosciences, School of Science, Shizuoka University, Shizuoka 422.

\*\*\* Centre des Faibles Radioactivités, C.N.R.S., 91190 Gif sur Yvette, France.

一方、陸地から非常に離れた大洋の場合、例えば、北太平洋では、粘土鉱物を主成分とした海洋底非生物源堆積物は主にアジア大陸から偏西風によって運ばれてきたと考えられている (GRIFFIN *et al.*, 1968; REX *et al.*, 1969; CLAYTON *et al.*, 1972; JANECEK, 1985; LENÔTRE *et al.*, 1985 など)。また、CHAMLEY (1980) は四国海盆堆積物の粘土鉱物に海流 (黒潮) の影響が強いことを指摘している。

日本周辺陸棚斜面上堆積物中の粘土鉱物の分布には、陸上地質の影響が強いのか、それとも、大洋環境のように海流や風などの影響が重要なのか、これらの問題に関する研究はこれまで非常に少ない。そこで本研究では、日本周辺陸棚斜面上の粘土鉱物分布を規制する要因を明らかにすることを目的として、陸棚斜面から採取された泥質堆積物について、粘土鉱物学的研究を行なった。

## II. 日本列島周縁海域の地

### 質学的, 海洋学的特性

#### 1. 海底地形

日本列島周縁の大陸棚は、全体的に見れば幅狭く、貧弱である。陸棚の輪郭は山陰沖を除けば、ほぼ現海岸線と平行している。陸棚斜面の地形には地域性が見られる。東北日本東側の陸棚斜面は比較的単調で、その上部に比較的広い深海平坦面があり、斜面の下部は急傾斜になる。北海道東沖を除けば、顕著な海底谷は認められない。一方、西南日本南岸沖では、熊野舟状海盆、土佐海盆、日向海盆などの前弧盆地がよく発達している。陸棚斜面では、大陸棚外縁から前弧盆地に、あるいは前弧盆地の外縁から南海トラフに伸びる多数の小海底谷のほか、さらに陸棚斜面を横切って、天竜、潮岬、足摺海底谷のような大規模海底谷の発達も著しい。とくに、駿河トラフは富士川河口沖で発し、その南方延長は南海トラフとつながっている。これらの海底谷は、後で述べるように陸源碎屑物の深海への運搬に大きい役割を果たしている (TAIRA & NIITSUMA, 1986)。

日本海側では、北海道から北陸にかけての陸棚斜面は現在圧縮場に置かれているといわれており (TAMAKI & HONZA, 1985; 岡田ほか, 1985)。

そのような構造環境を反映した小海嶺や小海盆が雁行配列して極めて複雑な地形を示している。富山湾沖には、500 km にわたって、富山海底谷が日本海盆に伸びており、日本海海底地形の大きい特徴となっている (本座, 1976)。この海底谷も堆積物の運搬に非常に重要な役割を果たしている。北陸から山陰にかけての沖合では、大陸棚は日本周辺のほかのところに比べて比較的よく発達し、対馬海峡へ伸びている。陸棚斜面では、隠岐堆と白山堆が北へ突き出している。西南日本海の海底は隠岐堆と大和海嶺のつながりによって対馬海盆と大和海盆とに分けられている。この海域では陸棚斜面上に顕著な海底谷は認められない。

#### 2. 海 況

日本周辺海域の主な海流は黒潮と親潮である (Fig. 1)。赤道付近で生じた黒潮はフィリピン海の西縁に沿って北上し、台湾の東の海峡から東シナ海に流入して2つに大きく分岐する。1つは黒潮主流として、九州、四国、本州の南岸沖を東に向かって流れ、房総半島の東南沖合で本州から離れて、太平洋に流入している。もう1つは黒潮の支流として対馬海峡を通過して日本海に入り、対馬暖流となる。

北西太平洋西縁を南下する親潮は高緯度で生じた寒冷流で、東北日本太平洋側の海域は強くその流れの影響を受けている。日本海の北部には、間宮海峡からリマン海流が流れ込んでいる。

#### 3. 第四紀堆積作用の特徴

BOGGS (1984) によると、日本島弧の前弧と背弧地域の陸棚斜面の第四紀堆積物は主に半遠洋性堆積物で特徴づけられている。一般に前弧陸棚斜面では、日本列島とほぼ平行している構造隆起帯 (tectonic high) が堆積物の深海への運搬の障壁となって、堆積物がその後ろの深海平坦面または前弧盆地で堆積する。東北日本東側の陸棚斜面では、海底谷があまり発達しておらず、海底谷を通過して深海へ運搬される堆積物が少ない。したがって、堆積物がほとんど前弧盆地でトラップされ、日本海溝には海溝充填堆積物が非常に少ない (岡田, 1976; 岡田・酒井, 1979; VON HUENE *et al.*, 1980)。ところが、西南日本南

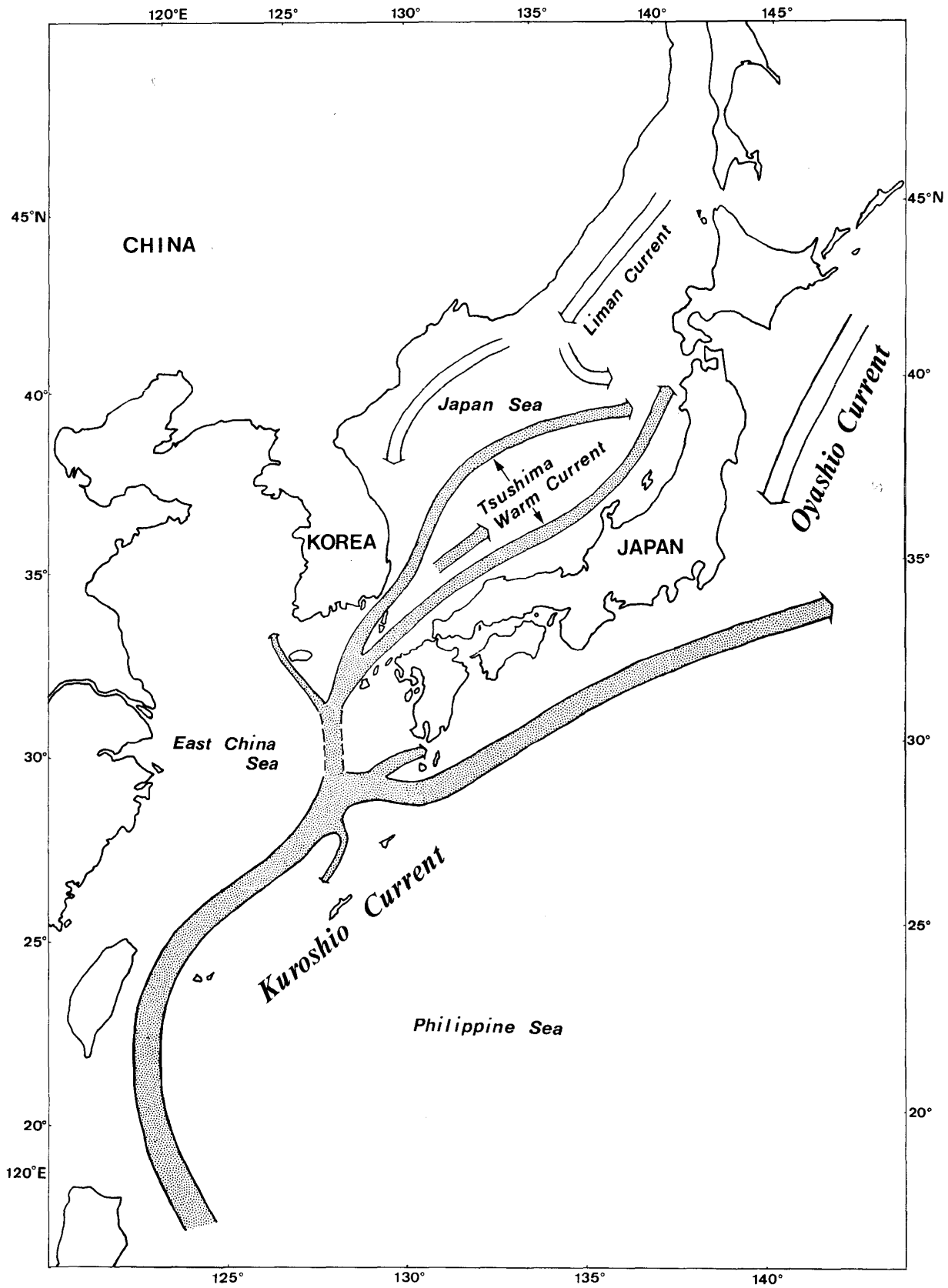


Fig. 1. Schematic flow patterns of the Kuroshio and Oyashio Currents around the Japanese Islands (after AOKI *et al.*, 1974 and GUAN, 1983).

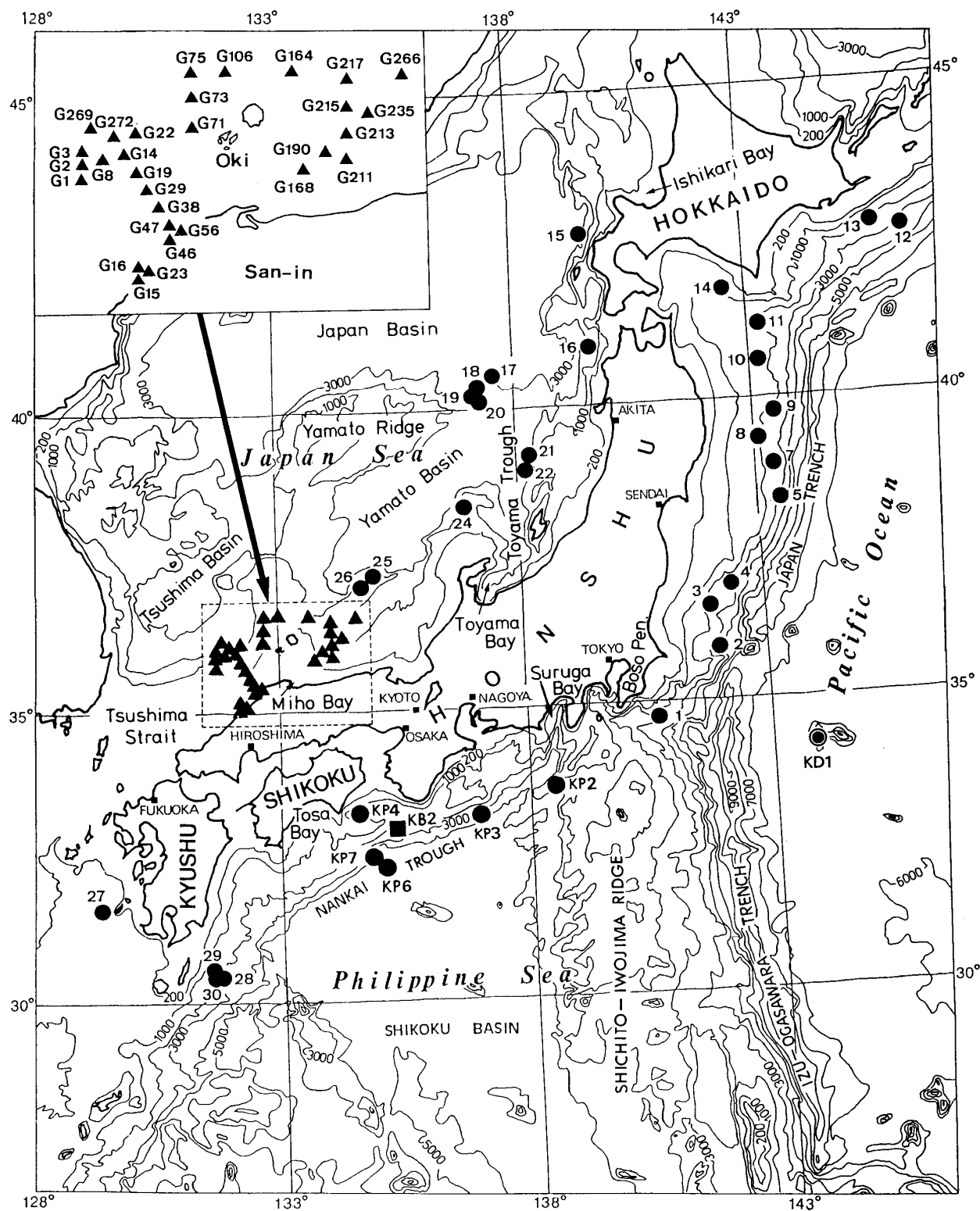


Fig. 2. Locations of the samples used in this study. Samples only with numerals: by the *RV Jean Charcot* cruise; Samples with G: by the *RV Hakurei-maru* cruise; and Samples with K: by the *RV Hakuho-maru* cruise.

- piston-core sample, ▲ Smith-McIntyre grab sample, ■ box-core sample
- ⊙ dredged sample

沖合の陸棚斜面では、海底谷が極めてよく発達しており、南海トラフには混濁流堆積物が厚く堆積している (TAIRA & NIITSUMA, 1986)。とくに駿河トラフの役割が大きく、そこから多量の陸源碎屑物が混濁流の形で南海トラフへ供給されている (平ほか, 1984; 大塚, 1985; TAIRA & NIITSUMA, 1986)。

日本海では、半遠洋性堆積物のほか、混濁流堆積物も広く見られる (玉木, 1984)。富山海底谷では混濁流が頻繁に起きており、巨大な海底扇状地が作られている (BOUMA, 1975; NASH, 1981; 田中, 1985)。

### III. 分析試料と研究方法

#### 1. 分析試料

本研究で使用された試料は次の3航海で採取されたものである (Fig. 2)。

① Jean Charcot 号 ESTASEI (1984年10月—同11月) の調査航海で日本列島周辺の陸棚斜面から採取した28本のピストンコアが用いられた。これらの試料には ES 記号を付す。

② 工業技術院特別研究「西南日本周辺大陸棚の海底地質に関する研究」の一環として、1986年6月から7月にかけて地質調査船白嶺丸による島根・鳥取沖海域の海底地質調査 (GH86—2航海) が実施された (有田ほか, 1987)。この海域では、スミス・マッキンタイヤ型グラブサンプラーを使って合計274地点で表層堆積物試料を採取した。本研究にはその中の30地点の試料を使用した。これらの試料には G 記号を付す。

③ 1986年11月から12月にかけて実施された東京大学海洋研究所調査船白鳳丸による海底地質調査 (KH86—5航海) で採取したサンプルのうち、5本のピストンコア (KP 試料)、1本のボックスコア (KB 試料) と1個のドレッジ試料 (KD 試料) が本研究に使用された。

まとめると、本研究に使われたサンプルは全部で65地点である。その内訳はピストンコア33本、ボックスコア1本、スミス・マッキンタイヤグラブにより採取した試料30個とドレッジによる試料1個である。これらのサンプルのうち、ジャン・シャルコーのコアの大部分と白鳳丸試料の一部は陸源物質が直接到達しにくい海底の地形的な高まりから採取され

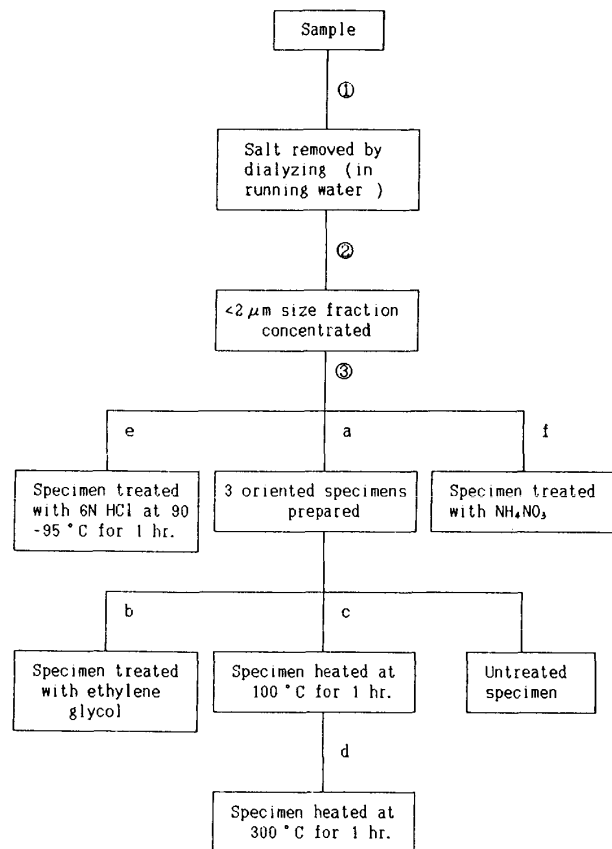


Fig. 3. Flow sheet showing the procedures of preparation of specimens for X-ray powder diffraction analysis.

た。例えば、ES18, 19, 20 (大和海嶺)、ES25, 26 (隠岐海嶺)、KP2 (銭州海嶺)、KD1 (拓洋第2海山) など、このようなサンプルには堆積物に対する海流、風などの影響が反映していると思われる。この点でこれらのサンプルは非常に貴重である。

コアからの試料採取に当たって、白鳳丸のピストンコアとボックスコアは表層から5 cm までのサンプルを、ジャン・シャルコーのピストンコアは約150 cm 置きにサンプルを取った。

#### 2. 研究方法

##### (1) 顕微鏡観察

堆積物の性質を知るために、ES サンプルと KP・KB・KD サンプルについては、smear slide を1枚ずつ作って顕微鏡観察を行なった。なお、堆積物構成物質の組成は百分比視覚図を使って見積った。

##### (2) X線回折法による粘土鉱物の同定と定量分析

すべてのサンプルについて、X線回折法により堆積物に含まれる粘土鉱物の同定と定量分析を次の手順に従って行なった (Fig. 3)。

① 試料調製は一般に原試料を水中で攪拌し、適当な時間静置した後懸濁液を取り、遠心分離器で試料を回収する。しかし、今回の試料は現世海底堆積物で海塩が含まれている。海塩(主に  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ) の存在により、微細な粒子の粘土鉱物は十分分散できなくなる。したがって、試料の分散効果を上げるために、粘土フラクションを分取する前に試料の塩抜きを行なった。試料に水を加え、適当に攪拌して、セルローズチューブに入れ、チューブを流水中に2日間浸しておく(杉崎, 1981)。

② 塩を抜いた試料を1lのシリンダーに入れ、蒸留水を加え、攪拌して自然に沈降させる。ストークスの法則にもとづき、水温に対応する時間経過後上部から10 cm までの懸濁液を吸い出し、遠心分離器で濃縮させる。

③ 濃縮された試料に対して、次の各種の処理を行なって、X線回折用の定方位試料を作る。

a) 試料をスライドガラスに落とし、自然乾燥させて定方位試料を3枚作る。

b) a) で作った試料の1枚にエチレングリコールを噴霧する。

c) a) のもう1枚の試料を100°Cで1時間加熱する。

d) 100°Cで加熱した試料をX線にかけた後、さらに300°Cで1時間加熱する。

e) 濃縮された試料を6N HCl 溶液中で、沸騰する水浴上で1時間加熱した後、塩酸を捨て、蒸留水で2-3回洗滌してから定方位試料を作る。

f) 濃縮された試料を1N 硝酸アンモン溶液中で、沸騰する水浴上で30分加熱し、洗滌して定方位試料を作る。

すべてのサンプルは、a)~e) の5通りの定方位試料についてX線測定を行なった。幾つかのサンプルはさらに硝酸アンモン処理も行なった。X線回折条件は、 $\text{CuK}\alpha$  使用, 35KV, 12mA, スリット系  $1^\circ-1^\circ-0.4\text{ mm}$ , 走査速度  $1^\circ/\text{分}$  である。

粘土鉱物の同定は、SUDO *et al.* (1961) に準じて行なった。Fig. 4 は、例として Sample26-Core

Catcher のX線回折パターンを示したものである。未処理試料のX線回折パターンでは、各粘土鉱物の反射が重なっている。もし加水ハロサイトがあれば、100°Cで加熱すると、10Åのピークが7Åに変わるので、残った10Åのピークはイライトである。300°Cで加熱すると、モンモリロナイトの15Åのピークが10Åに変わる。エチレングリコール処理後、モンモリロナイトの15Åのピークが17Åに変わる。緑泥石とカオリナイトの識別にはHCl 処理試料のX線回折パターンを用いた。緑泥石はHCl 溶液に溶けてしまうので、残った7Åのピークはカオリナイトの反射である。緑泥石が完全に溶けたかどうかはその3次反射の4.7Åのピークの有無によって確かめることができる。硝酸アンモン処理で、普通のMgを含むパーミキュライトの14.5Åの回折線は10-11Åに収縮する。

粘土鉱物の定量については SUDO *et al.* (1961) と OINUMA (1968) の方法に従った。

## IV. 分 析 結 果

### 1. 顕微鏡観察結果

ES サンプルと KP・KB・KD サンプルの顕微鏡観察の結果は Table. 1 に示した通りである。

日本列島周縁陸棚斜面上の堆積物の性質は、場所によってかなりの差が見られる。東北日本太平洋側の陸棚斜面は主に珪藻に富む泥質堆積物で特徴づけられ、珪藻軟泥も珍しくない。組成は、主成分となった珪藻と粘土部分のほかに、石英、長石、火山ガラス、石灰質ナンノプランクトン、海綿骨針、有孔虫、放散虫などからなる。石灰質ナンノプランクトンは、房総半島の東南沖から北海道の東沖合に向かって減少の傾向が明瞭に見られる。極く表層の堆積物中の珪藻は逆に北では多く、南の方では比較的少ない。

西南日本南方沖陸棚斜面は主に石灰質ナンノプランクトンに富む泥質堆積物で特徴づけられている。ナンノプランクトンと粘土のほかに、石英、長石、火山ガラスなども含まれている。南海トラフの軸部から採取したサンプルには明らかに生物源のものが少なく、石英などの陸源物質が優勢である。拓洋第2海山のサンプルは石灰質軟泥である。

日本海では、主に非生物源泥質堆積物からなっ

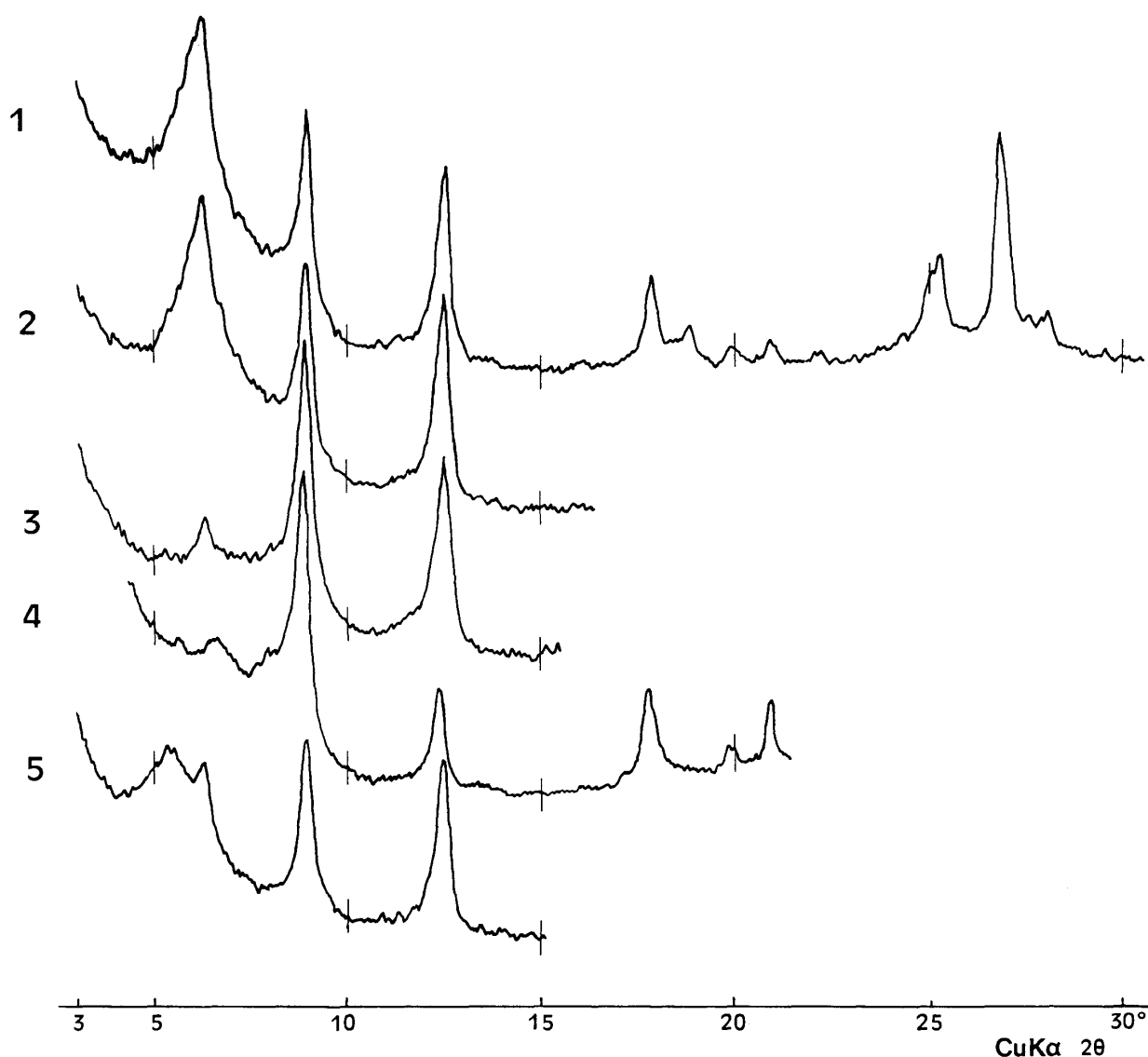


Fig. 4. X-ray diffraction patterns of sample 26-core catcher.

1: untreated, 2: heated at 100°C for 1 hr., 3: heated at 300°C for 1 hr., 4: treated with 6NHCl at 90-95°C for 1 hr., 5: treated with ethylene glycol.

いる。主成分は粘土で、太平洋側と比べて生物源のものがかなり少ない。大和海嶺の東端から採取されたサンプルには生物遺骸はほとんど含まれていない。

## 2. X線回折法による粘土鉱物の同定と定量分析の結果

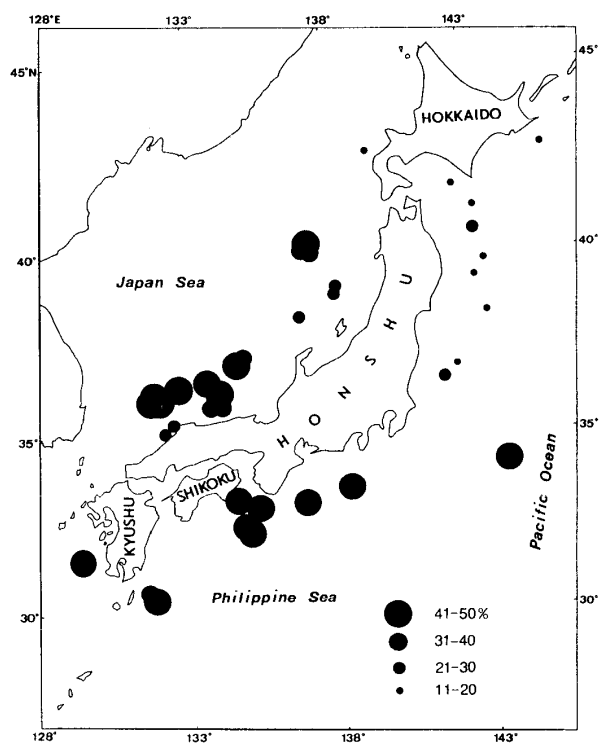
X線回折法による粘土鉱物分析の結果、ES12 コアの2つのサンプルにカオリナイトが検出されていないが、ほかのすべてのサンプルの粘土鉱物は、イライイト、モンモリロナイト、カオリナイト及び緑泥石からなっている。

### (1) 粘土鉱物の水平分布

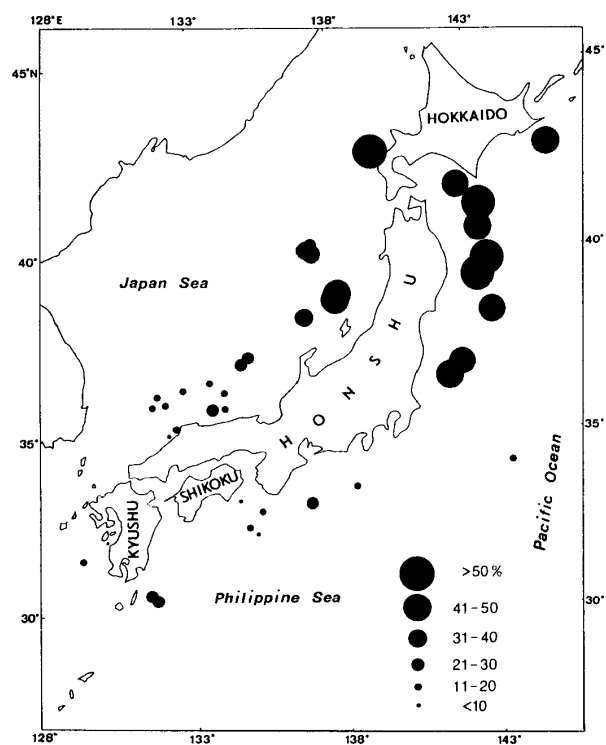
日本列島周辺陸棚斜面堆積物に含まれるこれら4種類の粘土鉱物組成には顕著な地域的変動が見られる (Fig. 5)。次に各粘土鉱物の分布の特徴を述べる。

1) イライイト (Fig. 5a) : イライイトは今回取り扱ったサンプル中最も卓越した粘土鉱物の1つである。その含有率の変動幅は12-49%である。イライイトの水平分布には地域的規則性が明瞭に見られる。日本海の場合、日本列島側の陸棚斜面に沿って山陰沖から北海道西方海域へイライイトの相対量が次第に減っていく。すなわち、山陰沖ではイライイトが大部分のサンプルで40%以上を占めているのに対し、北海道

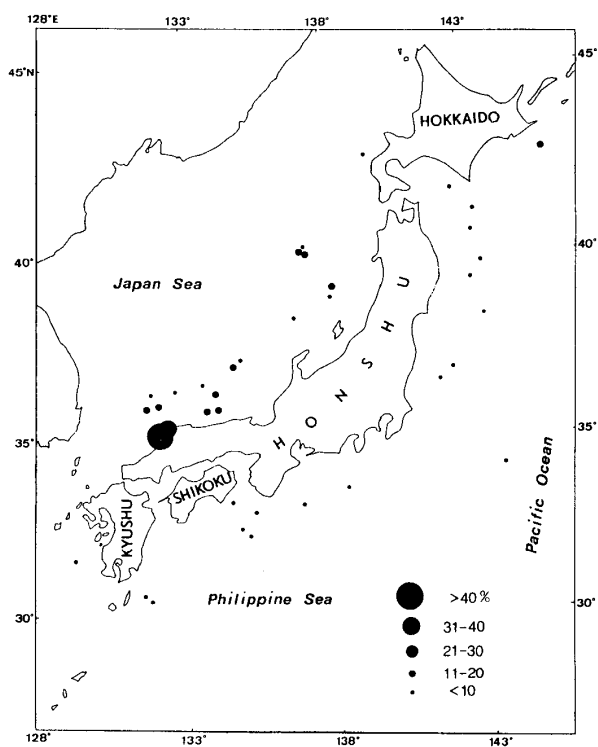




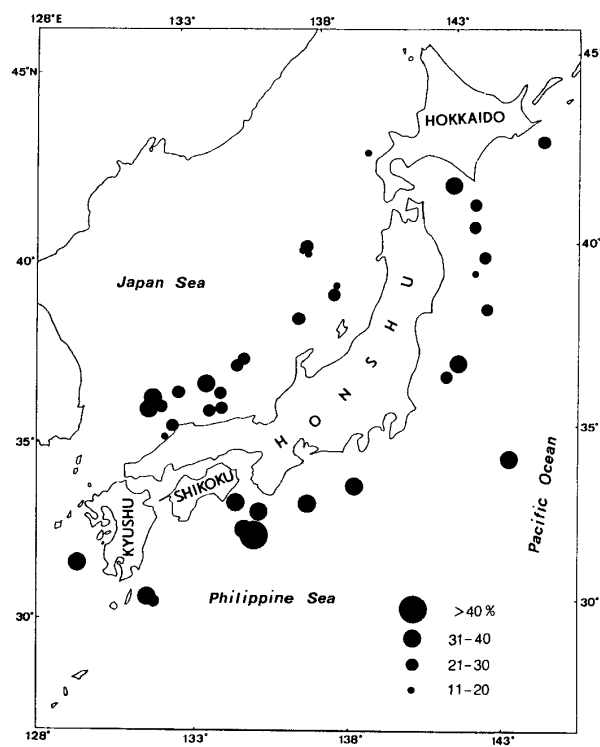
(a) Illite



(b) Montmorillonite



(c) Kaolinite



(d) Chlorite

Fig. 5. Clay mineral concentrations in the  $<2\ \mu\text{m}$  size fraction of surface sediments.

Table 1. Microscopic features of the sediments obtained by the ESTASE I cruise (RV Jean Charcot) (samples without prefix) and the KH 86-5 cruise (RV Hakuhe-maru) (samples with prefix KP, KB and KD).

Number of Samples	Depth (m)	Name of Sediments	Textural Comp.	Mineralogical Composition																		
				Clay	Silt	Sand	Rock Frag.	Quartz	Feldspar	Mica	Heavy Mins.	Clay	Volc. Glass	Opaque Wins.	Carb. Unspec.	Foraminifera	Calc. Nannos.	Diatom	Radiolarians	Sponge Spic.	Silicoflag.	Fecal Pellet
01-Core Catcher	2029	Clayey nannofossil ooze	7 23 70																			
02-0		Diatomaceous mud	8 22 70																			
02-51		Nannofossil diatom ooze	8 30 62																			
02-Core Catcher	3166	Calcareous mud	8 20 72																			
03-0		Nannofossil diatomaceous ooze	5 25 70																			
03-3 Sand Layer	2231	Nannofossil-bearing sandy mud	6 15 85																			
03-3 Core Catcher		Nannofossil diatomaceous ooze	5 15 80																			
04-0		Nannofossil diatomaceous ooze	2 18 80																			
04-Core Catcher	2630	Nannofossil diatomaceous mud	1 44 55																			
05-0		Diatomaceous ooze	2 43 55																			
05-150		Diatomaceous ooze	5 30 65																			
05-300		Diatomaceous mud	5 25 70																			
05-450		Diatomaceous mud	3 27 70																			
05-Core Catcher		Nannofossil diatomaceous mud	1 15 85																			
07-0		Muddy diatom ooze	1 20 79																			
07-17		Nannofossil diatomaceous mud	2 20 78																			
07-165		Nannofossil diatomaceous mud	7 23 70																			
07-315		Calcareous diatomaceous mud	3 17 80																			
07-465		Diatomaceous mud	5 15 80																			
07-Core Catcher		Diatomaceous mud	18 22 60																			
08-0		Muddy diatomaceous ooze	3 27 70																			
08-172		Diatomaceous mud	5 35 60																			
08-322		Diatomaceous mud	5 35 60																			
08-472		Diatomaceous mud	1 19 80																			
08-772		Muddy diatomaceous ooze	1 24 75																			
08-972		Muddy diatomaceous ooze	1 24 75																			
08-Core Catcher		Diatomaceous mud	1 29 75																			
09-0		Diatomaceous mud	1 14 85																			
09-150		Diatomaceous ooze	1 15 85																			
09-300		Diatomaceous mud	3 17 80																			
09-410		Diatomaceous mud	2 20 80																			
10-0		Muddy diatom ooze	1 20 79																			
10-300		Diatomaceous mud	10 25 79																			
10-430		Diatomaceous mud	10 25 45																			
10-Core Catcher		Muddy diatomaceous ooze	2 20 78																			
11-0		Muddy diatom ooze	2 28 70																			
11-10		Diatomaceous mud	25 30 45																			
12-0		Diatom ooze	10 90																			
12-150		Muddy diatom ooze	15 85																			
12-300		Muddy diatom ooze	3 97																			
12-450		Muddy diatom ooze	15 85																			
12-504		Muddy diatom ooze	15 85																			
12-Core Catcher		Diatom ooze	15 85																			
13-0		Muddy diatom ooze	15 20 65																			
13-150		Diatomaceous mud	30 40 30																			
13-Core Catcher		Diatomaceous mud	35 40 25																			
14-Weight		Muddy diatomaceous ooze	5 35 60																			
14-10		Muddy diatomaceous ooze	2 18 80																			
14-160		Muddy diatomaceous ooze	4 30 68																			
14-310		Muddy diatom ooze	3 27 70																			
14-460		Muddy diatom ooze	3 22 75																			
14-460		Muddy diatom ooze	3 22 75																			
14-Core Catcher		Diatomaceous mud	2 18 80																			
15-0		Diatomaceous mud	10 90																			
15-150		Diatomaceous mud	3 7 90																			
15-300		Muddy diatom ooze	3 22 75																			
15-450		Clay	10 90																			
15-Core Catcher		Mud	20 30 50																			
16-150		Diatomaceous mud	1 14 85																			
16-300		Mud	5 25 70																			
16-Core Catcher		Clay	10 90																			
16-Core Catcher		Clay	1 5 85																			
17-Core Catcher		Sand	100																			
18-0		Mud	20 80																			
18-150		Mud	15 85																			
18-300		Clay	10 90																			
18-450		Clay	5 95																			
18-600		Clay	15 85																			
18-750		Muddy diatom ooze	15 85																			
18-900		Foram-bearing muddy diatom ooze	20 75																			
18-1050		Mud	15 85																			
18-Core Catcher		Clay	1 5 95																			

(to be continued)

r = rate



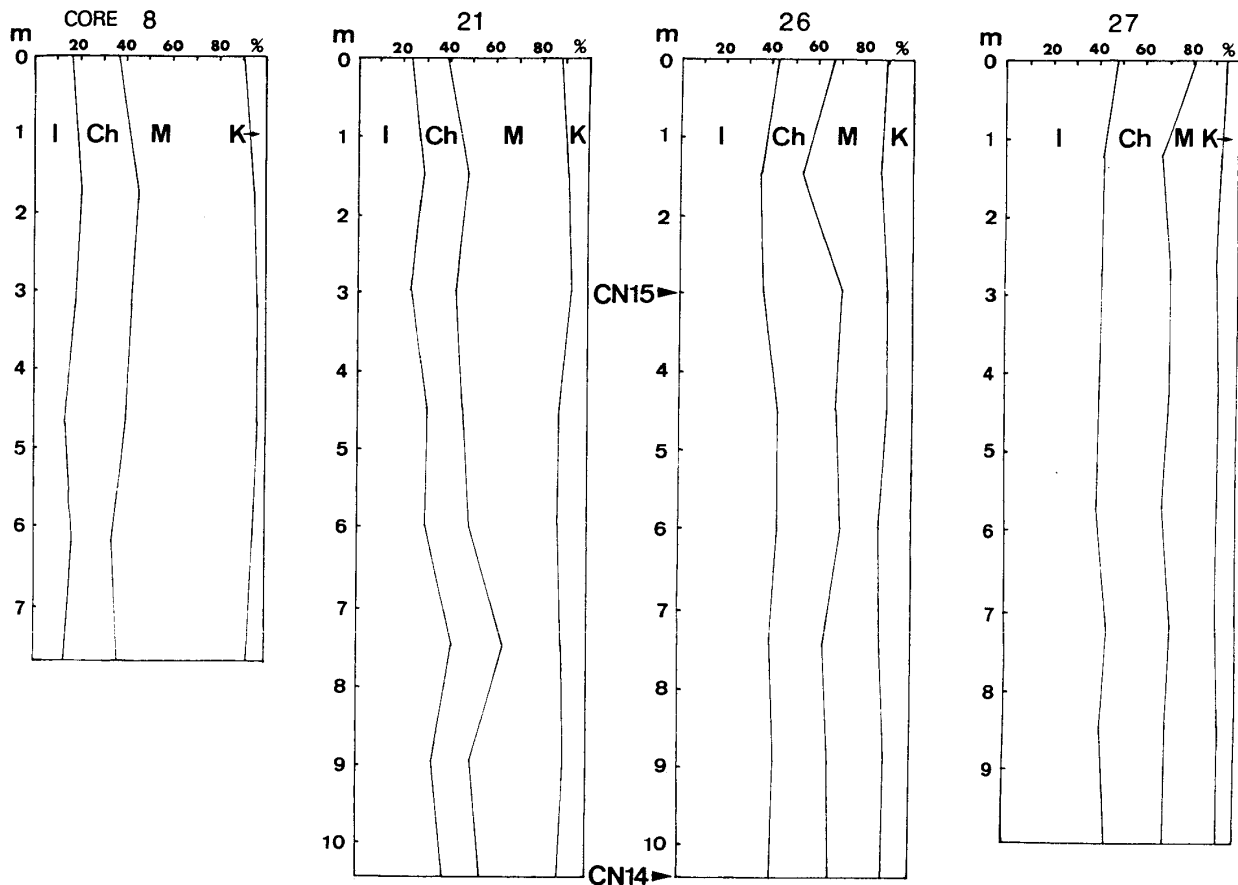


Fig. 6. Vertical variations in clay mineral composition in cores 8, 21, 26 and 27.

I: illite, Ch: chlorite, M: montmorillonite, K: kaolinite; CN14 and 15: calcareous nannoplankton age.

西方海域では15%しかない。しかも、山陰沖では、沿岸地域のイライトは沖合よりも低く、江の川と神戸川の河口付近で20数%程度にすぎない。

日本列島の太平洋側でも、イライトの分布の地域性が明瞭に認められる。房総半島の東沖合を境として、東北日本陸棚斜面ではイライト含有率は12–22%、大部分は10数%にすぎないが、西南日本南沖の陸棚斜面ではほとんどが40%以上を占めている。また、北西太平洋海盆にある拓洋第2海山のサンプルでもイライトが40%を超えている。

2) モンモリロナイト (Fig. 5b) : モンモリロナイトは本研究海域のもう1つの重要な粘土鉱物である。含有率の変動幅は非常に大きく、8–65%に達する。モンモリロナイトは主に東北日本の両側海域、とくに東側に卓越しており、イライトと対照的な分布を示している。日本海の東縁では北から南へモンモリ

ロナイトが次第に減っていく。北海道西方海域ではその含有率が65%にも達しているが、山陰沖では10数%しかない。太平洋側については、やはり房総半島の東沖合が境となっており、東北日本の陸棚斜面ではモンモリロナイトの含有率は42–59%、西南日本南側陸棚斜面では10数%にすぎない。拓洋第2海山でも20%しかない。

3) カオリナイト (Fig. 5c) : カオリナイトは研究海域表層堆積物中最も少ない粘土鉱物である。日本列島太平洋側ではほとんど10%以下の含有率であるが、日本海側は太平洋側に比べてやや多い。とくに山陰沖では多いが(10数%程度)、特記すべき事実は河川の河口付近でカオリナイトの含有率が高いことである(江の川、神戸川河口付近で27–44%)。

4) 緑泥石 (Fig. 5d) : 調査海域の緑泥石の含有率は12–40%で、大部分のサンプルは30%前後である。

Table 2. Clay mineral composition of the sediments obtained by the ESTASE I cruise (samples without prefix), GH86-2 cruise (samples with prefix G) and KH86-5 cruise (samples with prefix KP, KB and KD).

Samples	K	I	Ch	M	Samples	K	I	Ch	M
01-C. C.	3	19	24	54	14-W.	6	19	33	42
02-51	4	21	32	44	14-10	8	22	26	44
02-C. C.	5	26	28	42	14-160	3	14	24	59
03-0	5	21	25	49	14-310	4	20	31	45
03-3S. L.	6	26	31	37	14-460	7	17	30	46
03-C. C.	8	24	27	40	14-610	3	18	33	46
04-0	4	17	32	47	14-C. C.	4	20	32	44
04-C. C.	5	27	27	41	15-0	6	15	14	65
05-0	5	20	24	50	15-150	7	18	17	58
05-150	5	24	19	52	15-300	7	16	19	57
05-300	7	27	26	40	15-450	6	18	17	59
05-450	8	25	24	44	15-C. C.	12	18	12	58
05-C. C.	7	23	24	45	16-150	6	14	23	56
07-17	4	15	19	62	16-300	6	14	20	61
07-165	5	25	23	47	16-450	8	17	14	61
07-315	5	20	20	56	16-C. C.	6	16	16	63
07-465	3	17	23	58	18-0	10	44	25	21
07-C. C.	5	21	23	51	18-150	10	41	14	35
08-0	9	17	20	53	18-300	10	45	12	34
08-172	5	21	25	49	18-450	12	39	8	40
08-322	3	18	25	55	18-600	8	30	13	48
08-472	3	14	26	56	18-750	7	36	15	42
08-622	5	17	17	61	18-900	14	46	21	19
08-772	7	14	23	56	18-1050	11	32	12	45
08-C. C.	5	15	26	54	18-C. C.	9	31	12	47
09-0	8	12	21	59	19-0	12	39	15	34
09-150	7	20	22	50	19-150	15	42	21	22
09-300	6	16	21	56	19-300	6	24	8	63
09-410	8	14	21	57	19-450	9	42	18	31
10-0	7	22	30	42	19-600	8	33	12	47
10-300	4	16	27	52	19-750	8	30	11	51
10-430	4	20	25	51	19-900	10	38	11	40
10-C. C.	4	16	36	44	19-C. C.	13	40	25	22
11-10	5	15	28	52	20-0	15	37	12	37
12-150	8	18	24	50	20-150	7	40	23	31
12-300	0	8	35	57	20-300	8	35	19	37
12-450	5	10	24	61	20-450	10	42	7	41
12-504	5	9	26	59	20-600	11	41	13	35
12-C. C.	0	10	27	62	20-750	8	32	12	48
13-0	11	19	23	47	20-1050	7	33	10	50
13-150	5	18	29	49	20-C. C.	9	34	6	51
13-C. C.	8	22	30	39	21-0	12	24	15	49
					21-150	9	29	19	44
					21-300	7	24	19	49
					21-450	13	31	15	42
					21-600	13	30	19	38
					21-750	11	42	22	25

(to be continued)

Table 2. (Continued)

Samples	K	I	Ch	M	Samples	K	I	Ch	M
21-900	10	34	16	40	27-1002	7	44	25	24
21-1050	12	39	16	33	27-C. C.	6	43	30	21
21-C. C.	7	27	16	49	28-0	6	45	26	24
22-W.	8	23	20	50	28-150	4	44	28	24
22-0	7	21	22	50	28-240	4	51	28	17
22-120	7	33	31	29	/250	3	49	28	19
22-270	9	27	24	40	28-C. C.	3	49	28	19
22-420	10	33	26	30	29-0	5	38	34	24
22-570	12	35	16	37	29-C. C.	4	42	33	21
22-720	5	22	13	59	30-C. C.	4	49	31	17
22-870	8	28	18	46					
22-1020	10	28	17	45	G1	13	42	26	19
22-C. C.	11	34	24	31	G2	12	41	32	15
24-W.	8	30	28	34	G3	10	44	26	20
24-83	9	32	23	36	G8	10	45	31	14
24-233	11	31	21	37	G14	15	44	26	15
24-383	12	34	25	29	G15	32	29	31	8
24-533	11	35	22	32	G16	29	30	33	8
24-683	8	30	30	32	G19	13	42	30	15
24-984	11	34	27	28	G22	9	44	34	13
24-C. C.	8	24	16	53	G23	44	30	18	8
25-W.	10	36	24	30	G29	11	43	27	19
25-150	10	39	25	27	G38	17	43	28	12
25-300	16	40	21	23	G46	36	28	13	13
25-450	14	43	24	19	G47	27	32	25	16
25-600	13	47	24	15	G56	41	27	19	13
25-750	11	41	26	22	G71	13	42	30	15
25-900	13	44	18	25	G73	10	42	30	18
25-1050	10	38	15	38	G75	10	41	30	19
25-C. C.	11	40	25	24	G106	12	40	31	17
26-W.	11	43	24	21	G164	10	43	35	12
26-150	13	35	18	34	G168	19	36	22	23
26-300	11	37	33	18	G190	12	39	28	21
26-450	11	44	24	21	G211	16	38	26	20
26-600	14	43	27	16	G213	13	40	28	19
26-750	13	40	23	24	G215	14	41	28	17
26-900	11	42	23	24	G217	12	39	29	20
26-1050	12	41	25	22	G235	15	35	35	15
26-C. C.	10	38	28	24	G266	14	36	34	16
27-0	5	48	34	13	G269	10	43	34	13
27-125	7	42	25	25	G272	10	44	32	14
27-275	8	42	29	21	KP2	3	44	36	17
27-425	7	41	30	23	KP3	2	41	34	23
27-575	8	40	28	24	KP4	3	49	40	8
27-725	8	45	27	20	KP6	2	47	41	10
27-852	7	42	28	23	KP7	3	43	36	17
					KB2	3	46	38	12
					KD1	7	41	33	20

C. C. : Core Catcher, S. L. : Sand Layer,  
W. : Mud attached to the lead weight.

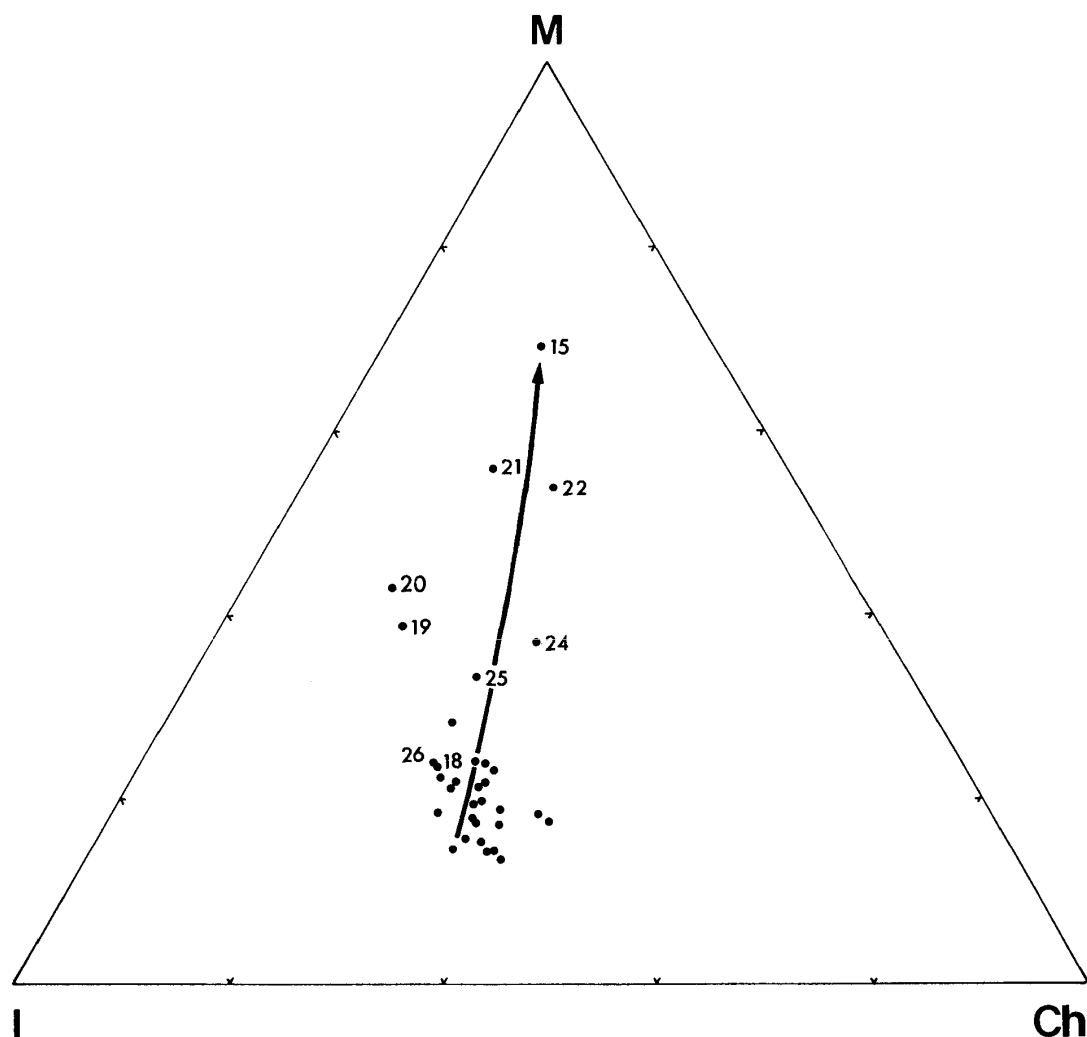


Fig. 7. Triangular diagram showing regional variations of montmorillonite-illite-chlorite contents in the Sea of Japan.

Note a general increase in the montmorillonite content to the north (along the arrow).

M: montmorillonite, I: illite, Ch: chlorite.

量的には少なくないが、地域的な分布の規則性は認められない。

## (2) 粘土鉱物の垂直的分布

ES サンプルについて、粘土鉱物の垂直的分布を検討した。その結果は Table 2 と Fig. 6 にみられる通り、垂直的な変化はほとんど認められない。コアの時代については、一部のコアについてのみ石灰質微化石年代が得られている（奈良教育大学西田史朗教授の私信による）。すなわち、ES26 コアの深さ300 cm 層位はココリス化石帯の CN15 に、1050 cm 層位は CN14 に当たる (Fig. 6)。CN14 と CN15 の境は20万年前とされている。

## V. 考 察

### 1. 粘土鉱物の生成

現世海洋底堆積物中の粘土鉱物には、陸源性碎屑物と海底の火山活動に由来するものの2つがあることが知られている (BISCAYE, 1965; GRIFFIN *et al.*, 1968)。イライト、カオリナイト、緑泥石は碎屑性起源と考えられている。モンモリロナイトは碎屑性のもののほかに、海底での自生起源のものがかなり分布している。とくに南太平洋では、中央海嶺の火山活動にともなう火山噴出物は海水と接触し、海底風化作用を受けて、大量のモンモリロナイトが形成されている (GRIFFIN *et al.*, 1968; AOKI *et al.*, 1979)。

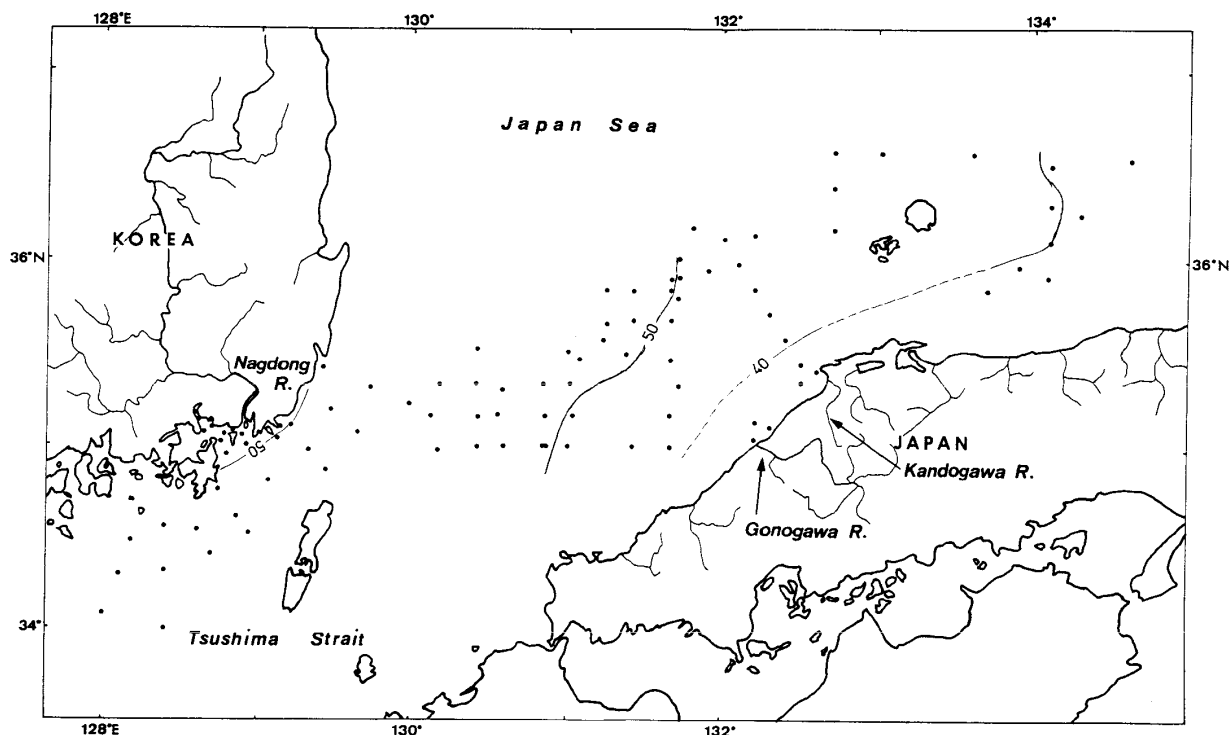


Fig. 8. Illite concentrations in the  $<2\ \mu\text{m}$  size fraction of surface sediments in the Tsushima Strait and the southern Sea of Japan (compiled from AOKI and OINUMA, 1973; PARK and HAN, 1985 and ARITA *et al.*, 1987).

本研究海域の粘土鉱物のうち、イライトと緑泥石は陸上の堆積岩、変成岩などの岩石から物理的風化作用を受けて形成されたもので、カオリナイトは陸上岩石の化学的風化作用によって生成されたと考えられる。モンモリロナイトの起源については、周辺海域堆積物中に火山ガラスが遍在しているため、これらの火山ガラスが海底で変質してモンモリロナイトを形成する可能性はあるが、次の事実から、研究海域堆積物中のモンモリロナイトはやはり陸源碎屑性のものであるといえる。ES29, 30 及び KP4 コアのサンプルは火山灰質で、ES26 コアの深さ750 cm のところに多くの火山ガラスが含まれている。しかし、ES29, 30 コアのサンプルにおけるモンモリロナイトの相対量は ES28 コアのサンプルとはほとんど変わっておらず、KP4 のサンプルのモンモリロナイトは 8% しかない。Sample 26-750 のモンモリロナイトもこの層の上と下にある火山ガラスの少ない堆積物とほとんど同じである。すなわち、モンモリロナイトの量は火山物質の量と一致しない。したがって、研究

海域堆積物中のモンモリロナイトが火山物質の海底風化による原地性のものよりも、火山物質の風化産物として陸上で生成され、海に供給されたと考える方が妥当である。この解釈を裏づけるように、東北地方第四紀火山噴出物中の粘土鉱物にはモンモリロナイトが多く含まれている（増井, 1966; 増井・庄子, 1975）。

## 2. 粘土鉱物分布を規制する要因

### (1) 海流と陸上地質の影響

前章で日本列島周辺陸棚斜面堆積物中の粘土鉱物の分布を述べた。ここではこれらの粘土鉱物の供給源と分布を支配する要因について各粘土鉱物種ごとに検討する。

1) イライト：日本海では、日本列島側の陸棚斜面に沿って、山陰沖から北海道西方海域へイライトが減少する。Fig. 7 は日本海のサンプルに関するモンモリロナイト、イライト、緑泥石の組成変化を示す。番号がついていないのは山陰沖の GH86-2 サンプル



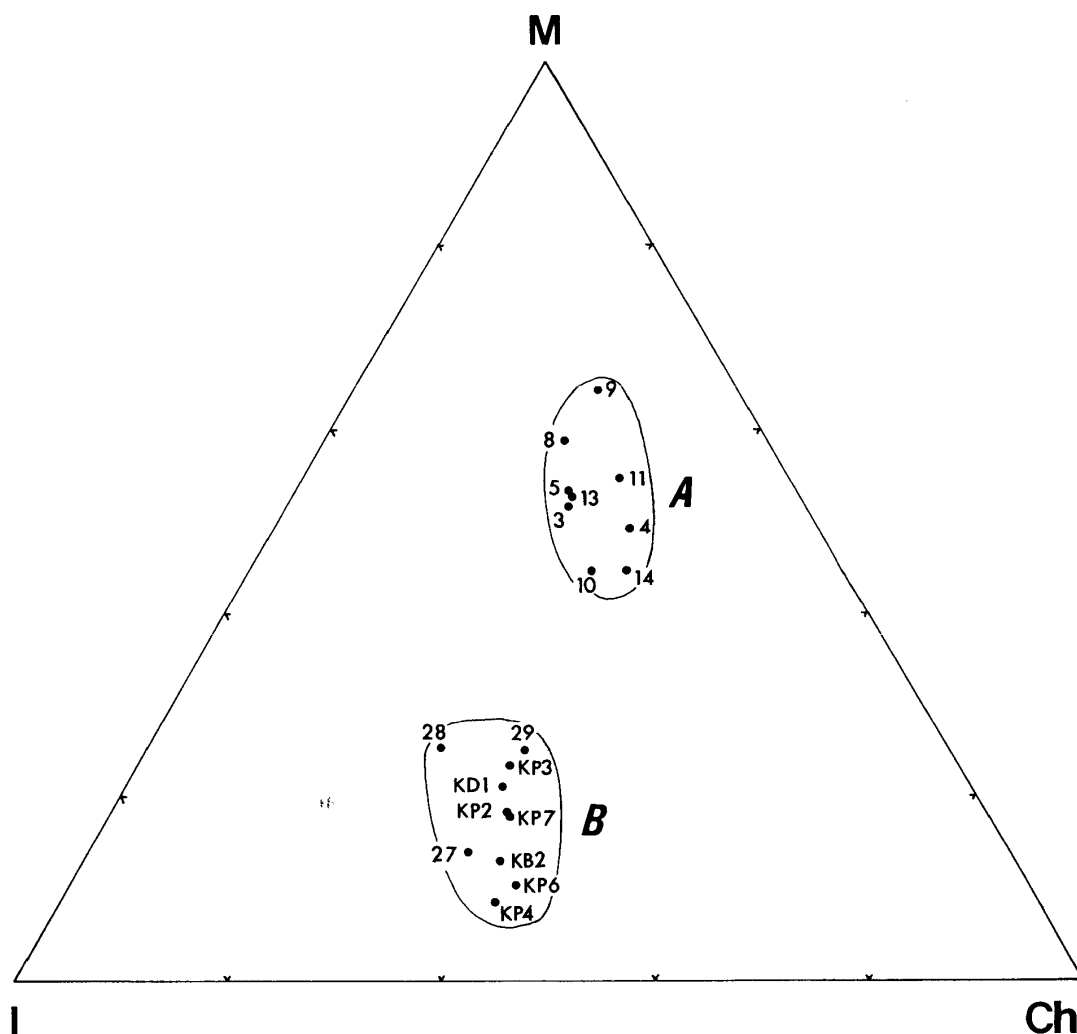


Fig. 9. Diagram showing the regional variations of montmorillonite-illite-chlorite contents in the forearc area.

M: montmorillonite, I: illite and Ch: chlorite, A: off the east coast of Northeast Japan, B: off the south coast of Southwest Japan.

である。ただし、海岸に非常に近いところのサンプルはプロットしていない。イライトが南から北へ向かって減少する傾向はこの図の中で明瞭に示されている。山陰沖では、河口（江の川と神戸川）付近のイライトは沖合の方よりも低い。美保湾及び隠岐諸島東海域の泥質堆積物の鉱物組成を調べた藤井・安田（1970）によると、美保湾堆積物に含まれるイライトも隠岐諸島東海域よりずっと低い。この分布パターンは西南日本海表層堆積物のイライトが西からの供給を受けていることを示唆している。そこで、朝鮮半島を供給地と考えた場合の可否を検討してみよう。朝鮮半島の河川分布を見ると、北緯39°以南の

地域では、朝鮮半島から日本海に注ぐ見るべき河川はほとんどなく、唯一洛東江が対馬海峡に注いでいるにすぎない。したがって、西南日本海表層堆積物中のイライトの供給源を明らかにするには、対馬海峡堆積物におけるイライトの分布を検討する必要がある。

Fig. 8 に示されるように、山陰側、朝鮮半島側ともに、海岸から離れるにつれてイライトが増えてくる。とくに、洛東江の河口付近のイライトは海峡の中央部より少ない。これは、西南日本海と対馬海峡表層堆積物中のイライトがおもに朝鮮半島から供給されているのではなく、更に西方海域から供給されてい

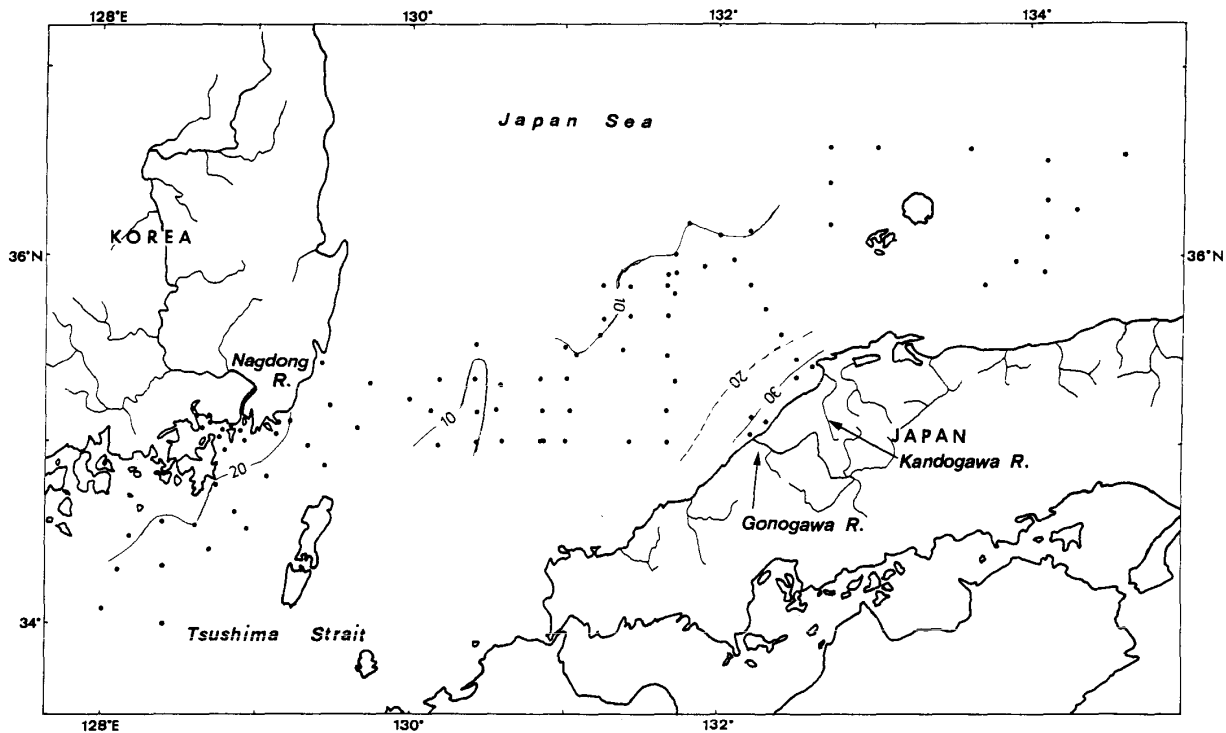


Fig. 10. Kaolinite concentrations in the  $<2\ \mu\text{m}$  size fraction of surface sediments in the Tsushima Strait and the southern Sea of Japan (compiled from AOKI and OINUMA, 1973; PARK and HAN, 1985 and ARITA *et al.*, 1987).

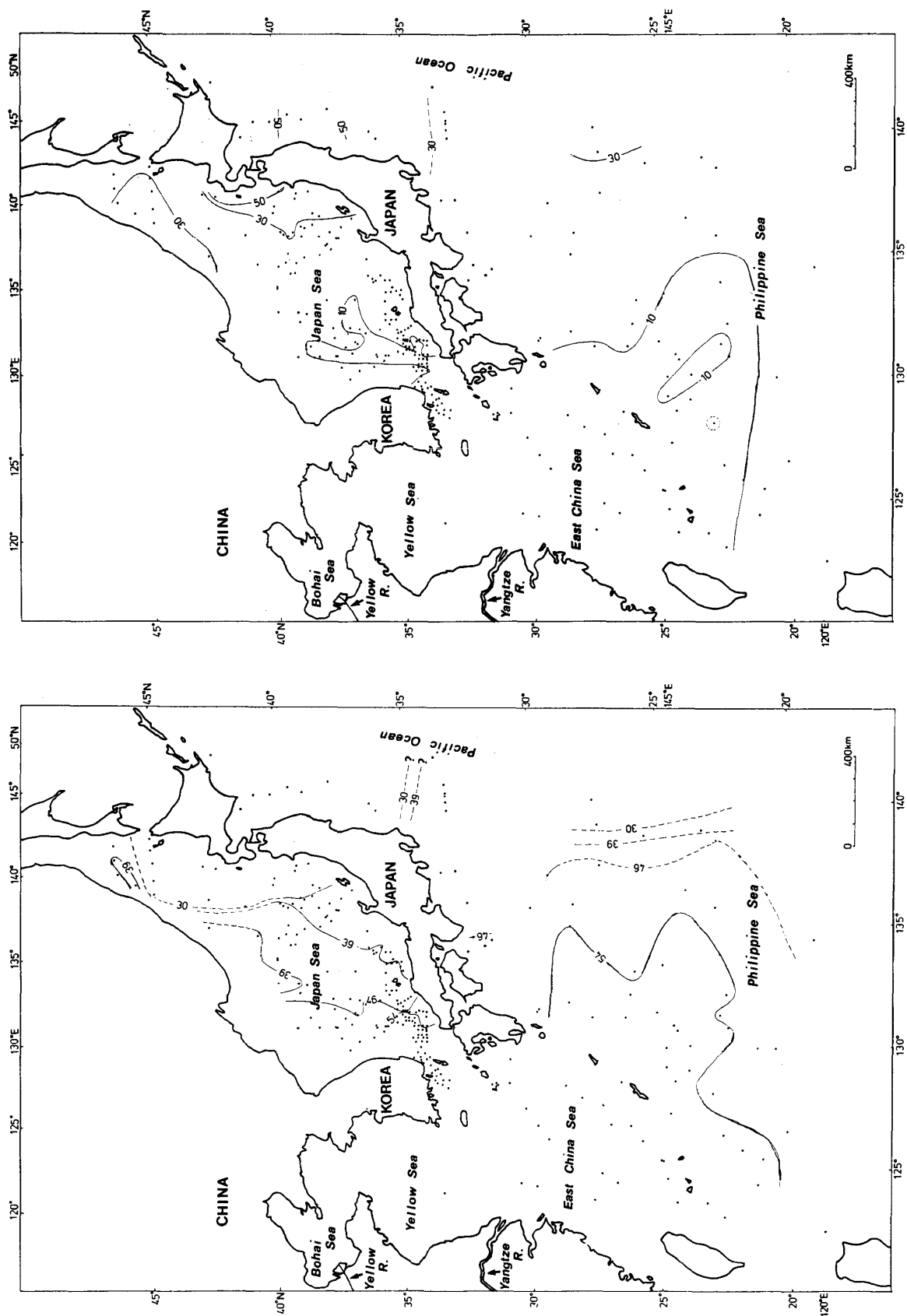
ることを示唆している。

日本列島太平洋側では、東北日本沖合と西南日本沖合でイライトの相対量に極めて対照的な差異が認められる (Figs. 5a, 9)。

このような特異な分布は近接する陸域の地質と海流の影響によるものと思われる。すなわち、西南日本外帯では、広域変成岩および四万十帯と秩父帯の堆積岩が広く分布している。これらの岩石から多くのイライトが海洋に供給されていると思われる。事実、駿河湾表層堆積物中の粘土鉱物のうち、イライトが最も多く、駿河湾全域にわたって40–60%に達している (青木・生沼, 1981)。四国沖の土佐湾堆積物にもイライトは高い含有率を示している (寒河江・前田, 1984)。CHAMLEY *et al.* (1986)はDSDP Sites 582, 583(南海トラフ)コアの粘土鉱物組成を検討し、その中の主成分としてイライト、緑泥石は西南日本に分布する火成岩、変成岩および堆積岩に由来すると述べている。このように、西南日本南沖合陸棚斜面上の堆積物に多く含まれているイライトのかなりの部分は西南日本陸域から供給されたものであろう。

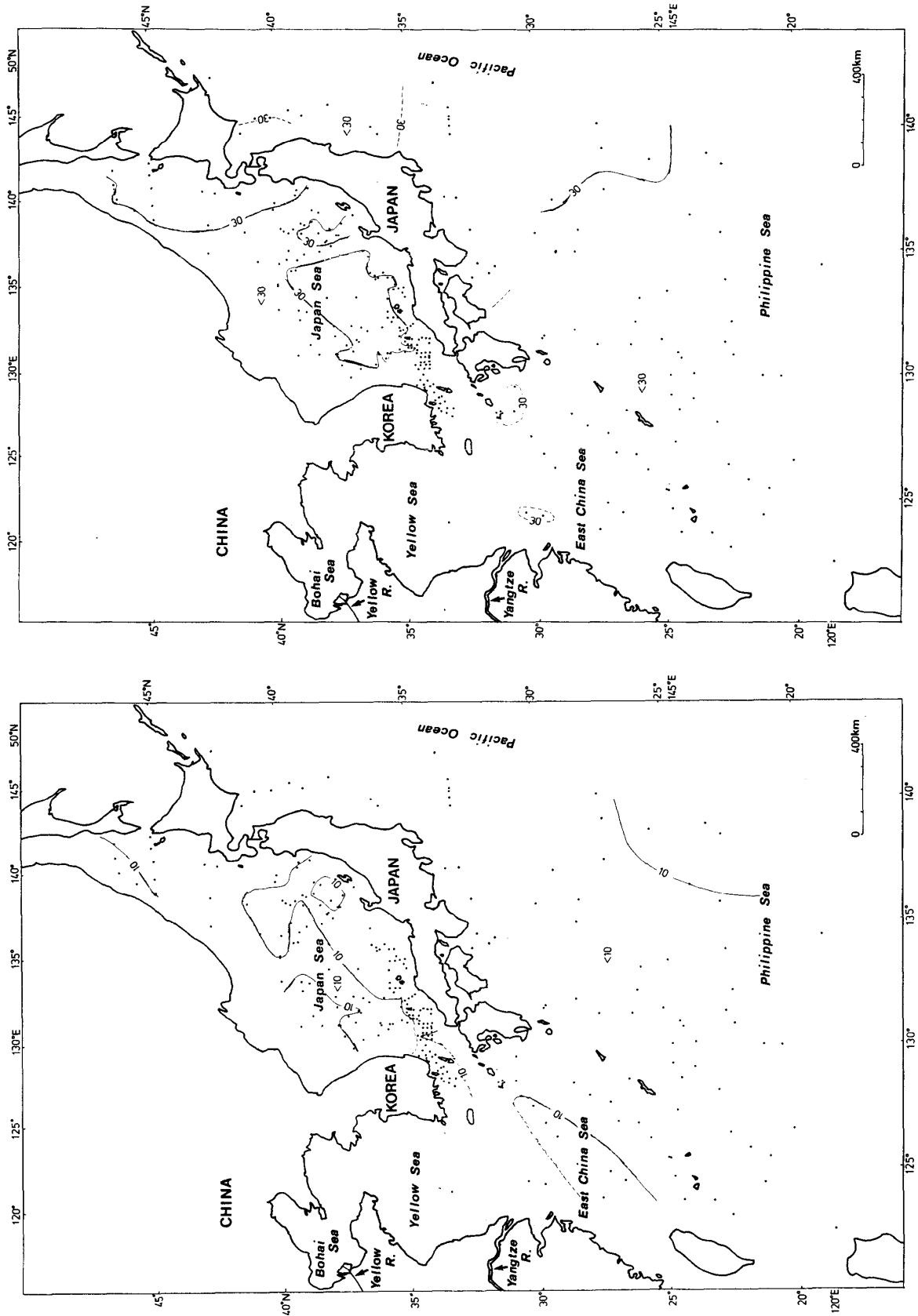
後で述べるように、その運搬作用としては混濁流が大きい役割を果たしたであろう。

東シナ海表層堆積物中に含まれるイライトの含有率は周辺海域に比べて一般に非常に高い (AOKI *et al.*, 1983) (Fig. 11a)。日本周辺海域堆積物中のイライトの分布と海流のパターンを合わせて考慮すれば、西南日本両側海域の堆積物に対する海流 (黒潮) の影響が強いと考えられる。すなわち、西南日本海と対馬海峡表層堆積物に含まれる多くのイライトは主に東シナ海から対馬暖流によって運ばれてきた。西南日本南岸沖堆積物中のイライトの一部分は黒潮によって東シナ海から運搬されてきた。フィリピン海北部深海盆堆積物中に多く含まれているイライトについても (Fig. 11a), その大部分は東シナ海から供給されたと考えられている (AOKI & OINUMA, 1974 ; CHAMLEY, 1980 ; AOKI *et al.*, 1983)。西南日本陸域から供給されたイライトが西南日本南方沖で東シナ海から運ばれてきたものと混合して、その一部分は黒潮によってさらに遠くへ運ばれていったと考えられる。黒潮流域下にある拓洋第2海山のサンプル



(a) Illite

(b) Montmorillonite



(c) Kaolinite

(d) Chlorite

Fig. 11. Clay mineral concentrations in the  $<2\mu\text{m}$  size fraction of surface sediments around the Japanese Islands (compiled from AOKI and OINUMA, 1973, 1974; AOKI *et al.*, 1974, 1983; PARK and HAN, 1985 and our data).

にイライトが多く含まれていることも黒潮の影響を強く示している。

東北日本太平洋側陸棚斜面ではイライトが少ないが、これは黒潮が房総半島の沖合で離岸してこの海域に影響を及ぼさなかったためと考えられる。

ここでとくに東シナ海のイライトの起源について言及しておきたい。

東シナ海の堆積物は中國大陸から主に黄河と揚子江によって運搬されてきたものである (QIN & LI, 1983; XU, 1983; YANG & MILLIMAN, 1983; NITTROUER *et al.*, 1984)。黄河と揚子江の河口では、河川底の堆積物と河川水に懸濁している物質中のイライトは粘土鉱物の60%以上を占めている (YANG & MILLIMAN, 1983; 呂, 1985)。また、黄河流域にはイライトを粘土鉱物の主成分とする黄土が非常に広く分布しており (韓ほか, 1985)、揚子江流域の土壤にも多量のイライトが含まれている (AOKI *et al.*, 1983)。こうして供給されたイライトは、すでに論じたように、海流による日本列島周辺への広域散布のパターンを示している。

2) モンモリロナイト：モンモリロナイトは主に東北日本両側海域に濃集している (Fig. 5b)。この分布は東北日本弧の地質に深い関係がある。

東北日本弧では、新第三紀から第四紀の火山が数多く分布していて、火山灰あるいは火山砕屑物が広く覆っている。本地域の火山灰土壌には多量のモンモリロナイトが含まれている (増井, 1966; 増井・庄子, 1975)。青木・生沼 (1985) によると、東北日本三陸沖近岸海域表層堆積物中の粘土鉱物組成もモンモリロナイトが主成分である。

東北日本両側海域では、河川から排出された堆積物は粗粒のものが河口付近で堆積するが、モンモリロナイトを含む細粒のものは懸濁状態でブルームを形成し、沿岸流などによってさらに遠くへ運ばれる。青木・生沼 (1985) は三陸沖におけるモンモリロナイトの差別的堆積作用を指摘した。つまり、モンモリロナイトは他の粘土鉱物と比較して細粒な粒子になりやすく、より遠くへ運搬される傾向がある。

3) カオリナイト：研究海域の粘土鉱物の中でカオリナイトがもっとも少ないが、日本海の山陰沖では比較的多く分布している (Fig. 5c)。Fig. 10 は山陰

沖と対馬海峡表層堆積物中のカオリナイトの分布を示している。ここでは、カオリナイトがイライトと対照的な分布パターンを示している (Fig. 8 参照)。すなわち、沖合よりも沿岸近くでカオリナイトが多くなっている。とくに、江の川と神戸川の河口付近では30%以上で、朝鮮半島の洛東江の河口付近でも20%以上を占めている。西南日本内帯では、白亜紀から古第三紀にかけての花こう岩類が広く分布しており、朝鮮半島南部でも、ジュラ紀から第三紀前期の花こう岩で特徴づけられる (李, 1979)。カオリナイトがこれらの花こう岩類に由来しているのは明らかである。

4) 緑泥石：日本列島周縁陸棚斜面表層堆積物中の緑泥石の分布には規則性が認められない。CHAMLEY *et al.* (1986) は DSDP Sites 582, 583 (南海トラフ)、Site 584 (日本海溝陸側斜面) コアの粘土鉱物を分析し、その中の緑泥石は日本列島に由来すると述べている。日本列島周縁陸棚斜面堆積物中の緑泥石の供給源はおそらく日本列島であろう。

## (2) 風の影響

粘土鉱物の分布に対する風の影響をみるために日本列島周辺の広域的な海底表層堆積物中の粘土鉱物分布を既存の資料に基づいて総合したものが Fig. 11 である。

イライトは東シナ海で含有率が高く、東へ行くにつれてだんだん減っていく明瞭な傾向を示し (Fig. 11a)、風の影響が示唆される。最近、溝田・松久 (1984) は日本海堆積物中の石英の酸素同位体比を分析し、堆積物にアジア大陸から風によって運ばれてきたものがかなり入っていることを指摘している。モンモリロナイト (Fig. 11b)、カオリナイト (Fig. 11c)、緑泥石 (Fig. 11d) についての風の影響は明確でない。

## (3) 粘土鉱物の運搬と堆積における混濁流の役割

GORSLINE (1984) によると、細粒堆積物を深海へ運搬する機構は2種類に分けられる。1つは一般に時間的に連続性を持ち、移動する水塊中の運搬物質の濃度は季節的に、あるいはさらに長い周期で変化するブルーム (plume) である。例えば、河口付近で形成された懸濁流、渦流、底層流の攪拌によって形

成されるブルームで、それらは海流の動きによって遠くへ移動する。もう1つの運搬機構は時間的に不連続で、運搬物質の濃度の高い重力流である。混濁流、土石流、海底地すべりなどがそれである。

研究海域では、粘土鉱物を含む細粒堆積物の運搬過程は多様である。前節に述べた海流のほか、混濁流も重要であると思われる。

西南日本南方陸棚斜面では、よく発達した海底谷を通じて混濁流が頻繁に起きている (TAIRA & NIITSUMA, 1986; 平ほか, 1984; 大塚, 1985)。このような海域では粘土鉱物を含む細粒堆積物の運搬と堆積に混濁流が大きい役割を果たしていると思われる。混濁流が起きる時、粗粒なものが海底谷に沿って流れていくが、細粒物質は巻きあげられて turbid plume を形成する。このような turbid plume は時には非常に厚く、海底谷だけでなく、海底谷両側の地形的に高い場所でも細粒物質を堆積することができる (SHIPLEY, 1978; MOORE *et al.*, 1982)。西南日本南方沖陸棚斜面や日本海の富山海底谷流域では日本列島からの粘土鉱物の運搬と堆積には、混濁流起源の turbid plume が重要であろう。

## VI. 結 論

日本列島周縁陸棚斜面表層堆積物中の粘土鉱物はイライト、モンモリロナイト、カオリナイト、緑泥石からなり、それらは明瞭に一定の水平的な分布傾向を示す。このような分布を規制する要因として、近接する陸上地質の地域性と海流の影響が重要であり、局地的には混濁流の役割も大である。

東北日本弧に広く分布する火山物質は両側海域堆積物中のモンモリロナイトの供給源で、西南日本内帯に分布する花こう岩と外帯に分布する堆積岩と変成岩などがそれぞれカオリナイトとイライトを海洋に供給する。東シナ海からは多量のイライトが主に黒潮 (対島暖流を含む) により、またある程度風によって日本列島周辺海域に運ばれてくる。細粒堆積物に対する風の影響は一般に少ないと思われるが、イライト以外についての明確な結論は出せなかった。

## 謝 辞

本研究にあたり、ESTASE I 試料採取でお世話になった山形大学原田憲一博士・静岡大学大塚謙一博士、GH86-2 試料を提供していただいた地質調査所盛谷智之博士・有田正史博士、ならびに KH86-5 試料の一部を使用させていただいた東京大学海洋研究所平朝彦教授に厚くお礼申し上げる。

本研究の過程で、試料処理について大塚謙一博士 (静岡大学) から、X 線解析について長沢敬之助教授・和田秀樹博士 (静岡大学) および佐藤武博士 (東海大学) から貴重なご教示・ご助言を賜った。また、試料の微化石年代の決定で西田史朗教授 (奈良教育大学)・原田憲一博士 (山形大学) にお世話になった。

長沢敬之助教授と佐藤武博士に原稿の査読をしていただき、有益なご助言を賜った。

## 文 献

- 青木三郎 (1983), 相模湾および周辺海域の表層堆積物中の粘土鉱物の分布. *La mer*, **21**, 113-120.
- AOKI, S., KOHYAMA, N. and SUDO, T. (1979), Mineralogical and chemical properties of smectites in a sediment core from the southeastern Pacific. *Deep-Sea Res.*, **26A**, 893-902.
- and OINUMA, K. (1973), Clay minerals in the sediments of the continental shelf off Sanin, the Japan Sea. *Earth Sci.*, **27** (1), 35-39.
- and —— (1974), Clay mineral compositions in recent marine sediments around Nansei-shoto Islands, south of Kyushu, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **80** (2), 57-63.
- 青木三郎・生沼 郁 (1981), 駿河湾底表層堆積物中の粘土鉱物の分布. *地質雑*, **87**, 429-438.
- ・—— (1985), 三陸 (八戸-宮古) 沖表層海底堆積物中の粘土鉱物組成とその地域的分布特性. *東洋大学紀要 教養課程篇 (自然科学)*, **29**, 1-20.
- AOKI, S., OINUMA, K., OKUDA, K. and MATSUIKE, K. (1983), Clay mineral composition in surface sediments and the concentration of suspended matter of the East China Sea. *Proceedings of International Symposium on Sedimentation on the Continental Shelf, with Special Reference to the East China Sea*, **1**, 473-582.
- , —— and SUDO, T. (1974), The distribution of clay minerals in the recent sediments of the Japan Sea. *Deep-Sea Res.*, **21**, 299-310.

- 有田正史・奥田義久・盛谷智之(編)(1987), 西南日本周辺大陸棚の海底地質に関する研究. 昭和61年度研究概要報告書, 地質調査所.
- BISCAYE, P.E. (1965), Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **76**, 803-832.
- BOGGS, S., Jr. (1984), Quaternary sedimentation in the Japan arc-trench system. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **95**, 669-685.
- BOUMA, A.H. (1975), Deep-sea fan deposits from Toyama Trough, Sea of Japan. *Init. Repts. D. S. D. P.*, **31**, 489-495.
- CHAMLEY, H. (1980), Clay sedimentation and paleo-environment in the Shikoku Basin since the Middle Miocene (Deep Sea Drilling Project Leg 58, north Philippine Sea). *Init. Repts. D. S. D. P.*, **58**, 669-681.
- , CADET, J.P. and CHARVET, J. (1986), Nankai Trough and Japan Trench Late Cenozoic paleoenvironments deduced from clay mineralogic data. *Init. Repts. D. S. D. P.*, **87**, 633-642.
- CLAYTON, R.N., REX, R.W., SYERS, J.K. and JACKSON, M.L. (1972), Oxygen isotope abundance in quartz from Pacific pelagic sediments. *Jour. Geophys. Res.*, **77**(21), 3907-3915.
- 藤井紀之・安田俊一 (1970), 鳥取県美保湾および隠岐諸島東方の泥質堆積物の鉱物組成. 地調月報, **21**(4), 251-257.
- GORSLINE, D.S. (1984), A review of fine-grained sediment origins, characteristics, transport and deposition. In STOW, D.A.V. and PIPER, D.J.W. (eds), *Fine-Grained Sediments: Deep-Water Processes and Facies*. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, **15**, 17-34.
- GRIFFIN, J.J., WINDOM, H. and GOLDBERG, E.D. (1968), The distribution of clay minerals in the world ocean. *Deep-Sea Res.*, **15**, 433-459.
- GUAN, B. (1983), A sketch of the current structures and eddy characteristics in the East China Sea. *Proceeding of International Symposium on Sedimentation on the East China Shelf, with Special Reference to the East China Sea*, **1**, 56-79.
- 本座栄一 (1976), 東北(日本)島弧系の新第三紀以降の構造発達史. 海洋地質(奈須紀幸編), 海洋学講座 **5**, 137-154, 東大出版会, 東京.
- 韩家懋・郑洪汉・顾雄飞(1985), 粘土鉱物. 黄土与环境(刘東生等著), 219-238, 科学出版社, 北京.
- JANECEK, T.R. (1985), Eolian sedimentation in the Northwest Pacific Ocean: a preliminary examination of the data from Deep Sea Drilling Project Sites 576 and 578. *Init. Repts. D. S. D. P.*, **86**, 589-603.
- LENÔTRE, N., CHAMLEY, H. and HOFFERT, M. (1985), Clay stratigraphy at Deep Sea Drilling Project Sites 576 and 578, Leg 86 (western North Pacific). *Init. Repts. D. S. D. P.*, **86**, 571-579.
- 李商萬(1979), コリア半島の地質とテクトニクス. 世界の地質(都成秋穂編), 岩波講座 地球科学 **16**, 355-384, 岩波書店, 東京.
- 呂全榮・王效京 (1985), 长江口細顆粒沉积物的粘土砂物及地球化学特征. 沉积学报, **3**(4), 141-153.
- 増井淳一(1966), 本邦火山灰の粘土鉱物について——東北地方の火山灰土壌——, 岩石鉱物鉱床学会誌, **55**(6), 221-241.
- 増井淳一・庄子貞雄 (1975), 火山灰土壌の初期風化とその粘土鉱物. 須藤俊男教授退官記念論文集, 192-197.
- 溝田智俊・松久幸敬(1984), 風成塵: KH-79-3, C-3 コアの解析を中心にして. 月刊地球, **6**(9), 553-557.
- MOORE, J.C., WATKINS, J.S., McMILLEN, K.J., BACHMAN, S.B., LEGGETT, J.K., LUNDBERG, N., SHIPLEY, T.H., STEPHAN, J.F., BEGHTEL, F.W., BUTT, A., DIDYK, B.M., NIITSUMA, N., SHEPHARD, L.E. and STRADNER, H. (1982), Facies belts of the Middle America Trench and forearc region, southern Mexico: results from Leg 66 DSDP. In LEGGETT, J.K. (ed), *Trench Forearc Geology*. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, **10**, 77-94.
- NASH, M. (1981), The sediments of Toyama Deep Sea Fan. Master Thesis, Univ. Tokyo, 106p.
- NITTROUER, C.A., DeMASTER, D.J. and MCKEE, B.A. (1984), Fine-scale stratigraphy in proximal and distal deposits of sediment dispersal systems in the East China Sea. *Marine Geol.*, **61**, 13-24.
- OINUMA, K. (1968), Method of quantitative estimation of clay minerals in sediments by X-ray diffraction analysis. *Jour. Toyo Univ., Gener. Educ. (Nat. Sci.)*, **29**, 1-20.
- 岡田博有(1976), 海洋底の碎屑性堆積物, ——とくに現在のタービーダイト堆積盆地——. 科学, **46**(3), 145-154.
- ・LALLEMAND, S.・大塚謙一・LABEYRIE, L. (1985), 日本海東縁の海底地質構造, ——新生海溝問題と関連して——. 静大地球科学研報, **11**, 119-133.
- ・酒井豊三郎 (1979), Leg 56 日本海溝の深海掘削-1. 月刊海洋科学, **11**, 756-762.
- OTSUKA, K. (1976), Regional distribution of clay minerals in the sediments of Sagami Bay, Japan. *Repts. Fac. Sci. Sizuoka Univ.*, **11**, 179-190.
- 大塚謙一(1985), 活動的トラフの堆積過程と堆積相: 相模トラフ北端域及び駿河トラフ北端域の上部第四系. 静大地球科学研究報, **11**, 57-117.
- PARK, B.K. and HAN, S.J. (1985), The distribution of clay minerals in recent sediments of the Korea

- Strait. *Sediment. Geol.*, **41**, 173–184.
- QIN, Y.S. and LI, F. (1983), Study of influence of sediment loads discharged from Huanghe River on sedimentation in Bohai Sea and Huanghai Sea. *Proceedings of International Symposium of Sedimentation on the Continental Shelf, with Special Reference to the East China Sea*, **1**, 91–101.
- REX, R.W., SYERS, J.K., JACKSON, M.L. and CLAYTON, R.N. (1969), Eolian origin of quartz in soils of Hawaiian Islands and in Pacific pelagic sediments. *Science*, **163**, 277–279.
- 寒河江俊貴・前田俊一 (1984), 土佐湾・豊後水道南方・日向灘の粒度組成及び土佐湾の粘土鉱物組成について. 東海大学海洋学部卒論, 112p.
- 佐藤 武 (1983), 富山湾の表層堆積物の粘土鉱物組成. 東海大学大学院昭和58年度博士論文, 88p.
- 塩沢孝之 (1969), 石狩湾堆積物中の粘土鉱物組成. 第四紀研究, **8**(3), 81–88.
- SHIPLEY, T.H. (1978), Sedimentation and echo characteristics in the abyssal hills of the west-central North Atlantic. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **89**, 397–408.
- SUDO, T., OINUMA, K. and KOBAYASHI, K. (1961), Mineralogical problems concerning rapid clay analysis of sedimentary rocks. *Acta Univ. Carolinae - Geol. Suppl.*, **1**, 189–219.
- 杉崎隆一 (1981), 泥質堆積物の全組成の分析法ならびに表示法の改良——とくに海底堆積物の場合——. 地質雑, **87**, 77–85.
- TAIRA, A. and NIITSUMA, N. (1986), Turbidite sedimentation in the Nankai Trough as interpreted from magnetic fabric, grain size, and detrital modal analyses. *Init. Repts. D. S. D. P.*, **87**, 611–632.
- 平 朝彦・新妻信明・今城雅彦 (1984), 南海トラフにおける堆積作用: IPOD 87 次航海の成果を中心として. 月刊海洋科学, **16**(1), 39–45.
- 玉木賢策 (1984), 日本海東縁部の活構造とテクトニクス. 月刊地球, **6**(1), 38–48.
- TAMAKI, K. and HONZA, E. (1985), Incipient subduction and obduction along the eastern margin of the Japan Sea. *Tectonophysics*, **119**, 381–406.
- 田中武男 (1985), 富山深海扇状地周辺における後期第四紀の堆積物と堆積過程について. 堆積学研究会報, **22/23**, 78–84.
- VON HUENE, R., LANGSETH, M., NASU, N. and OKADA, H. (1980), Summary, Japan Trench transect. *Init. Repts. D. S. D. P.*, **56, 57**, 473–488.
- XU, D.Y. (1983), Mud sedimentation on the East China Sea Shelf. *Proceedings of International Symposium on Sedimentation on the Continental Shelf, with Special Reference to the East China Sea*, **2**, 544–556.
- YANG, Z.S. and MILLIMAN, J.D. (1983), Fine-grained sediments of Changjiang and Huanghe Rivers and sediment sources of East China Sea. *Proceedings of International Symposium on Sedimentation on the Continental Shelf, with Special Reference to the East China Sea*, **1**, 436–446.