

韓国周辺海域の海洋地質(3)

Marine Geology of Korean Seas, No.3

"Copyright 1983 IHRDC, 137 Newbury Street,
Boston, Ma00216. All Rights Reserved"

スン・クン・チュー*
訳 満塩 大洗**

5. ウレウン海盆

5.1 地形

ウレウン海盆は、北東方へゆるやかな傾斜をもった、一般にU字型をしている(図-4.4)。斜面の基底もまた海盆底に漸移的である。海盆は韓半島および韓プラトーを西と北とにそれぞれけわしい陸棚の斜面によって境されている。韓国東岸の大陸棚は狭くて、25kmの幅より広くなく、そして急峻な斜面に勾配をかえていく(斜面勾配は約6°)。南と北において、海盆は島根半島沖の本州陸棚の海底の延長である、隠岐堆のかなりゆるやかな傾斜、および、南本州の山陰地区の斜面によってとりかまれている。

ウレウン島とドック島【竹島】の間のすき間を通して、この海盆は北東へのび、韓プラトーの大和堆および北大和堆の間の細長い盆地間の平面を形成している。それは北大和堆の南西端近くの、日本海盆のより深い方へおりていく。ウレウン海嶺間の平坦なチャンネル(図-5.1)は、この海盆の長軸を通して断続的に走り、ウレウン海盆を日本海盆に結びつけている。ウレウン中間チャンネルというチャンネルは幅約7kmで35mの水深である。それは起源において、浸食的であって、

* Sung-Kwun CHOUGH, ソウル大学助教授

** 高知大学理学部教授

タービダイト層を削り、間隙を流れ過ぎていく強い底層流によって形成された可能性が強い。小規模の海山(ウレウン海山と命名)は、ウレウン島の南約100kmの海底上に、約700mほどそびえ立っている。

東部韓半島と韓プラトーの大陸斜面は急峻で、大規模なスランプの穴とひっかき痕によって特徴づけられている(図-5.2)。斜面のふもとでは、それらはスランプとたぶん碎屑流堆積物の形態によって特徴づけられている。いろいろなスカープの形態もまた、南方の斜面と、隠岐堆において、「斜面のふもと」でのゆるやかな斜面の上に発見されている(ISHBASHI and HONZA 1978)。

5.2 音響層序

TAMAKI *et al.* (1978) および HONZA *et al.* (1979) によれば、この海盆中の堆積層は音響的に3つのユニットに分けられる(図-4.6)。上部のユニット(P)はおよそ0.3秒の厚土で、非変形の成層した第四紀堆積物であって、高周波の反射面をもっている。この下位にはやや非整合的に、中位のユニット(R, 時代は鮮新世と初期更新世)があり、それもまた成層してやや変形している。山陰沖の「斜面のふもと」近くでは、その中位ユニットは最大1.4秒の厚さをもっている。それはまた、南方に厚さを増して、斜面層中に延長している。中新世と推定される下位ユニット(M)は、厚さが

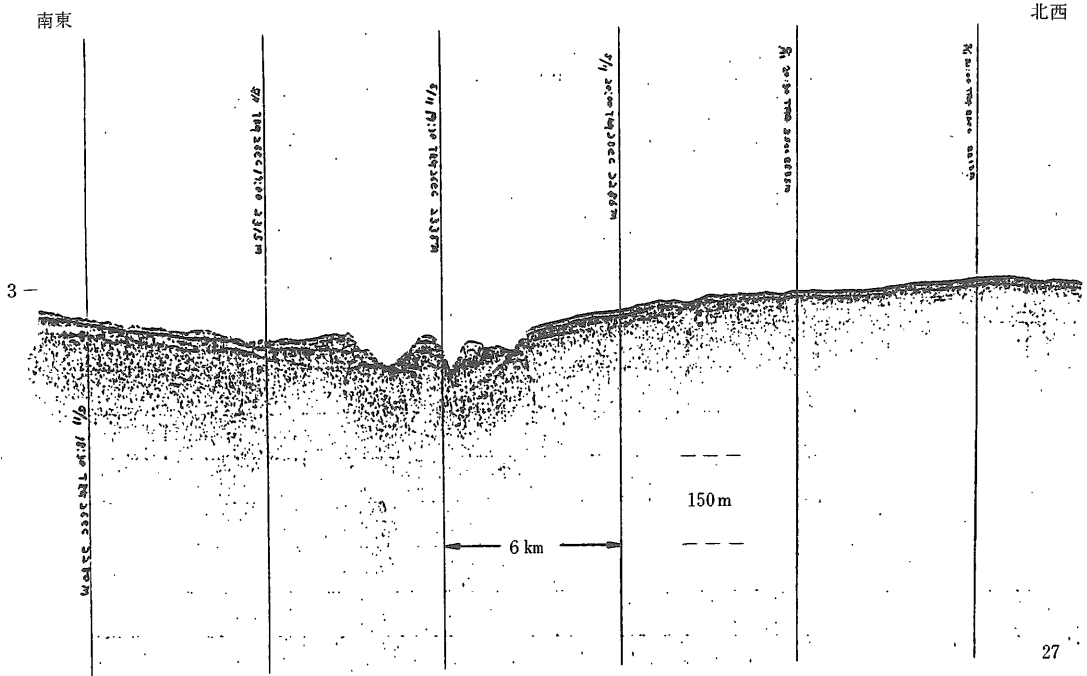


図-5.1 強い底層流で削られた浸食チャンネル（ウレウン平坦面間チャンネル）を示すウレウン平坦面間ギャップを横切る3.5kHzのプロファイル（図-5.4の測線27）。
鉛直スケールは秒による往復走時。日本地質調査所，E. HONZA の好意による断面。

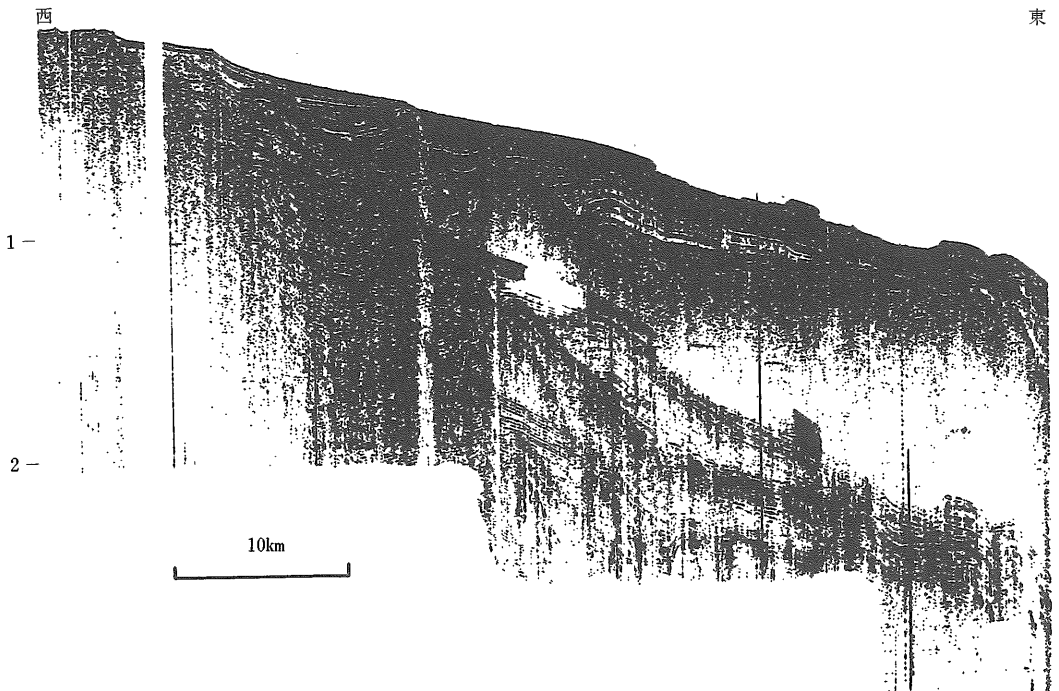


図-5.2 斜面上のスランプ痕跡を示す韓半島の東縁（ウレウン海盆の西斜面）を横切るエアークンのプロファイル（測線31，位置は図-4.1を参照せよ），韓国動力資源研究所の好意による断面。

1.0秒以上に達する音響的に透明である。

この海盆の堆積物の最上部層（約30~50m）は、第四紀の間に海水準の低下に伴った、激しい質量流の過程の証拠を示している。

(CHOUGH 1982 1983b)

5.3 質量流堆積物

5.3.1 一般的記載

ウレウン海盆中で得られた3.5kHzの音波探査は、斜面上と「斜面のふもと」および海盆中に、いろいろなタイプの質量流堆積物があることがわかった。高感度音探で確認された質量流堆積物は、岩石落下・スランプ・迂りおち・粒子流・碎屑流堆積物およびタービダイトを含み、迂りによるスカープとひっかき痕に対応している (JEONG 1983 ; CHOUGH and JEONG 投稿中)。これらの堆積物のタイプは最近、多くの大陸斜面や、活動的および非

活動的縁辺に関連した環境において確認された (EMBLEY 1976 ; JACOBI, 1976 ; NARDIN *et al.* 1979 ; COOK *et al.* 1982)。可動性の多様性は、岩石落下と短距離の回転スランプから、可動の碎屑流とタービディティ流への質量流において可能である。

5.3.2 音響的特性

岩石落下の堆積物は音響的に高い反射面をもち、ハンモック状であって、大規模でお互いの上に重なった、とがったピークの双曲線と関連している (図-5.3a)。内部構造はめったに見られず、マスの中に深くのびている双曲線のために、しばしば混沌としている。サイドエコーは表面上に一般的である。

内部的にはスランプより変形が少なく、もとの成層状態を保っている地迂り塊の最小の置き換えによって、海底地迂りはプロファイル上に一般的

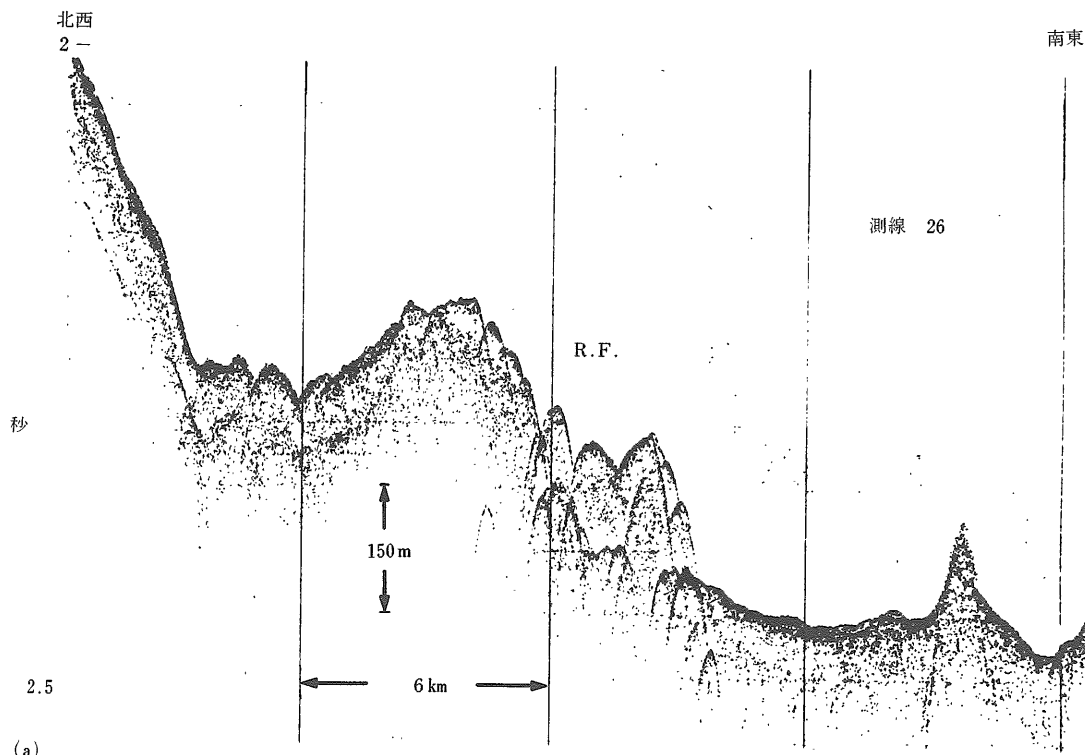
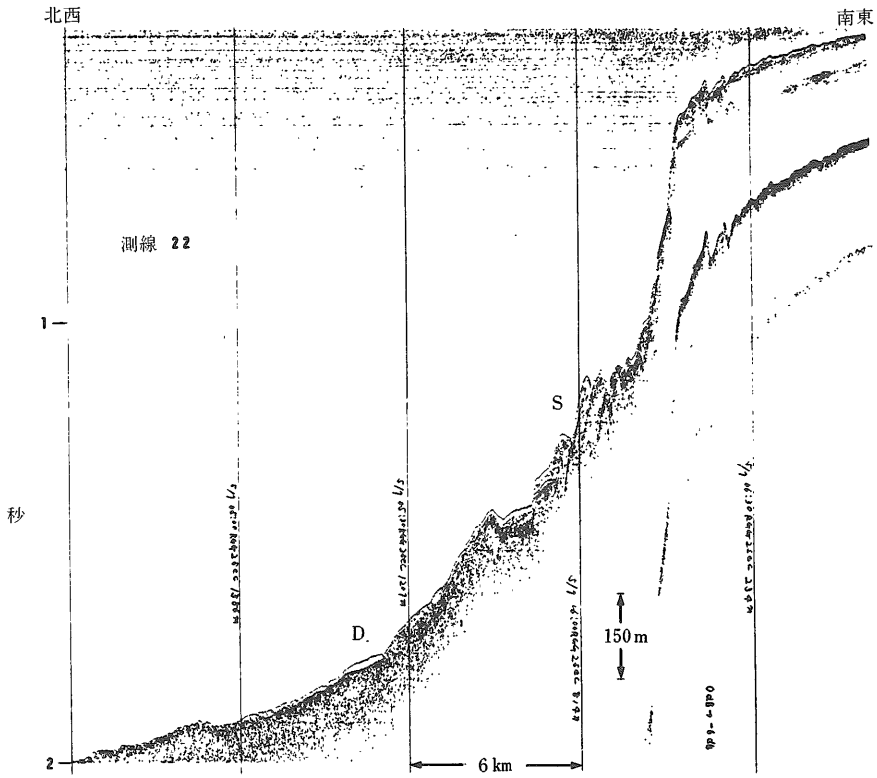
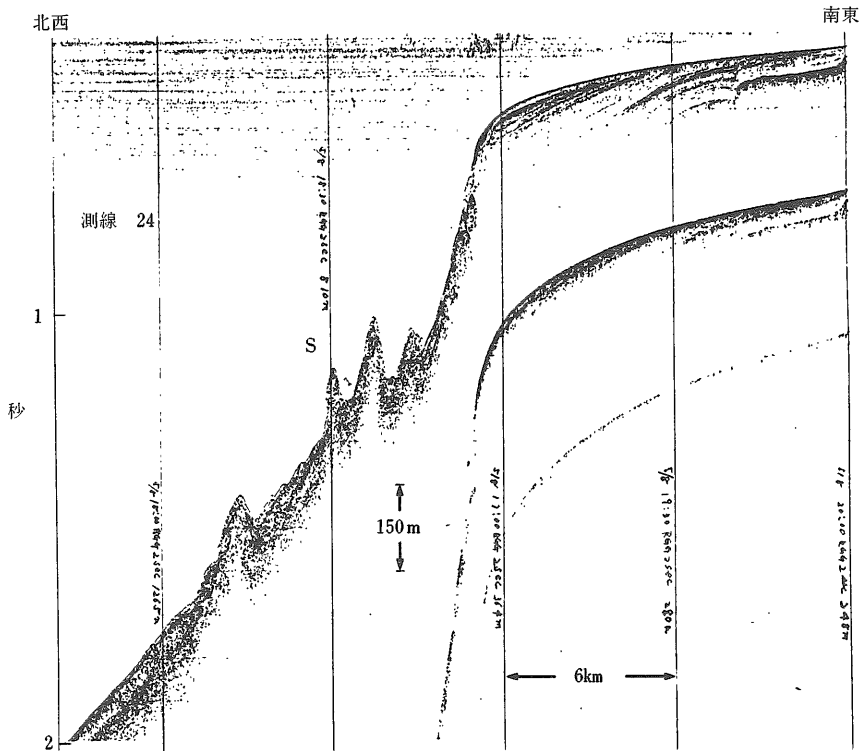


図-5.3 ウレウン海盆斜面の3.5kHzプロファイル。a:岩石落下 (RF) を示す測線26, b:スランプ迂り (S) と碎屑流堆積物 (D), c:スランプ・迂りおよび碎屑流堆積物を示す測線24。断面の位置は図-5.4を参照せよ。断面24の前進する陸棚層に注意。スランプ堆積物は内部層に支配されたブロック状の表面、あるいは、不連続の内部反射によって特徴づけられる。碎屑流は反射の欠如と音響的に透明なレンズ状の形状によって確認される。日本地質調査所の E. HONZA の好意による断面。



(b) 図-5.3b



(c) 図-5.3c

に認められるのである。最小の置換をもったスランプ堆積物は、層内でねじまがった層、内部の不連続的反射、および、塊状の表面形態を含むかどうかによって、音波的に認められる（図-5.3b）。層面が常には無いときには、2者間の識別は困難である。音波探査の記録にとらえられた物質の表われ方もまた、その物質の岩石の程度によるのである。もし物質が未固結の泥ならば、少しの置換でさえ、物質を音響的に透明に表わすのに十分な程度に、内部反射面の連続性を乱すことができるのである。

透明な半遠洋性あるいは遠洋性堆積物と同様に、碎屑流堆積物は、分級の悪さや明瞭な内部構

造の欠如のために、ふつう透明にみえる（図-5.3c）。しかしながら、前者はふつうレンズ状をしており、内部的に不連続である。質量流堆積物の表面形態および反射性は、ハンモック状からかなり平滑なものまで変化する。ある場合には、相対的に明瞭な反射面が存在しており、いっぽう他の場合には、分散しているか、あるいは、延長した反射面が観察される。流れている間かあるいは、半固結状態にある堆積物の塊の間に形成された不規則性は、多くの音響記録の表面上に観察された。（EMBLEY 1976）

タービダイトは、内部の成層あるいは層面のために、音響的には不明瞭である。地層は粗粒と細

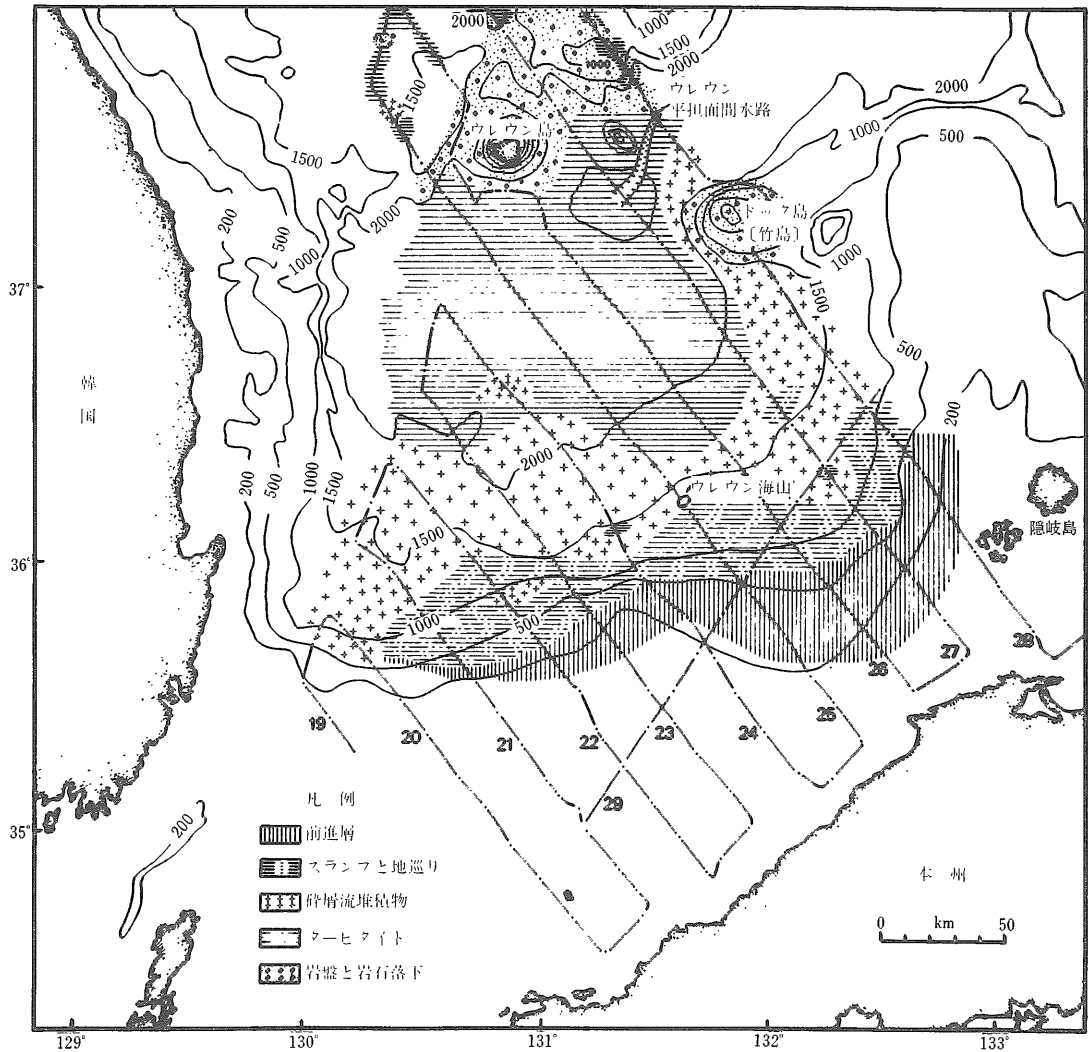


図-5.4 ウレウン海盆とその縁辺の質量流堆積物の相分布。ロンドン地質学会の好意による JEONG (1983) and CHOUGH (1983b) による。

粒の堆積物の互層によって強調されている。

5.3.3 区分された相

ウレウン海盆とその斜面における質量流堆積物は、等深線に平行な形態で分帯される。何故なら、

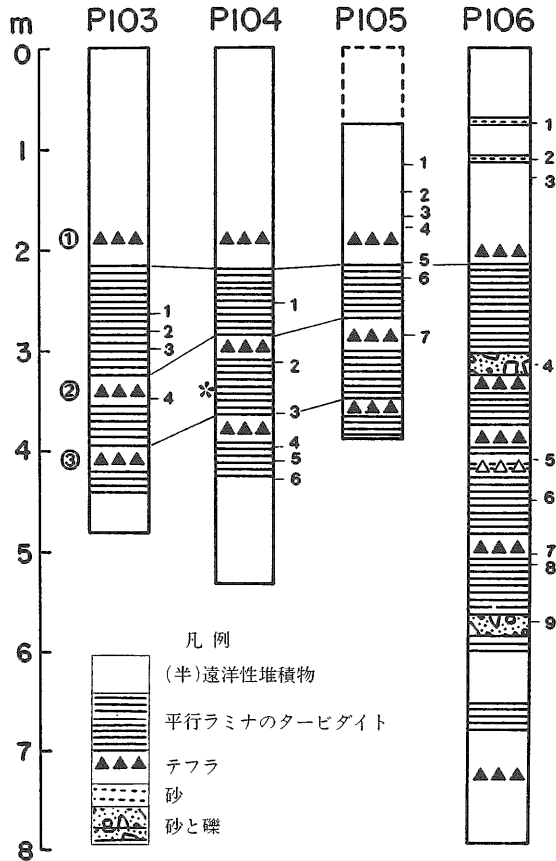


図-5.5 コアの記載。(ウレウン海盆、コアの位置は図-5.7を参照せよ)；米印は炭素14年代の深度(18,000±640年前)。最上部のテフラ(火山灰)層(円で囲んだ番号、1)は約9300年前にウレウン島から噴出したウレウン火山灰(隠岐火山灰)と呼ばれている。第2の層は恰良-Tn火山灰(円で囲んだ番号、2)で、約2万1千年~2万2千年前に南部九州の恰良カルデラから噴出した。第3の層(円で囲んだ番号、3)は恐らく大和火山灰(2万5千年~3万5千年前)か阿蘇カルデラからの阿蘇-4火山灰(5万年前)のどちらであろう(Arai et al. 1981)。各柱状図の右側の番号は採取されたタービダイトと半遠洋層の位置の深度を示す。堆積岩岩石学雑誌の許可による BANK and CHOUGH (1983) より修正。

岩石落下・スランプ・地送り堆積物は主に斜面上において起り、それは次に、碎屑流堆積物に上って、斜面以下のより深い海域において、置き換えられるからである(図-5.4)。碎屑流堆積物は海盆の中央部において、タービダイトに漸移する。質量流は一点というよりもむしろ一線からの供給によって起こされたという証拠を、この分帯された相の関係は強調している。周囲を取りまく斜面と、「斜面のふもと」上の海底峡谷、および、深海扇状地の欠落もまた、タービディティ流の、均一で層状の性質を支持している。周囲の大陸棚上の音響探査もまた、前進する最頂層を示している(図-5.3c)。このことは、堆積物の陸棚変換点への、活発な運搬を示唆している。

5.4 タービダイト相

5.4.1 一般的記述

およそ後期中新世以来、この海の深海盆において、タービダイトの蓄積は遠洋性堆積物の堆積作用中に卓越した。ウレウン海盆の斜面上の質量流の過程の証拠は、厚い成層した堆積層(TAMAKI et al. 1978)であり、タービダイト起源を主要なものとする存在に対応している(CHOUGH 1982, 1983b; G. H. LEE 1983)。海水面が低く、陸源の碎屑物を近接する河川や流れを通じて直接に、外側の大陸棚へ運搬した氷河期に、海底の質量流の過程はたぶんもっとふつうのことであろう。

厚いタービダイト層は細粒のラミナが発達しており、均質な泥と非タービダイト性の泥との互層が優占している(図-5.5)。後者は底層流と生物攪乱された半遠洋性の泥によって堆積した、不明瞭なラミナ性の泥を含んでいる。細かいラミナが発達した、均質なタービダイト泥の相は、塊状あるいはグレイディングした砂礫層・微細なクロスラミナが発達する砂、および、シルトが少量産出するものを伴っている。半遠洋相はコアの上部2m中に主にあり、一方、タービダイトはその下位に卓越している。いくつかの細粒タービダイト層もまた、半遠洋相のものに似ている。ケイソウ・ケイ鞭毛ソウ・骨片・放散虫および、その他のプランクトンのような、豊富な生物源の堆積物からなっている。

5.4.2 細粒タービダイト

砂礫層の粗粒堆積物は、ウレウン平面間のギャップの中に発見された。この層は30mもの厚さがあり、ひっかき痕の表面によって、ふもとを区切られており、平行ラミナのある砂目によっておおわれている、明瞭なグレイディングあるいは塊状のユニットを示している。礫は多量の再堆積した火山性碎屑物を含んでおり、直径12mmもある。平行あるいは粗雑な平行ラミナの砂の部分(Tb)は、ふつうA部分をおおっている。それらは陸源および火山性、時には有孔虫質の砂からなっている。

微少なリップルのクロスラミナと、上昇した微少リップルラミナの砂と泥は、厚さ1cmをこえて、稀に産出している。渦まき状の泥のユニットも産出しており、スランプしたり、シアされた約20cmの厚さの間隔からなっている。

5.4.3 タービダイト泥

パイパーの形式(1978)に従って、E₁とされる平行ラミナのある泥は、ウレウン海盆のタービダイトの中において卓越するユニットである(図-5.6a)。それはさまざまなオリーブ灰色と灰オリーブ色の泥からなる(5 Y5/2~5 Y3/2)。そのユニットは時おり、微少なリップルやクルスラミナの部分をおおっているけれども、多くの場合、それ自身がくり返している。各個の堆積ユニットはあまり明瞭ではなく、厚さ1cmをこえることは稀にしかない(図-5.6b)。ラミナのある泥の中の砂粒は、主として浮遊性起源の有孔虫の粒からなっている。それらは層面に平行になったシルトの個々のレンズや、直線状の粒子をもって、各ユニットの基底近くに集中している。ラミナ状の泥中の炭酸塩と有機炭素の含有量は、それぞれ平均24%および1.2%にのぼる。

平行ラミナのユニットの上部は、均質な泥で示される(E₃)。X線写真では、この区分は平行ラミナの区分を欠き、したがって、下位にくるラミナのある区分から分離される。各ユニットの厚さは4cmまでの幅があり、生物源の軟泥の成分と同様に陸源性からなる。均質な泥は3μmの粒子より大きな粒子を殆ど欠き、かくて分級がよくなっている。

5.5 半遠洋性相

ウレウン海盆の現在の海底は、ケイソウおよび細粒の陸源性物質が多く、少量のケイ鞭毛ソウ・骨片、その他の半遠洋性堆積物によっておおわれ

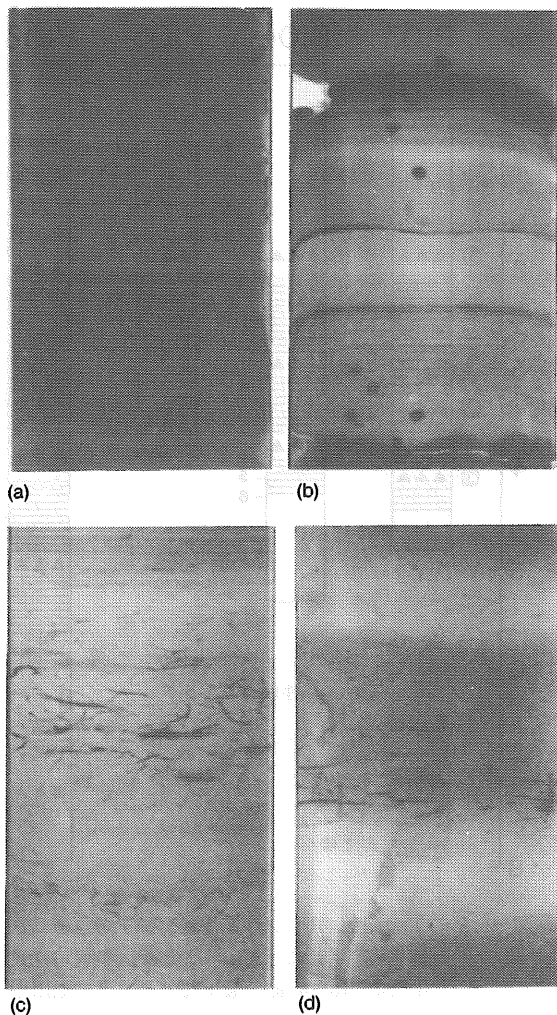


図-5.6 ウレウン海盆からの堆積物のコアのX線写真。

a : コア P103, コア長, 305-315cm, b : コア P105, コア長, 162-172cm, c : コア P103, コア長, 442-452cm, d : コア P103, コア長, 389-399cm. コアの位置は図-5.7を参照せよ。(a)では、平行ラミナの泥(E₁)のくり返しは大部分不明確である。(b)の中の均質なタービダイト泥(E₃)は、微細なクロスラミナのシルトか平行ラミナの泥かをおおっている。(c)と(d)の中の生物孔の多い半遠洋性泥の層は、かなり均質でより穴の少ない泥層と互層になっている。

ている。堆積物は大部分底棲の堆積物の食性とする動物によって攪乱され、黄鉄鉱化した同様の起源の細片を豊富に含んでいる(図-5.6c)。堆積物の柱状図では、物質は底層近くの流れの活動、あるいは、うすめられた混濁流のけんたく物中への混入の証拠をもって、ネフェロイド層とされる。黄鉄鉱化した細片いがいのものでは、遠洋性堆積物中と各タービダイト層の最上部に生物穴がまれに産出する。隕石および生物孔の外側はふつうに見られる。多くの部分では、堆積物は完全に縞状であり、生物によって乱されている。

ラミナの不明瞭な泥(図-5.6d)は、ウレウン平坦面間のギャップにふつうに産出し、そこでは底層流の存在が、高感度音波探査によって示唆されている。泥はやや暗いオリーブ灰(5Y3/2)の泥と互層している。明るいオリーブ灰色(5Y5/2, 5Y5/1)の泥からなっている(図-5.6d)。後者では、堆積物はケイソウの多い生物源の物質から大部分構成されており、激しく生物攪乱されており、若干の黄鉄鉱化した細片を含んでいる。

5.6 層序

コア中の豊富な火山灰層は、各個のタービダイトと半遠洋堆積層の対比に手段を与えている。各層の組成および噴出時間は、ARAI *et al.* (1981)によって、全域が調査されている。ウレウン海盆のコアの中において識別された層は、ウレウン火山灰を含んでいる。これは約180~190cmの半遠洋堆積物層の最上部層における、無色の軽石質ガラスから主に構成されており、それはウレウン島から約9,300年前に噴出したのである(図-5.5)(ARAI *et al.* 1981)。この火山灰中の斑晶はアルカリ長石と角閃石を含んでいる。

他の主要な火山灰は、南九州の恰良カルデラから、約21,000年~22,000年前に噴出した恰良火山灰である。このガラス質火山灰は、気泡をもつ軽石質ガラスから主に構成されており、それは約300~364cm(コアP103)の深度において、炭素14年代が決定され、18,000±640年前の年代が得られた。これは火山灰対比によって仮定されたものより、やや若い(図-5.5)。

恰良 Tn 火山灰の下位の、他の火山灰層は、ウレウン島からの大和火山灰(25,000~35,000年前)および阿蘇カルデラからの阿蘇-4火山灰

(50,000年前)をおそらく含んでいる(ARAI他, 1981)。P106のコア中に、各自の年代は不明な多数の火山灰層が、これの下位に発見された。遠洋に着底した火山灰粒子に加えて、タービディティ流によって再堆積した火山灰砕屑物から主になる、2,3の火山灰層がある。火山灰層の対比およびコア中の岩相変化は、12cm/1,000年の、先完新世タービダイトの堆積速度をもっている。タービダイトの各層の平均の厚さは、約6cm以下である。これは約50年の、最低の再現時間を与え、各層は相対的に短時間(日あるいは月単位)に堆積したことが仮定される。

5.7 タービダイト区

5.7.1 一般的記述

ウレウン海盆中のタービダイトの起源は、CROUGH *et al.* (1981b) や BAHK (1982) および BAHK and CROUGH (1983) によって、詳細に解説された。彼等は海盆の縁辺において発見された、相対的に多量な重鉱物を決定し、これらの量を海盆からのコア中のタービダイト層中のそれらと比較した。これは可能であった、何故なら海盆は、東部韓国の大陸縁辺・韓プラトー・隠岐海脚・北西部本州によって区切られており、それらの中では、岩石は異なる組成であるから、異なる砕屑物の鉱物起源を代表しているからである。このことは、起源・量・堆積物産出の比率に換算して、後背弧における造構運動と堆積作用の相対的な重要性の評価を与える。日本海盆では、タービダイトは主にアジア大陸から由来し、そこでは大和海盆中のそれらが、主に日本列島から由来した(SIBLEY and PENTONY 1978)。

5.7.2 地質的設定

韓国の東岸はテベグ山脈の北-南にのびる東部斜面にあり、その斜面はかなり急峻であって、無数の河とクリークによって排水されている(すなはち、サン・ヨオン・ホサン・ブグ・ソンの諸河川)(図-5.7)。サン川とユンゴグ川の排水域は、主にジュラ紀の花崗岩と先カンブリア紀のヨンチョン系およびそれに不随する片岩と変麻岩から主として構成されている。ホサンとブグ川の排水域の岩石は、ジュラ紀の花崗岩の地域的産出と同様に、先カンブリア紀の片岩と花崗岩質変麻岩の

安定なクラトンによって特徴づけられている。南岸にそって、ギョンサン層群の白亜紀の堆積盆地があり、その東にはポーハンの第三紀の玄武岩と白亜紀の珩岩が露出している。ウレウン海盆の北におけるウレウン島とドク島【竹島】は、鮮新世と初期更新世のアルカリ岩と粗面岩からなっている。

隠岐海脚は島根県の北方延長であって、その北東方は隠岐堆に連続している。それは西にウレウン海盆を、東に大和堆を隔絶している。海脚上の隠岐島は、主に鮮新世と更新世のアルカリ火山岩および粗面岩質岩石からなり、中新世の堆積岩・火山砕屑岩・安山岩質岩石をおおったり、あるいは

貫入している。先カンブリア紀の変麻岩は、隠岐島の東方に地域的に露出している。他方、島根半島は主に中新世の堆積岩類からなり、流紋岩および安山岩質岩石が挟まれている。この半島の南地域では、白亜紀の花崗岩質岩石が広く分布している。日野川の排水域では、新第三紀の角閃石安山岩・玄武岩・花崗岩および、古い（先カンブリア紀から早期三疊紀）結晶片岩と千枚岩からなっている。南西部の山陰海岸における岩石類は、第三紀の安山岩・石英安山岩・玄武岩および、後期白亜紀の流紋岩・石英安山岩・花崗岩）そしてより古い片岩と石灰岩を含んでいる。

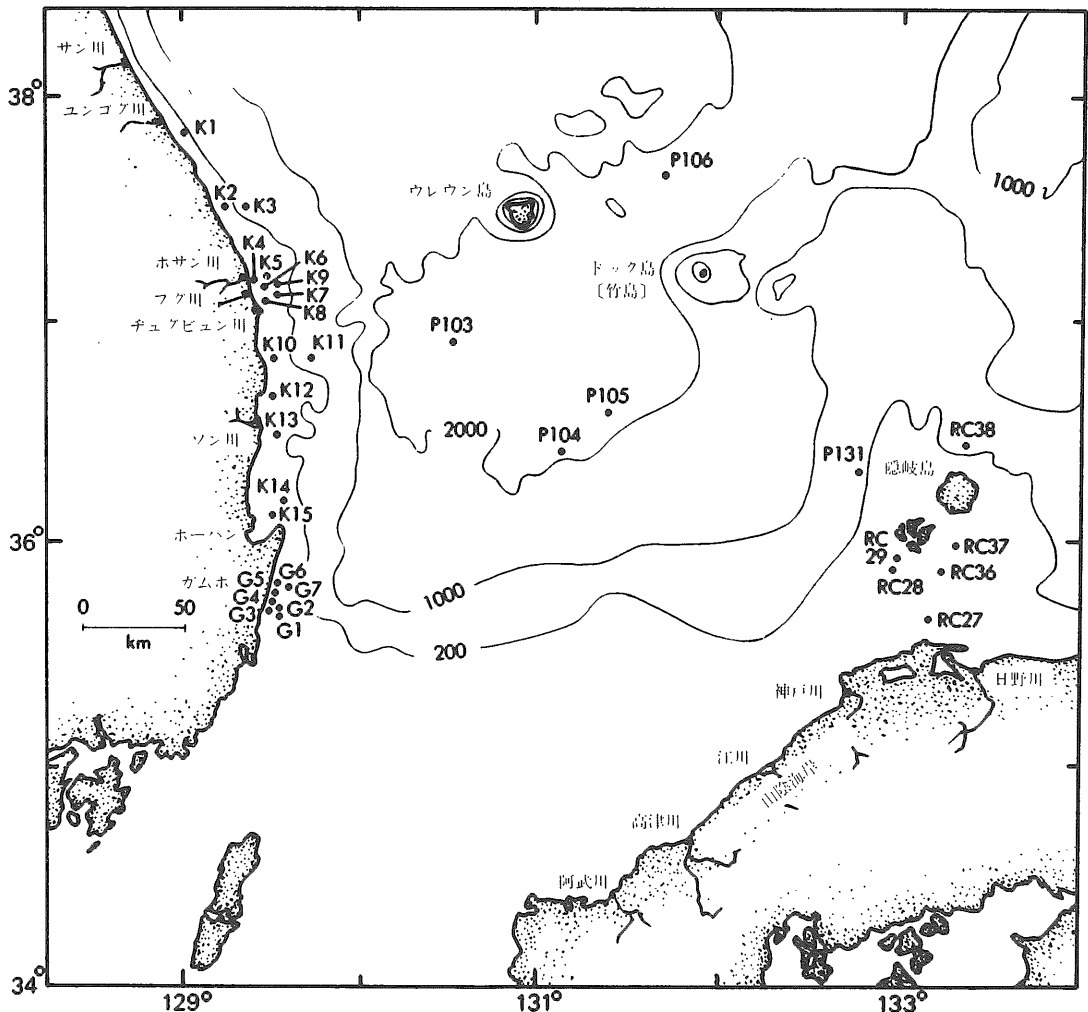


図-5.7 ウレウン海盆と周囲の縁辺からとられたコアとグラブの試料の位置。P：ピストンコア（調査船白嶺丸），RC：岩石コアラー，他は陸棚，河（R），流れ（S）などからのグラブ試料である。等深線はメートル。堆積岩岩石学雑誌の許可による Ванк and CHOUGH (1983) より。

5.7.3 重鉱物産出量

粒径63~125 μ mにおける重鉱物の全体量は、韓国の大陸棚では0.4%から5.2%あり、本州の隠岐海脚では1.6%から8.3%とそれぞれある。河川の試料にはより多量に含まれている(35.2%まで)。ウレウン海盆では、タービダイト層は63~125 μ m粒子中において重鉱物(26サンプルから計算)の2.4%をふつうに含んでいる。ウレウン海盆中の重鉱物含有量は、別の造構運動帯からの

現世の海底の砂の中におけるそれらと比較できる(DICKINSON and VALLONI 1980)。

この海盆(韓国の大陸棚)の西縁からのサンプル中での重鉱物組成は、緑色角閃石、および、ザクロ石・緑れん石・珪線石・十字石・陽起石-ゆうれん石のような、安定な変成岩起源の鉱物によって支配されている(図-5.8a)。珪線石と十字石は海盆の西縁に制限されており、残りの部分では実際に存在していない。ザクロ石と茶色の電

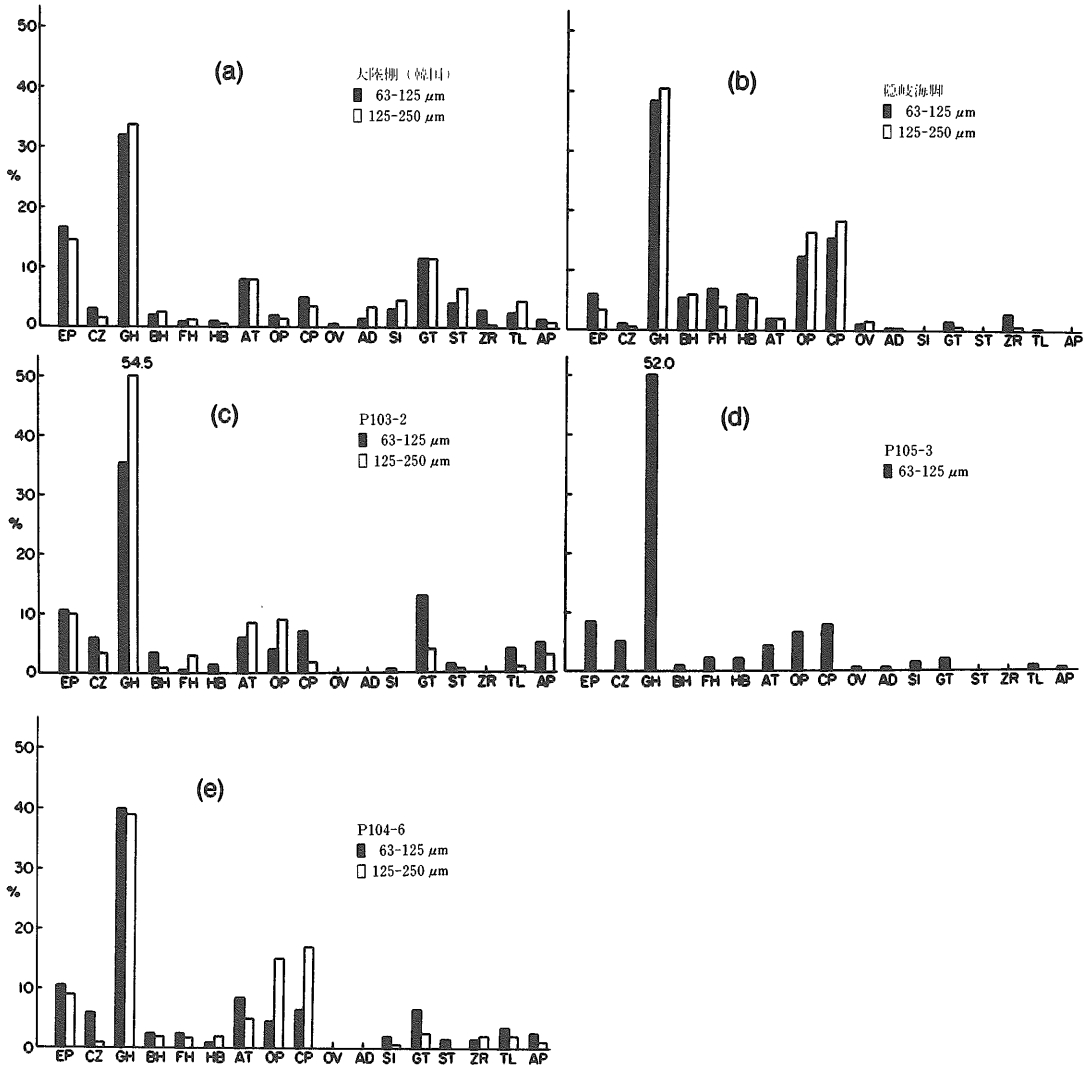


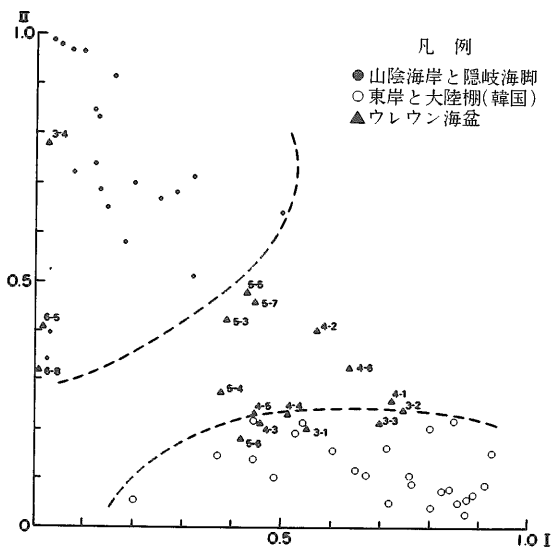
図-5.8 大陸棚からの重鉱物の平均頻度を示すヒストグラム。(a)韓国,(b)隠岐海脚,代表的なタービダイト層 [P103-2 (c)は,(a)に類似の組成を示し,いっぽう,他のP105-3(d)は(b)に対応する。P104-6(e)試料は(a)と(b)の両方の組成を含んでいる。EP=緑れん石,CZ=斜方ゆうれん石+ゆうれん石,GH=緑色角閃石,BH=茶色角閃石,FH=鉄ヘスチング石,HB=玄武岩質角閃石,AT=陽起石+かつれん石,OP=斜方輝石,CP=単斜輝石,OV=かんらん石,AD=アンドリユーサイト,SI=ケイ線石,GT=ザクロ石,ST=十字石,ZR=ジルコン,TL=電気石,AP=リン灰石,堆積岩岩石学雑誌の許可によるBAHK and CHOUGH (1983)による。

気石粒子もまた、西縁に豊富にある（それぞれの平均は、13.9%および2.5%）。海盆（隠岐海脚と本州の山陰海岸）の東縁では、緑色角閃石もまた卓越しているが、斜方輝石や単斜輝石、玄武岩質角閃石、および、少量の鉄ハスチングサイト・緑れん石・茶色角閃石・カンラン石のような、不安定な鉱物類がそれに続く（図-5.8b）。玄武岩質角閃石（47%まで）と鉄ハスチングサイト（26%まで）は、この海域で最も特徴的である。単斜輝石は主にツツウ輝石であり、その結晶端にのこぎり状のしるし、あるいは、時おりガラス泡をもった自形を示している。たいいていの斜方輝石の粒子は、シソ輝石であり、火山源のガラス質のふちとガラス気泡がある。他の大陸棚上ではまれな鉱物であるカンラン石は、隠岐海脚ではかなりの量で産出しており、6%もある。

ウレウン海盆中の重鉱物組成は、それぞれのタービダイト層中に安定および不安定な鉱物の、いろいろな割合の混合比をもった緑色角閃石が卓越しているのである。若干の層は、西縁上（図-5.8c）のそれらによく類似した組成か、あるいは、他の縁边上（図-5.8d）のそれらかのどちらかを含んでいる。他の層は両方の縁辺に共通な鉱物組成を含んでいる（図-5.8e）。これはQモード因子分析を使用するとより良く示されるのである。

5.7.4 因子分析

因子分析の結果より、4つの因子がその偏差の



90.1%を、すなわち、サンプルの相関関係を説明できる。因子Ⅰは、ザクロ石・陽起石-ゆうれん石・ジルコン・珪線石・十字石によって、全堆積物中の29.2%の偏差を代表している。因子Ⅱは、斜方輝石・玄武岩質角閃石・鉄ハスチングサイトの、全体で22.8%のサンプル偏差で計算される。因子Ⅲは、緑れん石・斜方ゆうれん石（25.4%）で代表される。因子Ⅳは、単斜輝石・茶色角閃石・リン灰石で計量される（12.7%）

5.7.5 起源

因子Ⅰ-Ⅳは、それぞれの分布因子の相互依存を分析して、相互を比較したものである。韓国の東岸と大陸棚（因子Ⅰで代表）からのサンプルは、山陰海岸と隠岐海脚（因子Ⅱで代表）からのサンプルと良い対照として、図-5.9に示されている。タービダイト層は3つのグループに区分できる。最初のグループは、P103-1,2,3; P104-1,3,4,5そしてP105-6を含んでおり、因子Ⅰ軸に近い。このことは、最初のグループが東部韓国の大陸棚縁辺の安定クラトンから主に由来したことを示している。これらのタービダイト層（P103-1,2,3; P104-1,5; P105-6のような）は、主要な火山噴出の間に堆積したのである。P104-4と-5は第3のテフラ層の前に堆積し、韓国の東部大陸棚の縁辺から由来した。第2のグループ（P103-4; P105-3,5,7; P106のタービダイト層）は、因子Ⅱ軸中あるいはその近くにある。このことは、山陰海岸と隠岐海脚からの由来を示唆しているのである。P103-4とP105-7は、恰良カルデラの爆発とほぼ一致して堆積した。ウレウン海盆ギャップからのコア中において、二つの代表的な層（P105-5

図-5.9 重鉱物データに対する荷重ファクタ。ファクタⅠは、ザクロ石・陽起石-ゆうれん石・ケイ線石・十字石・ジルコンに重く荷重したもので、韓国の東岸および大陸棚からの試料を代表する。斜方輝石・玄武岩質角閃石・鉄ハスチングサイトのファクタⅡは隠岐海脚と山陰海岸からの寄与のためである。ウレウン海盆の試料の最初の番号はコアの最後の数字、すなわち、P103-3である。第2の番号は図-5.5に示されたコアの深度に対するものである。堆積岩岩石学雑誌の許可による BAHK and CHOUGH (1983) による。

と8)は他と異なる鉱物組成からなり、P106のタービダイトは近接した火山島や隠岐海脚から由来したことを示唆している。P104-2やP105-4のような、他のタービダイト層(第3グループ)は、別の縁辺に属している。これらの層は、両方の縁辺に共通な鉱物組成を含んでいる。それらの起源は、もし不可能でなければ、堆積構造および別の要因をさらに分析することによって、解決できるだろう。

6. 海岸湾入部(南岸)

6.1 一般的記述

韓半島の南岸は、後氷期の無数の湾入および、近岸の諸島によって特徴づけられ、典型的なリアス式海岸を形成している。堆積作用は、細粒堆積物を堆積させる潮流によって、大きく支配されている。これらの堆積物は、ジンパエ湾におけるように、河成かあるいは沖合から運ばれてきたかのどちらかである(B. K. PARK *et al.* 1976) 南西岸にはヨンサン川が、そして、南東岸にはナグドン川のような、2,3の大きな河川のみがこの南岸に流入している。これらの河川は、多量の碎屑性堆積物をもたらしている河口環境を形成している。ナグドン川は、概算して6千3百万トンを放出して、毎年、海に1千万トンの堆積物をもたらす(建設省, 1974)。放出の主要部分(約71%)は、夏の洪水期間に起る。白亜紀の堆積岩類と花こう岩類で大部分を構成している流域において、ナグドン川は約24,000km²をうるおしている(ギョンサン盆地)。

砂とシルトは上流および河口に卓越しており、いっぽう、細粒堆積物は海のほうに卓越している(W. H. KIM and PARK 1981)。

ガマヤン湾(H. J. KANG 1981; H. J. KANG and CHOUGH 1982)やデュグリヤン湾(J. H. CHANG *et al.* 1980)、および、ジョンヘ湾(B. K. PARK *et al.* 1976; HAHN and KIM 1977)のような、限られた収水域をもった他の湾入部(図-6.1)は、最近詳細に研究された。潮流が強くて、まわりの収水域からの多量な堆積物の供給のない南海の、湾入部の過程に、これらの研究はひとつのモデルを与えている。ガマヤン湾・デュグリヤン湾における堆積過程は次に概要を述べよう。

6.2 ガマヤン湾

6.2.1 地理

ガマヤン湾(面積, 150m²)は、韓半島のリアス式海岸の南岸にある(図-6.1)。急峻で、海拔400m以上に上昇した、かなり高い山々と丘によって、この湾は北を境されている。相対的に低い島々との間を、湾は無数の入江を通じて南海に続いており、いっぽう、入江は北東においてグワンギャン湾と公海に連続している。ガマヤン湾地域は、後期白亜紀の流紋岩質凝灰岩によって特徴づけられている。湾の収入盆地は、小さな川とクリークによって制限されて区切られており、それらを通じて、堆積物の放出は最小限となっている。

湾は浅くて(平均水深は約9m)、大部分北と南に流れる半日潮によって、特徴づけられている(図-6.2)。最大の春の大潮は、平均195cmであり、

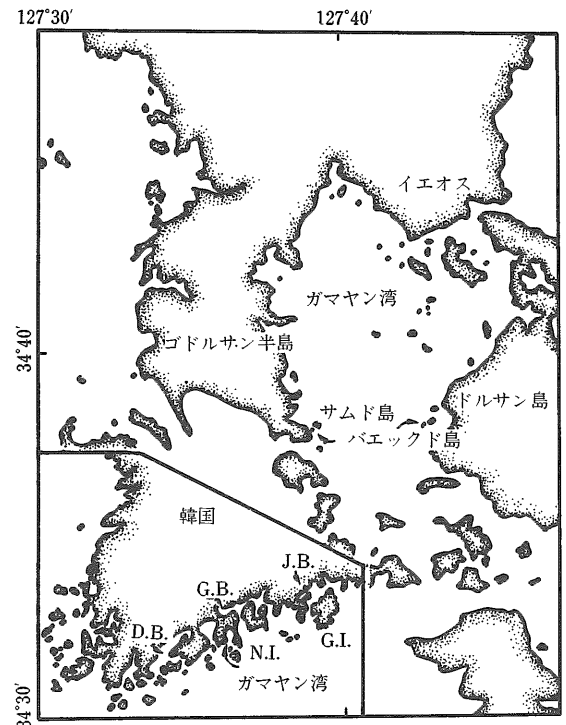


図-6.1 ガマヤン湾の位置図(D. B.:デュグリヤン湾, J. B.:ジンヘ湾, G. B.:グワンギャン湾, G. I.:ゲオジェ島, N. I.:ナムヘ島)。エルスピア科学出版社、海洋地質学の許可による、H. J. KANG and CHOUGH (1982)より。

最大350cm までである (韓国国立水路局, 1980). 南の入江では, 表面の潮流は約2.5ノットの最大流速に達する (韓国国立水路局, 1973).

6.2.2 海底

海図 (図-6.3) は島や岬の近くの溝や窪みを除いて, 一般に単調で平坦な海底を示している. 堆積物の波 [サンドウェーブ] は北東の入江の口付近で起る. それらは波長約30~50cm で, 振幅は約30cm~50cm である. それらのウェーブは, 海底下7~8m の深さにも再び起っている. ウェーブを作っている堆積物の平均粒径は約7.5φであり, 近接する海底上の他の堆積物よりやや粗粒である. 後者はおおむねシルト質粘土からなっている (図-6.4).

島や岬の近くの窪みや溝は, いたる所にあり, 満潮流と退潮流の北-南方向にのびている. それらはふつう15m から25m の水深であり, 直径

500m 以上もある (図-6.5). 断面では, それらはU字型をなしており, いっぽう, 長軸方向では楕円形である. 溝は細粒堆積物でおおわれていることが, それぞれの溝の底からの低い反射によって示唆された. 平均粒径の中心方向への漸移的な減少が, 溝の中にみられる (図-6.5).

6.2.3 音響層序

音響基盤は, 北方と北東方の両方に走る古い谷 (500~1000m の幅で, 5~10m の深度) にそって, 南方へ徐々に深くなっていく. 音響基盤上の堆積層の厚さは, 2,3m から30m 以上にわたっている (図-6.6). 厚い蓄積はこの湾の中央部にある.

図-6.7は, 堆積層内に比較的強い中間反射の存在を示している. 音響インピーダンスにおいて, 比較的大きな対象によって特徴づけられている中間反射面は, 海底下約15~20m の深度で, その縁辺へしだいに浅くなる所にある. それは音響基盤

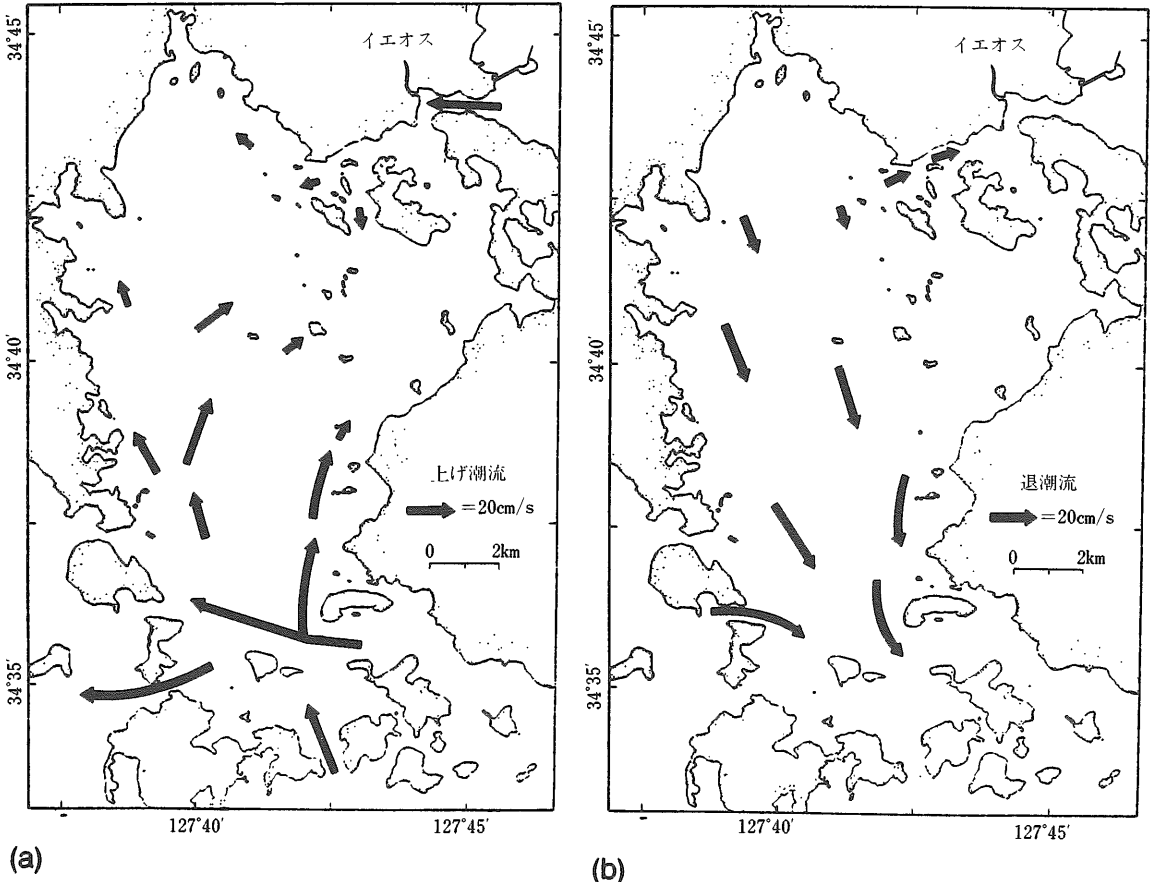


図-6.2 ガママン湾における潮流. 矢印の長さは一連の観測の平均速度を示す. a: 上げ潮流, b: 退潮流. 韓国科学技術院海洋研究所の好意による. Chough *et al.*, (1982) より.

の地域的高度という例外を除いて、全体の湾に追跡できるのである。

堆積作用の起源と性質に関しては、溝や窪みの中の堆積層は、浸食的、か堆積-浸食的、かのどちらかに分類される。前者はタテに延長し、調和的反射によって特徴づけられており、いっぽう、後者は浸食的な下方削剝によって、交互に限定された堆積的な相を示している。堆積相と堆積-浸食相の両方とも、時間と空間において異なっている。両方の相が存在するバクド島の近くに、これは示されている(図-6.5a)。これもまた、溝の不安定さを示している。サムド島の近くでは、反射面は沖積層のみを示して連続している(図-6.5b)。ここでは中間反射面もまた、溝の両側に切り込まれた音響基盤を、タテ方向に連続的に充填しており、それはしばらくの間安定であったよ

うである。南の入江中の窪みは、不連続の中間反射面であり、もっぱら堆積-浸食層を示している。堆積と堆積-浸食の両方の起源を示す溝は、NORMARK and SPIESS (1976) によって報告された。ライン諸島の多島海のエプロン上の大規模な深海の溝におけるそれらに類似しているようである。

厚い堆積物は、ユニブームの記録上に表われた確実なガスを含んでいて、音響的貫入の欠如によって特徴づけられている(図-2.18)。これらは、他の浅海環境中のタービダイト質の堆積物に、音響的に似ている(REEBURGH 1969; SCHUBEL 1974)。ガマヤン湾では、このようなガスのある地帯は、面積的に約12km²に達する中央部に、主にある。SCHUBEL (1974)、その他は層間中のガス泡を含む堆積物中における、エネルギーの分散と減衰に、音響的に不透明な性質の原因を帰した。D'OLIER

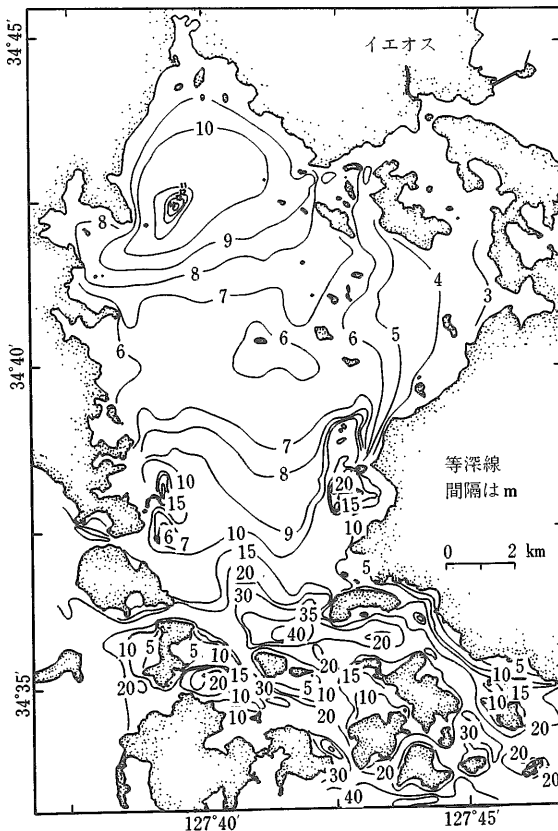


図-6.3 平均海面で補正した、ガマヤン湾の等深線。温度変化による深度変化は無視できると考えられた。等深線はメートル、エルスピーア科学出版社、海洋地質学の許可による。H. J. KANG and CHOUGH (1982) による。

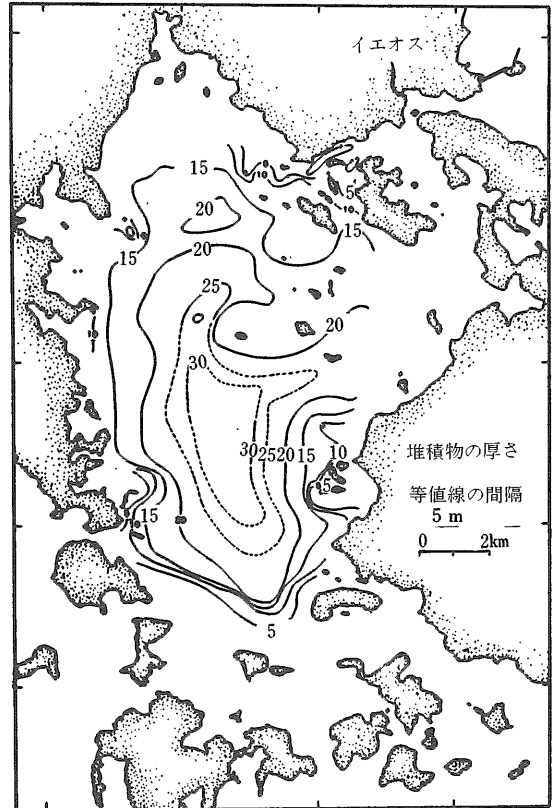


図-6.4 北へいくほど粒径の減少を示す、70個以上の海底表面試料の粒径分布。エルスピーア科学出版社、海洋地質学の許可による。H. J. KANG and CHOUGH (1982) による。

(1979)も図-6.7のような、³明るい点の反射を、有機物含有量の多い泥とガスか、あるいは、河における貝殻の蓄積のどちらかのせいにした。

ガス放出帯の堆積物も非常に細粒で、粘土質シルトからなる近接の海底とは、異なっていない。堆積物中の有機物の生物化学的分解によって、製造されたメタンガス・二酸化炭素の硫化水素から、それらのガス類は構成されていることが明らかになった。

サムド島近くの、堆積性の溝の北部と南部の側面に位置する2本のコア中の貝殻を使ったそれぞれの炭素14の年代測定によれば、堆積物は134cm/1000年の比率で蓄積された(海底から220cmの深さで、1,645±200年前)。一定の速度を推定すれば、海底下約6cmで発見された層間反射面に対して、それは約4,500年前の年代となる。

6.2.4 堆積構造

堆積物は激しく生物攪乱を受けて、底質中に棲む有機体によってまだらにされている(図-6.8a)。有孔虫・ケイソウ・放散虫・骨片・植物破片のような、他の有機物と同様に貝殻がコア中に分散している。初生の堆積構造の欠落は、堆積物の細粒性のためかも知れない。しかし、マトリックスとレンズ状の層に類似していない物質中の堆積物中に含まれているものは、REINECK and WUNDERLICH (1968)に記述されているように、時おり発見されるのみである(図-6.8c)。

6.2.5 細粒堆積物の沈積

この湾中の堆積の過程は、細粒堆積物のけん濁運搬によって支配されている。引きつりの過程は、小さな役割しか果たしていないようである。平均的には、各サイクルのまん中半分の間に、潮流はこの湾の中央部において、25から35cm/sの幅があ

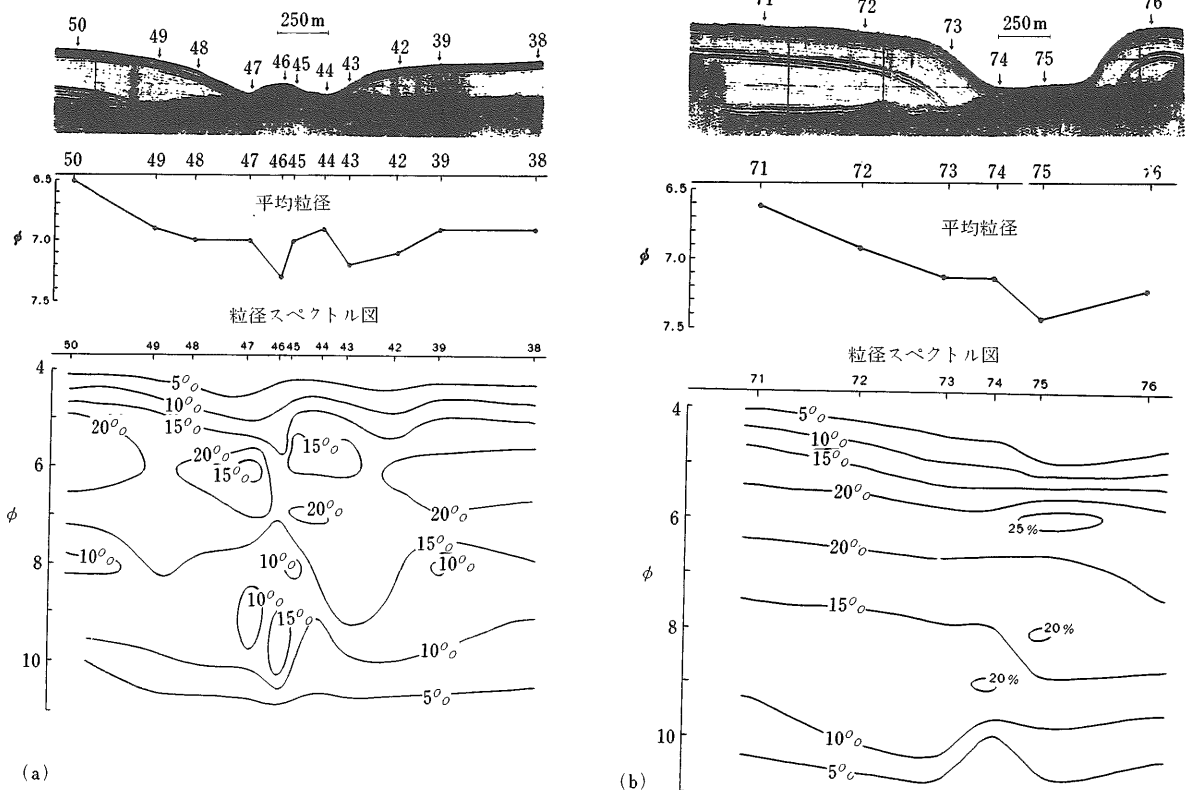


図-6.5 溝から取られた一連の表面試料の、平均粒径変化および粒径のスペクトル図、a:ベックド島、b:サムド島の東、位置は図-6.1を参照せよ。エルスビーア科学出版社、海洋地質学の許可による、H. J. KANG and CHOUGH (1982)より。

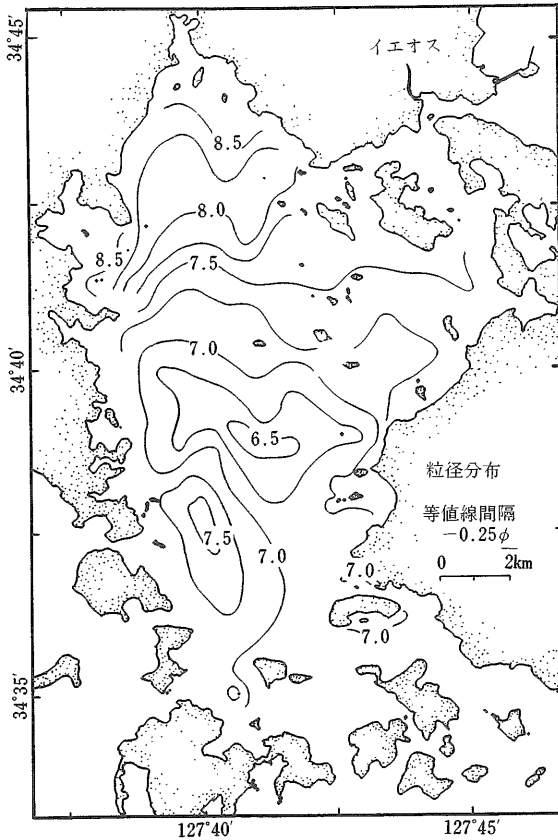
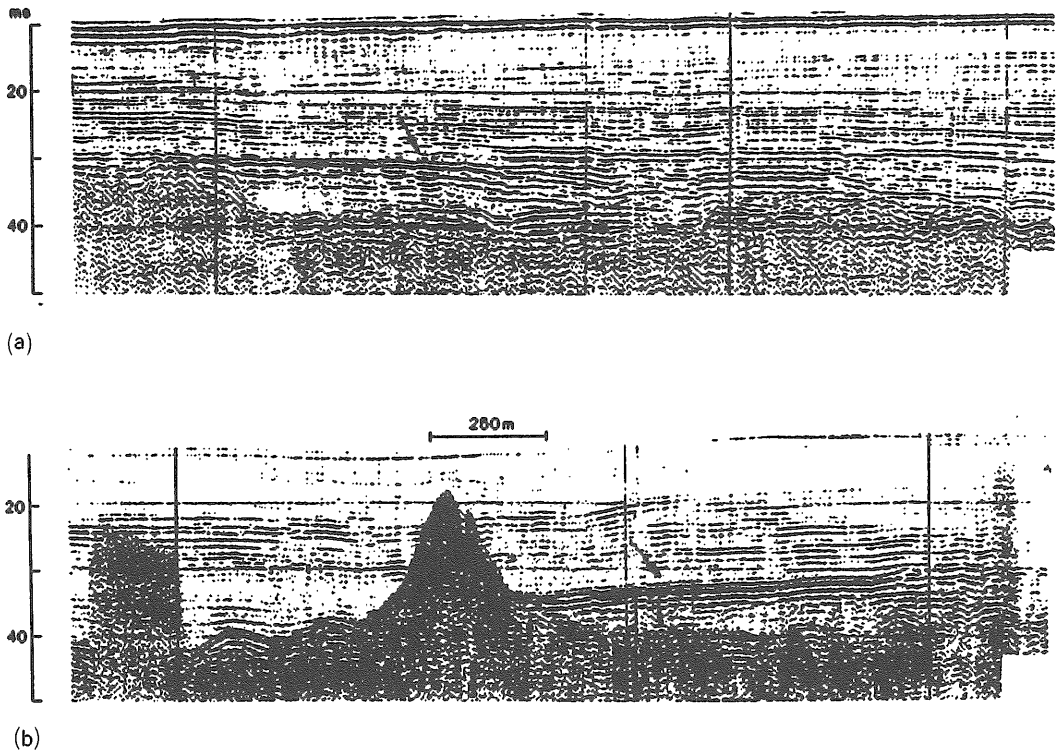


図-6.6 音響基盤上の堆積物の厚さ。推定された音速は堆積物中で、1600m/sである。点線は推定された厚さを示し、その層は堆積物中の恐らくガスの気泡の存在による原因の、混濁層によってマスクされている。エルスビーア科学出版社、海洋地質学の許可による。H. J. KANG and CHOUGH (1982) による。

図-6.7 ガマヤン湾(ドルサン島の西)の東縁を横切るユニブームのプロファイル。約30ミリ秒の深度での、層間反射面(矢印)を示す(位置は図-6.1を参照せよ)。垂直スケール：ミリ秒の往復走時。10ミリ秒はおよそ8mの堆積物の厚さに相当する。層間反射面はおよそ4500年前の完新世の海進に先んじた、おそらく浸食面を代表する。(b)の両端の混濁層(明るい点)は、ガス放出の堆積物を代表し、それを通じて音響エネルギーは減衰している。エルスビーア科学出版社、海洋地質学の許可による。H. J. KANG and CHOUGH (1982) による。



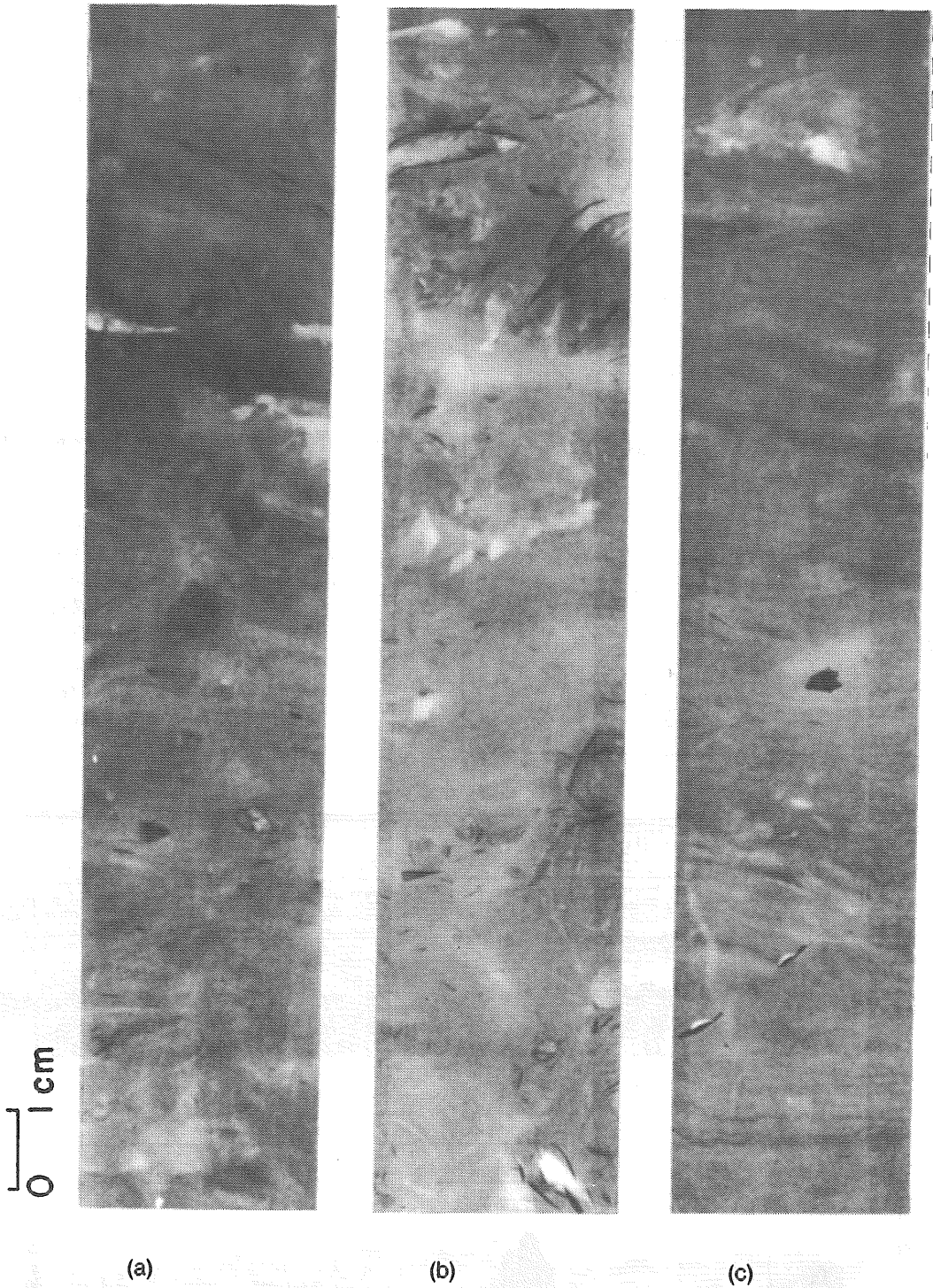


図-6.8 スライスにしたコアのX線写真(1cmの厚さ)。a:コアNo. 4, コアの長さ, 0-15cm, b:コアNo. 6, コアの長さ, 30-45cm, c:コアNo. 9, コアの長さ, 130-145cm, (a)と(b)には, 激しい生物攪乱が起っている。大きな破片は大部分砕かれた貝殻である。(c)にみられる不規則な内包物は, 浅い湾の底に影響した嵐のような異常な事件の結果であろう。

る(図-6.2)。72.4cm/sの最大流速は、退潮期に南部の入江で測定された。9m近くの底での、せん断速度(V_*)は0.8cm/sをこえていて、それは 6.5ϕ より細かい粒子を、けん濁状態で運ぶのに十分に大きい。ガマヤン湾中で発見される、たいていの粒子は、平均粒径 6.5ϕ より細かく、潮流の主要な時期に、けん濁して運ばれるだろう。堆積作用は満潮と干潮の時期に近づいた期間にのみ起り、そしてその間に潮流のせん断速度は、沈

降速度のそれ以下に基本的に減少される。けん濁からの沈降および引きずりの欠如は、たぶん初生の堆積構造の欠如の原因である。

粒径が北方に漸移的に減少するのは、けん濁物質の流入の南方における入江を通じて起り、沈降と洗い去りとの差の効果のせいで、その入江中に細粒物が、より北方へ移動して、底にたまるのである。明瞭な成層と初生の堆積構造の欠如は、堆積物の細粒さ、および、底に棲んでいる生物によ

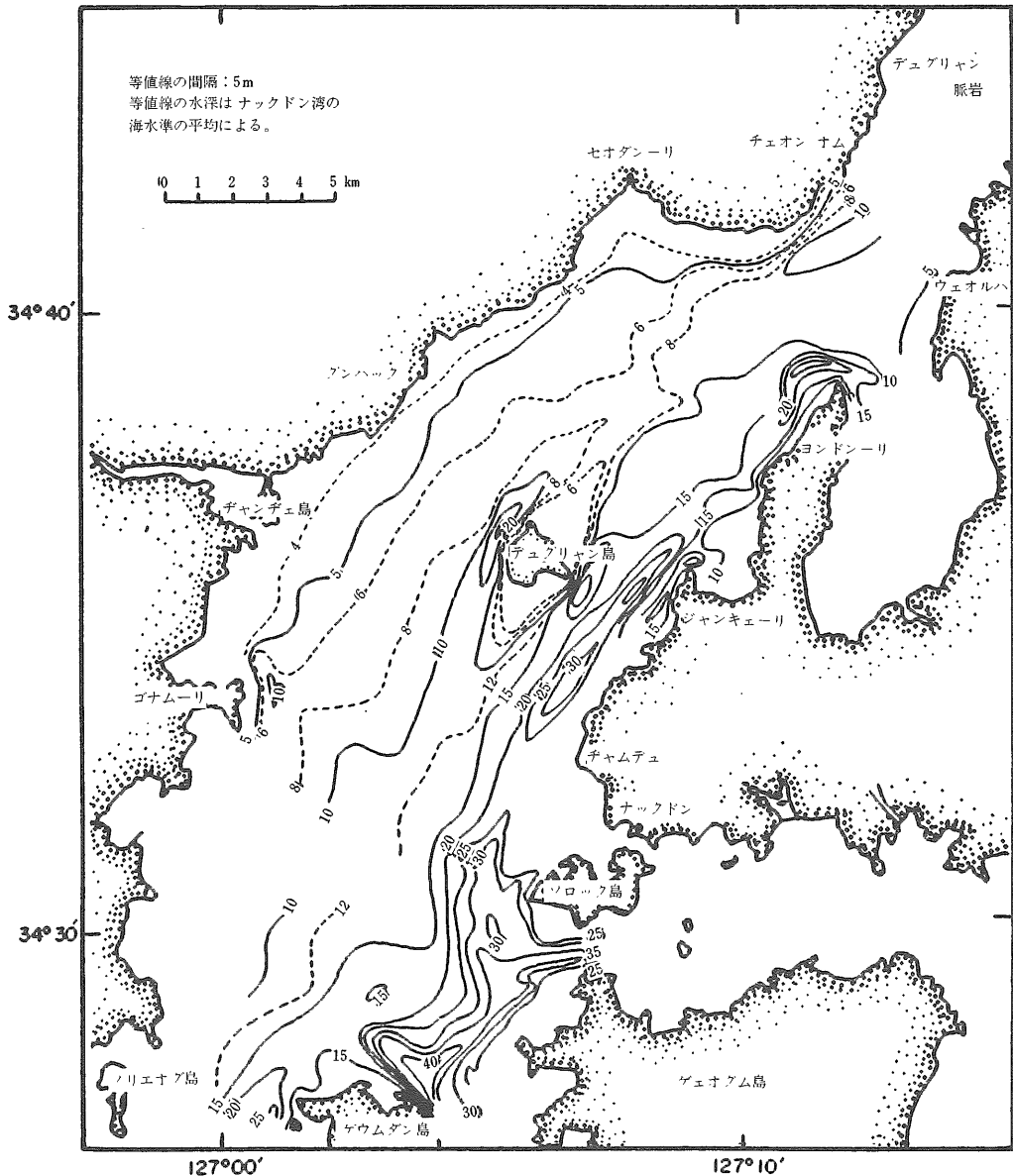


図-6.9 平均海面で補正された、デュグリヤン湾の等深線。湾の位置は図-6.1を参照せよ。韓国地球科学、鉱物資源研究所報告の好意による、J. H. CHANG *et al.* (1980) による。

る極端な破壊によって、交互に原因となったかも知れない。多数のコア中に時おりみられるレンズ状の層、あるいは、層間のまばらな成層は、潮干帯の環境に典型的であり、そこでは泥の堆積が支配している。地層はふつう薄くて、時どき起る激しい嵐の間に、砂かシルトが時おり産出して、形成されたようであり、それぞれは2,3日間続いていた。層間のあらい成層は、かなりの量の砂かシルトが存在する時に形成され、いっぽう、平坦で孤立したレンズ状の成層は砂かシルトの貧弱な供給を代表しているのである。

溝の形成の機構は、ベルヌーイの式によって示される。島が岬に接近すると、潮流が偏向して、流速の増加の原因となる。それ故に圧力勾配は正常からより密な流線に増加し、堆積作用を妨げる島や岬近くでは、堆積物の全体の沈積は、流速が最低に達する時にのみ、おそらく起るのであろう。溝の中心の方へ、平均粒径が減少することは、渦巻かあるいは、二次的ならせん状の流れによる、堆積物の分離のせいであろう。若干のユニブームのプロファイル中に示される堆積-浸食作用の複雑さは、流向は溝の形成のいろいろな時期に移動していたことを示唆している。

6.3 デュグリャン湾

6.3.1 地理

デュグリャン湾 (面積590km²) もまた、ガマヤン湾の西の、南部海岸にある (図-6.1)。この湾は海拔400m 以上のかかなり高い山々や丘に境されている。小規模な川やクリークの集水域は湾の西側に主に流入して、広くて浅い砂浜を形成している。それらも河口で砂嘴を形成しており、それらのうちのいくらかは、海岸に沿って北方へ運ばれている。デュグリャン島の北における若干の堆積物は、これらの流水によって、堆積物の放出に由来するようである (J. H. CHANG *et al.* 1980)。集水域は東に限られ、岩石海岸や礫質海岸になっている。入江もまた、この湾の出口付近において、約3 km もあって、地域的に広い。

この湾は、潮の水路 (あるいは中央島近くの溝) を除いて、浅い (約15m 以浅) (図-6.9)。これらの強い流水や溝は、ガマヤン湾について以前に記述した、それらと類似している。この湾は、大部分北と南へ流れている半日潮によって特徴づ

けられる。最高の漲潮流および退潮流は、春の大潮時には2ノットの速度に達する (韓国国立水路局, 1982)

6.3.2 堆積物

堆積物は、6-7φサイズが卓越する分級の悪い泥によって大部分が構成されている (図-6.10)。しかしながら、溝と潮の水路中においては、それらは粗らく (4-5φ)、そしてしばしば基盤岩は海底に露出している。全堆積物中の平均的有機炭素は0.37%である。潮の水路中の堆積物は、粒径はいろいろあり、集水域の地域の起源の片麻岩や火山岩の碎片を含む、細礫サイズの物質をふつうに含んでいる。ここでは、粗粒の貝殻片から大部分構成されている高いCaCO₃含有量 (24.3~26.8%) を、その堆積物は有しているが、いっぽう有機炭素の含有量は減少している。

2μm 以下の粘土鉱物は、カオリナイト・緑泥石 (25~36%)・イライト (67~73%) およびセピオライトと同様に微量のモンモリロナイトを含んでいる。これら粘土鉱物の分布は、海の方へのモンモリロナイトの微量の増加とともに、細粒物質の顕著な陸側への運搬を示唆している。

6.3.3 音響基盤

デュグリャン湾中の音響基盤は、中央部の若干の不規則な起伏を除いて、海面から15~28m の深度で、広くて高い段丘を形成している (図-6.11)。高い海底段丘はその上に堆積物を欠いている。平坦ではない表面は、たぶん差別的な浸食か、あるいは、北東と北西の両方にのびる断層の結果であろう。

上をおおっている堆積物は、その縁辺においてよりも、中央部においての方が一般により厚く、そしてそれは北東と北西の両方にのびているところの、低い起伏の不規則な基盤海域ともまた一致している。低い起伏の基盤をおおう堆積層中には、ガマヤン湾と全く同じような層間反射面が出現している。層間反射面の下位の堆積層は、J. H. CHANG *et al.* (1980) によって、後水期の海進以前に材料を失って堆積した、非海成の堆積物であると解釈されたけれども、その層は海岸に沿う、より低い所にあった海域中に堆積した、先ウイスコンシン [ウルム] 氷期の海成堆積物の浸食性の残

存物であることは大変もつとらしいのである。ユニブームのプロファイル上の堆積層は成層しているようにみえるが、しかし、それらはふつう均一であって、コア中ではそれらは完全な水平層を欠いている。堆積構造の欠如は、潮流によるけん濁からの沈降の可能性が最も強い。

6.4 後期第四紀の地史

海底下約20~25mの深度で、ガマヤン湾におけ

る層間反射面の存在は、約4,500年前より古い年代を代表しており、最近の海進の始まり以前の空中での材料の運びこみか、あるいは、完新世の間に強い潮流による浸食かどちらかに、その下位の堆積層が由来したことを示唆している。いっぽう、層間反射は後期ウイスコンシン〔ウルム〕期の前に堆積した、残留海成堆積物の空中での露出を示している。

層間反射面の同じタイプは、韓半島の南岸ぞい

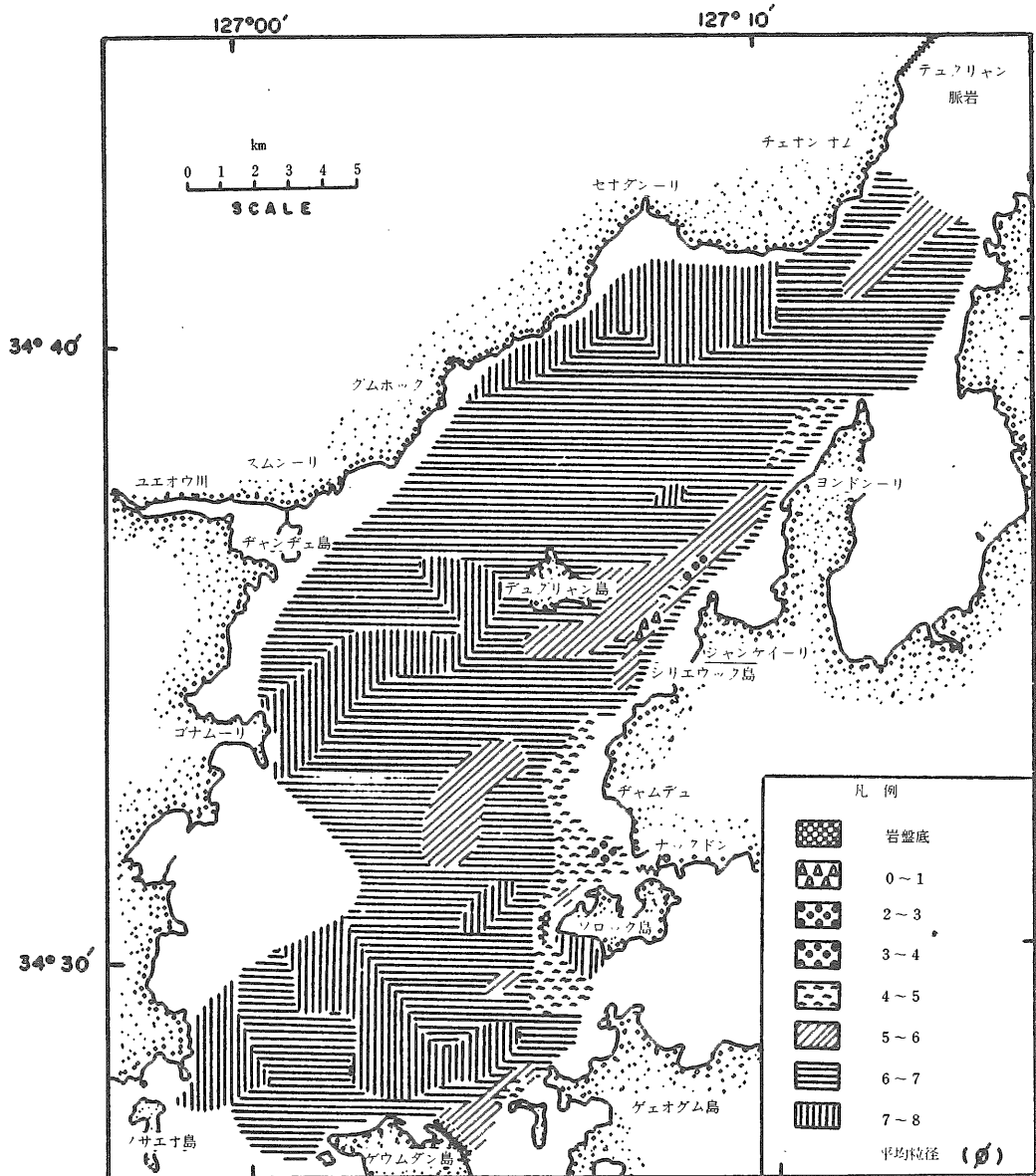


図-6.10 デュグリヤン湾の粒径分布。韓国地球科学、鉱物資源研究所報告の好意による、J. H. CHANG *et al.* (1980) による。

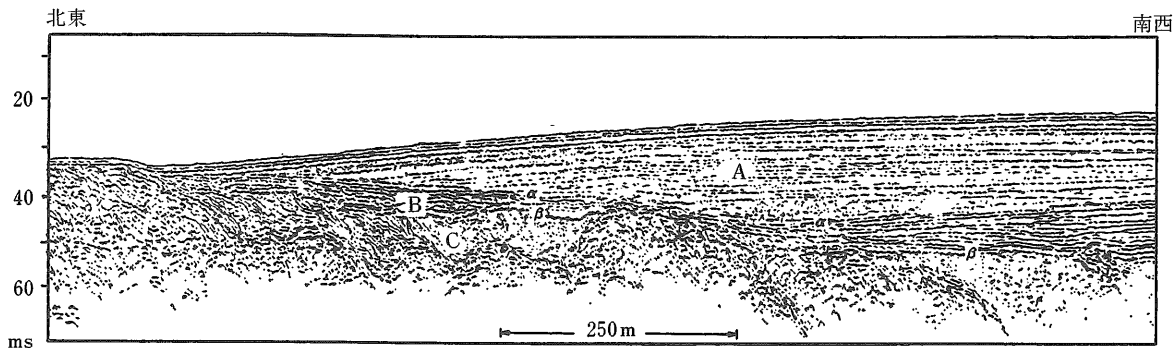
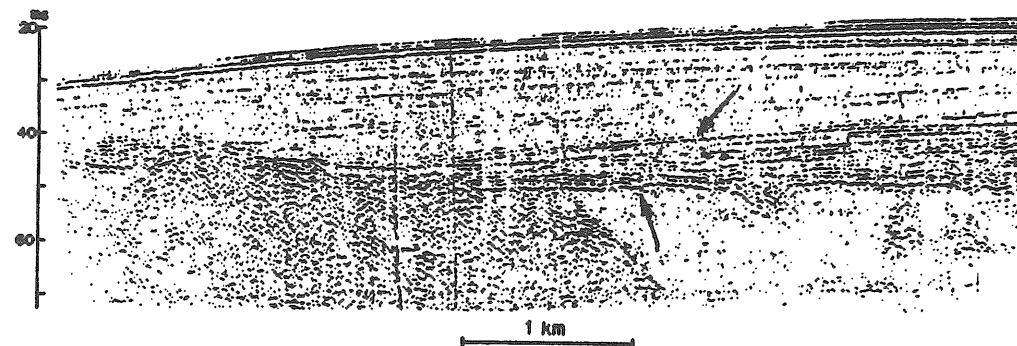
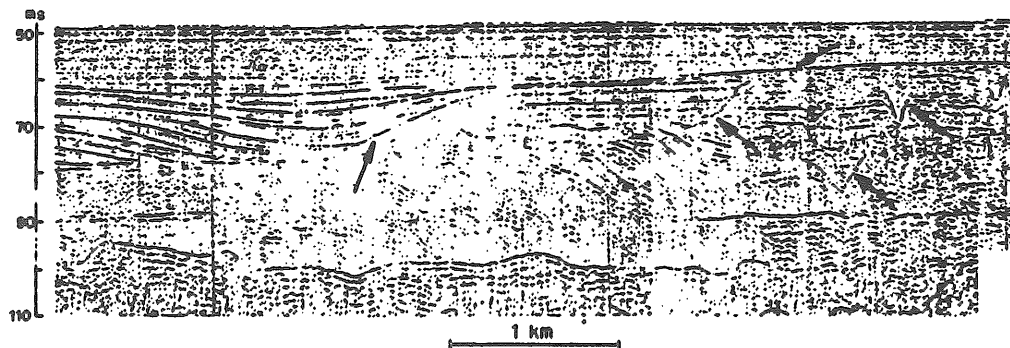


図-6.11 デュグリヤン湾を横切るユニブームのプロファイル。層間反射面 (α と β) および、A層・B層・C層を示す。海進層Aは海岸へのり上げを示す。垂直スケール：ミリ秒の往復走時。10ミリ秒はおよそ8mの堆積物の厚さに相当する。韓国動力資源研究所の好意による。



(a)



(b)

図-6.12 ギョジエ島とナムへ島間の南海のユニブームプロファイル。切れこんだ層間反射面と浸食性の古水路(矢印)を示す。垂直スケール：ミリ秒の往復走時。10ミリ秒は堆積物の厚さのおよそ8mに相当する。韓国動力資源研究所の好意による。

の多くの湾入部中にもまた形成されていた (SONG and CHO 1978 ; J. H. CHANG *et all.* 1980). ジンバエ湾の北西部でとられたコア中において、海底下から16.5mの深度で(基盤上に、約13cm)、最近の海進に先じて形成された、大気下で形成された砂と礫層を、HAHN and KIM (1977) は報告している(図-6.1). ここでは、堆積物は約113cm/1000年の率で蓄積された (HAHN and KIM 1977). 同じような種類の材料は、デュグリャン湾中の層間反射面の原因である (J. H. CHANG *et all.* 1980). ガマヤン湾や近くのデュグリャン湾のような海域中の、層間反射面および上をおおう堆積層は、音響基盤上に重なっている証拠を示している(図-6.11). このことは、海進を示唆している。

より南では、約40~60mの現在における水深で、層間反射面下の堆積層はより厚く、その最頂部の表面は浸食されていて、多数の浸食チャンネルによって切られている(図-6.12). これら古チャンネルはウイスコンシン期に形成された河川や流

れの延長であり、その時期には海水準は低く、層間反射面の以前の層を浸食していた。韓半島南岸においては、先層間反射層は北方にしないで薄くなり、先ウイスコンシン間水期の間に海水準はたいていの湾入部の底近くに停滞して、沈降した海域中にわづかに堆積物をためたことを示している。

要するに、南岸沿いの湾は、先ウイスコンシン間水期に沈水して、その結果空中に露出したが、あるいは、最後の氷河期の間に、堆積基準面上に存在していたようである。最後の氷河期に先じて、古い谷と沈降した基盤とを選択的に埋めた堆積層の表面上に、中間反射面が形成されたのはこの時である。後水期の海進 (Y. A. PARK 1969 ; EMERY *et all.* 1971) の期間中に、湾は再び沈水したが、しかし、海水準が急速に上昇した約4,500年前までは、堆積作用は少しか、あるいは、全く起らなかったのである。

(つづく)


業務内容

1 土木部門の調査・計画・設計・工事管理
 河川(ダムを含む)・砂防・海岸・道路・橋梁・トンネル等
 基礎・地中ダム・都市計画・発電土木・上下水道・工業用水道等
 地質調査・解析及び土質・岩石・コンクリート試験・評価
 電算機による水理計算・構造計算等プログラムの開発利用
 2 地熱部門 環境・調査・解析・評価
 3 環境調査部門 自然環境・騒音振動等に関する調査・解析・評価
 4 建築部門及び電気機械部門 全般の調査・計画・設計・工事管理
 5 火力部門 発電プラント・附属設備の調査・設計・工事管理

本社 福岡市中央区渡辺通り一丁目一番一号
 〒八〇社 総務・営業・建築・地熱・電気・環境
 土木本部(開発・調査・土木)二〇
 火力本部 東京部千代田区内神田二丁目十一番六号(竹ビル五階)
 〒一〇一 東京事務所 東京都千代田区千代田二丁目十一番六号
 〇三〇三三二五二 七三四二

代表取締役社長 田代信雄

西日本技術開発株式会社



佐藤工業株式会社

九州支店

取締役 支店長 新地信雄

九州支店 福岡市博多区博多駅南二丁目三番一号
 〒812 電話 〇九二四七二一五三二一