

逗子市文化財調査報告書

第十四集

逗子市池子のシロウリガイ類化石

逗子市教育委員会

逗子市文化財調査報告書

第十四集

逗子市池子のシロウリガイ類化石

逗子市教育委員会

は　　じ　　め　　に

逗子市内にある寺の建物や門などの建造物，美術工芸品である有形文化財，また民俗文化財，遺跡や城跡など記念物，さらに自然分野にも目を向け，水生生物の調査を実施し，逗子市文化財調査報告書として発刊してまいりました。

残された自然の中に，思いもよらない物がありました。それは貝の化石層です。県立逗子高等学校奥の崖に多くの貝化石があることは以前から，地元やお年寄りには知られていましたが，その後，県立博物館の学芸員によってシロウリガイ類の化石であることが確認されました。

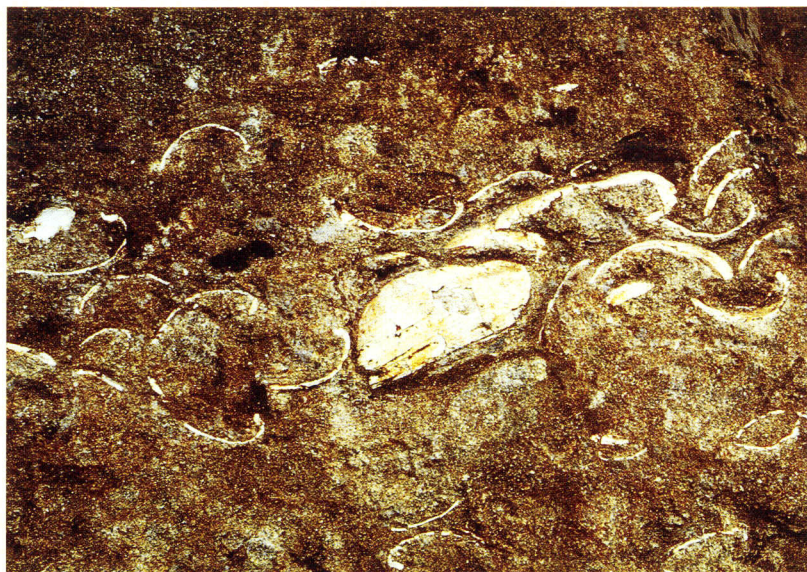
このことから当教育委員会としては，早急に調査の必要があると考え，各分野の専門の先生に調査をお願いいたしました。調査は，昭和63年10月18日から平成元年3月20日までの間，市内四か所を対象に行い，その内三か所からシロウリガイ類の化石等を確認し，貴重な資料が得られました。

調査内容については，その一部を平成元年5月24日の講演会で発表し，さらに3年3月13日に詳細な研究結果の発表会を行い，逗子市文化財調査報告書第14集として取りまとめをいたしました。

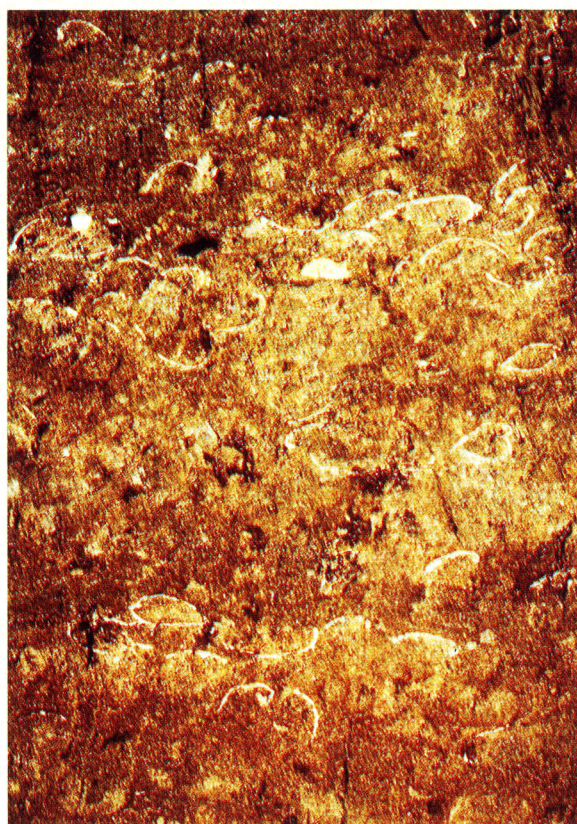
調査に当たりましては，専門の先生方や地権者の皆さん，土木建設会社などの協力に対し，感謝を申し上げます。また，本報告書の取りまとめや，発刊にあたりましては，研究代表者 堀越増興先生や研究者の皆さんのご尽力によるところであり，ここに厚く御礼申し上げます。

平成3年3月

逗子市教育委員会



1 図 逗子高等学校裏崖(テニスコート奥)の池子層に見られる
シロウリガイ類の 1 種(“*Calyptogena*” cf. *nipponica*)の産状



2 図 同上 産地(産地 I)の散在的な層状部の化石層
白く見えるのはすべてシロウリガイ類



1 図 伊豆伊東・初島沖の現生シロウリガイの繁殖期の群落
海洋科学技術センター「しんかい2000」より撮影（海洋科学技術センター提供）



2 図 同上 シロウリガイの衰退期の群集内で摂食中のエゾイバラガニ（同センター提供）

逗子市池子層シロウリガイ類化石の調査研究

研究者グループ

研究代表者

堀越 増興

元：東京大学海洋研究所海洋生物生態部門教授

元：千葉大学理学部生物学教室教授

元： 〃 同学部海洋生態系研究センター
センター長

(株)東京久栄技術顧問

東京大学総合研究資料館客員研究員

鎮西 清高

京都大学理学部地質古生物学教室教授

小林 和男

東京大学海洋研究所大洋底構造地質部門教授

平 朝彦

東京大学海洋研究所海底堆積部門教授

菅野 三郎

元：筑波大学地球科学系教授

元：上越教育大学学校教育学部自然系教授

近藤 康生

千葉県立中央博物館地学課学芸員

徐 垣

元：東京大学海洋研究所研究生

静岡大学理学部地球科学教室助手

小川勇二郎

九州大学理学部地球惑星教室教授

安田 尚登

高知大学理学部地質学教室講師

北里 洋

静岡大学理学部地球科学教室助教授

目 次

はじめに

① 緒言(研究代表者：堀越増興).....	1
② シロウリガイ類化石層の成因とプレートテクトニクス(小林和男).....	3
③ 葉山－嶺岡帯の地質とテクトニクス(小川勇二郎).....	10
④ 逗子市池子地区周辺の地質と堆積環境(徐 垣・平 朝彦).....	15
⑤ 逗子市池子地区のシロウリガイ類化石の産状と化石を含む堆積物(鎮西清高).....	26
⑥ 逗子市池子産シロウリガイ類化石に見られる殻の溶解と破壊(近藤康生).....	51
⑦ 逗子市付近産シロウリガイ類化石について(菅野三郎).....	60
⑧ 逗子市内池子層の化石シロウリガイ類の形態と分類(堀越増興).....	70
⑨ 現生シロウリガイ類の産状と池子層での化石の産状(堀越増興).....	82

緒 言

1977年に米国の深海潜水船“アルビン”により、米大陸西岸ガラパゴス諸島沖合にある、大洋のプレートが割れて新生される“大洋底拡大軸”と呼ばれる海域で、水深約2,500mの深海底に高温の熱水(380℃)が噴出する事が知られた。その際、シロウリガイ類やハオリムシ類からなる特異な深海生物群集が発見され、さらに1979年には、光合成によらない硫化物(硫化水素)の“化学合成”を基礎とする極めて特殊な生物群集からなる“化学合成生態系”であることが明らかにされた。

その後、海洋プレートが大陸プレートの下に潜り込む“沈み込み帯”にも、活断層のような特殊な地質構造に伴う冷水の湧出口の指標となるシロウリガイ類の群落(コロニー)が存在することが知られ、我が国でも相模湾西部の伊東・初島沖(海洋科学技術センター所属、深海潜水船「しんかい2000」：1984年)や、遠州灘沖及び日本海溝沿い(フランス潜水船「ノウティール」：1985年)にもシロウリガイ類の群落が見出された。現在では世界各地で熱水や冷水の生態系が相次いで発見されていて、深海研究の世界的な最重要課題の一つとなっている。我が国でもこれらに関して、地学、生物学、地球化学などの諸分野で日進月歩の勢いで研究が進みつつあり、学際的共同研究も実施されている。

化石シロウリガイ類は日本や米大陸から10種足らず知られているが、その産状の詳しい記載を行ったり、現在の知見に照らして古海洋学、^{あるい}或は海洋地質古生物学的に論じた研究は極めて少ない。従来逗子市にも、古い(漸新世—中新世初期)葉山層を背にして、その北方に広がる深海域に堆積したと思われる池子層に、数個所にわたってシロウリガイ類の化石が報告されてきた。今回は、その中の3ヶ所を中心に、地質・古生物学的に詳細な調査研究を実施し、ここに報告するような興味深い結果を得ることができた。

逗子市域のシロウリガイ類化石層のうち、逗子高等学校裏にある崖の露頭は特に見事で、地層は厚く、化石の産状をつぶさに観察することが可能で、また二つの異なる産状型を見ることができる。ここではまたシロウリガイ類の貝殻の保存状態も良好で、本誌に報告した様な貝類学的、形態学的な特徴を詳細に研究し得る様な標本が得られた。

これほど見事に、大量のシロウリガイ類が化石として発見されるのは、^{わず}僅かに北海道の幌内層(漸新世)にある近縁の種類(*Hubertschenckia ezoensis*)の例と、アメリカ合衆国の Washington 州の山奥のシロウリガイ類化石の例とがあるのみで、世界でも極めて稀なものである。そこで、この化石産地は特に重要で、大切に保存すべきであり、そのための方策を立てる必要がある。また他の地点(逗子高ランド脇^{わき}の川の壁面や神武寺駅前村社神明社＝通称：須賀神社境内)も、異なった堆積環

境を示すものであって、高校裏崖と関連させて大切に保存されることが望まれる。

その他、米軍基地内の数カ所の化石産地や、鎌倉市内天園のものなど、逗子市内及びその周辺地域のシロウリガイ類の化石を産する露頭の総てが、現地でその現状のまま保存され、それらの間の時空間的分布と産状とが今後の研究に役立ち得るように残されることも切望される。

現生シロウリガイ類の群生地の研究は現在、日進月歩の勢いで研究資料が蓄積されつつあり、毎年のように新たな事実の発見がある。化石や地層についても同様なことが言えるもので、今回の調査研究で総てが明らかになった訳ではない。近い将来に、新しい観点から再調査、再研究が行われて、更に興味深い事実が明らかにされることもあろう。このような意味でも全地点を可能な限り現状のまま保全する対策を講ずることが必要と考える次第である。

終わりに、本研究の機会を与えられた、逗子市教育委員会高木栄一教育長に深く感謝すると共に、現地調査研究や成果の発表に多くの援助を与えられた同委員会志村哲雄教育次長、浅沼 上参事、社会教育課須田 隆課長、山梨桃也元主幹、穂元芳男、花井和男、永田寛夫、鈴木文明、渡部祐三、岸田邦美、翁川昭洋、藤田弘美、塚田明治、平 和夫、吉田博邦氏、その他の方々に対しても感謝の意を表するものである。

研究代表者

堀越 増興

シロウリガイ類化石層の成因とプレートテクトニクス

小林 和男

I 地球表面の動き

コペルニクスとガリレオ以前の人々は、地球が動いているなどとは、考えようとしなかった。地球の表面が常に移動していることを信じる人は、もっと最近まで少なかった。アルプスの高い山の上の地層に貝の化石が含まれているのが見つかって、それはノアの洪水の跡だと考えられた。もう少し科学的な考えをする人でも、昔の海水面が著しく下降したか、地面が褶曲^{しゅうきょく}によって上昇したとみなすだけで、その地層がはるばる遠い海底から水平に移動してきたという考えは余りなかった。

ドイツの気象学者アルフレッド・ウェゲナーが、1910年に大陸移動説を公にした時は、その新鮮な着想が世界中の関心を集めた。日本にもさっそく紹介され、解説書が出版された。随筆家としても知られる物理学者の寺田寅彦博士は、関東地震直前の大正12年(1923年)7月に「ウェゲナーの大陸移動説」と題する講演を行って、要点を解説している。

さらに一步を進めて、日本海の成因にこの説を適用し、アジア大陸と本州との相対運動が日本海の拡大をひき起こしたと唱えた。この説では拡大は現在も継続していると考えられたので、その動きを実測するために、山形県の酒田と飛島間の距離の長期繰り返し測量を提案した。いよいよ計画が実現することになって、昭和3年(1928年)3月に自ら現地を訪れている。現代の知識では酒田と飛島の間は移動はないことが知られているが、今から60年以上も前にこのような企てを実行した先見の明は高く評価されるべきであろう。

大陸移動説は、1950年代に岩石の中に記録されている磁石の性質を使って検証されるようになった。岩石の磁化の方向が、現在のその場所の地球の磁場の方向(ほぼ北向きで、関東では水平面から約48°下向き)と大きく違っていることがあるので、その分だけ大陸が移動や回転をしたと推定するのである(図版1:1図)。

この方法(古地磁気学という)によって Gondwana 大陸の分裂などが新しい見地から議論されたが、大陸移動の仕組みは、地球表面の4分の3近くを占める海洋底の知識が豊富になるまではわからなかった。

II 海洋底の調査研究

現代では、人工衛星を利用して地球の表面をいつでも、どこでも、いくらでも詳しく観察することができる。しかし海の底は、海水が光や電波をほとんど通さないために、遠くから目で見ることができない。航空写真で山の地形を精密に決める技術が使えない。

月の表面でさえも精密な地形図ができている時代だというのに、海洋底のデータはまだきわめて

不十分である。それは、海の中が見えないからである。明るい熱帯の海でも100mの深さでは夕暮れの明りしかない。海中に強いライトを照らしても、散乱がはげしくて10mしか届かない。あとは暗黒の世界である。

海洋底を測るには、昔は細長い麻か鋼でできたひも(索)を使った。ひもの先に錘おもりを付けて鉛直に下し、ひもが海底にとどいてゆるんだときの全長から海の深さを決めた。錘にはグリースを塗って、附着してくる泥を調べて海底の性質を知った。時には、錘の代わりに網を付けて、海底の岩石や生物を採取した。

1872年12月から1876年5月まで3年半の年月をかけて世界の海を一周して海洋底を調べたイギリスの蒸気帆船チャレンジャーはこの方法で深さを測った。戦前日本の水路部は西太平洋一帯の水深図を作ったが、その精度は今でも使用に耐える立派なものであった。

その後、超音波の反射を利用する音響測深機が発明されて、深さを測る能率は少し改善された。しかし長い間船の直下しか測れなかったために、なかなか広い海洋全体の精密な地形図はできなかった。ようやく最近になって電子回路とコンピュータ処理の先端技術を利用して、船が走りながら横に発した超音波を斜めに受けて、海底地形を面的に測り、自動的に地形図を書く方法が確立して、陸上と同じ精度や縮尺の海底地図が作れるようになった。その地図をもとに、潜水調査船や無人テレビなどが、海底の要所要所を詳しく観察したり、測定機械を置いたりできる段階に来了。

III 深海底の起伏

世界の海(表面が海水で被おおわれている部分)の深さの平均は3,865mである。陸の最高峰エベレストの山頂の高さは8,848mなのに対して、マリアナ海溝最深部の水深は10,924mである(最近の水路部の測定で確定した数値)から、それだけでも海底の方が規模が大きいことがわかるが、もしすべての陸をけずって海を埋め立てると、世界中は深さ2,440mの海になってしまう。

海底の中で陸に沿った部分には、深さ100mほどの平坦な所があって大陸棚と呼ばれる。大陸棚は地質構造から見て陸の一部とみなされる所で、大陸棚条約でも領土の延長として認められている。世界全体の大陸棚総面積は約 $60 \times 10^6 \text{ km}^2$ で、陸地総面積の3分の1を超える。

大陸棚を除いた深海底で際立った地形は、海嶺かいりゅうと海溝である。海嶺の中でも現在活動中の中央海嶺からは、海底のリソスフェアが拡大しつつあることが知られている。その証拠としてあげられてきた事実には、(1)引っ張り力によって割れたと思われる中軸上の裂け谷(中軸谷)の存在、(2)浅い地震の列、(3)海底の年齢が中軸谷内部で0で、遠く離れるにつれて古くなるなどがあったが、最近、中軸上に多くの熱水噴出や熱水鉱床が発見され、中軸直下のマグマ(地下に存在する岩石が熱く熔融したものの)の存在が確認されるに及んで海底生成の過程は一層明瞭りょうりょうになった。

新しく出来上がった海底は次々と水平に移動して、後からできる海底に席を譲る(図版1:2図)。東太平洋では拡大の速さは片側で4-6cm、大西洋では2-3cmである。中央海嶺の中軸の水深は2,500mから3,000mが普通だが、古い海底は年齢の平方根に比例して深くなるので、中央海嶺は大西洋ではその両縁の大陸近くまで、太平洋では中央部まで、大規模な裾野すそをひいている。

IV 下りエスカレータの入口

——海溝から沈み込むプレート——

地球の表面積は地質時代のかかなり長い間、もしかすると地球生成直後から現在までずっとほぼ一定だったらしいので、中央海嶺で拡大した海底は同じ面積だけ、どこかで消滅していなければならぬ。このできごとが現在進行中なのが海溝での沈みこみである。

代表的な海溝の一つである日本海溝では、太平洋の海底が一年当たり約8cmの割合で東北日本の下に約45°の角度で斜めに沈み込んでいる(図版1：2図参照)。沈み込む海底と陸の地殻の間には激しい相互作用があって地震として感知される。

100km以上の深さまで沈み込んだ海底の一部は、地熱によって融けてマグマとなる。その上側の島弧のマントル(地殻の下にある層)の一部も融ける。海底上部の泥や岩石の中には、間隙水や結晶水の形でかなり多くの水が含まれていて、これが周囲のマントル物質を融けやすくする役目を果たす。

こうして形成されたマグマは、その上の地殻が硬くて厚ければ、十分溜って、分化・成長してから地表に噴出するし、また上側が薄く、割れ目があれば、直ちに流れ出して溶岩となる。前者が東北日本の火山(浅間山、磐梯山)群で、後者は伊豆大島などである。

中央海嶺で生まれて海溝から沈み込むまで海底下のある厚さの部分が、一塊となって移動する。この部分がプレートである。

V プレートの動きの測定

太平洋のプレートは日本に向かって年8cmほどのスピードで近づいている。これは単なる仮設ではなく、遙かなたの宇宙から来る電波を利用して日本〔鹿島〕とハワイとの距離を精密に測れるようになったので、早速繰り返し観測を行った結果、ほぼ予想通りの値が得られている。さらに、あと数年観測を続ければ一層精度の高い数字が得られるだろう。プレート運動の時間変動さえ、数年単位で求められるようになるかもしれない。

ハワイが日本に近づいていると言っても、現在の距離は5千km以上あるので、日本の傍まで来るには6千万年ほどかかることになって人間の感覚からはほど遠い話である。重要なのは、プレートの上に乗っている多くの島や大陸のかけらが長い地質時代の間には、日本海溝や他の沈み込み口に辿りついて、或る者はそのまま沈み込み、大きな陸は海溝を越えて日本列島に衝突したに違いないと思われる点である。

VI 海溝にぶつかった島や陸の運命

現に日本海溝にちょうど辿りついている島がある。といっても、今は海面から上に頭は出していない。犬吠崎の東約120kmの沖、日本海溝の南端に第一鹿島海山と呼ばれる海底の山がいままきに海溝に沈み込もうとしている。海山の山体は海溝に平行な断層で真二つに切られ、日本側は1,500mも下に落下している。そして、間もなく日本の下に呑み込まれてしまいそうに見える。

この海山の頂きには、厚さ300mものさんご礁石灰岩^{かぶき}が被っていることが、1985年夏のKAIKO計画でのフランス潜水調査船ノチールの潜航調査で確認された。この海山は約1億年前までは遙か南の熱帯の海に姿を現していた火山島で、その周囲は美しいさんご礁に囲まれていた。プレートの運動に乗ってしだいに北へ流され気候が寒くなる一方で、急激に沈降したためさんごの生育が止まって海山と化し、ついには海溝に沈み込む運命にあるらしい。

火山島はもともと海底に噴出したので、それほど軽い地殻はもたないので陸と衝突するほどのことは起こさないのだろうが、もう少し大きな島あるいは陸の場合は事情が異なると思われる。その現在の例が伊豆半島の衝突である。

VII 中部日本に衝突している伊豆半島

伊豆半島はもとは遙か南にあって、現在の伊豆七島の一つをなす大きな島が陸塊であった。それが、北上するフィリピン海プレートに乗って移動し、現在の位置に達して本州と衝突している。フィリピン海プレートの他の部分は駿河トラフと南海トラフから西南日本の下に沈み込んでいるのに、この部分だけは沈み込みがない。

トラフに相当する境界は沼津付近から上陸して、御殿場、酒匂川の谷を通して小田原辺りから相模トラフへとつながる(図版2：1図：点線の部分)。現在赤石山脈等が激しく隆起しているのは、この衝突に起因すると考えられている。

この複雑なプレート境界の屈曲は、伊豆半島の東側(単性火山群域)や東海地方に様々なおかしい現象を生じさせている。このプレート配置は不自然なので、石廊崎沖に新たな海溝を生じて南海トラフと相模トラフとを直結してしまう動きが、地震の震源分布から推測できると主張する人々もいる。

現在このようなできごとが進んでいるとすれば、過去にも似たような事件が起こっていても不思議ではない。今から1200万年頃までは、南海トラフと相模トラフとはもっと奥の方でつながっていたことを示す証拠が地質学的に数多く見付かっている。本報告書中の小川氏の記事が詳しいので、ここでは概要を述べるだけにとどめるが、当時の境界は現在の富士川に沿って北上し、甲府盆地付近を通して相模湖から三浦半島中部を経て、房総半島嶺岡帯へ、さらに鴨川海底谷へと連なっていた可能性が大きい。

この境界とされる線上に大きな磁気異常の負の帯(地磁気強度が地球表面の平均的な強度よりも小さい地帯)が存在する(図版2：2図：点で陰を付けた“-200”の個所)。これは、昔の海底地殻深部を構成していた磁化の大きい玄武岩層が南下がりに地下に分布していると考えerとうまく説明できる。衝突開始以前には、この帯には立派な海溝かトラフがあって、沈み込みを続けていたのであろう。その位置は現在よりもずっと南であったと思われる。

VIII 海溝斜面に住むシロウリガイ

前の節に述べ、また本報告書中の小川氏や平・徐氏の記事が詳しいように、古い地質時代のある

時期に、現在の三浦半島中部を北西から南東に切る海溝あるいはその小型なものとしてトラフが存在し、陸側に向かって沈み込みが続いていたことがある。

海溝またはトラフの陸側斜面下部には、沈み込み面に沿って生じている薄い層からメタンなどに富む水が断層を通して湧き出^わき出^わしていて、その湧出口にはシロウリガイ類が群集をなして生息している(堀越の産状についての記事pp.82-83参照)。

この事実はKAIKO計画に際し、ノチールによって確かめられた。今年の夏にも再びノチールが南海トラフに来て、さらに詳しい研究を日仏共同で行うことになっている。その予備調査として実施した、東大海洋研白鳳丸による海底ビデオ観察(海洋科学技術センターの曳航式ビデオ装置を使用)によって、すでにシロウリガイ類の群落は、トラフの陸側の変形前面最先端に集中することが確認された。

それよりも陸側の変形帯はおそらく古いもので、現在は活動をしていないために、深部からメタンに富む水が湧き出す道は閉ざされてしまっているのであろう。

逗子・池子層のシロウリガイ類分布の精査から昔の海溝の様子を、あたかも古代の遺跡から古代人の生活を復元するように描き出されることが期待される。

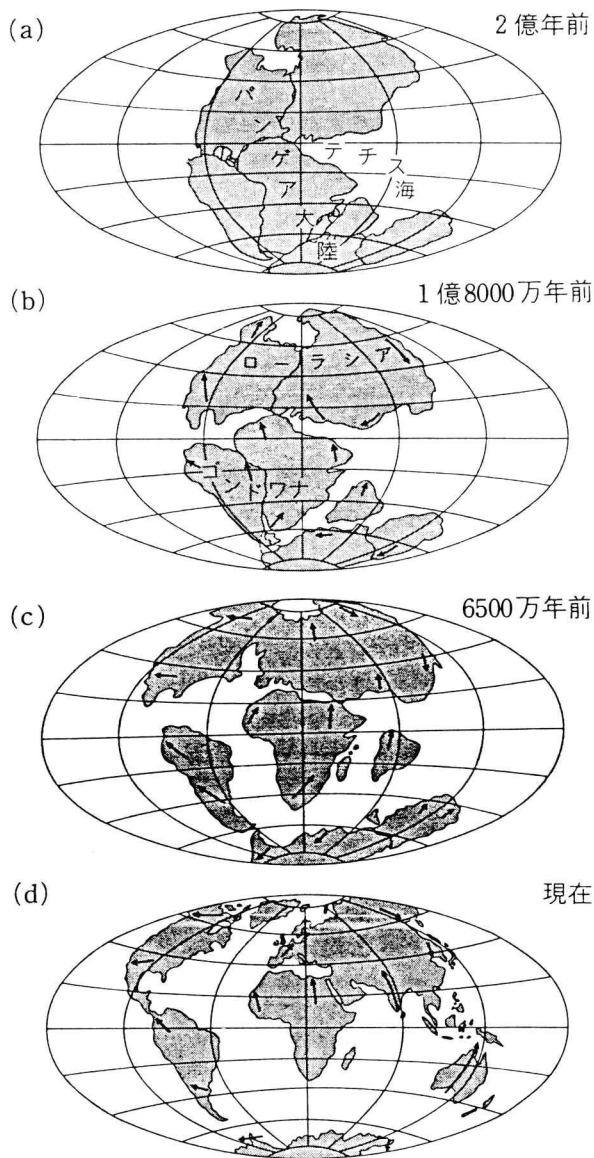
図版の説明

図版 1

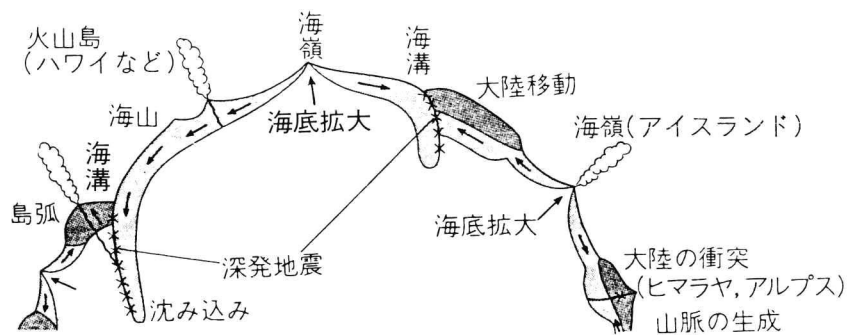
- 1 図 大陸移動の復元。
- 2 図 地球上の海嶺と海溝の分布。

図版 2

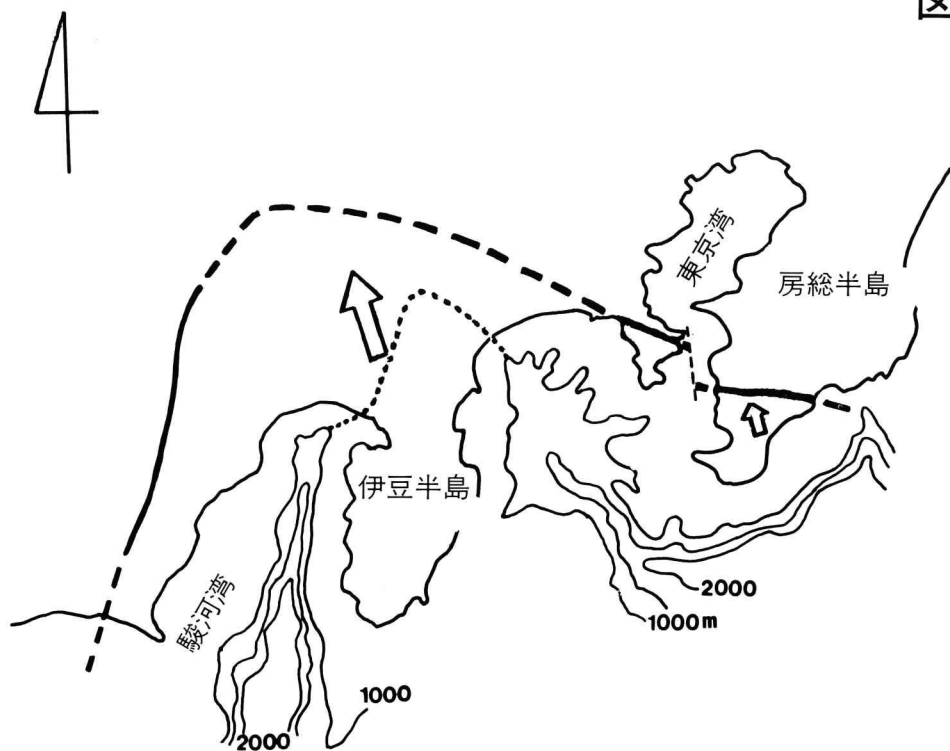
- 1 図 三浦半島-房総半島の磁気異常(ナノテスラ単位)。
陰を付けた部分が負の異常最大の帯。
- 2 図 現在の衝突帯(点線)と地質時代(中新世中期)の衝突帯(実線、破線の部分は推定)。



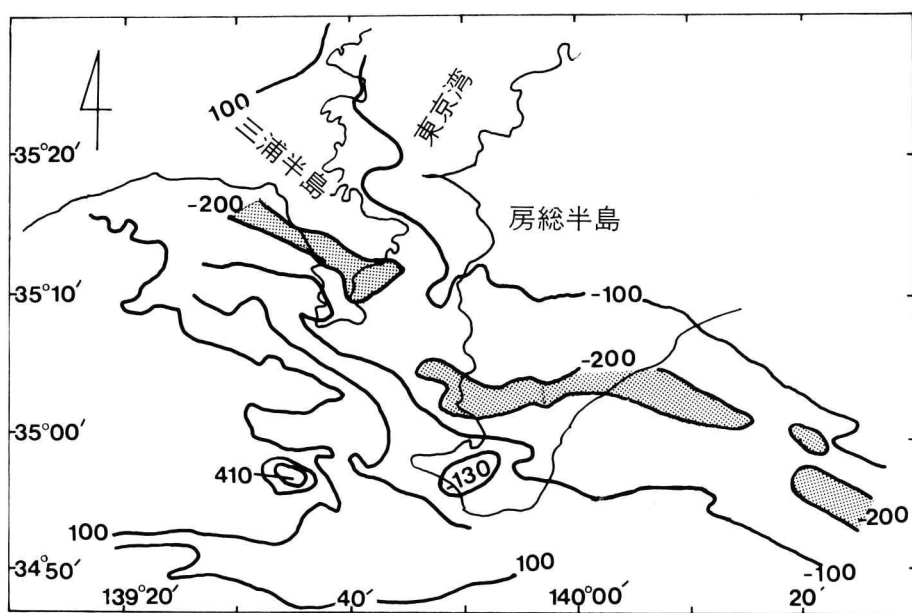
1 図



2 図



1 図



2 図

葉山－嶺岡帯の地質とテクトニクス

小川 勇二郎

三浦半島から房総半島にかけて、この地域で最も古い地層や岩石の分布する、葉山－嶺岡隆起帯と呼ばれる構造帯がある。この帯の周囲が、第三紀の比較的後期(中新世後期以降)の地層によって成り立っているのに対して、葉山－嶺岡帯の中には、より古い嶺岡層群、嶺岡オフィオライト、葉山－保田層群、矢部層群などが分布しているのが特徴である(図版1:1図)。それは、いわば地塁のような見掛けでは二帯に分かれて分布している。三浦半島においては、葉山地塊と武山地塊である(図版1:2図)。前者は逗子市南部～葉山海岸から東方へ木古庭、横須賀市池上、矢部へかけての地帯(葉山地塊)であり、後者は横須賀市久留和から長坂、武山にかけての地帯(武山地塊)である。房総半島では、葉山層群相当の保田層群は、保田地塊および江見地塊にやはり二帯に分かれて分布するが、その間に挟まれた嶺岡山地周辺では、地層や岩石の分布のありさまはかなり複雑で、いくつもの^{がんこう}雁行する構造をなしている(図版2:1図)。そこには、古第三紀の四万十層群に対比される砂岩泥岩互層である嶺岡層群や、やはり古第三紀の海洋性地殻とマンツルの断片と考えられている、いわゆる嶺岡オフィオライトと呼ばれる岩体が、いくつもの断層によって境されて、複雑な構造帯を作っている(これを狭義の嶺岡構造帯という)。

嶺岡層群が、日本の本州側からもたらされた碎屑物からできているのと対照的に、それ以降の葉山－保田層群や、三浦層群などは、そのほとんどが、伊豆弧からもたらされたと考えられる火山物質起源の碎屑物からできている。また、嶺岡オフィオライトはそれらとは全く別の、現在の太平洋側にあった、古第三紀の嶺岡プレートと呼ばれている海洋プレートの断片と考えられている。つまり、葉山－嶺岡帯とその周辺には、本州弧(ユーラシアプレート)由来のもの、伊豆弧(フィリピン海プレート)由来のもの、それに嶺岡プレートのものの三者が分布しているわけである。このような、色々なプレート由来の物質が共存する地域は、日本でもまた外国と比較しても非常にめずらしい。それは現在も房総半島の東方約200km付近に存在している、三つの海溝が重なる、いわゆる房総沖海溝三重点付近の特異な堆積および構造作用による表れである。

三浦半島には、嶺岡層群は見られない。おそらく、葉山層群の下位に分布していると考えられる。その次に若い葉山層群は、そのほとんどが島弧由来の火山性碎屑物を材料とする、海底土石流堆積物を主とする。石灰岩も点在するが、一般に非石灰質であり、しかも珪質微化石を含むので、堆積環境としてはかなり深い海域が推定される。葉山地塊では北へ急傾斜する地層が逆断層で何度も繰り返している。また、武山地塊では、東西の軸をもった向斜構造が認められる。武山地塊では、葉山層群の上位に整合的に緑色の特徴的な凝灰岩がのっている。典型的なものは、長者ヶ崎南方の立石に見られる。同様な地層は、葉山地塊の矢部付近にも、また上山口にも分布する。この地層は、中期中新世のいわゆるグリーンタフと呼ばれるものに時代も岩相も対応すると考えられ、この地域が、南部フォッサマグナの連続であった可能性を物語る。

葉山―嶺岡帯のもうひとつの特徴であるオフィオライト質の岩体は、房総半島では嶺岡山地に典型的に分布するが、三浦半島でも、数個所に散点的に分布することが知られている。オフィオライトというのは、もともと海洋プレートを作っていた岩石と考えられているものであるが、日本のような所では、その大半は断片的になっている。およそ二つの異なった岩石から出来ており、ひとつは超苦鉄質のもので、衣笠駅の西側から池上にかけて散点的に分布する蛇紋岩体がそれである。もうひとつは、玄武岩質の岩石であり、それは平作川、上山口の水源地橋付近、および長坂にいずれも小規模の岩体として分布する。それらの分布のありさまから、蛇紋岩体と玄武岩体はいずれも断層にはさまれて下位から絞り上げられてきたものと考えられる。おそらく、房総半島の嶺岡帯と類似の構造帯は、三浦半島にも連続していて、葉山層群の分布域がその表れであろうと考えられる。

房総半島の玄武岩も三浦半島の玄武岩もおおよそ4000万年前の古第三紀の放射年代を示すが、前者が海洋底を作っていたものであるのに対して、後者はその上にのっていた海山を作っていたものであることが、化学分析の結果知られている。

嶺岡帯のような複雑な構造帯は、どのようにしてできたのであろうか。この地域には、重力と地磁気の異常が知られていて、それによると、重たくてかつ磁気の強い物質(それは海洋プレートの断片と考えられる)が嶺岡帯から南へ向かって深くなるように存在しているとするとうまく説明できる。葉山―保田層群は、伊豆弧起源の火山砕屑性のしかもかなり深い海底下の堆積物であり、現在の伊豆―小笠原海溝に近い斜面に堆積したものらしい。おそらく、嶺岡層群の堆積が終わった第三紀の中頃、この地域の近くに伊豆弧と海溝三重点がやってきて、現在の三浦―房総半島にかけて、相模トラフの前身の海盆(原相模トラフ)が生じた。伊豆弧の前面に堆積していた葉山―保田層群は太平洋側にあった古第三紀の嶺岡プレートののし上げと共にこの地域にもたらされた。その後この地域は、原相模トラフに沿う斜め沈み込みと、それとほぼ平行にできた嶺岡構造帯に沿う運動に規制されて発達してきた。葉山―保田層群はこの間矢部層群と共に、ひとつのまとまりとなって、まわりを断層に境されて地塁状になった。そのまわりに三浦層群とそれ以降の上総層群などが次々に堆積し、本州側に付加していった。フィリピン海プレートの斜め沈み込みは今日に至るまで続いており、それによる堆積の構造作用によって、現在見る三浦―房総半島の地質が説明できる。その間のおよそのありさまを(図版2：2図：①―④)に示した。

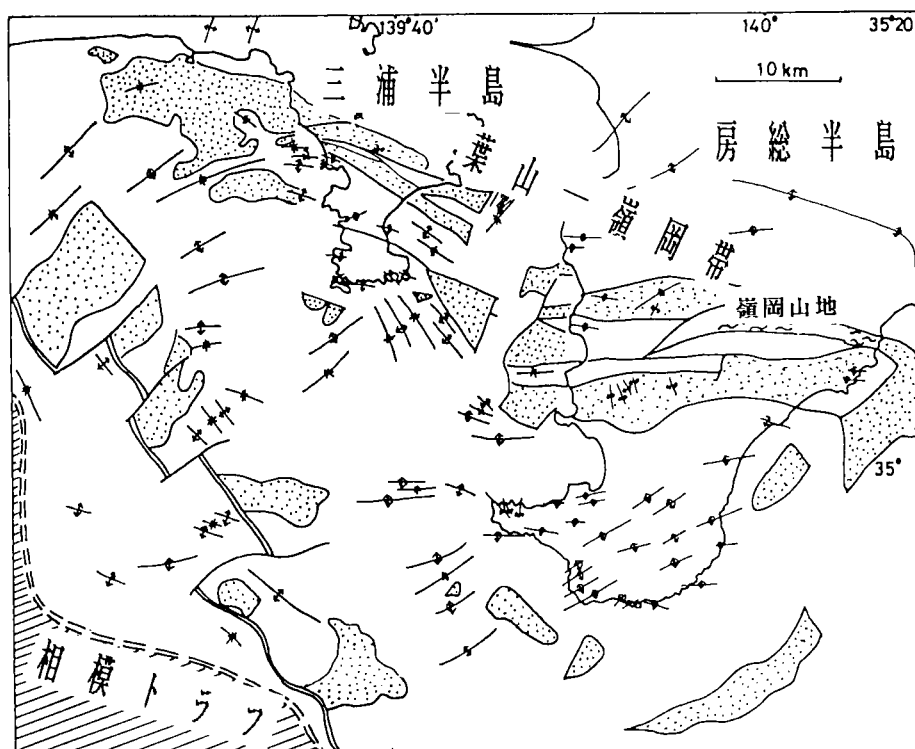
図版の説明

図版 1

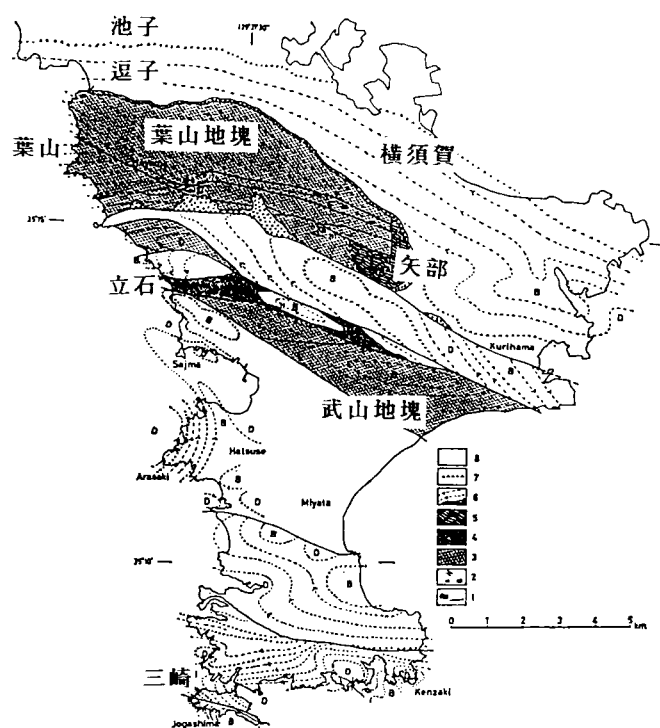
- 1 図 三浦－房総半島と周辺の概念図。点を打った部分は主として葉山－保田層群分布域。
- 2 図 三浦半島の地質概念図
 1. 蛇紋岩, 2. 玄武岩類, 3. 葉山層群, 4. 矢部層群中の立石層, 5. 矢部層群
 6. 三浦層群, 7. 凝灰岩鍵層(堀内・谷口, 1985による), 8. 未区分。

図版 2

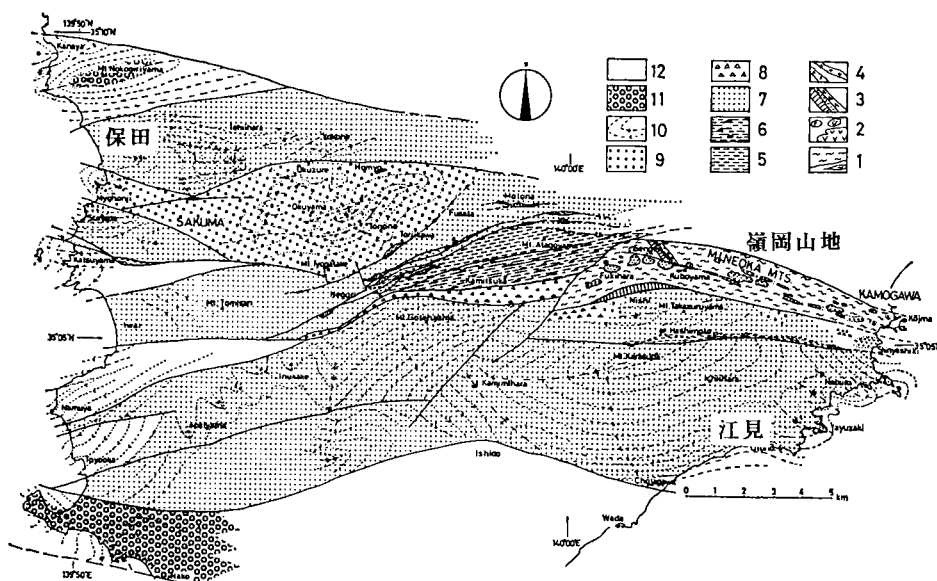
- 1 図 房総半島中南部, 嶺岡帯周辺の地質概念図
 1. 蛇紋岩, 2. 玄武岩類, 3. チャート・石灰岩体, 4. ハンレイ岩と閃緑岩, 5. 愛宕山層, 6. 神塚層(5, 6をあわせて嶺岡層群), 7. 保田(江見)層群, 8. 矢部層群相当層(荒島層), 9. 佐久間層群, 10. 三浦層群, 11. 上総層群, 12. 未区分。
- 2 図 “嶺岡プレート”ののしあげ(obduction)と, それに引き続くフィリピン海プレートの斜め沈み込みによる嶺岡帯形成モデル(小川・谷口, 1989)にもとづく。①古第三紀(約5000～4000万年前), ②中新世前期(約2000～1700万年前), ③中新世中期(約1500万年前), ④中新世後期以降(約1000万年前以降)。



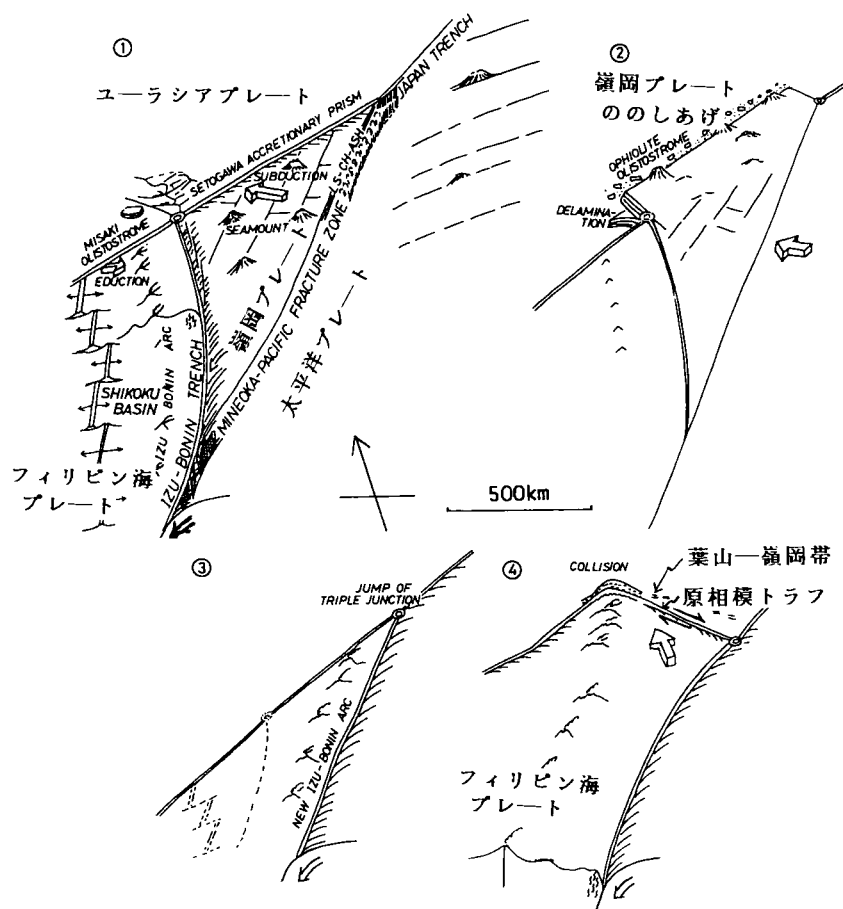
1 図



2 図



1 図



2 図

逗子市池子地区周辺の地質と堆積環境

徐 垣・平 朝彦

I はじめに

三浦半島を含め、関東地域最南部の地質については、19世紀後半より調査研究が行われてきたが、近年、伊豆－小笠原海嶺と本州弧との衝突テクトニクスとの関係で再び注目を浴び始めている。例えば、小川・谷口(1987)は、三浦半島南部に分布する三浦層群は、その堆積時には伊豆－小笠原海嶺側に位置し、その後本州弧側に付加した付加体であるとする考えを出している。また、深海湧水起源と推定されるシロウリガイ群集が地域に分布する本層中に見つかるなど、三浦半島周辺を取り巻く一帯は“プレートテクトニクスの実験室”として、地球科学にとり興味深いフィールドの一つになりつつある。

本論では、はじめに三浦半島周辺の地質の概略について述べ、筆者らの検討結果を踏まえ、逗子市池子地区周辺に分布する池子層がどのような場に堆積したか推論を試みる。

II 三浦半島周辺の地質

三浦半島を構成する地層は、下位から葉山、三浦、上総、相模の各層群と沖積層に大きく区分される。各層群は、三つの不整合(下位より、田越川不整合、黒滝不整合および長沼不整合)によって境される(表1および図版1)。房総半島には、葉山層群の分布の中軸部に、主としてタービダイトからなる始新世の嶺岡層群が分布するが、三浦半島にはその分布をみない。

葉山層群は、前期－中期中新世の地層からなり、下位より森戸層、あぶずる層、大山層、衣笠層および矢部層の5つの累層に区分される。森戸層は珪質シルト岩、あぶずる層は凝灰質砂岩泥岩互層、大山層は凝灰質砂岩、矢部層は凝灰質砂岩および凝灰質泥岩(一部で互層状)を主体とした地層からなる。また、衣笠層はカオティック(層序の乱れた)な岩相を示し、大規模なスランプ(海底地すべり)堆積物と解釈される地層である。葉山層群は、一般に著しく変形しており、一見して、上位の三浦層群と区分できる。

三浦半島の上部中新統(三浦層群)の地質は、観音崎、大楠山を経て葉山へと分布する葉山層群を境に、その北(逗子および横須賀周辺)と南(三崎周辺)で岩相や変形様式を異にしている。北部に分布する三浦層群は、下位より逗子層と池子層に区分される。

逗子層は、およそ8 Ma(1 Ma=百万年前)から3 Ma前に堆積した地層で、主としてシルト岩と薄層砂岩層の互層からなるが、その中にBg, HkならびにNtと呼ばれる厚い凝灰岩の鍵層が挟在する。本層最下部には、田越川礫岩層と呼ばれる砂質礫岩層が分布する。この礫岩層中には貝化石群集が報告されており、その堆積環境は、東部の衣笠付近では温暖な浅海性、西部の田越川付近では上部漸深海帯(大陸斜面上部)のものと考えられている。一方、その上部、逗子層主体部からは、お

およそ500–2,000mの水深に生息する化石(底生有孔虫)が産出する。したがって、堆積の場が不整合から最下部の礫岩層、そして逗子層本体へと深海化する傾向を化石の記録から読みとることができる。

池子層は、およそ3 Maに堆積した地層で、火山礫凝灰岩層とこれを取り囲むように分布する泥岩および砂岩の互層からなる。前者については、これを特に鷹取山火砕岩部層と称する(江藤, 1986)。池子層は、その一部に浅海相を示すものもあるが、含まれる化石から全体として中部漸深海帯(500から1,000m)の水深の場で堆積したものと思われる。神武寺から鷹取山にかけて、主としてこの池子層が分布し、シロウリガイ類化石を産する。詳細は後に述べる。

一方、葉山層群の分布域の南に分布する三浦層群は、下位より三崎層と初声層とに分けられる。三崎層は、主として泥岩とスコリア層の互層からなる。ベイン構造(vein structure)やスランプ層、面なし断層をはじめとする未固結時の地層の変形が著しいことが本層の特徴としてあげられる。その時代は、およそ10Maから3 Maにわたり、北部の逗子層に比べ少し古くから堆積しはじめてはいるが、ほぼ同時層と考えられている(例えば蟹江, 1990)。また、含まれる化石から、水深1,000から2,000m前後の比較的深い堆積の場が考えられる。三崎層の供給源、言い換えれば噴出源については、含まれるスコリア層の頻度ならびにスコリア粒子の粒径が一般に1 cm(なかには5 cmを超す)を超えるほど大きなものであるといった特徴から、近傍の火山活動が考えられる。しかし、火山活動と三崎層の堆積場の関係について、依然不明な点が多い。

初声層は、斜交層理の発達する火砕岩よりなる。含まれる化石や堆積構造は、この地層が温暖かつ浅海な場所に堆積した、もしくはそこから運ばれた再堆積性の堆積物であることを示している。初声層本体からは、時代を決定するに有効な化石が現在のところ産出されていない。したがって、堆積時代と上位の三崎層との関係については、議論のあるところではあるが、その時代については、池子層と同時代の3 Ma前後であると考えられている。

上総層群は、黒滝不整合と長沼不整合とに挟まれた地層に対して定義・命名されたもので、およそ2 Maから0.5Ma前後に堆積した地層である。本地域では下位より浦郷層、野島層に区分される。前者の浦郷層は、砂岩を主体とし、その基底部付近には細粒な礫を主体とする礫層を挟在する。一部の地域(鎌倉地域等)で、砂岩は斜交層理を示している。生物擾乱^{じょうらん}が発達しており、その一部には、池子層と同様にシロウリガイ類を産することが知られている。また、本層より産する底生有孔虫化石は、本層が水深100から200mといった浅海域で堆積したことを示唆している(江藤, 1986)。

野島層は、岩相の側方変化が著しく、礫質砂岩からシルト岩へと堆積物の粒度が変化する。底生有孔虫化石の研究から明らかになった古水深は、500ないし1,000m前後から50ないし100m前後へと本層の上位にむかって浅海化する傾向にあり、上方に粗粒化する岩相の変化は堆積場の水深変化と対応していると考えられている。

以上述べてきた三浦半島周辺に分布する地層は、そのいずれも海成層であり、多量の火山砕屑岩ないしその再堆積性砕屑物から構成されている。したがって、その発達史上、伊豆一小笠原海嶺側に位置する火山(列)の影響を無視するわけにはいかない。一方、層群間のそれぞれの境(不整合)で

は、その何れにおいても堆積の場の浅海化が生じており、その後の沈降によって泥質堆積物の堆積をみるといった共通した特徴が認められる。このような特徴は、伊豆一小笠原海嶺と本州弧との衝突テクトニクスを反映しているものと考えられよう。地層の変形については、葉山層群全体ならびに三崎層において著しく、これらの地層が伊豆一小笠原海嶺側から付加した付加体であるとする考えの論拠にもなっている。

III 池子層の堆積環境

(1) 堆積物の特徴

池子層は、藤沢市江ノ島から鎌倉市、逗子市を経て横須賀市北部にかけて分布し、その西の延長は相模平野に、また東縁は東京湾にそれぞれ没する。池子層の模式地は、逗子市(京浜急行)神武寺駅周辺とされている(例えば江藤, 1986)。前述のように、本層は、その岩相の違いから鷹取山火砕岩部層と池子層本体に区分される(江藤, 1986)。前者の鷹取山火砕岩部層は、さらに、岩相の異なる二つの相、スランプ相と再堆積性火砕岩相に区分される。スランプ相は、主として本部層の西側に広く分布し、逗子層相当層や火砕岩層のブロックを含む地層である。ブロックの径は数cmから数10mにもおよび、これらブロックに充填する基質は、泥質の火砕岩質砂岩よりなる。他方、再堆積性火砕岩相は、東側に主として分布し、鷹取山周辺地域に広く分布する。

池子層本体は、泥岩を主体とし時に薄層の砂岩を挟在する。一般に、逗子層にくらべ、生物擾乱が著しく、堆積時の堆積構造の多くは破壊もしくは修飾されている。池子層全体として、地層は整然と堆積しているが、脱水による変形構造が普遍的に認められる。また、南北走向の断層が発達している。

(2) 鷹取山火砕岩部層の分布の形態

池子層は、模式地付近でおおよそ400m近い厚さをもつ。しかし、鷹取山火砕岩部層の分布をみない地域では、この厚さはおおよそ半減する。これは、シルト岩と砂岩の互層からなる池子層本体の厚さは、ほとんど変化しないが、鷹取山火砕岩部層がその層厚を急減させてしまうからであると考えられる。鷹取山火砕岩部層は、図版2にも示すように、主として鷹取山を中心にほぼ東西に約3kmにわたるレンズ状の分布を示す。また、Nt鍵層の分布を追跡すると、明らかに逗子層が侵食されていることが読み取れる。鷹取山火砕岩部層と下位の逗子層との境界は、幾つかの地点(神武寺参道等)で直接観察することが可能である。露頭では、下位の逗子層に対して一見整合的に鷹取山火砕岩部層が覆うように見えるが、これは露頭の露出規模が小規模であるためと考えられる。しかし、岩相はこの境界で急変する。一方、この火砕岩層と上位の池子層本体との境界は、湘南鷹取台北部(図版3: 図1参照)等に露出し、上位の池子層本体に整合的に漸移する様子が観察される。

現在、鷹取山火砕岩部層の東縁には、湘南鷹取台の住宅地が広がり、露頭が見つからない。また、その西縁境界部には米軍用地が位置している。したがって、東西いずれにおいても鷹取山火砕岩部層の側方境界をみることができない。

他方、横須賀市浦郷トンネル北方(湘南鷹取台東方)の鷹取山火砕岩部層と同一層準に分布する池

子層下部は、他の地域のそれにくらべ、粗粒な火山砕屑物が頻繁に挟在しており、それらの多くは小規模なチャネル構造をなしている。したがって、地質図を見るかぎり両層の側方変化は急激ではあるが、その間に漸移部が存在する。

鷹取山火砕岩部層は逗子層や池子層本体にくらべ固結が進んでいる。その分布域は鷹取山から湘南鷹取台にかけた地域では例外なく高地をなしており、本火砕岩層と周辺の逗子層との境界が地形の変換点にもなっている。鷹取山火砕岩部層の東縁境界にあたる湘南鷹取台が宅地として開発される以前(人工的に地形が壊される以前)の地形(航空写真)から、地質の境界がどのようなものであったか推定したのが図版3：1図である。この図を見るとわかる様に、1)本火砕岩層の下限境界を境に地形が急変する。このことは、境界に沿って広い地域で岩相の急変を意味しており、漸移部がほとんど存在しないことを示している。2)側方境界部は周囲の走向傾斜と高角に斜交する。このことは、境界面が地層面(当時の水平面)と大きく斜交する海底地形面(壁)をなしていたことを示す。3)これに対して、鷹取山火砕岩部層の上限境界は、露頭観察と同様に、上位の池子層の地層と平行しており、整合漸移の関係にあることを示している。以上述べたような、本地域に見られる、鷹取山火砕岩部層の分布様式を説明するためには、鷹取山火砕岩部層堆積時に逗子層と池子層本体を削るような海底谷壁があったと考える必要があろう。

他方、鷹取山火砕岩部層の分布の西縁では、上述のような海底谷壁説を支持する直接的な証拠は得ていない。しかし、以下のように幾つかの興味深い事実が観察される。1)Nt凝灰岩層と上位の池子層間の層厚は、西部の追浜南方でおおよそ200mであるのに対して、東部の久木町岩殿寺付近では60mと層厚の急減が認められる。この間に水平距離は僅か5 kmしかない(逗子市地質図, 1981参照)。2)さらに、岩殿寺付近では、下位の逗子層との境界部に厚い(数m)基底礫岩層が分布している(逗子市地質図, 1981参照)。3)他方、スランプ相の分布する西部域には、鷹取山火砕岩部層中を切る胴切り断層が幾つか推定できる(図版2参照)。しかし、断層による変異は上位の池子層中には認められず、スランプ相の発達を考慮すると、胴切り断層の活動時期を鷹取山火砕岩部層堆積時に求めることができる。このようなことを考慮し作図した鷹取山火砕岩部層の模式断面図を図版3：2図に示す。

(3)堆積相の特徴

すでに、述べたように鷹取山火砕岩部層は、岩相上、スランプ相と再堆積性火砕岩相に区分される。スランプ相は、アザリエ団地南方の崖等の地点(詳細な場所は逗子市地質図を参照せよ)でその産状が詳しく観察できる。ブロックとして逗子層相当層や火砕岩層などが観察され、場所によっては大小さまざまなブロックを産するが、多くの場合は数mほどの大きさのものが多く、基質は、泥質の火砕岩質砂岩で、風化に弱く、風化面では基質が見にくくブロックだけが強調されている。また、ブロックの幾つかには、基質の砂岩が貫入してできた変形構造(サンド・インジェクション)が認められる。

こうしたスランプ相の産状、特に巨大なブロックの存在は、アザリエ団地から逗子高等学校に至る地域で見られる走行傾斜の乱れた逗子層ならびに鷹取山火砕岩部層相当層の部分は、異地性のプ

ロックであると解釈する強い証拠となりうる。事実、逗子高等学校南方のシロウリガイ類化石は、明らかにブロック状の鷹取山火砕岩部層から産している(鎮西氏の記事参照)。

一方、鷹取山火砕岩部層の東部に分布する再堆積性火砕岩相は、風化が進んだ露頭面では白色ないし白黄色をしており、新鮮な面では灰白色を呈する。本相は、そのほとんどが火山砕屑物からなり、一部に黒色泥岩ならびにチャートといった砕屑岩片が含まれている。肉眼的には、黒色でほとんど発泡していないラピリと、変質の著しい白色パミスが観察される。鏡下ならびにEPMAによる分析結果は、ラピリはその多くが玄武岩質安山岩起源(低アルカリソレナイト系列)であることを示している。また、一部灰色を呈する安山岩質起源(低アルカリ高アルミナ玄武岩系列)のラピリも含まれている。

再堆積性火砕岩相は、その粒度ならびにその堆積構造の違いから、下部の無堆積構造卓越層(以下無堆積構造層)と上部の斜交層理層に細分することが可能である(図版4)。下部の無堆積構造層は、親不知などで詳細に観察することができるが、後の脱水によって級化構造といった堆積構造が壊されたものである可能性が高く、元来は海底土石流堆積物(正確には、堆積物重力流堆積物)と解釈される。このような岩相は、海底谷を埋積する(初期の段階の)堆積物によく見られるものである。

一方、上部の斜交層理層には、平板状斜交層理、ハンモック状斜交層理ならびにウェーブリップルがそれぞれ観察される。平板状斜交層理は、北西-南東方向(主として南東方向に向かって流れる)の古流向が観察される。ハンモック状斜交層理は、1セットが厚さ50cm前後、2-3mの波長を示すもので、ハンモック状の斜交層理のみが繰り返し重なる癒着型のものである。ウェーブリップルは、波長約30cm前後、波高が10cm程度で最大0.5cm径のスコリアないしパミスから形成されている。各リップルの谷部はより細粒な中粒砂によって埋められている。このように斜交層理層は、泥などの細粒堆積物が挟在しておらず、その堆積構造から考えて、連続かつ強い運搬営力(ひいてはかえすといった二方向性の掃流)の存在を示唆している。斜交層理より求められる古流向は、南東方向の流れが卓越した北西-南東流であった。

(4)堆積環境の復元

鷹取山火砕岩部層の堆積環境については、すでに江藤(1986)が、半深海に形成された原地性の火山噴出物との解釈を与えている。しかし、本火砕岩部層の分布形態等の特徴は、この見解とは合致せず、すでに述べたように、海底谷を充填埋積した堆積物であることを示唆している。ここでは、鷹取山火砕岩部層が海底谷充填堆積物であるとの解釈に立ち、より詳細な堆積環境の復元を試みることにする。

はじめに、海底谷の延びの方向について述べてみたい。本火砕岩部層の現在の分布は、ほぼ東西方向で、表層の踏査からでは分布の三次元的な広がりを求めることは不可能である。そのため、海底谷の延び方向は、現在の分布からは求められない。

世界中の多くの海底谷で、流れの強さと向きを計測したF.P.Shepardらの研究(例えば、Shepard et al.,1979)によると、海底谷には上流と下流に向かう逆方向の流れが海底流速計などによって実測されており、他方向の流れは一般に発達しないことがよく知られている。また、その周期は潮汐の^{せき}

それとよく一致することが指摘され、その後の研究でも幾つの特例(二方向の流れを示さない場合等)を除けばこのことが支持されてきた。

本火砕岩部層中の平板状斜交層理から得られた古流向は180°逆方向を示す二方向が認められるが、圧倒的に南東方向のものが多く、この方向のものが流れとしても強いことが堆積構造から読み取れる。もし、このような流れを潮汐性のものと仮定すると、この方向に当時の海底谷は延びていたことになる。当時、北方により浅海性の海が広がっていたとするこの推定は、北里(1986)等の底棲有孔虫による古生物学的検討結果と一致しており、広く南部フォッサ・マグナ地域の古地理と合致する。したがって、現在の露出部分は、海底谷をほぼ直交に切る東西断面をみることになる(図版3:2図参照)。このような延び方向と直交する断面では、海底谷充填堆積物は半月状の形態の堆積体ですが、実際の鷹取山火砕岩部層の分布形態とよく一致する。

さらに、鷹取山火砕岩部層の分布の幅がおおよそ4 kmであることから、計算により求められる海底谷の幅(谷底の幅ではない)は、3 kmになる。この値は、例えば、房総沖に発達する幾つかの海底谷や静岡県沖に認められる天竜海底谷などと比較すると、同等ないしすこし狭い海底谷であったことを示しており、解釈とは矛盾しない。

残念ながら、鷹取山火砕岩部層の側方境界が露頭として産出していないため、より詳しい谷壁の様子は復元できない。しかし、東部の湘南鷹取台付近の地質図や模式断面図から考えると、最大で高さ100mの谷壁が当時形成されていた可能性がある。一方、その西部は、活動が著しい活断層壁ないしはその影響を受けた海底壁によって、おそらく多量の崖錐性堆積物(ブロック)が生成し堆積する場であったと考えられる。さらに想像を逞しくすれば、このような活断層付近に地下深部よりもたらされた流体によって、海底谷充填堆積物の固結が異常な速さで進む(主として炭酸塩セメントによる)と同時に、栄養に富む流体が海底面付近に供給され、シロウリガイ類のコロニーを形成することを可能にしたと考えることができる。報告されているシロウリガイ類を含む地層は、このような海底谷の断層壁付近ないし谷軸への再移動によって定置した可能性が高い。

図版の説明

図版 1 三浦半島周辺地域の地質(三梨ほか, 1976より)鷹取山火砕岩部層は黒色で塗色してある。
Hy:葉山層群, Zs:逗子層, Ik:池子層, Ms:三崎層, Hs:初声層, Ur:浦郷層, Nj:野島層, 白抜きは主として沖積層の分布域。U1:田越川不整合, U2:黒滝不整合, U3:長沼不整合, F:断層。

図版 2 池子周辺の地質図。星印はシロウリガイ類の産出地点。Ur:浦郷層, Ik:池子層, Tkv:鷹取山火砕岩部層, Zu:逗子層。Nt はNt凝灰岩層(鍵層), f は推定断層を表す。

図版 3

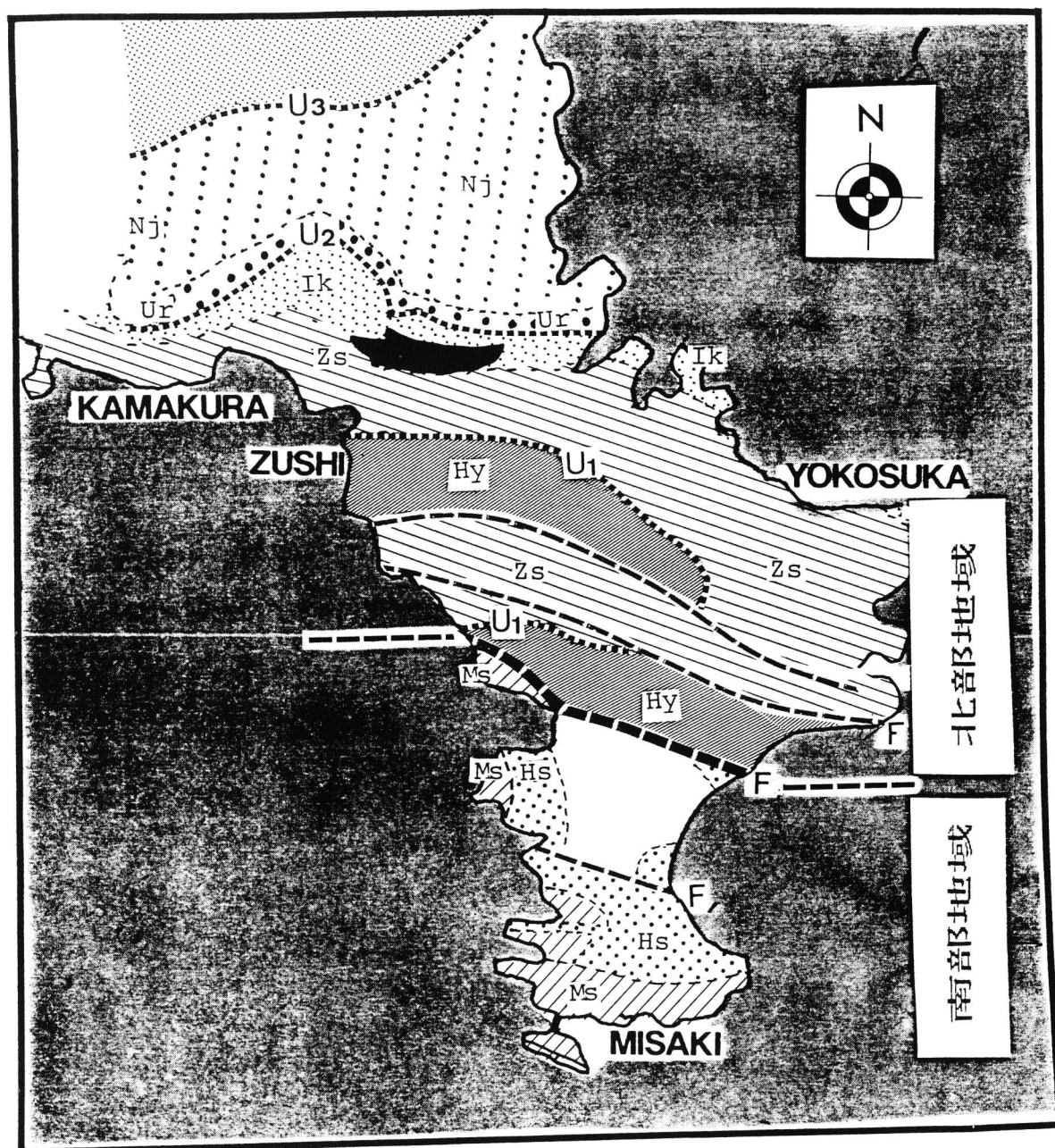
1 図 鷹取山東部湘南鷹取台周辺の地質図(場所については, 図 2 中に黒枠として示されている)。逗子層, 鷹取山火砕岩部層と池子層とは, ほぼ平行な走行傾斜を示すが, 鷹取山火砕岩部層の分布境界は, その側方で, 逗子層ならびに池子層最下部を切っている。しかし, 黒点に示すような場所では, 鷹取山火砕岩部層の上限がより上位の池子層に整合漸移することが確認できる。本文参照。

2 図 鷹取山火砕岩部層の模式断面。星印はシロウリガイ類の産出地点。

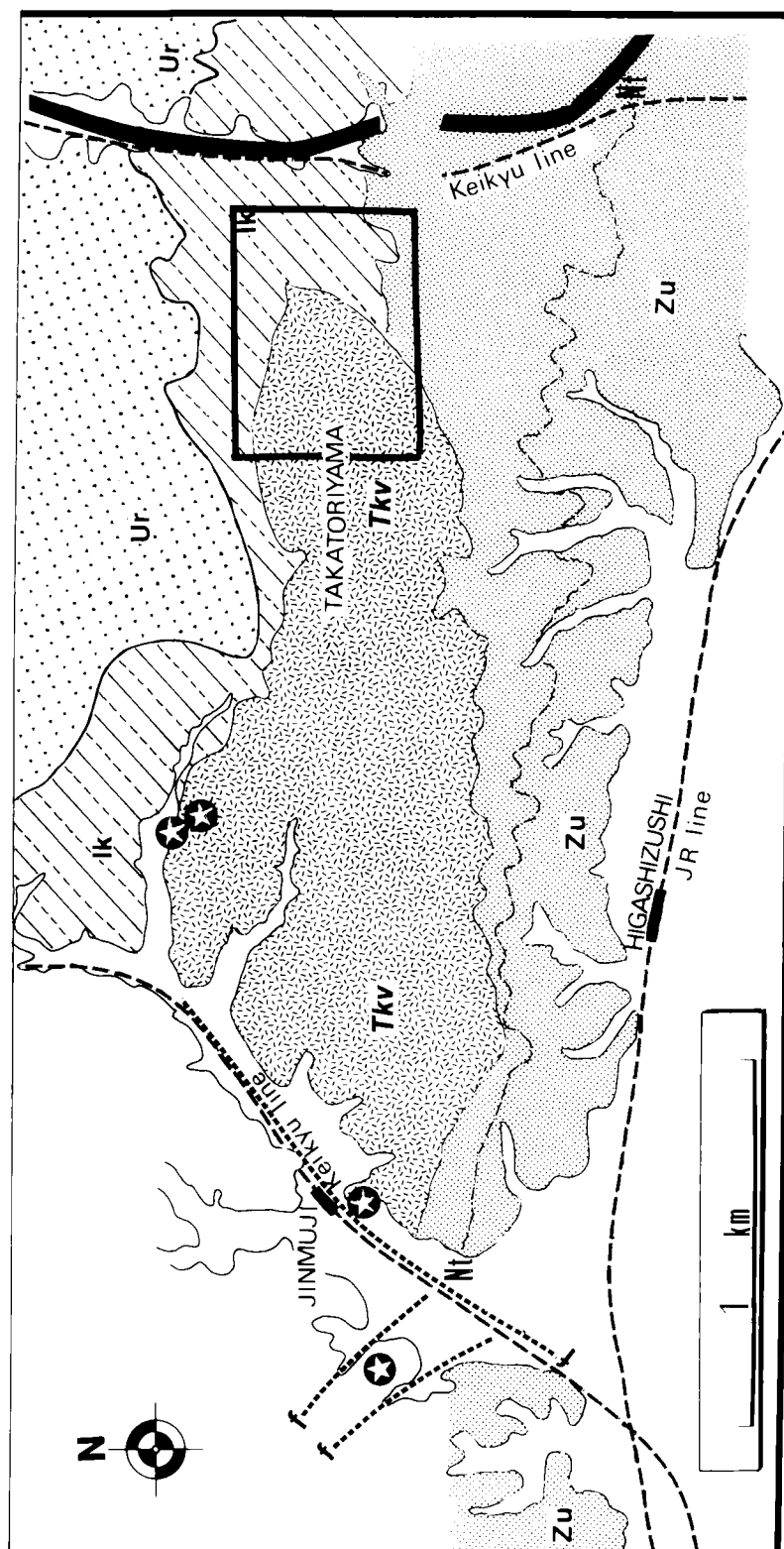
図版 4 神武寺ー親不知ー鷹取山付近の鷹取山火砕岩部層の模式柱状図。

表 1 三浦半島周辺地域の層序 (江藤, 1986を修正)

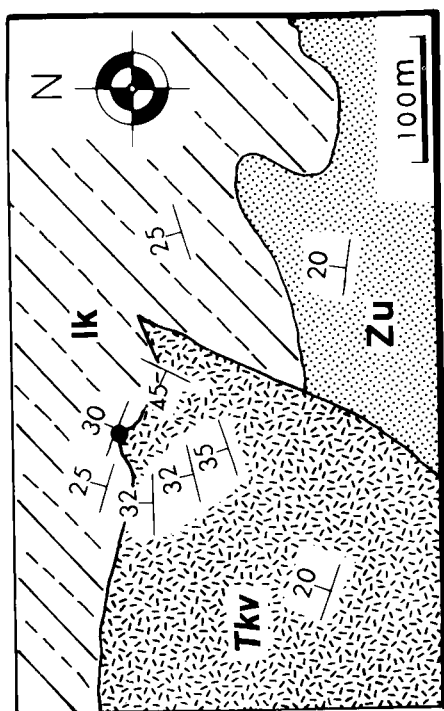
層群名	累層名	層厚 (m)	堆積深度
群 層 群 上	沖積層		深 浅
	長沼不整合		
	野島層	300	
群 層 群 浦 川	浦郷層	250	
	黒滝不整合		
	池子層 初声層	150 - 400	
群 層 群 三 浦	逗子層 三崎層	1000 - 1500	
	田越川不整合		
	矢部層	700	
群 層 群 三 浦	衣笠層	1800	
	大山層	1900	
	あぶずる層	300 - 600	
	森戸層	800 - 1000	



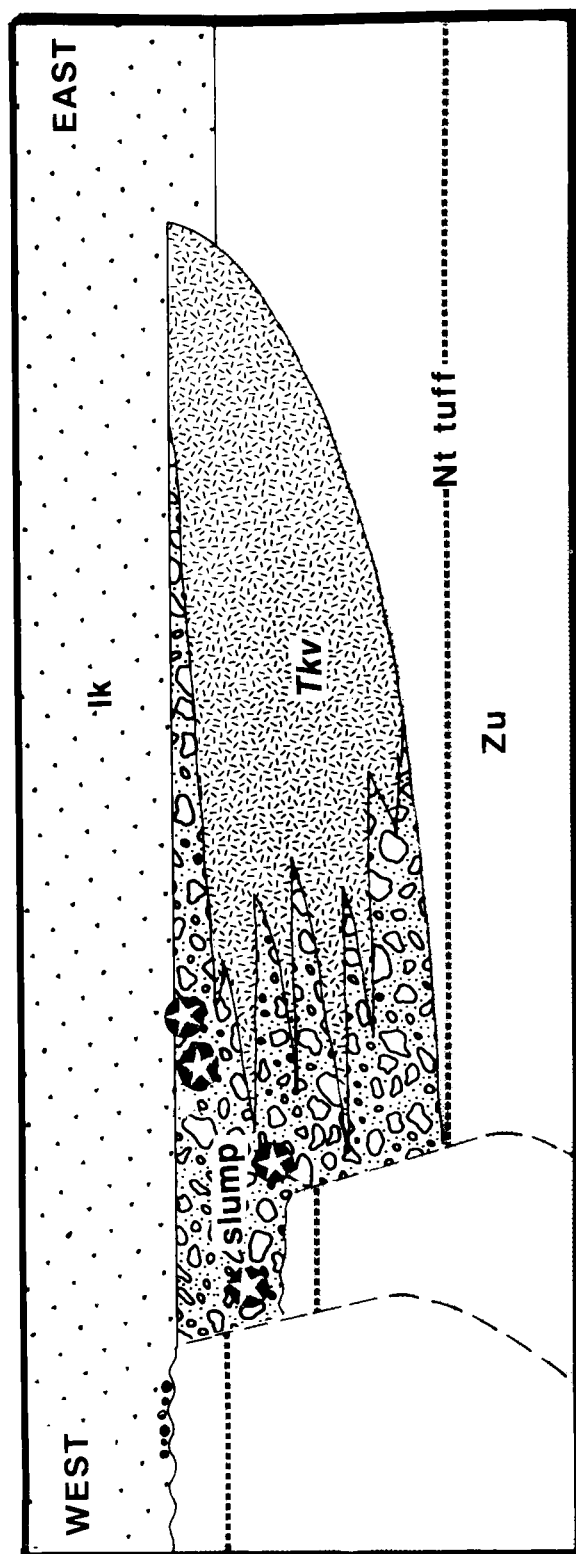
図版 2



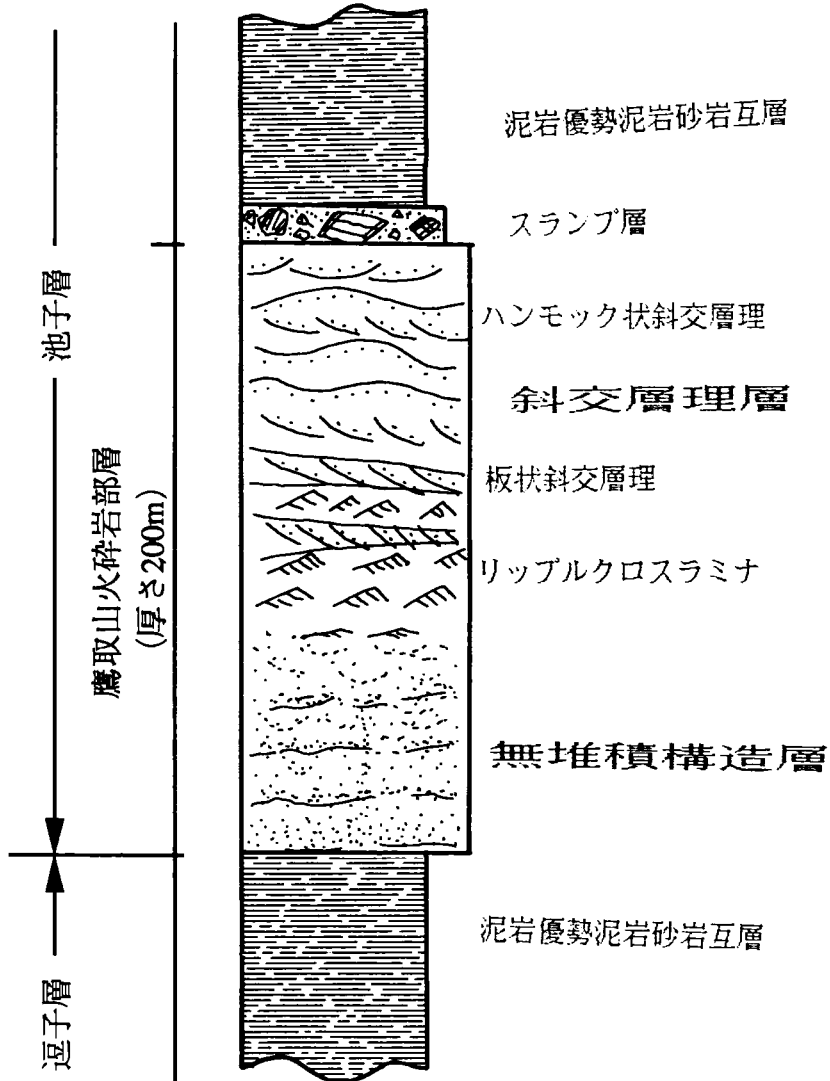
图版 3



1



2



逗子市池子地区のシロウリガイ類化石の産状と化石を含む堆積物

鎮西 清高

I 緒言

シロウリガイ類の1種(*Calyptogena* cf. *nipponica* Oinomikado and Kanehara, 1938)の化石は、二枚貝の中でも化石の産出がきわめて稀な種類である。逗子市池子周辺の三浦層群池子層から発見されるシロウリガイ類化石は、大量に見いだされること、その化石の保存状態が良好であること、産状を観察し易いこと、などの理由によって古生物学上たいへん貴重なものである。

池子地区を中心に分布する池子層と、その上位に重なる上総層群浦郷層には、各所でシロウリガイ類の化石が含まれている。このことはShikama & Masujima (1969)が報告して以来、専門家の間には知られていたが、十分な分類学的・古生態学的検討が行われておらず、またその産出の意義も永らく理解されないままであった。近年の深海底調査の結果、シロウリガイ類の生息が地質構造上で特異な場所に限られていることがわかり、そのことから、この化石の存在がテクトニクスにおいてきわめて大きい意義をもつことが明らかとなって、にわかに学界の注目を浴びることとなった。

逗子市教育委員会によって企画されたシロウリガイ類化石調査で、筆者は、主として化石を含む露頭の記載と、化石の産状の記載検討とを担当した。化石が地層中にどのように含まれているか、という情報を化石の産状という。化石の中には、その生物が生きていたときの姿勢や生息密度、周囲の海底の状況などをそのまま保存しているものがある。この場合には、産状は化石生物の生態やそれが生息していた環境を復元するためにきわめて重要である。このような直接的情報が保存されていない場合でも、化石の産状は、死んでから発見されるまでの化石が形成された過程を示し、従って発見される化石から元をたどって生態や古環境を復元する上で基本的な手がかりとなる。

逗子市内に分布する池子層からは、旧池子弾薬庫敷地内の産地(図版1, 産地4など数地点)のほか、3ヶ所でシロウリガイ類化石が知られている。すなわち、逗子高校テニスコート南の小谷(産地1)、逗子高校グランド脇の谷壁(産地2)、神武寺駅前の村社神明社、通称:須賀神社境内(産地3)である。この報告では、産地毎に、含化石層の特徴と化石の産状を記載し、また、広くこの付近に分布する逗子層上部や池子層の層序、堆積相、地質構造なども併せて記載し、これらにより化石層の形成機構を考察する。なお、この調査の科学的成果の概要は、日本古生物学会1990年年会において報告した(鎮西ほか, 1990)。

「謝辞」

報告に当たり、種々ご指導頂いた本調査グループリーダーである元千葉大学堀越増興博士、実地調査に協力し資料を提供して下さった神奈川県立博物館松島義章博士、千葉県立中央博物館近藤康生博士、また有孔虫化石を鑑定、コメントをくださった高知大学理学部安田尚登博士、静岡大学

理学部北里洋博士などの方々に厚く御礼申し上げる。なお、本報告でこれらの方々から提供された未公表資料を利用する場合には、(何某提供)などとして引用させて頂いた。

II 逗子高校テニスコート南の小谷(産地1)における化石の産状

(1)層序と堆積相

ここでは、東に面した谷斜面下部に約60mにわたって火砕質粗粒の含化石層が露出する。含化石層は南に約5度の傾斜で傾くが、この構造は、周辺の三浦層群の15ないし25度北に傾斜する一般構造と明らかに異なり、この火砕質の部分は正常な池子層中の異地性ブロックであると考えられる。この点に関しては別項で詳述する。なお、幅約30mの谷底を隔てた東側の谷斜面には、含化石層と同様の火砕質粗粒堆積物が同じく南傾斜で露出するが、化石は含まれていない。この付近の見取図を図版2に示す。

シロウリガイ類化石は、軽石及びスコリアを多く含む極粗粒砂岩中に層状に含まれている。含化石層には長周期で緩い傾斜の斜交層理がみえ、このため走向傾斜の正確な測定はできないが、南に約5度ほど傾いている。シロウリガイ類を含む部分は少なくとも7.5m以上の厚さがあり、シロウリガイ類はその中部と下部に特に密集している。この谷の底は今は土砂で埋め立てられているが、松島義章氏の談話によれば、現在見られる部分より下位にまだ2m前後の化石層が露出していたとのことであり、Niitsuma, Matsushima & Hirata (1989) のスケッチは、主として現在は埋め立てられて観察できない部分のものであるという。

(2)産状の記載

露頭の北端付近には含化石層の下部2mが露出しており、ここは産状の観察が容易である(図版2, A地点)。以下には主としてこの部分の観察の結果を述べる。またその他の記述や結論も主としてこの部分における観察に基づくものである。この好適な露出部分のスケッチを図版3に示す。その最下部20cmほどにシロウリガイ類密集層があり、その上は散在的層状に化石が含まれている。

「密集部の産状」

下部の密集層は、厚さが15-20cmほどで、片殻の個体が密集して、殻と殻を接し、shell-supportedの状態で積み重なっている。層中の貝片の姿勢を見ると、凹面を上に向けたものと、下に向けて伏せたものとがほぼ同じ比率(共に45%前後)でみられ、両殻が接合した個体はごくわずか(1.8%)にすぎない(図版4)。この比率は上位の散在部と比べたとき、凹面を上に向けたものが多く、両殻が接合した個体が少ない。ことに密集層の最下部には、上に凹の片殻が皿を重ねたように積み重なって、「入れ子」のようになっている部分がある。

密集部の貝殻の間を埋める堆積物は粗粒で、軽石片が多い。上に凸の殻片の下側には粗い火砕物粒子が特に密集している。密集層の部分は上位の化石散在部に比べて急斜し、南に約10度傾く。化石層の下底は明瞭、かつほぼ直線的で、侵食面であると判断され、化石をほとんど含まない砂岩の上に重なっている。

「散在部の産状」

密集層の上に続く厚さ約2mの部分は、軽石質の粗粒砂岩中に貝殻が散布され、貝化石は互いにはほとんど接触せず、matrix-supported の状態になっている。散在部の中では、貝殻が他より多く集積した部分が層状あるいはレンズ状になっていて、殻が無いからあるいは稀な、20-40cmの厚さの粗粒砂の部分を経て繰り返している。貝の集積部と少ない部分とが交互するようすは、この産地の露頭の他の部分でも見ることができる。また、Niitsuma et al.(1989)のスケッチでも明瞭に描かれている。

貝が集積して層状－レンズ状になっている部分では、シロウリガイ類化石は片殻のものが多いが、全個体の10－15％程度は両殻が揃っている(図版4)。だが、両殻揃っている個体で地層の層理面に対し立っているものはなく、すべて横に、地層面と殻の長軸が平行に横たわっている。両殻揃って閉じているものがやや多いが、両殻揃って上^{そら}に凸に、ハの字形に下向きに開いているものも少なくない。上向きに開いているものはない。また、片殻の貝では、上に凸に横たわっているものが多く、全個体数の55－60％に達する。

これら横たわった個体を露頭面で掘り出し、殻の長軸の方向を測定したところ、測定し得た限りでは片殻両殻を問わず東西ないし東北東－西南西に向いているものが多い(後述のように、含化石層全体が転位していると思われるので方位そのものには意味がない)。参考のため、殻の配列がおなじように明瞭な方向性を示す産地4(池子弾薬庫内)でのスケッチを掲げる(図版5)。

化石の多い層状－レンズ状部では、化石の少ない部分に比べて粗粒物質、ことに径3-10mmほどの灰白色の軽石が多く、この部分は全体として灰色に見える。また特に殻の下や両殻の内部にこれらの粗粒物質が多いようにみえる。この現象は、比重が小さく動きやすい軽石が貝殻によって水の動揺から掩蔽^{えんぺい}され、保存されたものと解される。

この層状－レンズ状部の間には貝の少ない部分がある。この部分も全体として粗粒砂からなるが、貝の集積部より泥質、塊状で、生物擾乱を受けている。この部分には、数は少ないが、水平あるいは地層面に対し緩く傾くチューブ状の穿孔が観察される(図版3)。穿孔は径2 cm前後、泥の壁をもたず、中には灰色の軽石が中粒で分級のよい砂が詰まっている。軽石は、貝の多い部分と同じものである。すなわち、やや泥質の粗粒砂が堆積したところに生痕^{こん}が形成され、その後水流の強化によって貝と共に運ばれてきた軽石などが穿孔に詰まったという経過であった、と判断できる。

(3)推定される堆積のメカニズムと堆積環境

「シロウリガイ類貝殻の集積」

この産地のうち、詳細な観察を行った露頭(図版2のA地点、図版3の露頭)の主要部では、貝殻は散在的な産状を示す。殻が水平面上に横たわり、凸面を上に向けたものが多く、その配列に方向性があることは、これらの貝殻があまり強くない水流のもとで動かされて、現在の姿勢をとるに至ったことを物語っている。粗粒物質の集積の様子もまた堆積時に水流が存在したことを示す。貝殻が集積した部分でも少ない部分でも、シロウリガイ成貝の生活姿勢である直立姿勢をとっているものは、1個体も発見できなかった。Niitsuma et al.(1989)は、ここでは生息時のコロニーがそのまま保存されていると述べているが、そうではない。

ここでは貝殻の特に集積した部分と、貝が少なく穿孔など底生動物の活動が見られる部分とが繰り返している。これは貝殻を含む粗粒堆積物の集積が、間欠的な水流の強化によって起こり、その間には海底堆積物の物理的攪拌^{かくはん}が弱く、穿孔性の底生生物が生息するような安定な状態が続いたことを示している。

露頭最下部の貝殻密集層における産状の特徴を要約すると、片殻が上に凹面を向けて入れ子になって積み重なっていること、両殻接合したものが少ないこと、化石層が薄いこと、下底が明瞭で傾いた侵食面をもつこと、殻の下側の影になったところに粗粒物が集まっていること、があげられる。これらから判断すると、この密集層は上位の散在部と比べて、より強い流水の侵食によって形成された傾いた面上(あるいは凹所)に、近傍から運搬され、集積して形成したものであろう。貝殻の集積状況からみて、流れは散在層の部分より強かったといえよう。

すなわち、この産地で露頭に見えている範囲内では、生息状態のままのコロニーが埋没して化石化しているとはいえず、生息位置、生息姿勢から水流で動かされて、砂や軽石粒と共に堆積したものと結論される。ただし、全体に殻の数が多く、両殻接合した状態のものが相当数混入していること、破片が少ないことから見て、それほど遠距離を運搬されたものとは思えない。

「シロウリガイ類に随伴する底生有孔虫群集」

この含化石層の堆積深度を推定する目的で、図版3に示す露頭の中央付近、貝化石散在部のうち、貝の少ない部分から採集した粗粒砂岩について有孔虫化石を調べた。検査を行った高知大学安田尚登氏によると、ここからは底生有孔虫はわずかしは見つからず、浮遊性有孔虫が多かった。殻は表面がかなり傷んでいて、判別し得た種は以下のものに過ぎない。

底生有孔虫：*Bolivina robusta*

Lenticulina orbicularis

Loxostomum sp.

浮遊性有孔虫：*Globorotalia crassaformis*

Globorotalia cf. *tumida*

浮遊性有孔虫では幼殻が目立ち、一緒に大型の成殻もあるので、有孔虫は分級を受けなかったといえる。また、底生有孔虫群はごく普通の種類であるが、種構成が貧弱で、これでは大陸斜面のものとしきれないとのことである。この堆積物は、深海堆積物にしては異常に粗粒であり、ここには初めから底生有孔虫があまり生息していなかった可能性がある。

伊豆半島初島沖、水深約1,000mの現生シロウリガイコロニーでは、*Fursenkoina rotundata*, *Chilostomella oolina*, *Globobulimina* spp., *Textularia kategattensis* など、ガラスのような透明な殻をもった有孔虫からなる特殊な群集が見いだされている(北里氏談話)が、池子層の化石群集に伴う有孔虫群は上記のように、現在の大陸斜面に普通な群集である。

このことは2様に解釈できる。一つは初島沖とは水深が違い、その他の微環境も違うためであろうとする説明である。また他は、シロウリガイ類はさきに推論したように水流によって運搬されて堆積したが、有孔虫はそのシロウリガイ類を含む粗粒な底質中に生息した原地性のもので、初島沖

とは違う環境を代表するものだ、とする解釈である。筆者は、ここでは後の解釈を取りたい。

(4) 堆積岩岩脈について

この露頭の南端部、層準にして含化石層の最上部に近い部分(図版3, B地点)には、3列の堆積岩岩脈が約1mの間隔で東北東-西南西方向に平行に配列して見られる(図版6)。岩脈の幅は5-30cm, その下部は幅狭く薄く不明瞭になって砂岩層に移化し、そこから上に向かって厚さ約1mほどの砂岩をほぼ垂直に切り、上限はロート状に広がって硬い火砕岩質の極粗粒砂に続く。この岩脈は、径5-10mmほどの軽石と粗粒砂によって構成され、石灰質の沈^{でん}澱物で固結されていて、周囲の地層より硬い。構成粒子は周囲の地層より分級がよい。両壁にそって細粒で硬く、褐鉄鉱で固化した部分がある。

徐氏は、この石灰分について酸素及び炭素の同位体比を測定した。測定結果は、酸素については $\delta^{18}\text{O} = -5.73\text{‰}$, $\delta^{13}\text{C} = -29.0\text{‰}$ (vs.PDB)となった(徐, 1990)。これだけの測定では成因を論ずるのには不十分であるが、炭素同位体比が著しく軽い点が注目に値する。どちらの同位体比も海水起源の炭酸塩・有機物より相当に軽く、この堆積岩岩脈の固化が海底の正常な環境下で起こったものでないことを示している。軽い炭素同位体比の原因は、生物起源の炭素の影響が強いことを思わせる。徐氏(1990)は、バクテリア起源のメタンが酸化して二酸化炭素を発生し、これから方解石が形成されたことを示唆した。また、軽い酸素同位体比は、地層の陸化後の雨水の影響があると考えれば説明することができる。

なお、上記堆積岩岩脈の安定同位体比とは直接関係ないが、この産地から採取したシロウリガイ類の殻について、Niitsuma et al.(1989)が酸素・炭素同位体比を測定している。その結果によると、貝殻の炭素同位体比は岩脈の炭素同位体比に比べてはるかに重く、個体によって相当異なるが -1.37‰ - -10.26‰ まで変動する。貝の酸素同位体比は、 $+2.75\text{‰}$ - $+3.21\text{‰}$ と安定した値が得られている。この炭素および酸素同位体比は、数百メートルより深い海底に生息する貝類として、どちらも、予想される正常な値である。岩脈中の炭酸塩の同位体比との差異に関しては、生物活動による同位体分別、海底下で有機物の分解に伴う同位体分別、その他バックグラウンドとなるさまざまな要因が関与しており、現在のデータからは特に意味のある関係を導くことはできない。

この堆積岩岩脈の成因ははっきりしない。だが、岩脈が上下に短いこと、上に向かってロート状に広がり、岩脈を構成する物質が上位の砂岩層に続く様子からみて、堆積直後の海底の割れ目であった可能性が強い。もしこの岩脈が堆積時の海底の割れ目で、かつ地下水の通路であったとしたなら、現在の海底に於けるシロウリガイの生息条件と類似しているという意味で興味深い。しかしこの可能性を支持する積極的証拠はまだ見つかっていない。

III 逗子高校グラウンド脇の谷壁(産地2)におけるシロウリガイ類の産状

(1) 層序と堆積相

逗子高校グラウンド脇の小川に面して、およそ10mの高さの露頭が、100mほどにわたって断続的にみられる。ここでは、池子層の砂岩及び粗粒泥岩が不規則に成層し、北北東に約10度傾いて露出す

る。小川はほとんど東西方向なので、上位の地層が、露頭の東側ほどわずかに低い位置に分布する。

この露頭の下部には、ゆるくうねった泥岩―極細粒砂岩の大きなブロックがみられる。ブロックの間とその上位には、ブロックを斜めに切って、泥岩の大きな角礫を含む砂岩が重なり、上方に向かって細粒化し、砂質泥岩に移化する(図版7)。この上方細粒化層は、小規模な土石流堆積物であると考えられる。シロウリガイ類化石は、この上方細粒化層上部、含角礫層より少し上位の粗粒な砂質泥岩部に含まれる。これより上位で露頭の上部には、上方細粒化層の泥岩を覆って軽石粒を多く含む粗粒砂岩が露出する。この部分には弱い平行層理がみられ、露頭の中下部に比べて岩相の水平方向への変化が少ない。なお、含シロウリガイ類層より約5m上位の細粒砂岩中には、生息位置のツキガイモドキ類の一種(*Lucinoma* sp.)が数個体発見された(図版7)。

これら一連の地層群は、さきに述べた産地1(テニスコート南)の含化石層より上位にあり、化石層を侵食面をもって覆う泥岩の上位に連続する地層である。産地2の東側の露頭でみると、この地層群の上位には均質な泥岩が続き、池子層上部の砂岩泥岩互層に連続する。すなわち、ここは層位的には後に述べるスランプ相と砂泥互層相の移行部にあたるといえる。

(2)化石の産状

「産状の記載」

グランド脇露頭では、シロウリガイ類は河床面近くに露出する粗粒泥岩ないし砂質泥岩中に、水平距離約10m、厚さおよそ0.5―1.0mの部分に点在している(図版8、スケッチは近藤康生氏提供)。

近藤氏の作成した詳細なスケッチと筆者の露頭観察とを基に検討すると、貝殻の姿勢は以下のようである。すなわち、シロウリガイ類化石のうち、両殻接合したものは露頭面で3ヶ(2.1%)だけ認められ、いずれも地層に平行に横たわっている。また、この露頭面にみられる全個体のうち、24.5%(35個体)が凸面を上、59.4%(85個体)が凹面を上、残りの14%(20個体)が地層面に対し横向きになっている。ここでは第1産地に比較すると、貝は片殻のものが多く、破片が多いこと、凹面を上に向けたものが多く、が際だった特徴である。

直立し生息位置を保持していると思われる個体はなく、貝は生息姿勢から動かされて堆積していることは明らかである。全体として散在的で、matrix-supported の状態であるが、一部には、凹面を上に向け、重なって入れ子になっている部分がある。

「堆積のメカニズム」

化石を含む部分は、泥岩の大ブロックを覆う上方細粒化層の上部に位置する。

この上方細粒化層の特徴は、この部分が大ブロックの形成と同時に発生した小規模な土石流による堆積物であることを示す。これに含まれるシロウリガイ類は、破片が多いことが著しい特徴である。これらからみて、この含化石層は、貝が死後に高速な海中土石流に巻き込まれ、泥岩の角礫などとともに堆積物重力流として斜面を流下し、その過程で礫と分離しながら停止、堆積したものと考えられる。あるいは、産地1のように火砕岩質の巨大ブロックに含まれていたものが、ブロックの崩壊によって洗い出されて2次的に堆積したものかも知れない。いずれにせよ、貝殻に凹面を上にしたものが多くことからみて、恐らく産地1の貝殻層が堆積した場における水流よりず

っと高速の状態で運搬されたものであろう。

「泥岩の堆積環境」

このシロウリガイ類を含む地層の堆積環境を知る目的で、堆積物中の有孔虫群集を調べた。試料は、この産地すぐ東側の崩壊地に露出し、含シロウリガイ類化石層の上に続く泥岩より近藤康生氏が採取し、安田尚登氏が鑑定した。試料採取層準は、この項で述べた返子高ランド脇の谷壁(産地2)の含化石層より約15m上位及びそこから厚さ2mの間隔で計3点である。また、この最上位の試料に近い層準で、巻貝の *Bathybembix aeola* が採集されている[本報告書中の堀越(産状編)参照p.84]

安田氏によると、3試料の底生有孔虫群組成は互いに類似し、

Gyroidinioides sodanii

Hoeglundina elegans

Uvigerina peregrina

U. proboscidea

Melonis pompilioides

M. spheroides

Cibicides cf. wuellerstorfi

などが多い。この群集は中部漸深海帯(500–2,500m)のものであろうと判断している。そして、*Bolivinita quadrilatera*, *Bulimina inflata* などが全く産出しないことや、下部漸深海帯に多い *Melonis*, *Uvigerina* 属がいることからみて、中部漸深海帯のなかでも下半部、すなわち水深が1,000–2,500mの範囲、に当たると印象をうける、という。

北里 洋氏は、安田氏の試料よりもやや下位の地層中からかなり豊富な底生有孔虫群を検出した。これはテニスコート南の小谷(産地1)の露頭右端部の境界面より上の礫などを含まない普通の泥岩層より採集されたものである。層準としては、ランド脇の谷壁(産地2)の含化石層より約5–10m下位に当る。

北里氏が識別し得た種のうち特に多い種は、

Melonis spheroides

Uvigerina proboscidea

Oridorsalis umbonatus

で、他に *Stilostomella* spp., *Bulimina striata*, *Cassidulina* spp., *Sphaeroidina bulloides*, *Pullenia subcarinata*などを伴う。この群集は、現在、暖流域で水深2,000m前後の陸棚斜面中部から下部にかけて生息する群集であるという。安田氏と北里氏の結果は互いによく一致している。[古生物学的な堆積環境の推定に関しては本報告書中の堀越(産状編)の記事参照p.84]

IV 神武寺駅前、村社神明社(通称：須賀神社)境内の露頭(産地3)における産状

(1)層序と堆積相

村社神明社(通称：須賀神社)の境内、特に返子一六浦道路に面した露頭には、シロウリガイ類化

石を含む極粗粒砂岩がみられる。ここは神域であり、岩石を破壊することができないので、苔^{こけ}がつき、風化した岩面を観察したにとどまった。

この付近に露出する池子層は、軽石及びスコリア質の極粗粒砂岩からなる。ここでは、層理面の走向・傾斜が場所によって著しく変化する。走向・傾斜が同一な範囲を一つのブロックとすると、境内の広場と道路にはさまれた狭い範囲内で、図版8に示すように、少なくとも3つのブロックが識別される。化石はこのブロックの一つに多く含まれており、そのブロックの地層は走向が北30度西、南に50度傾斜しているが、神社周辺に分布する最も大きなブロックは北50度東、垂直という構造になっている。これらのブロックの下位には成層した泥岩が分布するが、泥岩はこの周辺の三浦層群と同じに、北に緩く傾いている。

ブロックの境界は全く連続していて判然としないが、10～20cmの幅の移行帯があつて隣のブロックに変わる。ブロック内での地層の上下は、どのブロックでも判定することができなかった。

(2)化石の産状

これらのブロックのうち、化石を多く含むのは境内の西端近く、社殿に向かって右の小堂裏手の部分である。また、参道石段脇のブロックにも少量見られる。小堂裏手の風化した岩面には、弧状の細く深い凹部や、長円形の二枚貝の外型が観察される。これらの二枚貝は、その形状と産状の類似からシロウリガイ類の殻が溶解した跡であると判断される。

化石の産状(図版9 A)は逗子高校テニスコート南の産地1における状況とよく似ている。すなわち、軽石を多く含む極粗粒砂岩の中に貝の多い部分が層状に配列し、およそ50cmの厚さで繰り返す。貝殻は片殻が多く、上に凸のものと下に凸のものが半々ほどである。また、両殻のものが少数あつて、両殻は閉じているか、または見かけ上、上に凸面を向けハの字形に開いている。いずれも層理面に平行に配列している。堆積物の特徴からも、貝殻の配列からも、テニスコート南の露頭と同様な産状であるといえる。

V 池子3丁目に見られる岩塊について

逗子市池子3丁目、神武寺駅の北からアザリエ団地をへて東逗子にいたる道路脇に大きな岩塊がある。ここにもシロウリガイ類化石らしいものがみられる、という情報にもとづいて、調査を行った。しかし、結論として、ここには化石は含まれていないと判断される。

この岩塊は、池子層のなかでも特に軽石及びスコリアに富む極粗粒砂岩からなり、緩く北西に傾いて露出している。この岩塊の岩質はきわめてスコリア質で、色が黒く、この点で産地1などの含シロウリガイ類砂岩とは異なる。なかに厚さ10cmほどのスコリア質火山礫の密集層をはさむ。岩塊の表面は風化して著しく凹凸に富むが、その中には二枚貝の殻が溶解してできた内外型と思われるものは見つからなかった。また、二枚貝に限らず化石らしいものは確認できなかった。

VI 含化石層と周囲の地層群との層位的・構造的関係

(1)逗子市池子周辺に分布する三浦層群の層序

この地域の層序に関する研究史については、江藤(1975, 1986など)が詳細に紹介している。従来一般にこの付近の三浦層群は、厚い泥岩からなる逗子層の上位に整合的に、砂岩、泥岩、火砕岩などからなる池子層(その一部に鷹取山火砕岩部層、あるいは池子火砕岩、がある)が続き、これを緩い斜交不整合で切って砂礫質の上総層群浦郷層が重なる、とされてきた。このような層序の大意は正しいと思われるが、今回の調査によって、従来の理解とは異なり、池子層は以下のような性質の著しく違う3つの堆積相からなることが判明した。そしてこのことは、シロウリガイ類の産状や産出層準と密接に関わりをもっている。

従来、「池子火砕岩」あるいは「鷹取山火砕岩」と地質図に表現されていた部分は、東部の鷹取山火砕岩相と、これとほぼ同時異相の関係で西側に続くスランプ相とに2分され、この両者を覆って池子層の上部を構成する成層した泥質砂岩－凝灰質細粒砂岩相(正常相)がある、と解釈される。鷹取山火砕岩相の下部は、降下スコリアおよび降下軽石層を主として凝灰質泥岩をはさみ、上部は著しく偽層が発達した砂質火砕岩層からなる。

一方、鷹取山火砕岩相より西、逗子市池子を中心に分布し、鷹取山火砕岩相の上部層に類似した地層は、従来、「池子火砕岩層」の主部であり、断層によって複雑に転位していると理解され(例えば、江藤：1975)てきた。だがこの部分は、以下に述べるように、崩壊移動してきた異地性の巨大ブロックが、乱雑に積み上がったスランプ堆積物〔あるいはオリストストローム(olisthostrom)堆積物〕である、と判断される(図版1, 10)。

これら全体を覆って池子層の上部を構成する泥質砂岩－凝灰質細粒砂岩相が重なる。層理はみえるが層理面が不明瞭な互層をなし、降下火山灰層をはさむ。

(2)異地性巨大ブロックの存在

逗子高校テニスコート南の露頭(産地1)の右端部(図版2, A)では、含化石層の層理が、図版11に示すような北に傾く明瞭な境界面によって断たれ、泥岩・火砕質粗粒砂岩・粗粒凝灰岩などの角ばった岩塊、シロウリガイ類の細片を多量に含んだ角礫岩が露頭の右側、上位に接している。また、岩塊の間を埋める基質には、含化石層に含まれるものと同じような灰色の軽石粒が多量に認められる。含化石層との境界面はきわめて明瞭で、含化石層の層理に対しほとんど垂直で、細かな凹凸があり、一部はオーバーハングしている。この境界面は明らかな侵食境界で、断層などではない。角礫層は約2 m、礫は上方に向かって細粒となり、上位の泥質細粒砂岩に移化し、ついで成層した泥岩へとつづく。

この上位に重なる泥岩は、北北西に約22度傾く(N77°E, 22°N)。この走向は付近の一般走向と一致し、傾斜は少し大きい。この泥岩の堆積時に泥岩の層理面が水平だったとすると、含化石層と角礫層の間の侵食境界面は、そのとき、北に約60°傾く急崖であったことになる。角礫層は、その内部の岩塊の配列からみても、含化石層のつくる急斜面を崖錐状に埋めるような形で堆積したものである。構成物質には、他の場所に露出する(恐らく逗子層由来の)泥岩の岩塊が多いので、主体は海底で土石流として移動してきた堆積物であると考えられる。それが、すぐ脇に露出する含化石層の火砕物質や貝殻を巻き込んで堆積したものであろう。一方、この小谷は、化石産地の約170mほど南で

人工の盛土によって遮断されているが、盛土の下部には、火砕物質をほとんど含まずきれいに成層した泥岩が、北北西に15度ほどの傾斜で露出する。この泥岩は、北側の角礫層を覆う泥岩層とよく似ている。

これらのことからみて、この産地の含シロウリガイ類化石層は、南北に約100m以上、高さ10mを超す(東西の規模は不明)巨大なブロックとして、全体としては北に緩く傾く泥質の地層群の中に、南に傾いて存在していることになる。

同様なブロックは、産地2の西、逗子高校校舎の南側の谷壁斜面でも認められる。ここではブロックは西北西に約40度の傾きをもつ火砕質互層からなり、長さが少なくとも150m以上はある。ここでは、マトリクスとの境界は観察されなかった。巨大ブロックの形態や、周囲の地層との間の堆積的關係は、旧池子弾薬庫敷地内、神武寺駅の南西の谷底で、考古学上の遺跡を発掘した現場でもよく観察された。また、江藤(1990)によって詳細なスケッチが示された池子弾薬庫跡の久木トンネル内には、癒着した巨大ブロックの境界や、その周囲を埋めるスランプないし土石流堆積物がよく露出している。

また、池子小学校裏からアザリエ団地公園に続く崖、ほか各所に露出する角がとれた泥岩の巨礫層、あるいは、逗子中学校裏などにみられる変形した泥岩一凝灰岩互層なども、この巨大ブロックに伴って形成されたスランプ堆積物であろう。

(3)含シロウリガイ類化石層の層序的位置と産状との関係

上記のように、産地1のシロウリガイ類化石は異地的な巨大ブロック中に含まれている。池子周辺の他のシロウリガイ化石産地(須賀神社境内、および池子弾薬庫跡内の数地点)も、同様に火砕質巨大ブロックの中から発見される。これらのブロックは、地形的に現在の場所より高かったどこか別の場所から流れ込んだオリストリス(olistholith)であろう。

一方、逗子高校グランド脇(産地2)の露頭では、化石は、テニスコート南のブロックを覆う泥質岩中に含まれ、異地性ブロックの一部とは思われない。すなわち、この露頭のシロウリガイ化石を含む部分は、層位的にはスランプ相から砂泥互層相に移化する部分にあたる。ここでは化石を含む地層は砂質泥岩で、その上下、厚さ3-4mの部分は級化層となっており、下位は泥岩の角礫ブロックを含む粗粒堆積物に移行し、上位は不明瞭に成層した泥岩に続く。すなわち、化石は土石流堆積物中に含まれていると判断され、この産状は、他の3産地と比べて特異なものであるといえる。この部分のシロウリガイ類だけが両殻接合したものがほとんどなく、片殻の配列も他にみられない上に凹のことが多いことは、すでに述べたとおりである。

ここの化石は、巨大ブロック中に含まれていた個体が、ブロックの崩壊によってそこから洗い出されたものか、あるいは、ブロックの形成とは別に、生息地から高速の土石流に巻き込まれて現在位置にもたらされたものか、のどちらかであろう。どちらでも、片殻になっていることや破片が多いことが説明される。この土石流は、巨大ブロックが流れ込んだ事象の末期に、その事象の一部として起こったものかも知れない。あるいは、巨大ブロックの周辺に出現した斜面で2次的に発生したものかも知れない。

シロウリガイ類化石を含むこの巨大ブロックが、もともとどこにあったかを示す確実な手がかりは今のところ無い。ブロックの岩相は、鷹取山火砕岩上部層の岩相によく似ているので、これの続きであると考えるのが自然である。また、スランプ相全体の分布を見ると、東は、鷹取山火砕岩層の中部にはさまれており、西は、弾薬庫の西側でブロックが急にみられなくなり、西に向かって通常の砂泥岩互層に続く。これらから判断して、おそらくは、現在は侵食し去られた東南のどこかにあったものが、北西に向かって崩壊して堆積したものではなかろうか。

崩壊が起こった時期についての手がかりは、神明社境内の露頭からえられる。ここでは、ブロックどうしが接する部分にはっきりした境界面がなく、微視的には連続していて、ブロックどうしは癒着している。同様に、久木トンネル内でもブロックどうしの癒着と、ブロック内の連続的変形がよく観察される(江藤, 1990, 図2)。このことは、ブロック化が地層の堆積後、まだ固結が十分でないときに起こった現象であることを示す。

VII 調査結果の要約

逗子市池子一帯に点々と発見されるシロウリガイ類化石包含層の多くは、池子層中の巨大な異地性ブロックである、といえる。すなわち、いま含化石層をとりまく泥岩を主とする池子層(池子層スランプ相のマトリクス部分および正常相)が堆積するより前に、ここから少し離れた場所で粗粒火砕質の含シロウリガイ類層が堆積し、その地層の巨大なブロックが、海底地滑りあるいは土石流によって現在の位置にもたらされたのであると結論される。このブロックをとりまいている泥岩を主とする部分は、逗子高校テニスコート南の露頭北端部で明らかなように、移動してきたブロックを覆って、後に堆積したものである。従来の研究では、このようなブロックの境界は断層であると考えられてきた。

シロウリガイ類化石の多くは、この意味で、現在この付近一帯に広く分布する泥岩を主とする池子層の主部より、年代がわずかに古いといえる。しかし、シロウリガイ類を含む堆積物に似た岩相はこの地域東方の池子層中の鷹取山火砕岩層にごく普通なので、ブロックをつくっている地層は、もとは鷹取山火砕岩層の延長であった可能性が高い。この推測が正しければ、ブロックの火砕岩も池子層の構成員であったことになる。

なお、逗子高校グランド脇の産地2のシロウリガイ類化石だけは、他と異なり、異地性ブロックを覆う堆積物に含まれている。ここでは破片が多いこと、両殻が揃った個体が少ないことなどからみて、ブロック中の化石に比べて、より遠くから運ばれたか、あるいは2次的にブロックから洗い出されたか、のどちらかであろう。

この巨大ブロックの発生と移動が、どのようなテクトニックな状況のもとで起こったものか、現時点ではよくわからない。徐(1990)は、旧池子弹薬庫内のシロウリガイ類産地の調査報告書で、池子層は北北西-南南東にのびる海底谷中に堆積したものであると述べた。たしかに、下位の逗子層とスランプ相との関係からみて、スランプ相は海底谷を埋積したものであると思われる。ブロックはこの海底谷に流入したオリストリスであるといえる。ただし、彼が推定した流れの向きは北西か

ら南東向きで、筆者の推定と逆である。徐のいう向きからもたらされたとすると、火砕岩質の巨大ブロックを供給した元の地層は、今は地表付近に全く残っていないことになる。

シロウリガイ類化石には、明らかに生息姿勢を保持したままの個体は一つも発見されなかった。ことに、産地1における観察で述べたように、殻が層理面上に横たわって同一方向へ配列していること、殻の下に運搬されやすい軽石粒が集まって堆積していることなど、さまざまな現象に水流の影響を読み取ることができる。ことに北端最下部の貝殻密集層は、強い水流下で運搬・集積した貝殻層であると判断される。

しかし、これらのシロウリガイ類化石がどのくらいの距離を運ばれて現在の位置に達したかについては、積極的の手がかりを発見することができなかった。破片が少なく、両殻接合した個体が少なからず含まれている点から考えると、ごく近接した場所であった可能性が強い。この点に関連し、産地1で発見された堆積岩岩脈も興味がある。現在のシロウリガイ生息地で知られているような、メタンなどを含む地下水の湧水と関連する割れ目かもしれない。もしそうなら、このような割れ目の近くにシロウリガイ類のコロニーがあってもよいことになる。

VIII 結語

3ヶ所のシロウリガイ類化石層露出地点のうち、逗子高校テニスコート南の露頭(産地1)は特に見事なもので、地層は厚く、他の露頭で観察されるシロウリガイ類の産状のさまざまなタイプの多くを見ることができる。ここはシロウリガイ類の保存状態も良好である。これほど見事に、大量のシロウリガイ類が化石として発見されるのは日本では他に例を見ない。おそらく世界でもここだけであろうと思われる。この露頭から今後どのような科学的発見がなされるか、まったく予想もできない。このような意味で、この露頭は学術的にきわめて貴重なものであるといえ、この部分については是非とも現状で保存の途が講じられることを希望する。

IX 引用文献

- 鎮西清高・近藤康生・堀越増興(1990) 鮮新統池子層のシロウリガイ化石の産状。日本古生物学会1990年年会予稿集, p.21。
- 江藤哲人(1975) 三浦半島鷹取山周辺の層序ならびに地質構造。横浜国大理科報告, Sec.II, no.22, pp.63-73。
- 江藤哲人(1986) 三浦半島の三浦・上総両層群の層位学的研究。横浜国大理科報告, Sec.II, no.33, pp.107-132。
- 江藤哲人(1990) 池子提供用地内のシロウリガイ化石産地周辺の地質構造。平朝彦(編), シロウリガイ化石調査報告書, (8)+133pp., 横浜防衛施設庁, 横浜: pp.57-63, 図版1-7。
- Niitsuma, N., Matsushima, Y., and Hirata, D. (1989) Abyssal molluscan colony of *Calyplogena* in the Pliocene strata of the Miura Peninsula, Central Japan. *Paleoclim. Paleogeogr. Paleoc.*, vol.71, no.1/2, pp.193-203。

徐 垣(1990) 池子米軍住宅予定地周辺の地質とその堆積環境についての報告書。平朝彦(編), シロウリガイ化石調査報告書(8)+133pp., 横浜防衛施設庁, 横浜: pp.33-38

Shikama,T.and Masujima A.(1969) Quantitative studies of the molluscan assemblages in the Ikego-Nojima Formations. Sci.Rept.Yokohama Natl.Univ.,Sec.II, no.15, pp.61-94, pls.5-7.

図版の説明

図版 1. シロウリガイ類産地の位置と地質の分布。Loc. 1: 逗子高校テニスコート南の小谷; Loc. 2: 逗子高校グラウンド脇; Loc. 3: 神武寺駅前神明社(通称: 須賀神社)境内; Loc. 4: 池子弾薬庫跡。HZS: 東逗子駅, MJ: 神武寺駅, KKL: 京浜急行逗子線, TTY: 鷹取山。

図版 2. 逗子高校テニスコート南の小谷(産地 1)のスケッチ図。上に露頭の立面図を示す。Aは図版 3 の位置, Bは図版 6 の位置。

断面図の記号; sed-dike: 堆積岩岩脈; pmtf: 軽石凝灰岩; shell: 貝殻層; bre: 角礫層; tf: 凝灰岩層。

図版 3. 産地 1 北端部の露頭(図 2, A)におけるシロウリガイ類化石の産状(層理にほぼ垂直な断面のスケッチ)。

図中の記号は, bur: 生物の穿孔; bre: 角礫層; pm: 灰色軽石; md: 泥岩岩塊; nod: 石灰質団塊; pyrc: 火砕質岩塊; shell: シロウリガイ類殻。

図版 4. 産地 1 北端部の化石産状。図 2 のスケッチに示されている部分を, 層理に平行に 4 帯に分け, それぞれについて, シロウリガイ類化石の接合状態と殻の向きを, 両殻揃っているもの・片殻で上に凸のもの・同じく下に凸のもの・立っていてどちらにも入らないもの, の 4 タイプに区分し, その比率を計算した。Nは個体数。

図版 5. 層理面上にみられるシロウリガイ類の殻の配列。産地 4 (旧池子弾薬庫内の産地)におけるスケッチ)。右下のローズダイアグラムでは, 後縁の向きがわかるものは, そのまま投影してある。向きがわからない殻の長軸方向は, E-W線の上下両方に 2 分の 1 ずつ投影してある。

図版 6. 産地 1 南端部付近に発見された堆積岩岩脈のスケッチ。

図中の記号は, limon: 褐鉄鉱; pm-sd: 軽石質砂岩; pm-lap-tf: 軽石質火山礫凝灰岩; shell: シロウリガイ類殻。

図版 7. 逗子高校グラウンド脇(産地 2)谷壁のスケッチ, 含化石層上下の層序と堆積形態を示すため, 上下を少し拡大してある。図の中央より上は池子層の正常層で, 下はスランプ相。

図中の記号は, bre: 角礫層; Lucin: 二枚貝化石 *Lucinoma* sp.; nod: 団塊; md: 泥岩; sd: 砂岩; shell: シロウリガイ類化石; sketch: 図版 8 に示す部分。

図版 8. 産地 2 におけるシロウリガイ類化石の産状(層理面にほぼ垂直な断面のスケッチ, 近藤康生氏提供)。縦横の直線は 1 m 間隔の基準線。

右下に 4 図と同様にして貝殻の向きの分布を示す。

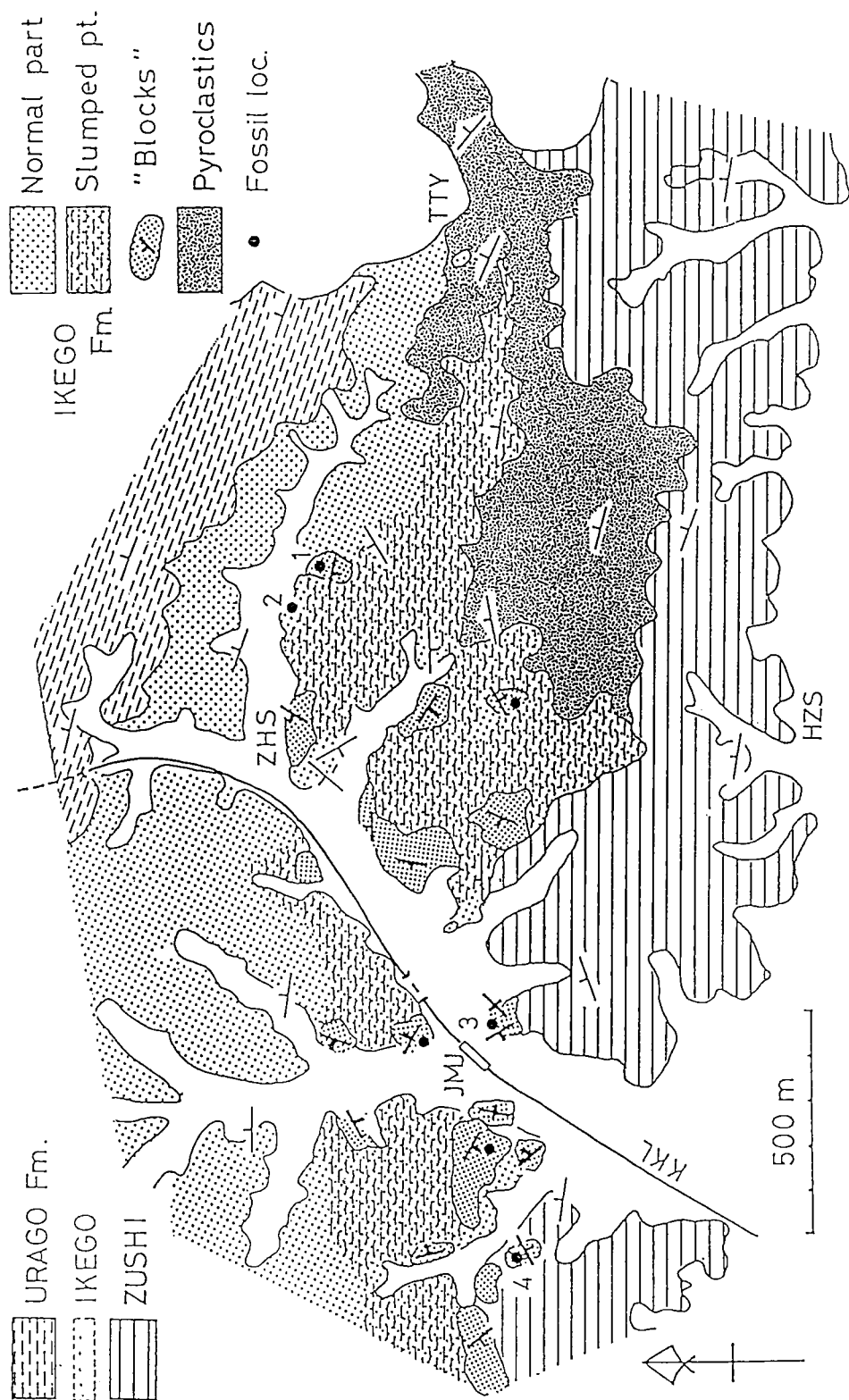
図版 9. 神武寺駅前, 神明社(通称: 須賀神社)境内(産地 3)のスケッチ図。右上挿入図は A 点における化石の産状で, 層理面に対し約 30° 傾く断面のスケッチ。

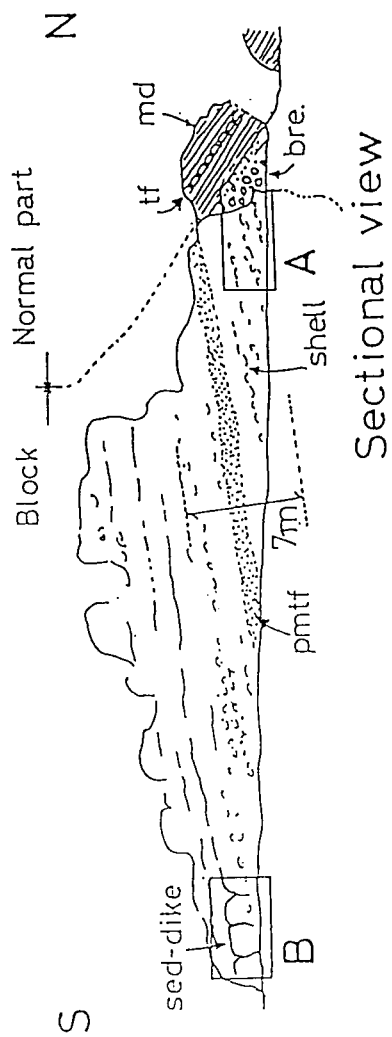
図版 10. 逗子市池子付近に分布する三浦層群の模式層序断面図。池子層の火砕岩相(鷹取山火砕岩), スランプ相, 正常相の相互関係, 及び, 池子層と下位の逗子層との関係を示す。

図版 11. 産地 1 (逗子高校テニスコート南の谷)の北端部, 貝化石包含層を切って重なる角礫層と, その上位に続く泥岩層のスケッチ。左側がシロウリガイ類を含む火砕質粗粒堆積物。

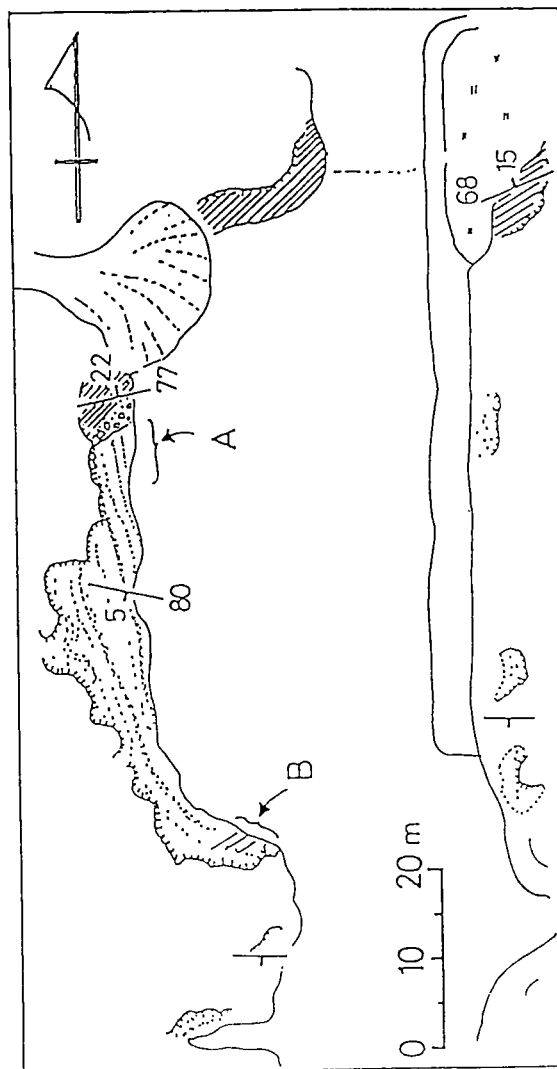
図中の記号は, shell: 貝化石; md block: 泥岩の岩塊; bre: 角礫層; f.bre: 細粒の角礫岩; mdy-fsd: 泥質の細粒砂岩; sdy-md: 砂質泥岩; pm-md: 軽石粒を含む泥岩; grey-md: 暗灰色泥岩; sco-pm-vctf: スコリアと軽石からなる粗粒凝灰岩。

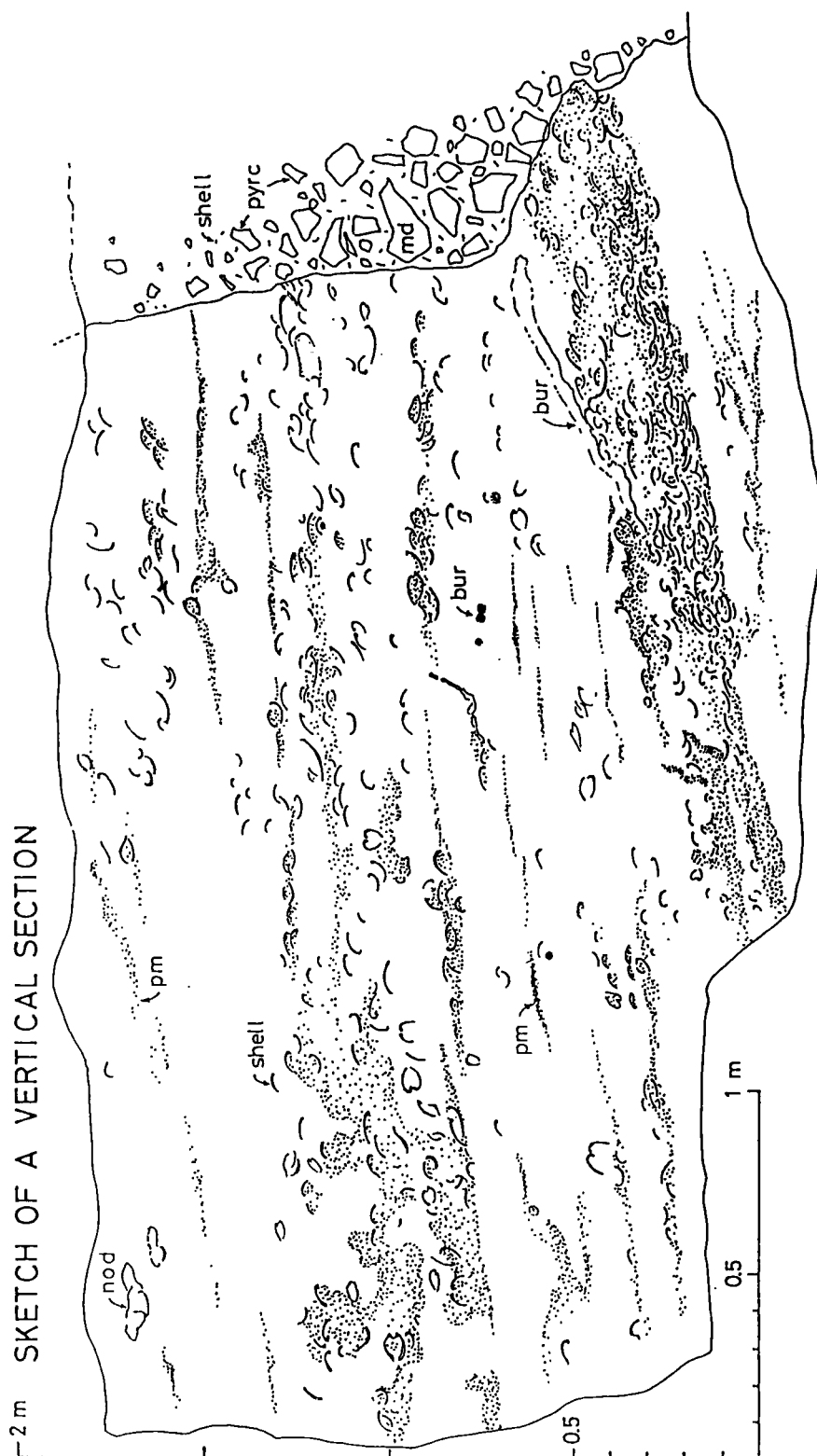
图版 1



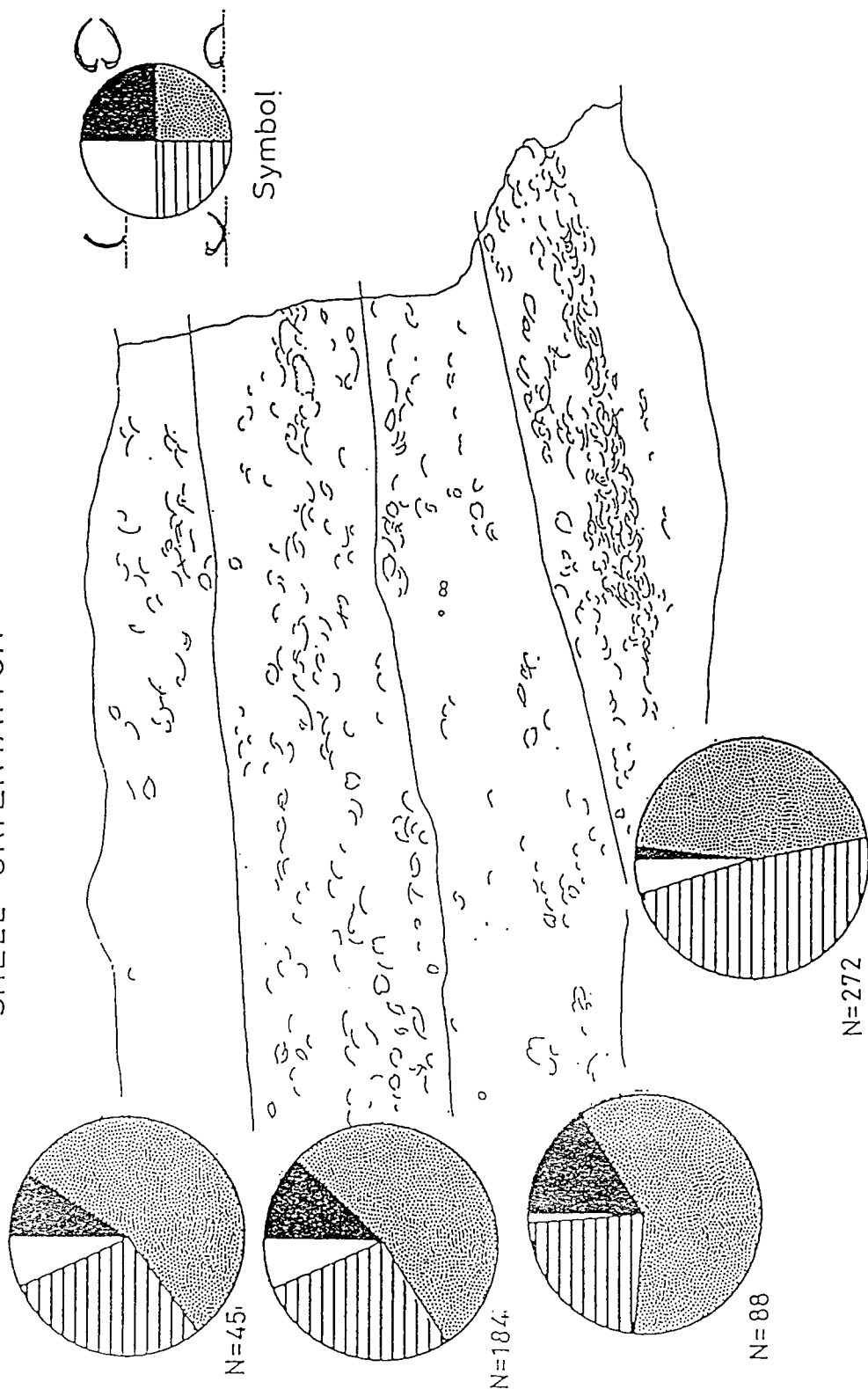


Plan view



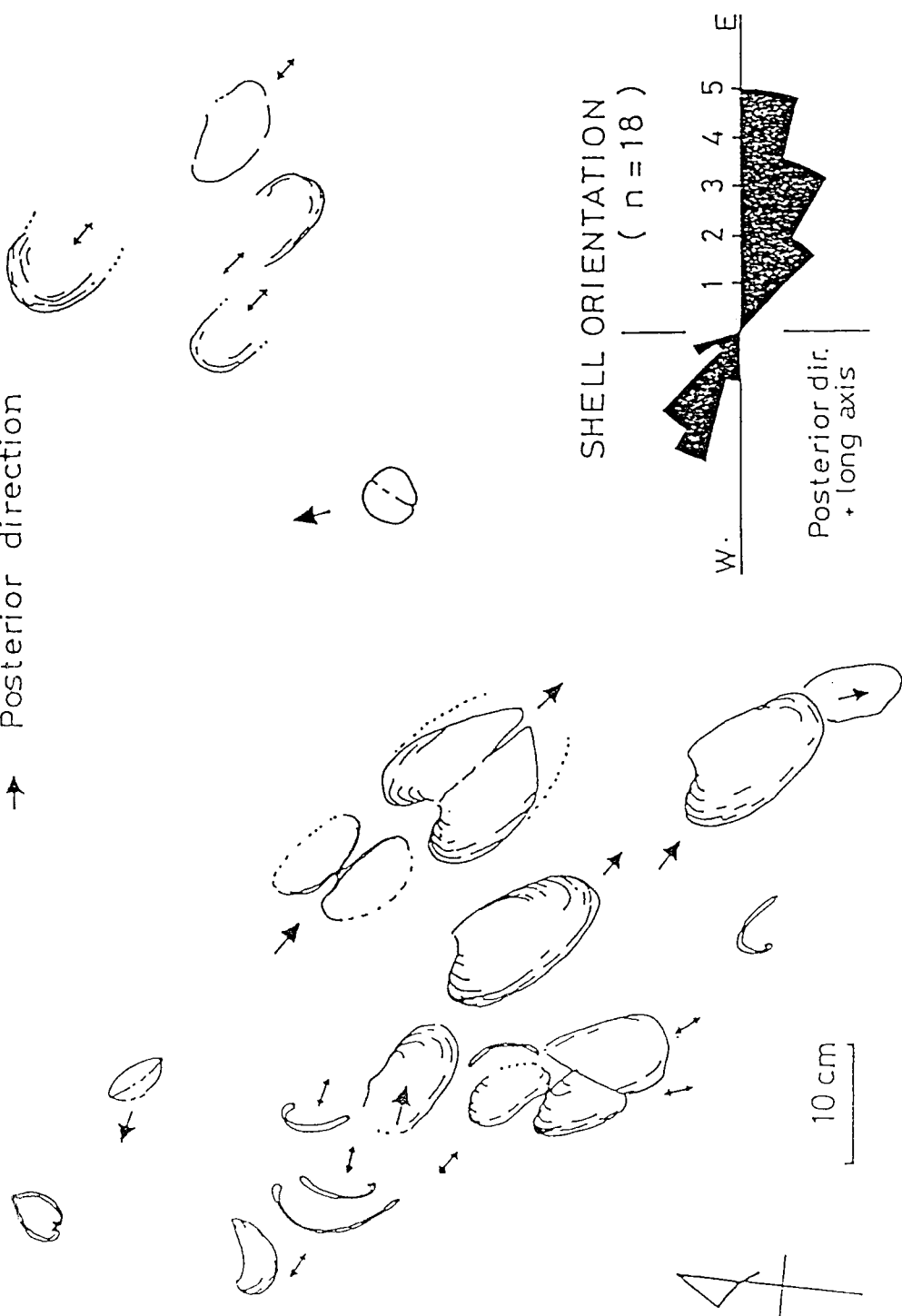


SHELL ORIENTATION

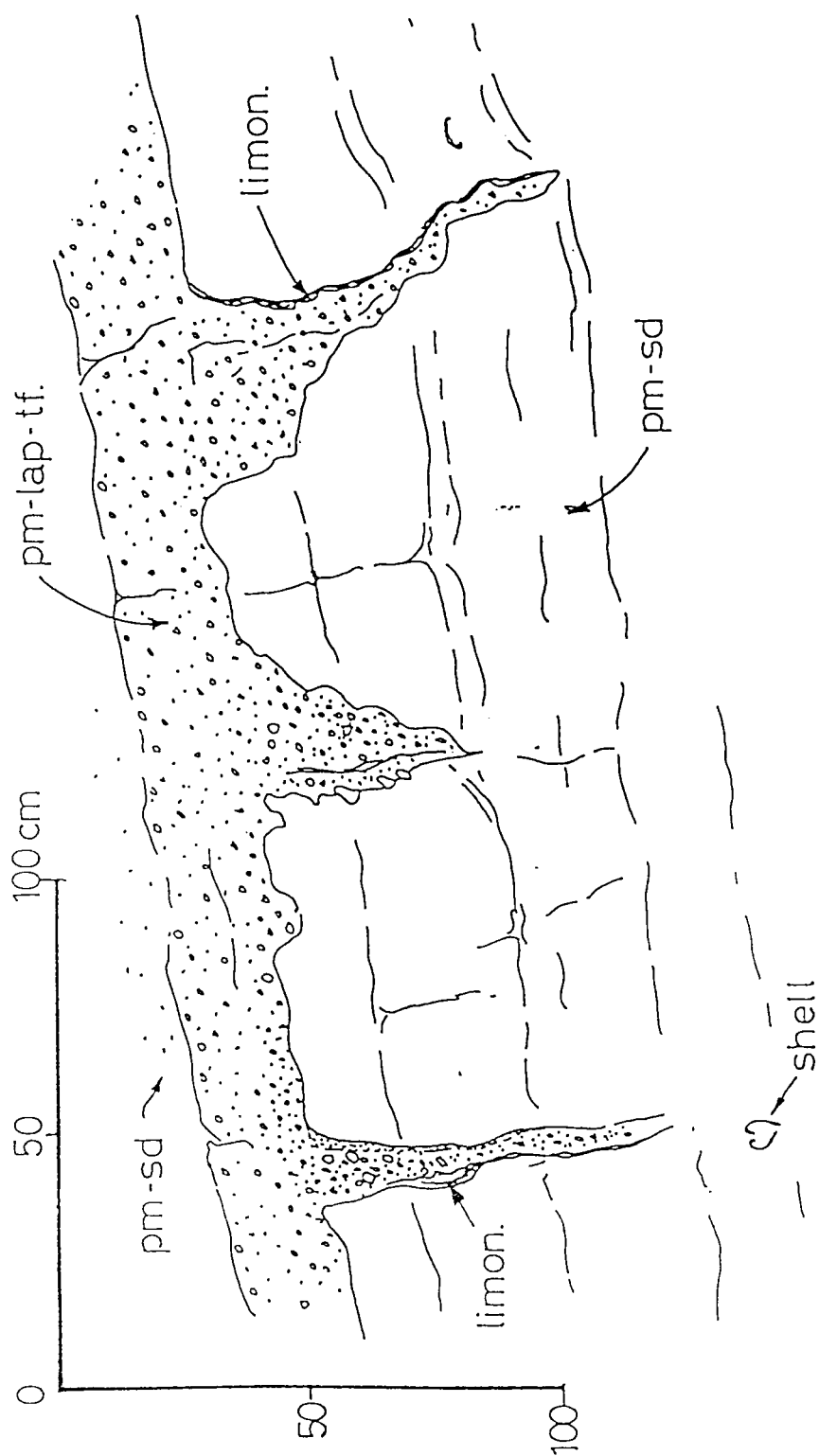


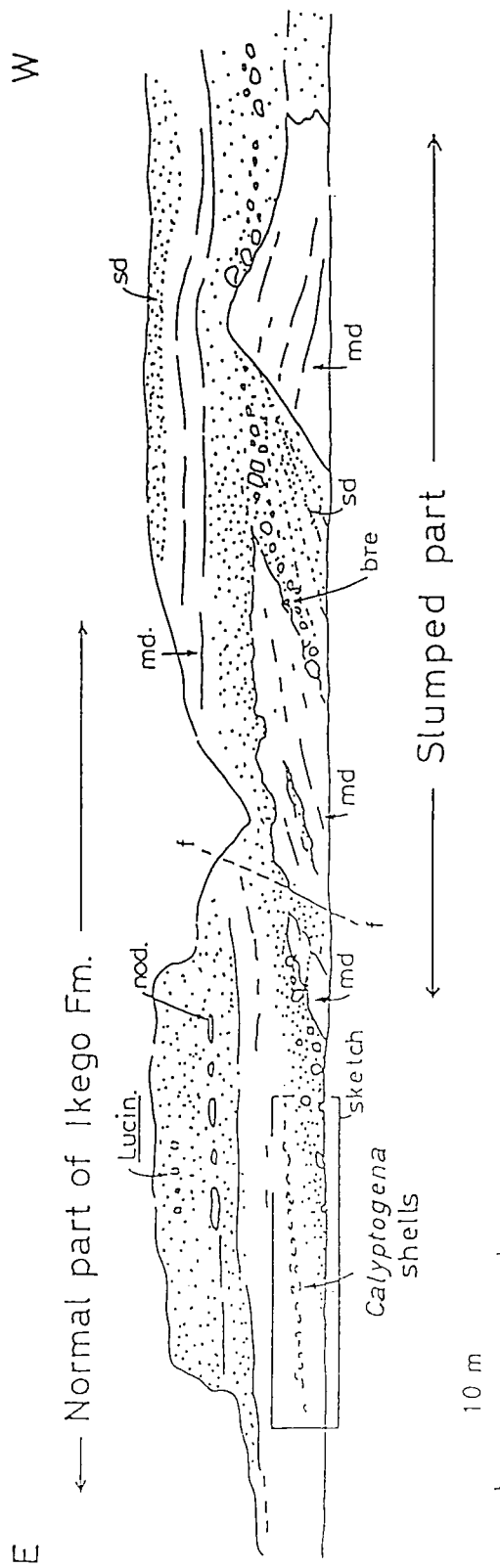
SKETCH OF A BEDDING PLANE

↔ Long axis of shell.
→ Posterior direction

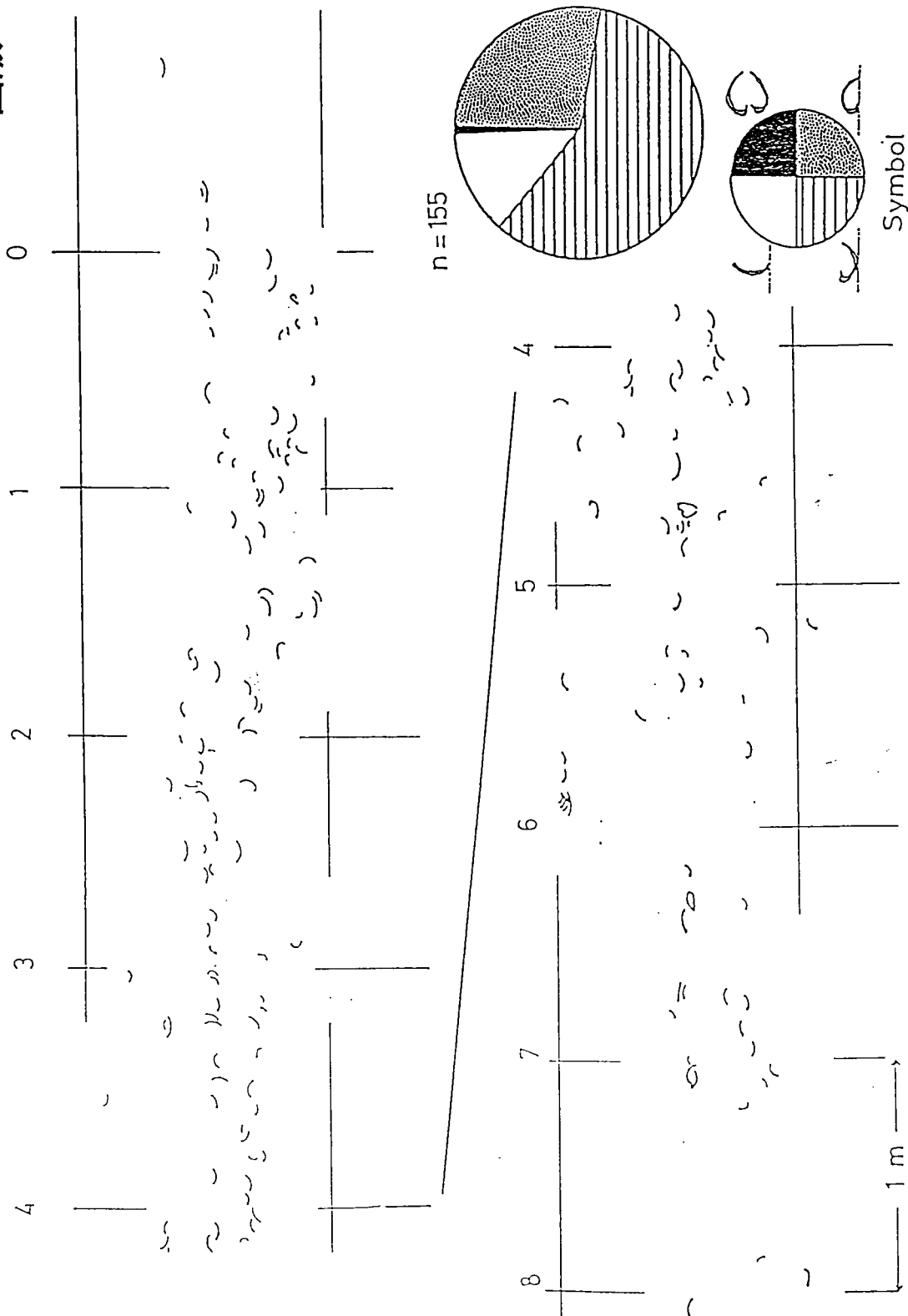


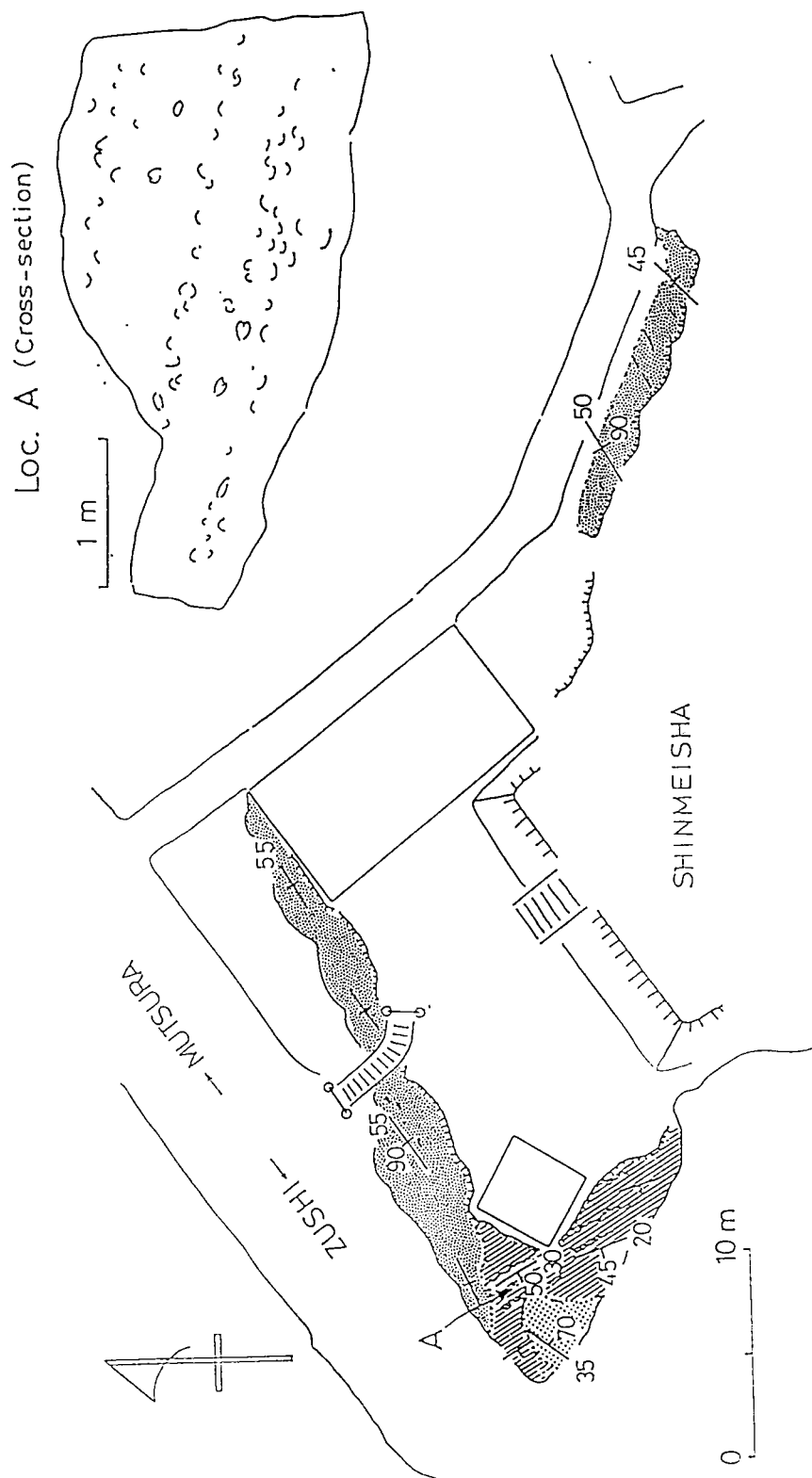
图版 6

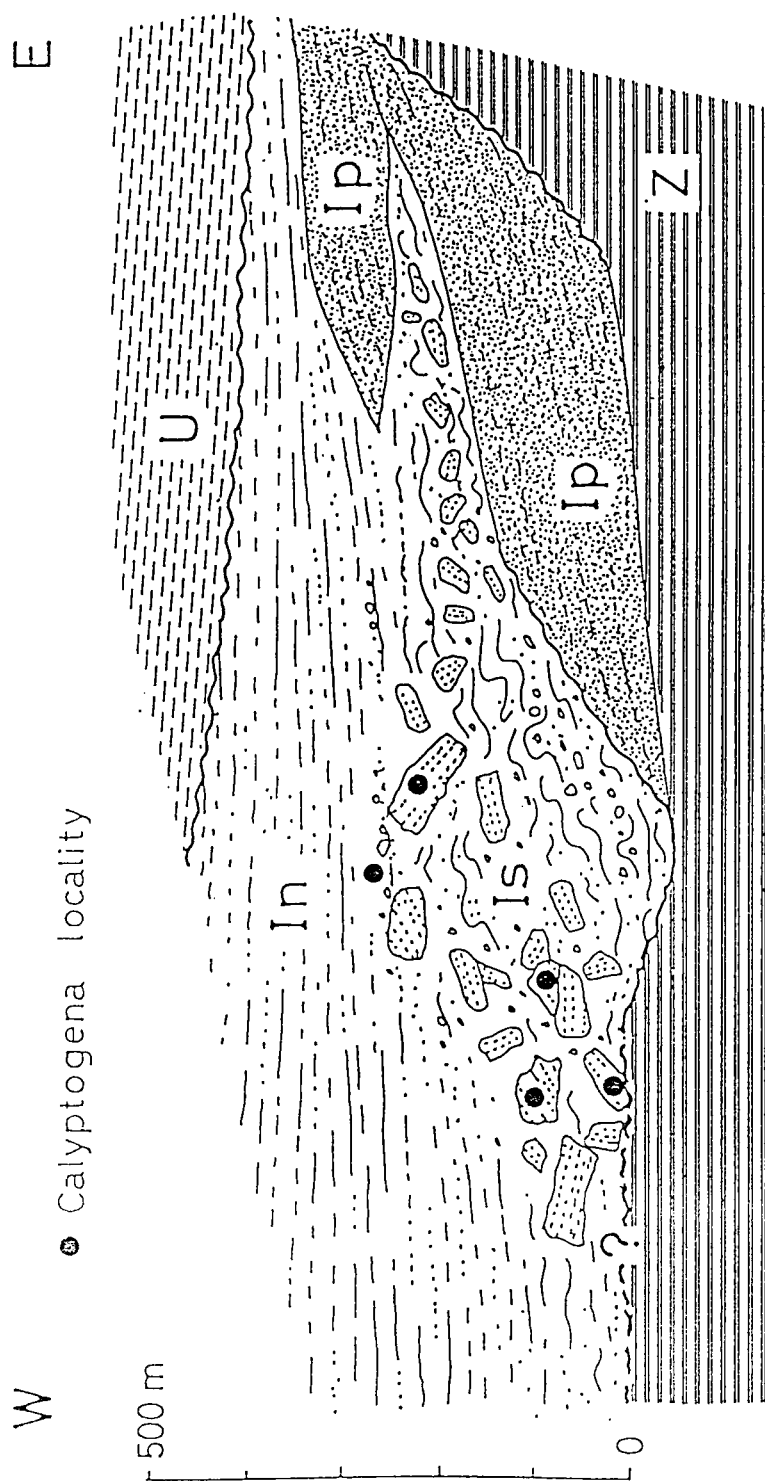




图版 8







U: Urago Fm.

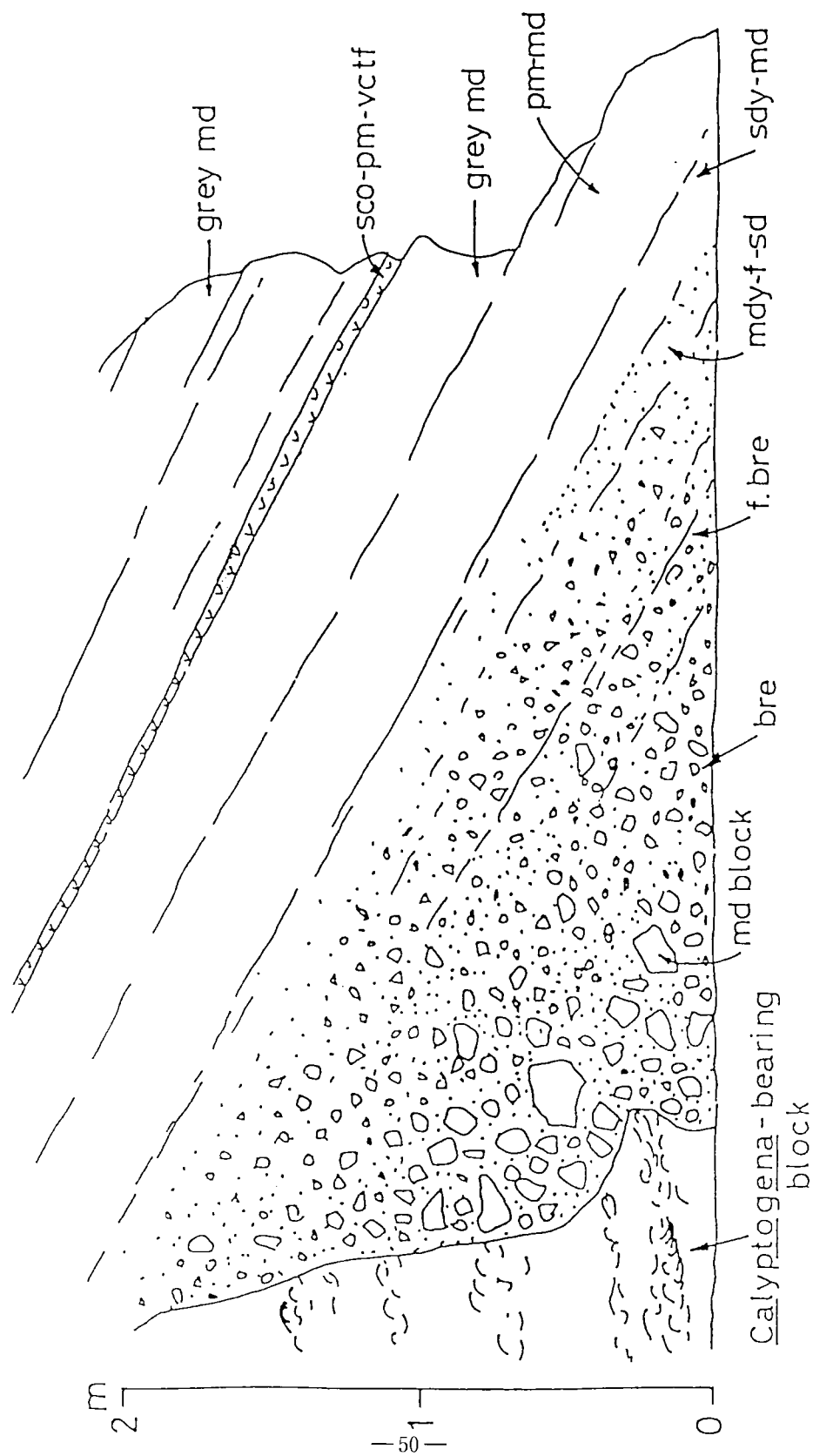
Z: Zushi Fm.

In: Ikego Fm, normal part

Is: Ikego Fm, slumped part

Ip: Ikego Fm, pyroclastic pt.

图版11



逗子市池子産シロウリガイ類化石に見られる殻の溶解と破壊

近藤 康生

はじめに

逗子市池子周辺に大量に産する深海性の大型二枚貝シロウリガイ類の化石は、産出が珍しいというだけでなく、三浦半島周辺の地質構造やその発達史を理解する上でたいへん重要なものであることがわかってきた。今回、逗子市教育委員会が企画したシロウリガイ類化石の調査において、私は化石の産状、特に溶解や破壊など、殻の保存状態を観察し、それに基づいて池子産シロウリガイ類化石が化石化した過程を復元することを目標として研究を行った。

化石を研究する際、特に化石が産出したことの地質学的意義を考える場合、生きていた場所で化石となったか(自生)、あるいは死後別の場所に運ばれて堆積したものか(他生)の判断はきわめて重要である。この判断をくだす際の最も確実と考えられる基準は、砂や泥に潜る二枚貝などが堆積物に潜って生きていたときの姿勢(生息姿勢)が保存されたままの状態で地層中に産するか否か、である。しかし実際には、シロウリガイのように底質から半ば露出した状態で生活する種類では(本報告書中の堀越氏の記事参照：pp.82-83；口絵図版2：1図参照)死後その姿勢のままでは保たれることはあまりないので、その化石を観察する場合にも、生きていた位置でただ倒れただけなのか、あるいは遠くまで運ばれているのか、判断に苦しむことが多い。したがって、この種の化石の化石化過程を理解するためには、殻の示す方向性以外に化石そのものに残された情報にも注目する必要がある。

本論では、この観点から逗子市池子産のシロウリガイ類化石殻の保存状態、特に殻の溶解および破壊の状態を記載する。また、殻の溶解と破壊の様式に基づいて、この特異な生態を示す二枚貝の死後過程について考察する。もっとも、本論で扱う、逗子高校裏のシロウリガイ類化石を含む軽石質粗粒砂層は、それ自体がまわりの泥層に対して異地性の巨大なブロックであることが鎮西氏の研究によってすでに明らかにされている(本報告書中の鎮西氏の記事参照)。したがって、本論で扱うのは、シロウリガイ類化石が当初堆積した軽石質粗粒砂岩層に対する自生他生の問題ということになる。

この報告をまとめるに当たり、シロウリガイ類化石の研究の機会を与えられ、ご指導していただいた(株)東京久栄(元東京大学・千葉大学教授)堀越増興博士、日頃古生態学の研究に関してご指導をいただいている京都大学鎮西清高教授、貴重なご意見をいただいた宇都宮大学松居誠一郎博士、高知大学前田晴良博士、金沢大学北村晃寿博士、採集および野外観察に際しご協力いただき有益なご意見をいただいた千葉県立中央博物館高橋直樹氏に感謝する。

化石産地および標本について

本報告に用いたシロウリガイ化石は、逗子市池子の逗子高校裏の崖から採集されたものである。

化石を採集した層位は、本報告中の鎮西氏の図版 2 の上図に示されている軽石層の約 2 m 上位の化石層である。層位は異なっているが、化石の産状は鎮西氏の記載内容と同様であるので、貝殻の方向性など野外における産状については、その記載を参照されたい。多くの標本はブロックの状態で採取され、千葉県立中央博物館に運ばれクリーニングされたものである。このようにしてクリーニングされた化石は、左右の殻が揃った標本 30 個体 (ZS-01-30)、分離した貝殻は右殻 9 片 (ZS-01R-09R)、左殻 5 片 (ZS-01L-05L) である。またこれらとは別に、野外で上下を確認した定方位標本を数点採取した。これらのシロウリガイ類化石標本は、千葉県立中央博物館に保存されている (登録番号は未定)。

結果：シロウリガイ類化石の保存状態

(1) 貝殻を充填する堆積物

採った標本はたいへん殻がもろく、クリーニングの過程で殻が母岩からはずれてしまうことが多い。その結果、殻のすぐ内側に接していた堆積物が観察できる。それぞれの標本について、殻の内側に接していた堆積物を観察すると、左右の殻で堆積物の特徴がはっきりと異なることが多い。たとえば、標本 ZS-01 では、右殻の内側には細粒の堆積物が接している (図版 1：上図)。それに対し、左殻の特に腹縁部周辺には粗い粒子が接していて、粒子間のすき間は堆積物によって充填されず、^{くうげき}空隙となっている。このように、ひとつの標本では、片側が細粒、その反対側が粗粒というぐあいに左右の殻で相異なっていることが多い。

殻内部を充填する堆積物を観察するため、定方位標本の垂直断面を観察した。その写真とスケッチを図版 2：1－3 図に示す。これらの標本は、左右の殻はほぼずれのない状態で化石化している。殻内部を充填している堆積物はすき間を方解石がセメントした軽石からなる堆積物で、シロウリガイ類のまわりの堆積物と同じである。貝殻を充填している堆積物は、上方に粗粒化する傾向を示す。この断面に見える軽石粒の最大直径は約 8 mm である。上側の殻には穴があくようにして破壊している。殻上部に開いた穴の下にある堆積物の中に含まれている破片化した貝殻はおそらく破壊したこの個体のものであろう。このことから、貝殻にあいたこの穴は、殻上部が破壊されたときにあいたもので、それと同時にまわりにあった流動的な堆積物が殻内部に流れ込んだと推定される。流れ込んだと推定される堆積物は直径 1－2 mm の軽石であり、殻内の下部を充填している粒子よりも細粒である。下側の殻も割れるように破壊しているが、穴があくほどこわれてはいない。

図版 2：2 図に示す別の標本も両殻がほぼ完全に閉じた状態のものであるが、殻は上下ともこわれていない。殻内部を充填している堆積物は直径 1－2 mm の軽石で、ほぼ水平方向に成層している。詳しくみると、下から上に、細粒－粗粒－細粒－粗粒と粒径変化を繰り返している。しかし、上下の殻に接している部分だけに注目すると、下側の殻の直上には細粒の軽石が接しているのに対して、上側の殻直下の堆積物は粗粒で、粒子間のすき間も方解石によってセメントされている部分と、すき間として残っている部分とがある。

このように、シロウリガイ類化石の定方位標本の垂直断面では、軽石堆積物が上方粗粒化を示すことが多い。このことから、野外で上下を確認していない標本でも、地層中にあったときの上下を

推定することが可能である。例えば、図版1の標本ZS-01では、粗粒の堆積物が見えている左殻が地層中で上になっていたと推定することができる。

(2) 殻の溶解

池子産のシロウリガイ類化石では、部分的に殻が溶解している標本が多い。例えば、標本ZS-01では左右の殻ともに殻頂部が溶解している(図版1：上図)。特に、右殻は広範囲にわたって溶解しており、溶解している部分は殻頂部から腹縁―後縁部にかけて伸びている。注目すべきは、貝殻の存在するはずのところが軽石などの堆積物によって充填されており、殻が溶解した部分の型が残っていないことである。また、この標本の左殻には粗粒の軽石が殻の溶けたところに食い込んでいる。また、シロウリガイ化石の垂直断面を観察すると、殻内の軽石の粒子が上方の殻に食い込んでいるのが観察され、殻が内部から溶けたことがわかる(図版2：3図：矢印)。

(3) 殻の破壊・変形

池子産のシロウリガイ類化石のうち、両殻揃った標本では、殻がつぶれている標本が多い、例えば、標本ZS-06では、左殻の殻頂部から腹縁―後縁部にかけて、貝殻が割れて、割れた部分が溝状に陥没している(図版1：中図)。それに対して、右殻では殻の破壊はみられない。また、標本ZS-30でも、左殻の殻頂部から腹縁―後縁部にかけて割れ目が走り、全体として殻がつぶれるように変形している。なお、この標本では右殻の保存状態は観察できない(図版1：下図)。

考察：池子産シロウリガイ類化石の死後過程の復元

上記のようにシロウリガイ類化石の殻の保存状態には、両殻揃った標本に殻の破壊や溶解が多いこと、地層中で上側にあった殻に殻の溶解や破壊が多いこと、内側から殻が溶解している標本がみられる、などはっきりとした特徴が認められる。これらのことから、池子産シロウリガイ類化石の死後過程について復元を試みる。まず、復元に際して問題となる以下の3点について考察する。

(1) 池子産シロウリガイ類化石は生き埋めにされたものか、あるいは、死後生息位置から動かされたものか。

池子産シロウリガイ類化石層には、両殻揃った状態で地層面に対してほぼ平行な状態で産するものが多く含まれている。潜水艇「しんかい2000」による現生シロウリガイ・コロニーの観察結果によれば、シロウリガイは死後、エゾイバラガニの捕食活動に伴う攪乱の効果もあり、海底面上に転がり、多くは左右の殻が分離する。分離しないまでも、殻が開いて殻の内面を上にしてしている状態の遺骸が多い。したがって、池子産のシロウリガイ類化石、特に両殻揃っている個体は、死後海底面上に露出していたものとは考えにくい。これらの化石の殻の内面に付着・穿孔生物の痕跡が認められないことから、これらの貝殻は海底面上に長期間露出していたとは考えられない。シロウリガイ類化石を含む地層も、堆積物粒子のサイズが上下方向に周期的に変化を示し、侵食面をとまなっていることから、堆積物重力流の侵食作用によって生息位置から引きずり出され、再び埋積されたことを示唆している。

侵食や運搬・再堆積といった過程があったにもかかわらず、両殻揃って閉じた状態の個体が多い

ことは、この時生きた個体が多数含まれていた可能性が高い。

(2)池子産シロウリガイ類化石の殻の溶解はどこでどのようにして起こったか。

関連する情報が少ない現時点では、はっきりした説明はできない。以下のように、さまざまな考え方があり、今後の検討課題である。ここでは、溶解が起こった場所の違いに基づき以下のような場合に分けて簡単に考察するにとどめる。いずれの場合にも、選択的な貝殻の溶解をどう説明するかが問題となる。

貝殻の溶解が起こった場所としては、海底面上かあるいは底質中かがまず問題となる。底質直上の海水の性質によって貝殻が溶解したと考える場合、両殻揃った標本により多く溶解がみられ、しかもその片側の殻がより広範囲に溶けていることの説明が困難であるように思える。また、(1)で考察したように、貝殻が海底面上に長期間露出していたとは考えられないので、海底面上で溶解が起こった可能性は少ない。また、貝殻が海底に半ば埋まった状態で、海底面上に露出した部分だけが溶解したと考えることも一応可能である。凸面を上にした貝殻の場合はこの説明も可能であるが、凹面を上にした殻の場合、殻のマージンが選択的に溶解していることが期待される。しかし、実際にはそのような標本はまったく見つかっていない。したがって、海底面上に露出した部分だけが選択的に溶けた可能性は低い。

貝殻が底質中に埋没した状態で溶解が起こったと考えることもできる。この場合、底質内に貝殻の溶解を起こす性質を持った間隙水が存在したと考えることになる。シロウリガイ類化石の断面の観察から、両殻揃った貝殻の内部を充填する堆積物は、上方粗粒化の傾向があり、殻内の下側よりも、上側の方にすき間が多い。したがって、この部分の方が間隙水が通りやすく、間隙水が二酸化炭素を含み殻を溶かす性質がある場合、貝殻が溶けやすくなる。この点で、底質中に埋没した状態で溶解が起こったと考えると都合がよい。また、(1)の議論から、シロウリガイ類化石が堆積物重力流によって侵食・運搬・再堆積が行われ、埋没した可能性が高い。以上のことから、貝殻の溶解が底質中に埋没した状態で起こった可能性が高いように思われる。

(3)両殻揃ったシロウリガイ類化石の中に堆積物はいつどのように侵入・充填したか。

図版2：1図にも見られるように、殻が溶解したり、破壊したりしている標本では、その部分から軽石などの粒子が侵入していたことは確実である。

しかしまったく別のプロセスも考えられる。すなわち、生きたまま埋没して死亡したと考えると、そのシロウリガイの靱帯はまだ強い張力を保っていると考えられ、埋没深度が浅かった場合、死後埋没した状態で殻が開く可能性がある。おそらく両殻揃ったシロウリガイ類化石の殻内を充填している堆積物のほとんどは、このようにして充填されたものであると考えられる。粗粒の堆積物によって充填されながら、殻が閉じている標本がみられるのは、その後の埋没深度の増大による圧密の増加によって、殻が閉じたためと考えられる。

殻の破壊された部分から侵入した堆積物は量的には少ない。また、例えば図版2：1図に見られるように、このようにして侵入した堆積物はそれ以前から充填していた堆積物に比べて細粒である。

結論

両殻揃い閉じた状態で産するシロウリガイ類化石の殻内部を充填する堆積物は、上方粗粒化の傾向を示す。池子産のシロウリガイ類化石標本で、地層中に上側にあった殻に破壊が多く見られるのは、上側の殻が内部から溶解して殻が脆弱^{ぜい}になったことが原因と考えられる。

これらのことと、化石の野外での産状を併せ考えると、逗子市池子産のシロウリガイ類化石は、コロニーを形成していたものが、海底地滑りなどの突発的な事件によって、まわりの底質ごと生きのまま運ばれて、再堆積したものと考えられる。また、これらシロウリガイ類化石の死因はこの事件による埋没である可能性が大きい。

図版の説明

図版 1

両殻揃って閉じた状態で産する池子産シロウリガイ類化石の保存状態。殻の両外面を示すため、殻を開いた状態で図示してある。また、両殻揃った標本では、地層中で上側であったと考えられる殻を図でも上にしてある。上側にあったと考えられる左殻の溶解や破壊が著しいのが特徴である〔標本 ZS-01(上図)：ZS-06(中図)〕。

標本 ZS-06(中図)では、上側にあったと考えられる左殻の殻頂から腹縁後部にかけて溝状に陥没している。なお、下側の殻にも小規模な殻の溶解と破壊がみられる。

標本 ZS-30(下図)では、両殻揃った標本の左殻のみを示す(右殻は、点線で示すようにずれている)。

1：殻が溶失した部分； 2：殻が溶失した部分に食い込んでいる粗粒の軽石； 3：殻の内側に接する堆積物が粗粒で、その隙間が空隙になっている部分。その他の白抜きの部分は細粒の堆積物が殻の内側に接している； 4：殻が割れた部分。右側が陥没していることを示す。

図版 2 a,b

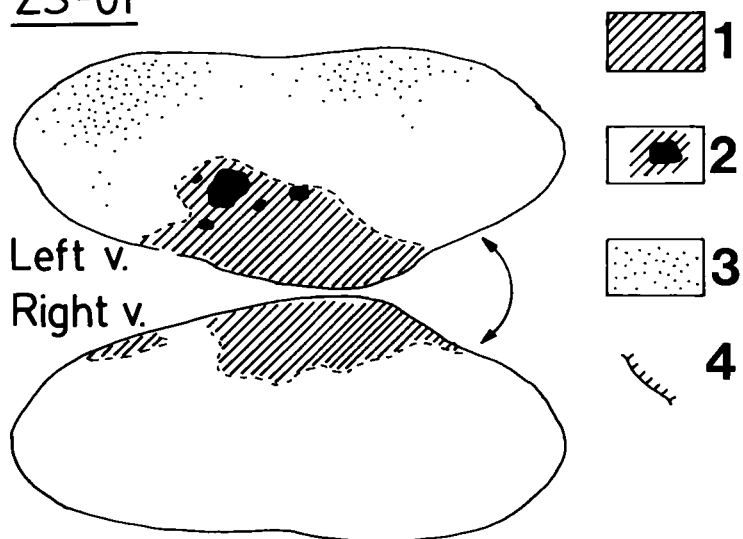
野外で上下を確認して採取した標本(定方位標本)の垂直断面の写真図版 2 b(右頁)とそのスケッチ図版 2 a(左頁)。写真左下の目盛りは 1 mm。黒塗りの部分は貝殻を示す。斜線部は、推定される貝殻の位置を示す。

1 図 上側の殻が破壊し、そこから堆積物が内部へ流れ込んでいるのが観察される。

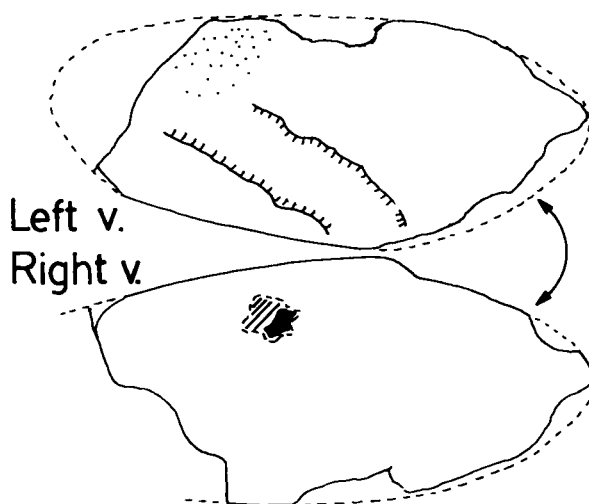
2 図 定方位標本の垂直断面。上下とも殻は破壊していない。

3 図 両殻揃った標本の垂直断面。左上に見える殻が内部から溶解しているのが見える(矢印)。

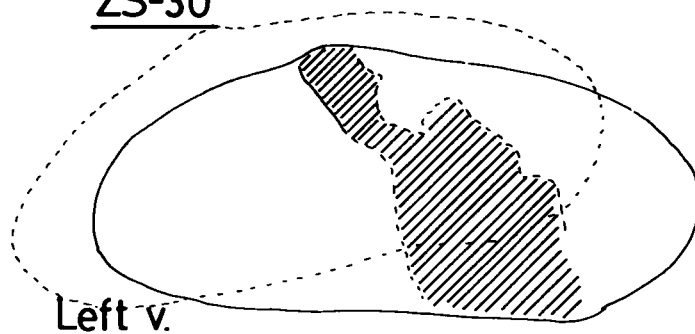
ZS-01



ZS-06



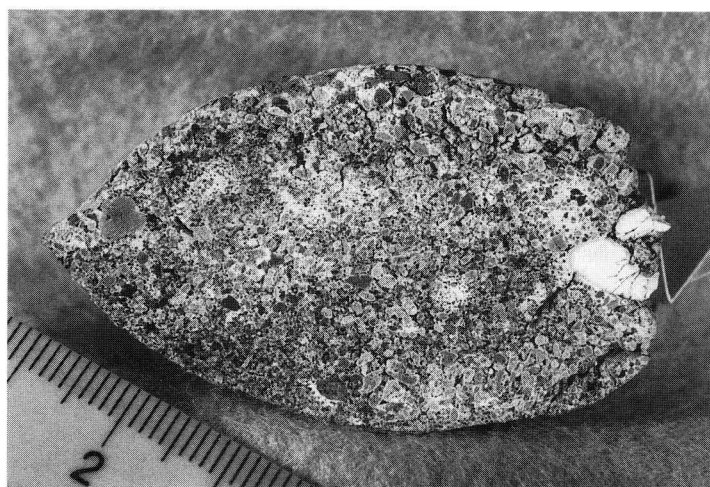
ZS-30



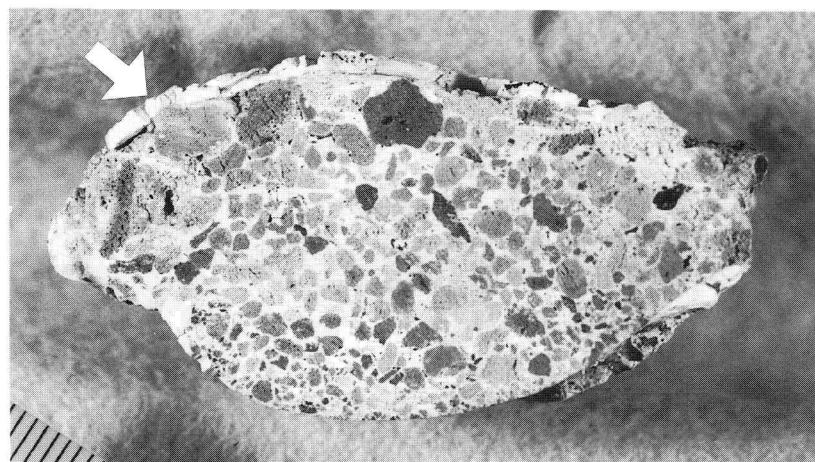
1 図

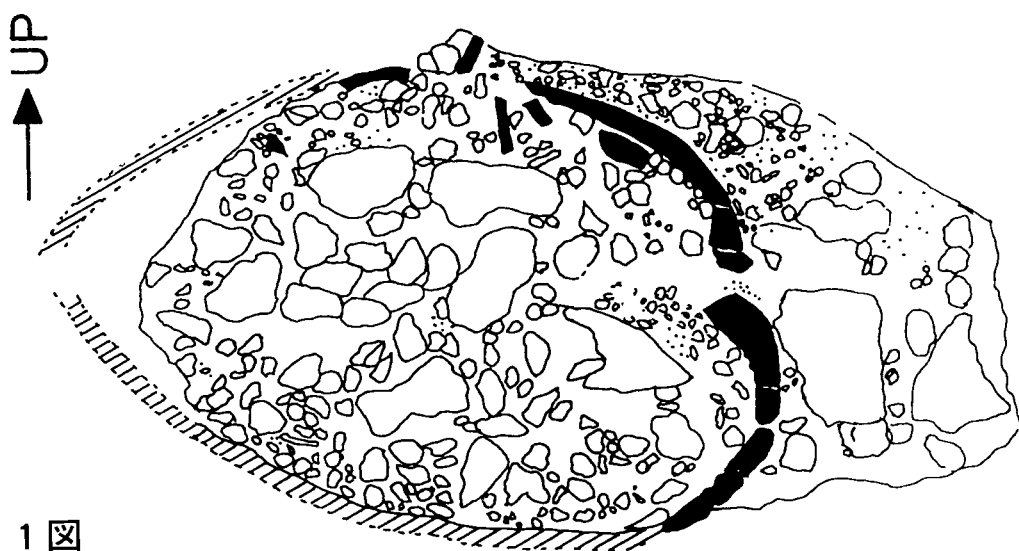


2 図

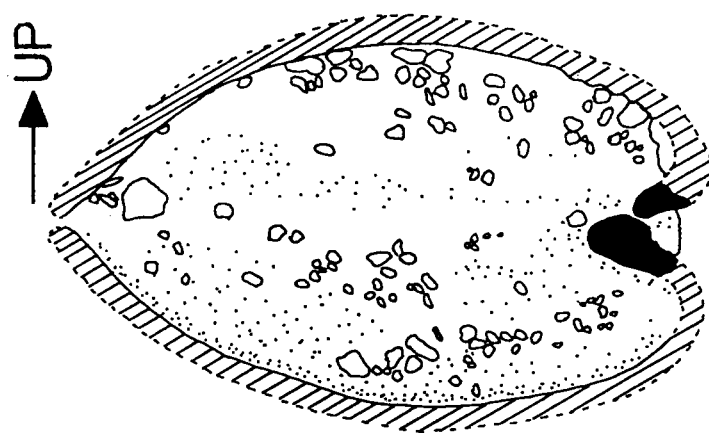


3 図

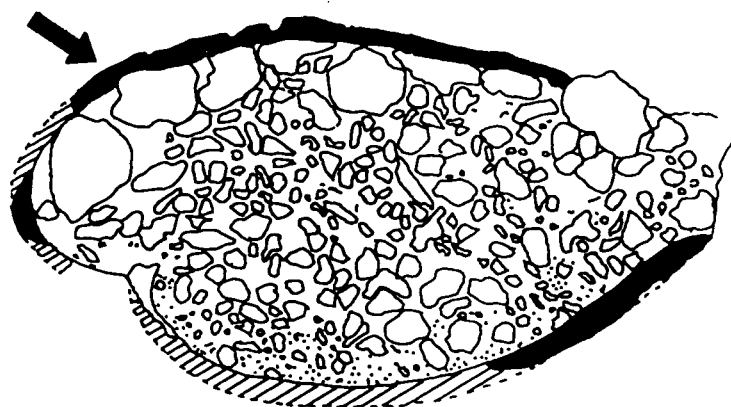




1 图



2 图



3 图

逗子市付近産シロウリガイ類化石について

菅野 三郎

I まえがき

逗子市およびこれに隣接する鎌倉市東部から横浜市南部を含むいわゆる三浦半島北部地域には、上部中新世から鮮新世にわたる海成層が発達しており、これまでに層序学や古生物学などに関する多くの研究がある。特に鹿間・増島(1969)はこの地域に産出する貝類化石について、産出層準と各化石産地における貝類化石の産出に関する定量的な解析を行い、シロウリガイ類化石の産出を報告している。彼等によれば、シロウリガイ類化石は池子層から野島層にわたる海成鮮新統の火砕岩質礫質砂岩や凝灰質粗粒砂岩より産出している。彼等は貝類化石の群集解析からシロウリガイ類化石—*Akebiconcha nipponica* (Oinomikado et Kanehara)—は大陸棚斜面の上半部(水深200m~1,100m)に分布する群集としている。これらの化石群集はその産状から池子層産のものは現地性としているが、その上位の地層から産出するシロウリガイ類化石などは異地性のものか、または異地性と現地性の両者が混在していると述べている。

鹿間・増島(1969)によるシロウリガイ類化石産地の多くは、すでに宅地開発等により破壊され、現在これを再検討することは不可能な所が多い。然し、逗子高校テニスコート奥の南北性の谷の左岸や高校グラウンド南側の東西性の小川の谷壁では、現在でもこれを観察することが出来る。今回の報告はおもにこれらの露頭産の化石について述べるが、なお、今回の調査に当り、横浜国立大学教育学部地学教室所蔵の鹿間・増島(1969)の標本も検討させていただいた。

II 第三系産シロウリガイ類化石について

本報告で取り扱うシロウリガイ類化石とはオトヒメハマグリ科(Vesicomidae)の中、これまでシロウリガイ属(*Calyptogena*属)、アケビガイ属(*Akebiconcha*属)および*Hubertschenckia*属として発表されたものについて筆者が再検討した結果、シロウリガイ属に含めた方が妥当と考えられるものについて述べる。

1. *Calyptogena*属化石

*Calyptogena*属の現生種は北米西岸のアラスカ南部からメキシコ西岸にいたる深海底(500~2,300m)、オホーツク海、南海トラフ(3,800m)や日本海溝の陸側斜面(5,000m)および相模湾(深さ750~1,100m)等の深海の泥質の海底に分布する。また、ガラパゴス諸島付近の海底火山や東太平洋海嶺の頂部の熱水の湧出部付近にも分布する。しかしながら、化石シロウリガイ類の産出についてはこれまであまり知られていないが、現在までに報告されたものおよび筆者の未公表の資料には次のようなものがある。

- (1) *Calyptogena*(s.s.) *pacifica* Dall, 1891

産出層準：上部中新世～鮮新世

分 布：北米西岸(カリフォルニア州)，北海道西岸厚田町，望来層(大立目，1942)，秋田県小鹿半島，脇本層(大塚，1937)，新潟県上越市，川詰層および能谷層(菅野・天野・伴，1989)。

(2) *Calyptogena akanudaensis* Tanaka, 1959

産出層準：中部中新世

分 布：長野県東筑摩郡四賀村赤怒田，別所層赤怒田石灰岩部層(田中，1959)。

(3) *Calyptogena nipponica* Oinomikado et Kanehara, 1938

模 式 地：新潟県栃尾市繁窪(旧古志郡西谷村中村)。

産出層準：鮮新世

分 布：新潟県東山油田，牛ヶ首層(大炊御門・金原，1938)。Boss & Turner(1980)は本種を *C.(s.s.) pacifica* Dall のsynonymにしているが，本種は *C.(s.s.) pacifica* とは明らかに区別されるものである。

(4) *Calyptogena cf. nipponica* Oinomikado et Kanehara

産出層準：鮮新世

分 布：神奈川県三浦半島北部池子層，朝比奈層，野島層(鹿間・増島，1969；新妻・松島・三田，1989)，千葉県房総半島の三石山付近，黒滝層。

(5) *Calyptogena chitanii* (Kanehara, 1937, *Adulomya*)

産出層準：中部中新世～鮮新世

分 布：常盤炭田(金原，1937；鎌田，1962)，北海道夕張市滝ノ上層(菅野・小川，1964)，北海道広尾郡大樹町，ヌピナイ川泥岩層* (菅野・赤塚，1972)，東京都五日市町，館谷層* (菅野，1967)，北米アラスカ南部カヤック島ヤカタガ層(菅野，1971)

本種は金原(1937)により *Adulomya cnitanii* として記載されたものであるが，菅野・小川(1964)は本種の同地模式標本を検討し，鉸歯の存在を確認し，これを *Akebiconcha* 属に含めた。しかし，菅野(1971)はこの鉸歯を再検討した結果，これを *Calyptogena* 属に訂正した。

※印産のものについては鉸歯について再検討を要する。

(6) *Adulomya uchimuraensis* Kuroda, 1931

産出層準：中部中新世

分 布：長野県小黒郡，武石村，別所層，および同県東筑摩郡四賀村赤怒田(黒田，1931；田中，1959)。

本種はKuroda(1931)により記載され，鉸歯を欠く点で新属が提唱された。田中(1959)はこれを再検して鉸歯を図示した。本種の鉸歯の保存状態は必ずしも良好ではないが，右殻の鉸歯は *Calyptogena* 属を示唆している。

(7) *Akebiconcha kawamurai elongata* Ozaki, 1958

産出層準：鮮新世

分 布：千葉県銚子市名洗付近，名洗層(尾崎，1958)，神奈川県逗子市神武寺，京浜急行神武寺駅付近，池子層(尾崎，1958)。

本種は尾崎(1958)により銚子市の名洗層より記載されたものであるが，副模式標本は逗子市の京浜急行神武寺駅前の池子層産である。したがって本種は*Calyptogena cf. nipponica* と近似しているものであり，少なくとも副模式標本は *C. cf. nipponica* と synonym である。今後完模式標本の再検が必要である。

(8) *Hubertschenckia ezoensis*(Yokoyama,1890, *Tapes*)

産出層準：漸新世

分 布：夕張炭田の幌内層(矢部，1890；湊・魚住，1951；武田，1953)，北海道留萌地方の達布層(漸新世：大原・菅野，未発表)，北海道東部厚内付近の常室層(漸新世：菅野，未発表)。

本種はYokoyama(1890)により *Tapes ezoensis* として白亜系産と報告されたが，竹田(1953)は本種を模式として*Hubertschenckia*属を提唱した。筆者は本種の絞歯を再検討した結果，本種は*Calyptogena*属に含めるべきものとみている。

(9) *Calyptogena* sp. 1

産出層準：中部始新世

本種はかつて須鎗・山崎(1987)によって*Crassatellites* nov. α of Hatae(1960)および *Eucrasatella cf. nipponensis* (Yokoyama)とされたものであるが，同標本を再検討した結果，これらは*Calyptogena*属とすることが妥当と考えている。本種は四万十帯の室戸半島層群中の黒色泥岩に合辨の個体として産出する。

(10) *Calyptogena* sp. 2

産出層準：中部始新世

分 布：アメリカ合衆国ワシントン州西南部ベヤ川上流。

本種はかつて“*Solen* sp.”として報じられた(Danner,1966)もので，塊状の凝灰質泥岩中に存在する巨大な石灰岩中に含有され，密集した“*Bathymodiolus*”と共産する*。

※) この外，畑井，西山(1952)は長野県棚層産の*Cucullaea longissima* Yokoyama(1925)を*Calyptogena*属としているが，この模式標本は失われており，目下検討することはできない。

III 逗子市産シロウリガイ類化石について

逗子市産のシロウリガイ類化石は尾崎(1958)，鹿間・増島(1969)によって報告されているが，彼等の報告した化石産地は近年の著しい宅地開発によって破壊されている所が多い。然し，幸い県立逗子高校東奥の谷の側壁や米軍弾薬庫の敷地内には，池子層(含火砕岩礫質砂岩)が露出し，シロウリガイ類化石を含んでいる。特に逗子高校東奥の南北性の谷の左岸に露出する含火砕岩礫質粗粒砂岩には多数のシロウリガイ類化石を産出する。

これらのシロウリガイ類化石の産状をみると、合辨の個体もあるが、多くは単殻として産出する。現在みられる露頭の下限近くには単殻の凹面を上側にして密集して産出する部分もある。然し、露頭の中・上部では、単殻の凸面を上にして地層面に平行に散在する。これら単殻の個体の中には破損しているものもあるが、完全な外形を示すものも多い(詳細は鎮西氏の記事参照)。したがって、これらの*Calyptogena*の群集は現地性のコロニーを示すものではなく、コロニーがある程度流水によって運搬された異地性の群集と判断される。この点は産出化石の大きさがほぼ成貝に近い大きさのものが多く、幼貝の発見が困難な点からも理解される(堀越氏の記事参照pp82-83)。

逗子産のこれらの化石は尾崎(1958)により*Akebiconcha kawamurai elongata*とされたが、鹿間・増島(1969)はこれを*Akebiconcha nipponica* (Oinomikado et Kanehara)と同定している。然し、逗子産のシロウリガイ類化石は次に述べる理由により*Calyptogena* cf. *nipponica* Oinomikado et Kaneharaと同定する。

IV 分類学的記述

Calyptogena cf. *nipponica* Oinomikado et Kanehara

図版 1 : 1 a~c ; 図版 2 : 1 図, 2 a~c 図 ; 図版 3 : 1 ~ 4 図。

Calyptogena nipponica Oinomikado et Kanehara, 1938. Jour. Geol. Soc. Jap., vol. 45, no. 539, p. 677~678, pl. 21, figs. 1, 2, 5.

Akebiconcha kawamurai elongata Ozaki, 1958. Bull. Nat. Sci. Mus., vol. 4, no. 1, p. 123~124, pl. 6, figs. 1~5.

Akebicouncha nipponica (Oinomikado et Kanehara) : Shikama & Masujima, 1969. Sci. Rep. Yokohama Nat. Univ., Sec. II, no. 15, pl. 7, figs. 16~18.

採集標本：左右合辨の 1 個体(成貝)および右殻 1 個体の外、不完全な単殻多数。これらの外、横浜国立大学教育学部地学教室所蔵の標本(鹿間・増島, 1969)を再検討した。

記 載：殻は大型で厚く、前後に長く、左右の殻は同形で、前後に非対称である。殻頂は低く、前から 3 分の 1 から 4 分の 1 の所に位置する。

殻の前縁は丸味があり、ゆるくカーブしながら腹縁に移過する。腹縁は未成貝にあっては直線状のものようであるが、成貝では僅かに内方にゆるく弧状に凹む。後縁は前縁よりもやや小さな丸味をもつ。後背縁は極めてゆるやかな弧状をなして殻頂に至るが、前背縁は短く、殻頂の前方でゆるく凹み前縁に移過する。靱帯は強固で長く、外在し、靱帯溝は深い。小月面はなく、盾面は僅かに発達する。殻の内面には二つの筋痕があるが、特にやや楕円形を示す前筋痕は明かで深く凹んでいる。後筋痕は不明瞭である。

殻頂から後腹縁に向かって走る弱い放射肋が認められる(図版 1 : 1 b 図)。

蝶番面には明らかな鉸歯をそなえている。右殻の未成貝では 3a 歯は極めて弱い 3b 歯は

強く短い。3a歯と3b歯のなす角は直角よりもやや小さい。1a歯は3a歯よりも狭長で、その末端は蝶番面にそってゆるくカーブしながら消滅する。成貝では1a歯は顕著であるが、3a歯は殆んど不明瞭である。3b歯は短くて強く、3a歯と3b歯のなす角度はほぼ直角である。殻頂下洞はアケビガイ *Akebiconncha kawamurai* kuroda 程顕著ではない。左殻の鉸歯の中、2a歯は2b歯に比してやや華奢であり、2b歯に寄りかかったような(または2b歯から分岐したような)形を示す。4b歯は狭長である。殻頂下洞は右殻と同様に広くて浅く凹む。

計測(mm)：

標 本	殻 長(L)	殻 高(H)	殻 巾(Th)	H/L %	Th/L %
合辨個体*	ca.120.0	ca.57.0	ca.37.0	ca.47.5	ca.31.0
右殻*	98.9	47.4	—	47.9	—
右殻**	ca.107.0	ca.57.0	—	ca.53.0	—

※印は逗子高校裏よりの標本、殻巾は多少おしつぶされている。

※※印は横浜国立大学教育学部地学教室所蔵標本。

付記：

本種の模式標本は大炊御門・金原(1938)により、新潟県栃尾市南部の繁窪部落の前川右岸に露出する鮮新統の牛ヶ首層(≒西山層相当層)より報告されたものである。尾崎(1959)は銚子市名洗層(鮮新世)から *Akebiconcha kawamurai elongata* Ozaki を記載しているが、その副模式標本は逗子市の京浜急行神武寺駅付近の池子層産である。したがって、尾崎の *A.k.elongata* と称するものの中、少なくともその副模式標本は *C. cf. nipponica* と synonym となる。銚子の名洗層産の完模式標本については今後再検討の要がある。

Calyptogena nipponica の模式標本の鉸歯については、Oinomikado & Kanehara(1938)は単に“hinge normal”とのみ記しており、その詳細は不明である。その上これら模式標本は先の大戦により焼失し、現在これを再検討することは不可能である。筆者は本種の模式産地を再三訪れて同地模式標本の発見に努めたが、未だにこれを発見することが出来ない状況にある*)。

大炊御門・金原(1938)はその副模式標(右殻)の内面を図示し、成貝の鉸歯を示しており、尾崎(1959)も逗子産の副模式標本の左殻の内面を図示し、成貝の鉸歯を示している。しかし、これらはいずれも不鮮明で鉸歯の検討には耐え得るものではない。

鹿間・増島(1969)は逗子市付近の池子層等から産出する貝類化石群集を検討し、*Akebiconcha nipponica*の産出を表記するとともに、図版に本種を載せているが、記載は行っていない。

逗子産のシロウリガイ類化石の殻頂下洞は、アケビガイの殻頂下洞程顕著ではないが、未成熟期には明らかに存在し、成熟期になるにつれて不鮮明になるので *Akebiconcha* 属とは区別される。殻の腹縁は成貝では内側にゆるく弧状に凹み、シロウリガイに類似する。さらに、殻の内面の殻

頂から後腹縁に走る弱い放射肋の形もシロウリガイに類似する。

逗子産のシロウリガイ類化石には未成貝、特に幼貝の産出が少く、本種の成長過程における鉸齒の発達状態についての検討は不十分である。この点については今後の検討を要する。

本種については目下模式種と同一層準産のシロウリガイ類化石の模式地付近の調査を行っているので、今後この標本を再検討の上、逗子産の *Calypptogena* と比較検討の予定である。

※) 最近、筆者と天野(上越教育大学)は、本種模式地から約48km南南西の東頸城郡松代町や松之山町に分布する模式地と同層準とみられる地層から、本種に同定される二枚貝の大きな化石コロニーを発見し、目下検討を進めている。

V 逗子産シロウリガイ類化石の意義

現生のシロウリガイ類は最近の深海底の調査の進展につれ、次第にその生態が解明されてきた。すなわち、シロウリガイ類は大陸斜面や、日本海溝の陸側斜面などの数百メートルから数千メートルの深海底に生息し、海洋底の沈みこみによる逆断層のような所から湧出するメタンを含む冷泉付近(J.Boulègue, E.L. Benedetti, D. Dron, A. Mariotti & R. Lètolle, 1987), また海底火山やマンツルの湧き上る海嶺頂部から湧き出す熱泉付近に生息し、体内に硫黄細菌やメタン酸細菌を共生させて無機栄養により生活しコロニーを形成している(本報告書中の堀越氏の産状の記事参照)。

一方逗子市付近の地質構造を概観すると、この地域はフィリッピン海プレートの沈みこみ帯に当たり、逆断層や褶曲が発達している。また、シロウリガイ類化石を含有する池子層は含火砕岩質礫質砂岩層、または凝灰質粗粒砂岩層からなり、火山起源の碎屑岩からなっている。

逗子付近のシロウリガイ類化石の産状からみて、これらのシロウリガイ類は生息地において、そのまま化石化した現地性のコロニーを示すものではない。もともとの生息地から若干流されて堆積した含化石砂岩層が海底地滑りなどによりブロックとして現在地に移動したか、または海底斜面に生じた懸濁流によって運搬された異地性の化石群集とみられる。したがって、これらのシロウリガイ類の生息環境が冷泉性のものか、それとも熱泉性のものかについては、俄かには決定し難いが、火砕性碎屑岩中に産出する点を考慮すると後者の可能性も考えられる。この点については今後の検討課題である。

以上の考察から逗子市付近のシロウリガイ類化石の重要性は次の諸点に要約される。

- 1) シロウリガイ類化石の産出は日本列島の生成機構を示唆する重要な指標である。
- 2) シロウリガイ類化石は日本列島や北米西岸等の太平洋地域の第三系から知られているが、その産出は特殊な地域に限られている。
- 3) 太平洋地域の第三系産化石シロウリガイ類はこれまで僅かに数種のみであり、しかもその多くは泥岩か、泥岩中に存在する石灰質団塊または石灰岩中に含まれている。火砕岩質粗粒砂岩より産出する例は目下のところ僅かに逗子市付近と房総半島の黒滝層などに限られている。
- 4) シロウリガイ類化石のような深海性の珍しい化石が、逗子市のような極めて交通至便の地にあり、しかも人口の密集地域にあることは、自然観察の場として極めて重要である。

- 5) シロウリガイ類化石の研究はまだ発足の緒についた許^{ばか}りで、今後に解明をまつ点が多い。当局はこの点を考慮されて、シロウリガイ類化石を含む露頭を現状のまま保存するよう格段の配慮を強く希望する。

VI 謝 辞

本調査を進めるに当たり、横浜国立大学教育学部地学教室所蔵のシロウリガイ類化石の標本の検討の機会と有意義な示唆を頂いた同教室の諸先生方に対し深甚の謝意を表する。また、黒滝層産 *Calyptogena* の rubber-cast を提供された堀越増興・近藤康生の両博士(千葉県中央博物館)の御厚意に深謝する。

図版の説明

図版 1 *Calyptogena* cf. *nipponica* Oinomikado et Kanehara
合^{べん}辨の成員の個体を示す。

1 a図 : 左殻, $\times 0.9$

1 b図 : 1 a図の右殻, $\times 0.9$

内型の殻頂から後腹縁隅に走る放射状の内肋(溝状となっている)を示す。

1 c図 : 強くて長い靱帯を示す, $\times$ 約 0.9

産地: 逗子高校東奥の南北性の谷の左岸の崖(池子層)。

図版 2 *Calyptogena* cf. *nipponica* Oinomikado et Kanehara

1 図 : 右殻(未成貝) $\times 0.97$

産地: 逗子高校東奥の南北性の谷の左岸の崖(池子層)。

2 a図 : 左殻(内型), 著しい前筋痕を示す, $\times 0.78$

産地: 逗子市アザリエ団地(池子層), (横浜国大地学教室所蔵標本)。

2 b図 : 2 a図の殻頂を示す, $\times 0.78$

2 c図 : 2 a図の鉸歯, 浅い殻頂下洞を示す, (rubber-cast), $\times 0.83$

図版 3 *Calyptogena* cf. *nipponica* Oinomikado et Kanehara

1 図: 右殻の内型を示す, $\times 0.78$

産地: 逗子市アザリエ団地(池子層), (横浜国大地学教室所蔵標本)。

2 図: 右殻の鉸歯(rubber-cast), $\times 1.27$

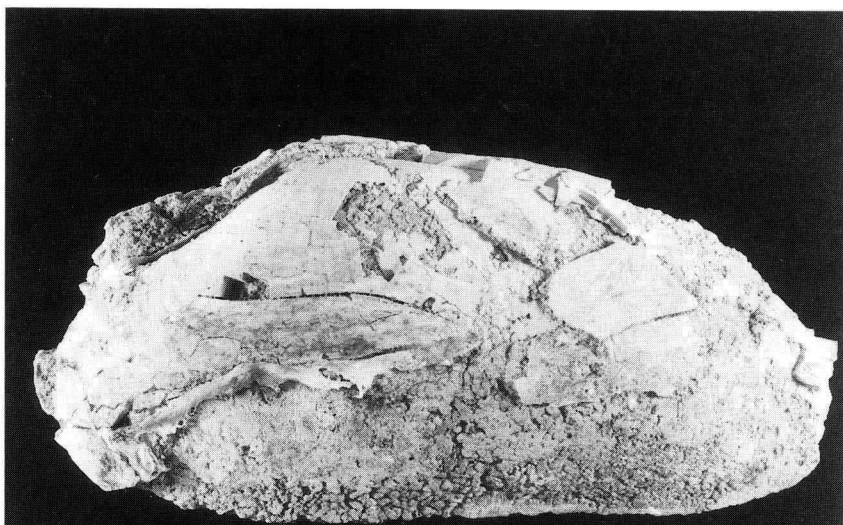
3 図: 右殻幼貝の鉸歯(rubber-cast), $\times 1.72$

2~3図は何れも横浜国大地学教室所蔵標本(逗子市アザリエ団地)より作成したものである。

4 図: 左殻の鉸歯(rubber-cast), $\times 1.45$

産地: 逗子高校東奥の南北性の谷の左岸の崖。

1 a 図



1 b 図



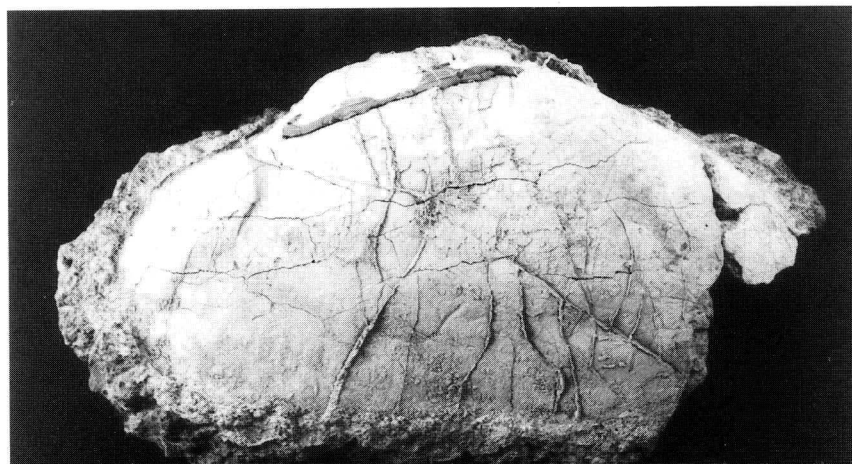
1 c 図



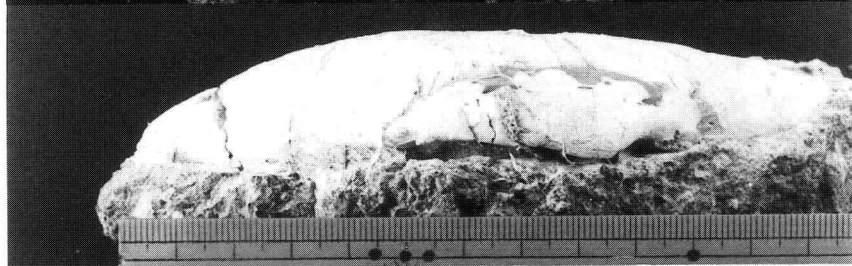
1 図



2 a 図



2 b 図



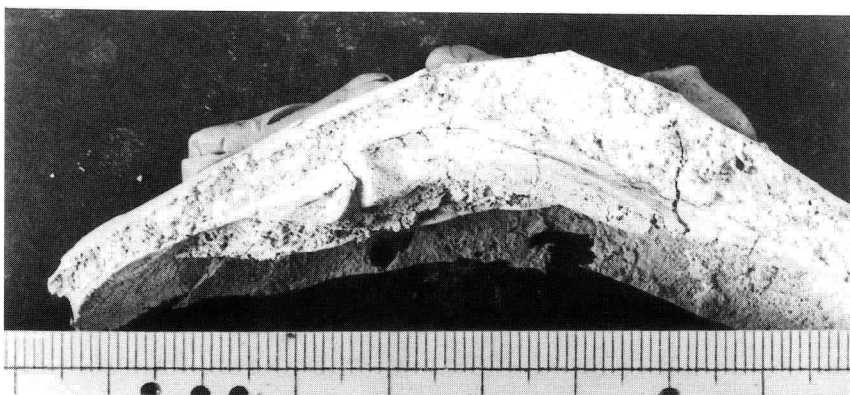
2 c 図



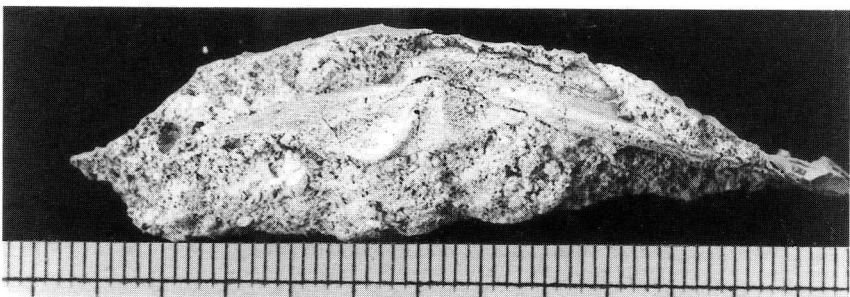
1 图



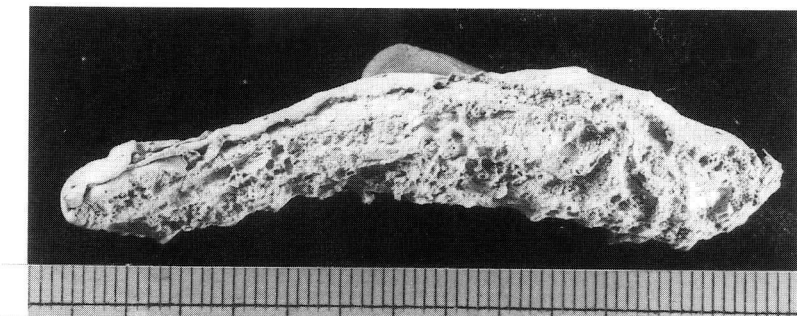
2 图



3 图



4 图



逗子市内池子層の化石シロウリガイ類の形態と分類

堀越 増興

はじめに

日本産のシロウリガイ類(広義の“*Calypptogena*”)の中で、池子層の堆積した深度[別項に述べるように現在の深海系における中部漸深海帯(500-700m~1,200m)に当たる]前後に生息する種類には、シロウリガイ(“*Calypptogena*” *soyoae* Okutani)とアケビガイ(*Akebiconcha kawamura* Kuroda)とがある。何れも外見は池子層の化石種にかなり良く似ていて、後に述べるように詳しく見なければ、種類の区別は難しい(図版3 a,b参照)。しかし殻を開いて左右の^か咬み合った歯がある蝶番の部分(以下、^{こうばん}鉸番部、^{こうし}鉸齒、^{こうばん}鉸板と称する)を見ると、区別は容易である。

身近に見られるアサリやハマグリ^{ハマガリ}の鉸齒は、鉸板の上に殻頂部から3枚の歯が放射状に並んでいるが、シロウリガイ類では2枚の鉸齒の組み合わせとなり、その内の1枚は前肢と後肢の2つの部分に分かれている。それぞれの歯や部分には名称が付けられているが、長くて^{わか}解り難い術語のかわりに、慣用的に使われている Barnard の鉸齒番号を用いることとしたい(図版1:1図説明参照)。

化石種の系統

アケビガイとシロウリガイの違いは、(1)前者では、殻頂の下方に、鉸齒の後方に位置して顕著な空洞部(殻頂下洞^{かくちようかどう}: subumbonal pit)があるのに対して、前者にはこのような構造が見られないこと、(2)右殻(図中の右側の図)の鉸齒の第3歯(3a-3b)が前者では“ハ”の字形に開き、その中央に第1歯(1)が“ノ”の字形に存在しているが、後者では第3歯(以下“第”を省略)は“へ”の字形に開いている(左殻の鉸齒も異なるが後に述べる)ことで容易に区別し得る。

池子の逗子高テニスコート裏の崖の化石は保存が良く、右殻3個、左殻2個の鉸番部を双眼顕微鏡下で注意深く掘り出して、詳細に研究することが出来た[図版2:a(左頁)b(右頁)]。なお参考のために、房総半島の黒滝層の同一種と思われる化石の殻の溶けたものを、シリコン樹脂を用いて型取りしたものも併せて観察した(図2:6,7図)。これらの図から一見して明らかなように、池子層(黒滝層も)の化石種は、殻頂下洞の存在は明らかで、3歯も“ハ”の字形に1歯を挟んでおり、アケビガイ系の種類でシロウリガイ系のものではない。

しかしシロウリガイにも幼貝の頃は殻頂下洞があるが、成長と共に左右の殻が殻頂部で離れてしまい靱帯で左右両殻が綴り合わされ、鉸齒の根本が殻外に露出するようになるので、殻頂下洞がそれ以上広がって大きくなることができないので、成貝では、あたかも存在していないように見えるのである。このように成長段階の初期には殻頂下洞が存在する点ではシロウリガイもアケビガイに近い類で、幼貝の時から殻頂下洞がなく、鉸齒の構造も全く異なる狭い意味の *Calypptogena* 属[模式種: *C. pacifica* (Dall)] 類とは系統が大きく違う。だが池子層の化石種がアケビガイ系の種類である

と言っても、特異な地質構造と関連する広い意味の“*Calyptogena*”類であって、その存在意義がいささかも減じるものではない。

化石種の鉸板部の形態

上に述べた保存の良い逗子高裏の標本で見ると、殻頂下洞は、右殻では(図版2,b:3-5図)、その後方腹側の縁が(図の左側が貝の前部、右側が後部となる。左殻ではその逆、以下同様)、かなり小型の貝(3図)でも大型のもの(5図)でも同様に円く拡がる。また、左殻では、殻頂部の下から4歯の後ろに沿って斜めに直線的に樋状の溝を形成する(1,2図)。この点では、アケビガイの右殻の殻頂下洞がやや四角張った凹みをなし、左殻では下方が拡がり垂三角形となる傾向を示すのとは形態的な差異がある。

右殻の鉸歯(図版2,b:3-5図)で化石種がアケビガイと最も異なる点は、3歯の後肢(3b)の形態である。上面に溝があって、その前後に明瞭な稜が平行して走り、鉸歯が2つに割れた様に見える点では両者は同様である。しかしアケビガイでは鉸歯の上面の稜が長く鉸板の縁の近くまで発達し、高く聳えて後肢の末端が直角に切れたようになるのに対して、化石種では上端の前後稜部がやや短く、後肢の末端は斜めに削がれた様になり、梯形(或は台形)の斜面となっている。

左殻の鉸歯は、アケビガイの2歯では前後肢(2a,b)が後肢の長さの半分余りの長さまで平行に走り、前後肢の上面が融合しているのに対して、化石種では(図版2,a:1,2,6図)基部に近い処から明瞭に分かれた稜をなして2分し、その間は殻の石灰質で埋められた一段低い平坦面が狭まれている。後肢の長さの半分程に到って階段状に明瞭な段をなして落ち込んでいる。

房総半島黒滝層の化石(図版2a,b:6,7図)は、前述の如くシリコン樹脂の型取りであるので、細部は明瞭ではないが、左右両殻とも本質的な点では池子層化石種と異ならない。

貝殻の外形

シロウリガイ類の貝殻の外形については、種内の個体変異があるばかりでなく、個体群間の差も見られ(堀越・近藤, 1989)変異に富むが、アケビガイとシロウリガイを比べると両種間にかなり明瞭な差が見られる(図版3b(右頁))。アケビガイは高さに対して長さが短く、楕円形に近い外形を示す。それに加えて左右の殻が良く膨らみ、腹縁部に縊れを生ずることがなく(図版3,b:1-3図)、全体に丸みのある貝である。これに対してシロウリガイは、高さが低いために細長く見える。殻の膨らみが後背部で弱く、腹縁部の中央付近に縊れを生ずるために、アケビガイより細長く(図版3,b:5-9図)、むしろ長方形の箱型と言う感じを与える。

池子層の化石種は、細長く、腹縁部の中央に僅かながら縊れを生ずる点は、むしろシロウリガイに近いとも言える。基地内の型取りした標本〔図版3a(左頁)1図〕や高校裏の大型標本(2,3図)などが典型的なもののように思われるが、シロウリガイと比べて、背縁部が前後ともに強く下がり、アケビガイの楕円形的外形や、シロウリガイの長方形的なものとは、種としての形態の差が見られる。最も小型な標本(5図)は、シロウリガイやテンリュウシロウリガイ“*Calyptogena*”*laubieri* Métivier

et Okutani などでは知られているように、生活型が内生型で外形も異なる末成殻段階(堀越・橋本, 1987; Horikoshi, 1989)にある若い生長段階のものである可能性もある。このようなやや丸型の貝から後端がより多く生長して(6, 4図参照), 典型的な外形の貝に生長するのであろう。7図に示したものは、菅野氏によって池子基地内で採集された殻付きの標本であるが、多少つぶれて変形しているようにも見える。8図に示した極めて細長い個体に類似するような、異常に細長い個体がテンリュウシロウリガイにも知られている(Horikoshi, 1989)。9図のような前後背縁が急に下がり、三角形的な変異は、現生のアケビガイ(図版3a, 4図)にも見られた。10図の標本は、房総半島黒滝層で得られたもので、前半部が失われているので全形はよく解らないが、池子産のものより殻高が高く見える。黒滝層のものは、統計的に池子のものより個体群として、全体に殻高が高いことが知られている(堀越・近藤, 1989)。

貝殻内面の腹縁肥厚部

前節で化石種は腹縁にわずかながら縊れを生ずる点では、むしろシロウリガイに似ていることを述べたが、もう一つの点で同種に類似する事柄がある。アケビガイにもシロウリガイにも他の二枚貝にはない特徴的な形態として、殻の内側の腹縁部に殻内面とは段をなして石灰質が分泌され偏平な面となった肥厚部がある。この肥厚部は貝の前方のみが幅広く、中央から後方は幅が狭くなる傾向がある(図版4a, b: 左頁に左殻を、右頁には右殻を示したので、貝の前方は頁の縦き目の方になる)。この肥厚部の生物学的意義は不明であるが、海底に貝の前端を埋没させて硫化物を吸収し、後半部は海底から露出させている半外生的な生活と何らかの関係があるのかも知れない。

この特殊な形態においても、アケビガイとシロウリガイは異なり、後者では前方のみが幅広く、殻中央付近から急に狭くなる。化石種は腹縁肥厚部の特徴から見るとシロウリガイ型でアケビガイ型ではない。

化石種を含むシロウリガイ類の類縁関係

上述のように化石種は鉸番部の形態から見ると明らかにアケビガイ系の種類であるが、殻形が細長く腹縁中央部に縊れがあり、殻内面の腹縁肥厚の形態の類似などではシロウリガイ的である。研究当初は漠然と、この化石種がシロウリガイの祖先型、もしくはアケビガイ、シロウリガイの両種が本種から分かれて出たものか等と憶測していたが、池子での野外調査を終了してから極最近に、全くそのようなことは考えられないことを示唆する2つの事実が発見された。その一つは、沖縄舟状海盆で、鉸歯の形態、殻の大きさ、外形などが明らかに異なるシロウリガイ系の新種と思われるものが発見された(堀越・太田・橋本, 1990a)。そこで、シロウリガイはアケビガイ等のように殻頂下洞を有する系統のものが、単にこの種においてのみ変化して生長の過程で左右に離れて成貝では殻頂下洞を生じなくなったものではなく、やはり狭いながらも別系統をなすものであると考えられる様になった。

次に、他の決定的な事実として、鉸歯を含め鉸番部の特徴のみならず、殻の外形も殻内面の腹縁肥厚

部の形態も、本稿に詳述した池子層の化石種と同一種と思われる死殻が、ドレッジで採集された。年代の測定の結果では1000年前後と聞き、また最近「しんかい2000」によって同じ産地から生貝も採集されたと聞いている。もし全くの同一種であるならば、池子層の化石種は鮮新世後期から現在に至るまで絶滅することなく続いていることになるし、また、もし極めて近似した別種、もしくは別亜種ならば、これはこれで又ひとつの狭いながらも独立した系統と言うことになるうか。

最後に、既存の学名に同定し得るものがあるかと言う問題であるが、一時は同じ中新世の新潟産の化石種“*Calyptogena*” *nipponica* Oinomikado et Kanehara に同定されたこともあったが、菅野博士の最近の研究では別種であるらしい。銚子の名洗層から採集され *Akebiconcha kawamurai elongata* Ozaki と命名されたものに、原著者も池子層のものを同一種としているので、“*Calyptogena*” *elongata* Ozaki としたい所であるが、既に北米西岸に *C. elongata* Dall という種があり同名異物(homonym) となって使えなくなる。ここでは将来広い意味の“*Calyptogena*” 類の研究が進み、本化石種の属名に、*Akebiconcha* 属なり、*Archivesica* 属(Keen, 1969: p.664 参照) なりを用いられるようになるならば、*elongata* Ozaki の種名は使用し得るようになることを指摘するに止め、将来の研究に待ちたい。

謝 辞

野外における樹脂による型取りや含化石ブロックの採取と運送、ブロックよりのシロウリガイ類化石の取り出し、双眼顕微鏡下での鉸番部のクリーニングや鉸番部の樹脂型取り、外形の写真撮影などに協力を惜しまれなかった、千葉県立中央博物館近藤康生氏に深く感謝する次第である。

引用文献

- Horikoshi, M. (1989) Hinge structure, their variations and changes during growth, of some Japanese deep-sea giant white clams, *Calyptogena*, collected by the “KAIKO” Project. *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleocol.*, 71: 37-160.
- 堀越増興・橋本 惇(1987) 「しんかい2000」によって採集されたシロウリガイの未成殻と老成殻の形態。1987年度海洋学会春季大会要旨集: 304-305。
- 堀越増興・近藤康生(1989) 現生・化石シロウリガイ類殻形の個体群内と個体群間変異の生態学的集団遺伝学的意義。海洋学会秋季大会要旨集: 353。
- 堀越増興・太田 秀・橋本 惇(1990a) 伊平屋小海嶺の東部海域で得たシロウリガイの1新種とその産状。海洋学会春期大会要旨集: 246-247。
- 堀越増興・太田 秀・岩淵 洋・橋本 惇(1990b) 奄美大島西方の南奄西海丘から得た化石種に近似したシロウリガイ類。海洋学会秋季大会要旨集: 246-247。
- Keen, M. (1969) Family Vericomysidae. In R.C. Moore (ed.) *Treatise on Invertebrate Paleontology. Part N, Mollusca 6, Bivalve, vol. 2*: N663-N664.
- 黒田徳米(1943) 二枚貝新属アケビガイ。貝雑(Venus), 13(1-4): 14-33.
- Oinomikado, T. and Kanehara, K. (1935) A new species of *Calyptogena* from the Higashiyama

oil field, Niigata-Ken, Japan. Geol. Soc. Jpn., **45** (539) : 677-678.

Okutani, T. (1957) Two new species of bivalves from the deep water in Sagami Bay collected by the R.V. Soyo-maru. Bull. Tokai Reg. Fisher. Lab., (17) : 27-30.

Ozaki, H. (1958) Stratigraphical and paleontological studies on the Neogene and Pleistocene Formation of the Tyosi District. Bull. Nation. Sci. Mus. (Tokyo), 142 : vi+182pp.

図版の説明

図版 1 - 1 図 : シロウリガイ類の鉸番部の形態と名称 (“*Calyptogena*” *laubieri*: Horikoshi, 1989)。左側は左殻, 右側は右殻 : 以下図版 2, 4 も同様。2 a, b = 殻頂下主歯 (2 歯) の前肢 (2a) と後肢 (2b), 4b = 後背主歯, 1 = 腹側歯 (中央歯 : 1 歯), 3a, b = 殻頂下主歯 (3 歯) の前肢 (3a) と後肢 (3b), a. e. = 3b 肢の前縁稜状部, a. l. l. = 靱帯の前部薄層質部 (“主歯靱帯”), d. p. = 鉸歯の先端部, ex. a. l. l. = 靱帯の前部薄層質部の延長部分, ext. 3a = 3 歯の前肢 (3a) 延長部分, f. (i.) l. = 靱帯の繊維質部分 (内側部分), h. l. = 3b 肢の後縁稜状部, per. = (殻の縁から垂れ下がった) 殻皮, p. fus. = 左右殻皮の接合点, p. p. = 鉸歯の基部, r. l. m. subu. b. = 殻頂下洞を屋根状に覆う薄層質膜, sub. p. = 殻頂下洞, t. s. = 鉸歯の上表面, v. s. = 靱帯の殻内部における腹側の表面。

2, 3 図 : アケビガイ (2 図) とシロウリガイ (3 図) の鉸番部の諸形態の差異, 本文参照。

図版 2 a, b : 化石種の鉸番部, 特に鉸歯と殻頂下洞の形態。

1 - 5 図 : 逗子高校裏崖より得られた標本 ; 6, 7 図 : 房総半島黒滝層のシリコン樹脂型取標本。

図版 3 a : アケビガイとシロウリガイの外形, 右殻のみを示す。

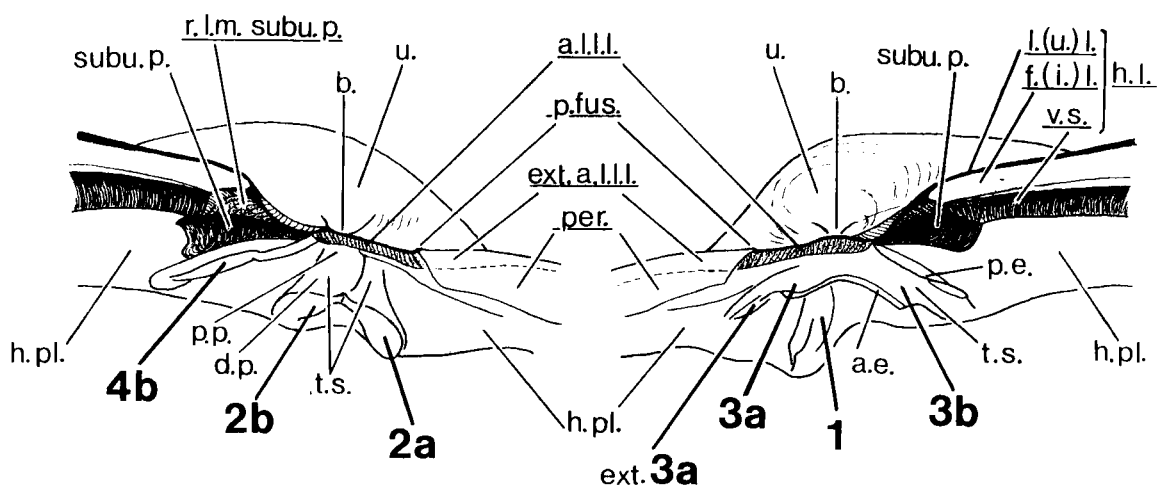
1 - 4 図 : アケビガイ (1 - 3 : 銚子産, 4 : 潮岬沖 : 353-416m : 淡青丸 KT84-12, st. 7 : 土田英治採集)。

5 - 9 図 : シロウリガイ (5 - 7 : 伊東・初島沖 ; 8, 9 : 三浦沖 : 模式産地標本)。

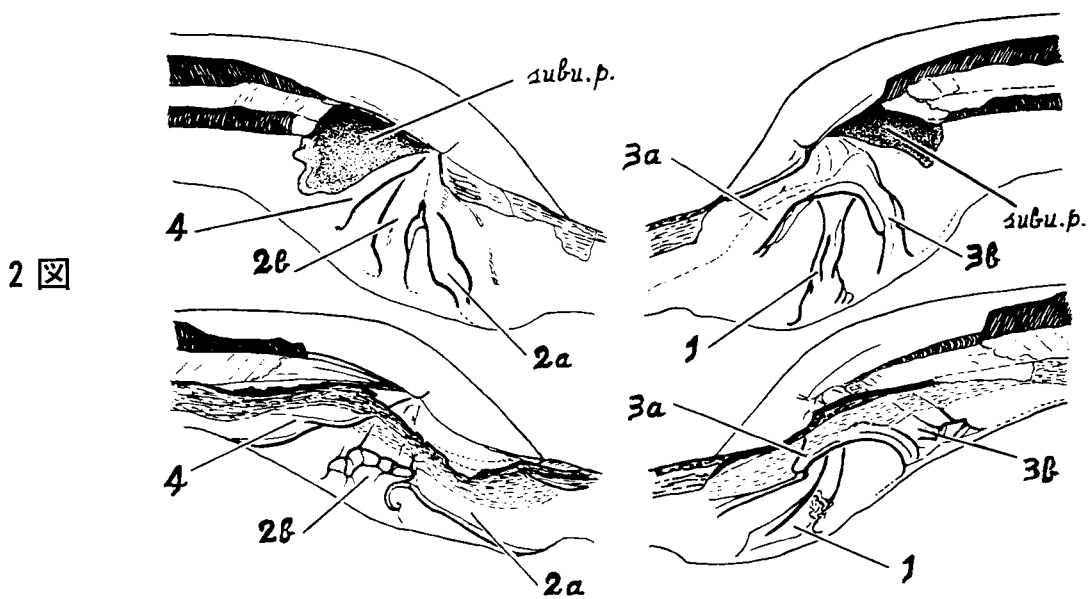
図版 3 b : 化石種 (“*Calyptogena*” cf. *nipponica*) の外形,

1 : (池子基地内型取標本), 2 - 4 : (逗子高校裏崖), 5 : (池子基地内型取), 6 : (逗子高校裏崖), 7 : (池子基地内), 8 : (逗子高校裏崖), 9 : (アザリエ団地内型取), 10 : (房総半島黒滝層, 1, 2, 6, 9 図は右殻の反転図)。

図版 4 a, b : シロウリガイ類 3 種における殻内面の腹縁肥厚部 (点々をほどこした部分)。同番号は同一個体の左右。1 - 3 : アケビガイ, 4 - 7 : 化石種 (“*Calyptogena*” cf. *nipponica*), 8 - 10 : シロウリガイ。

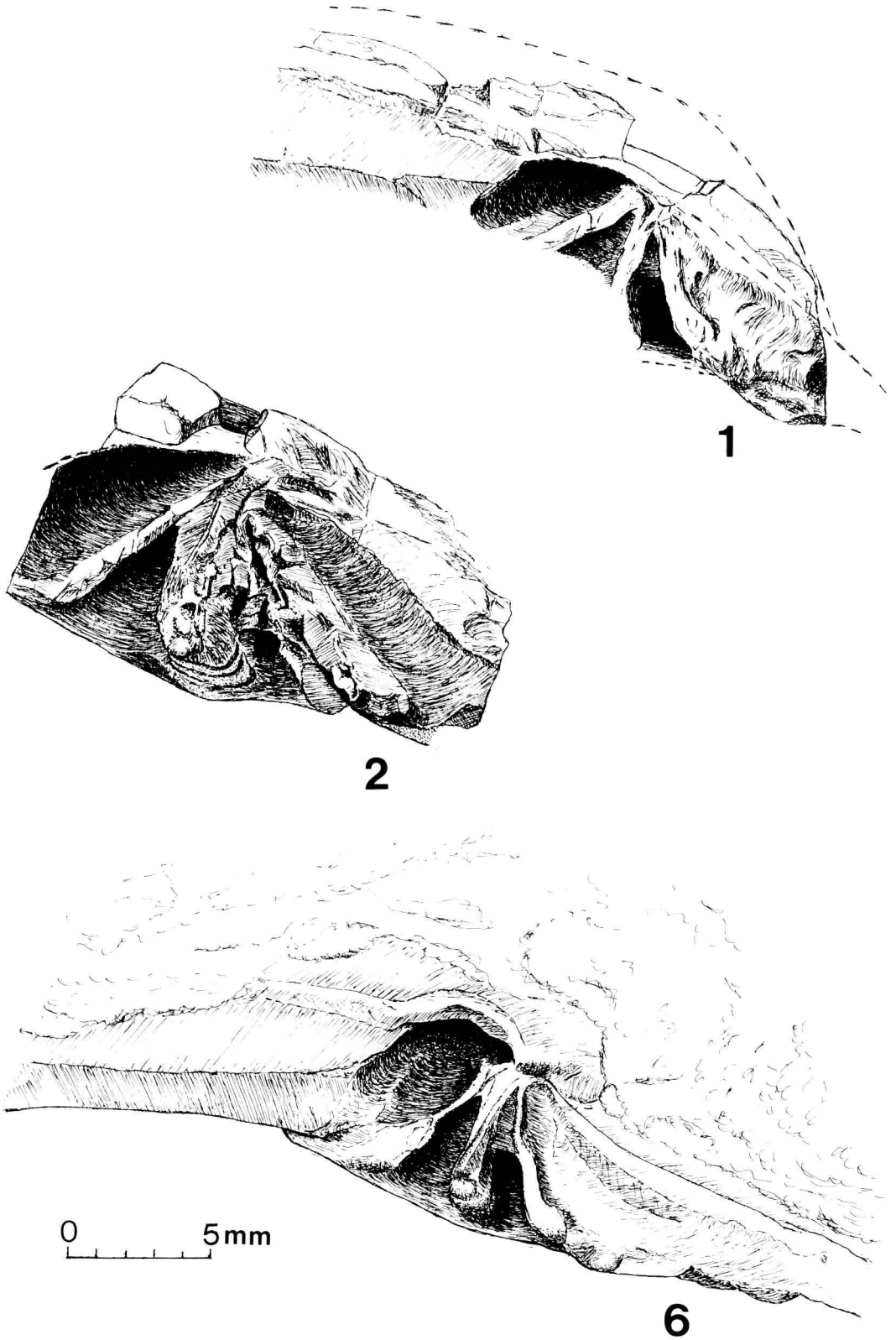


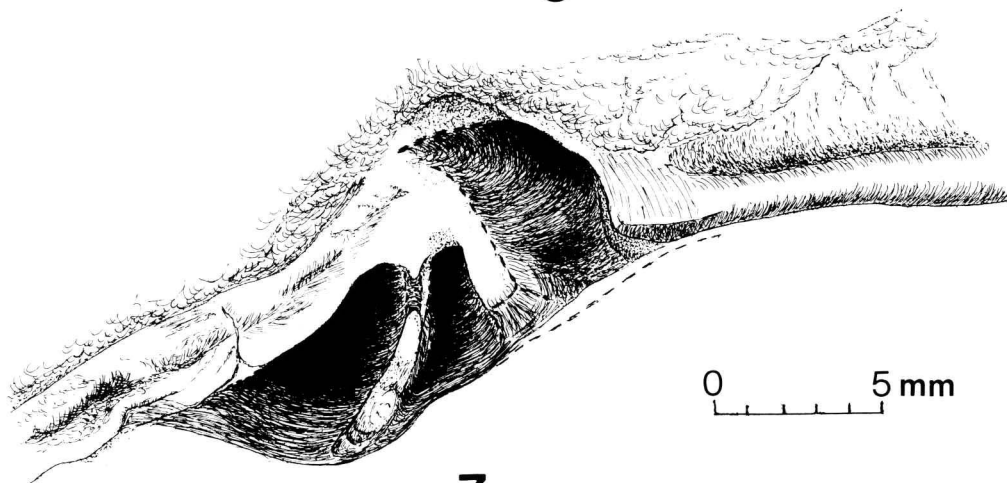
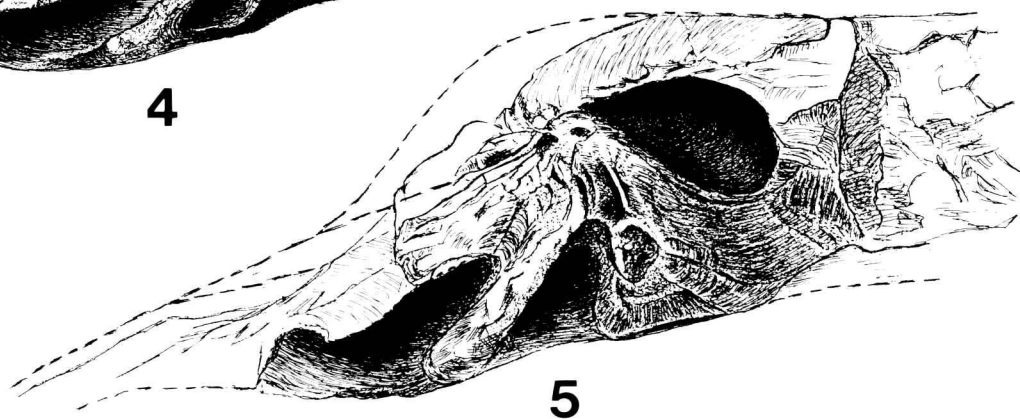
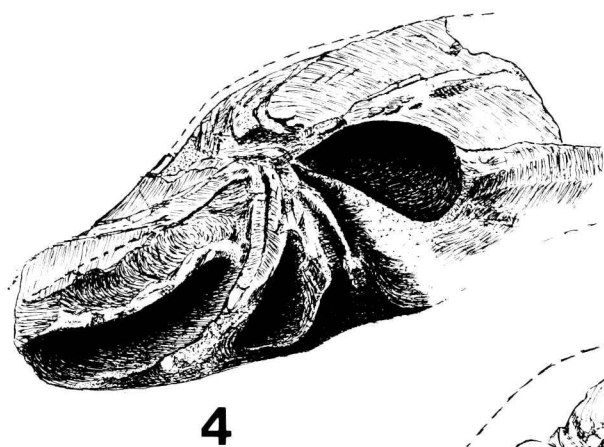
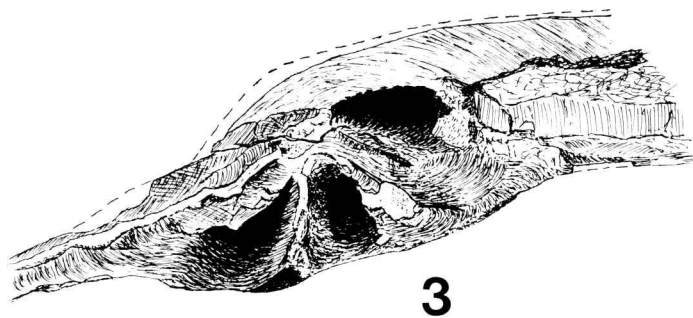
1 图



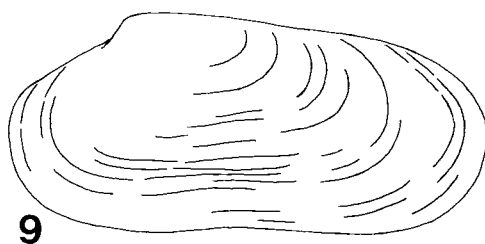
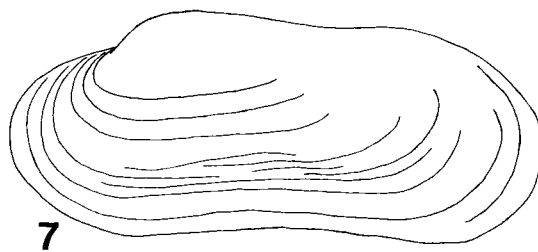
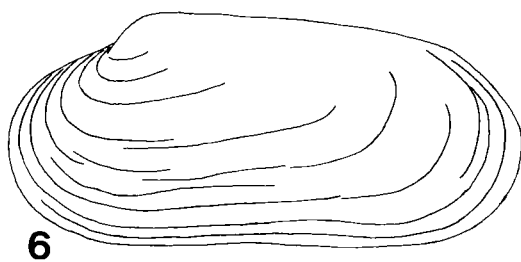
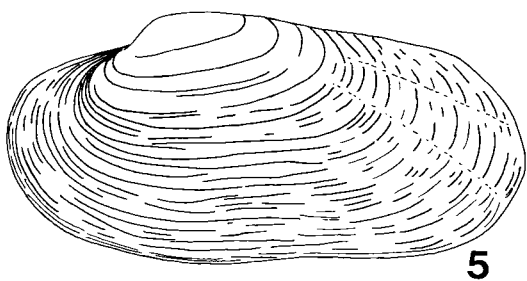
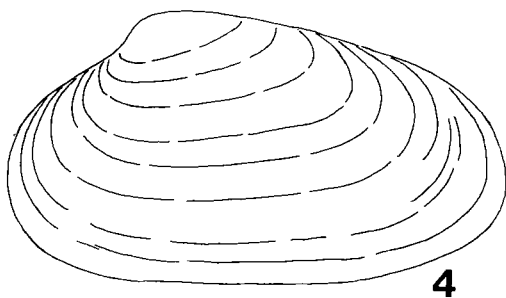
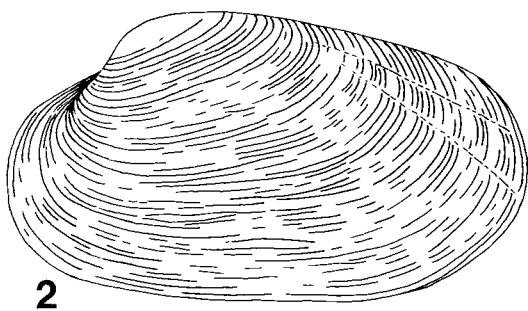
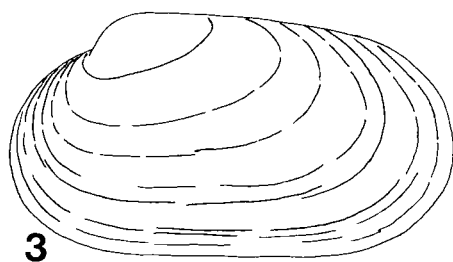
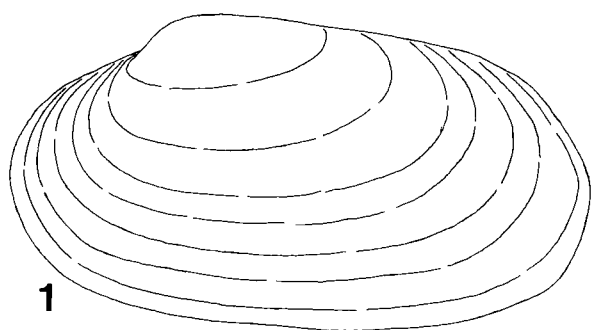
2 图

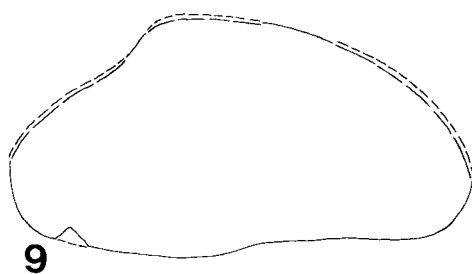
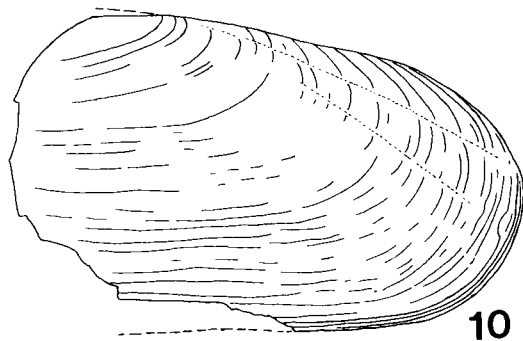
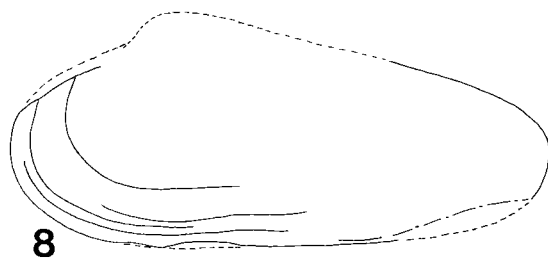
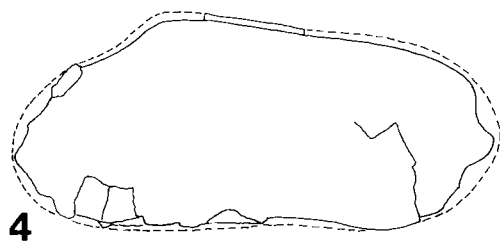
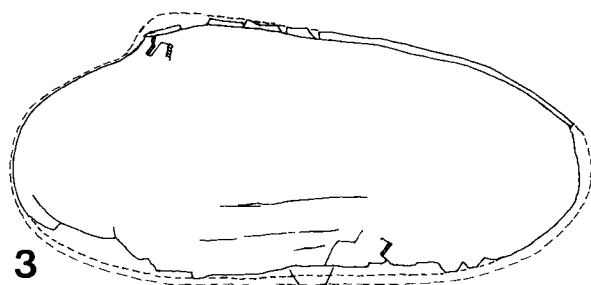
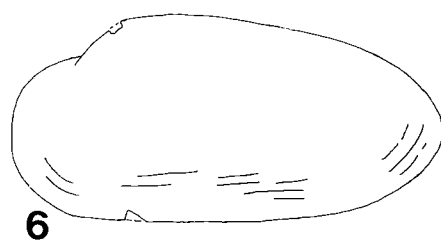
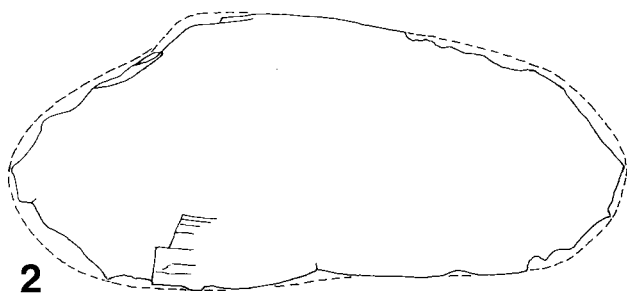
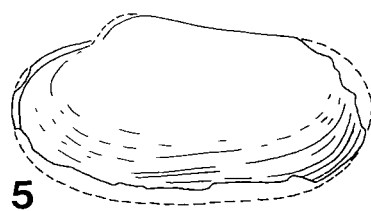
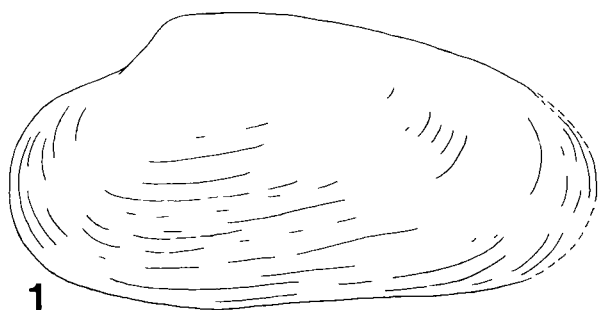
3 图

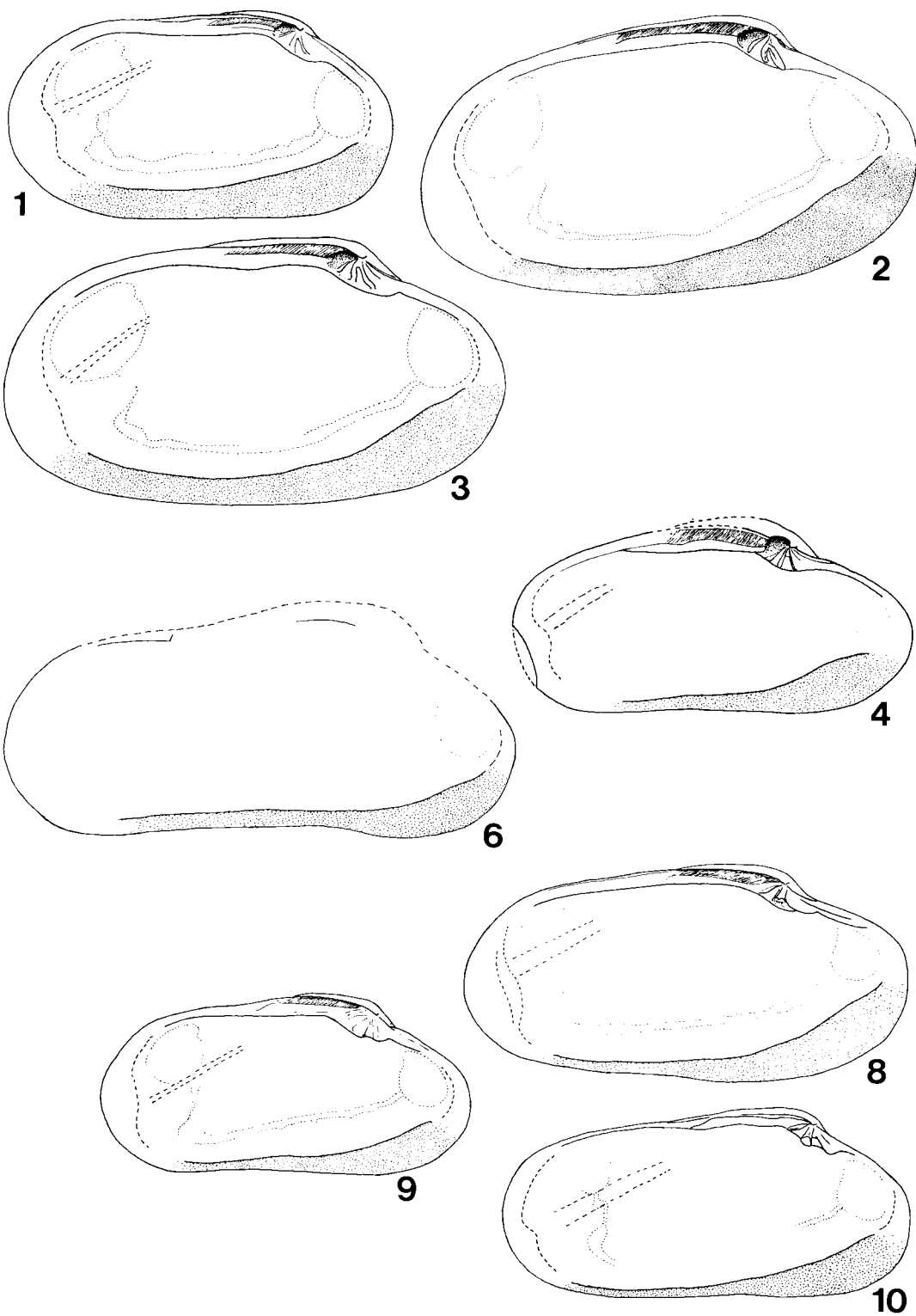


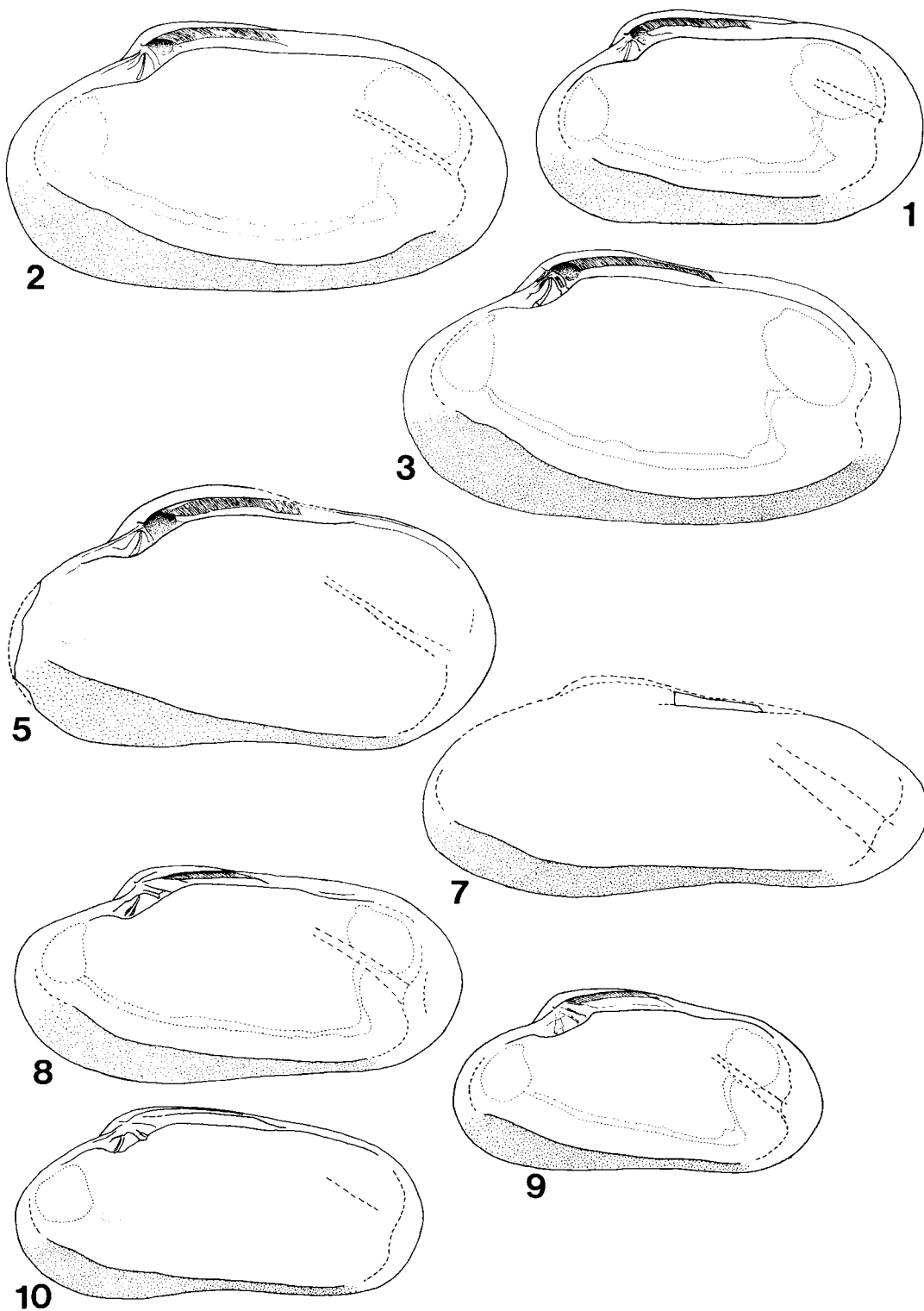


0 5 mm









現生シロウリガイ類の産状と池子層での化石の産状

堀越 増興

現生シロウリガイ類の産状と生態

現在までのところ、アケビガイの生態については全く解っていない。しかし相模湾でのシロウリガイの分布、産状、生態については、海洋科学技術センターの深海潜水船「しんかい2000」によって1984年に密集群落が見いだされ(奥谷・江川, 1985; Horikoshi & Ishii, 1985; 堀越, 1986), それ以降詳細な知見が毎年蓄積されてきた。

シロウリガイの模式産地は(Okutani, 1957), 相模湾東岸三浦市南西方(深度750m)であるが, 同所付近ではその後の発見がない。現在は同湾西岸の伊東―初島沖から川奈の南まで大陸斜面の急崖が麓^{ふもと}の緩斜面と接する辺り(深度1,000―1,100m)に点々と密集群落(コロニー)や死殻堆積地が散在することが知られている(図版1: 1, 2図: 橋本・他, 1987)。またその後, 房総半島南西端の州崎^{すのき}から地続きで三浦市の南に当たる“沖の山堆”(沖の瀬)西端部でも見出された(図版1: 3図: 橋本・他, 1988)。ここでもコロニーは南西向き大陸斜面の急崖が, 1000m前後の深度で麓の緩斜面に接する直上部付近に10数カ所にわたって存在している。

密集群落の大きさは直径数m程度ないし数10m程で, その周縁は多くの場合明瞭に限られている。最盛期の健全な群落では, 死殻はほとんど存在せず, 大きさの揃った成貝が殻の後半部を海底から露出させて“最密充填”の状態(いわゆる鮎詰^{すし}めの状態)で生息している(口絵カラー図版2: 1図参照)。群落内の堆積物は粗粒の黒色砂質底で, その周囲の灰褐色の通常な深海の泥底とは著しく異なっている。このような粗粒の場所では, 海底下部からメタンを含む水が湧出し, 海水中に多量に存在する硫黄と化合して硫化水素が形成される。シロウリガイの鰓^{えら}には, この硫化水素を酸化してエネルギーを得て有機物を造り出す細菌(硫黄バクテリア)を共生させた細胞があり, シロウリガイは光合成によらない“化学合成”による有機物生産に依存しているのである(堀越, 1989参照)。

それに対して衰退期の群落では, 生貝は僅かに点在して見られるのみで(石井, 1985), 両殻が靱帯^{つな}で繋がって“ハ”の字状に開いた死殻や, ばらばらになった片殻の死殻が, 限られた面積内にびっしりと存在している。このような場所では(口絵カラー図版2: 2図参照), 大型な赤色のエゾイバラガニ(異尾類のタラバガニの仲間)が黒色の泥^{はきみ}を鉋^{くわ}で掘りながら泥^{すく}を掬い上げて摂食しているので, 死殻は掻き乱され, 殻と殻とが折り重なった状態となる。

成殻段階の貝が殻の後半部を海底から露出して“半外生的”な生活をしているのに対して, 未成殻段階の幼い貝では, 全く海底の堆積物中に埋もれ水管先端のみを海底表面に露出して, “内生性”の生活をしている。生息場所も成殻段階のものとは異なっていて, 成貝群落内には未成殻段階の貝は見当らない。成貝の群落の周辺にある細粒の泥質底に住み, 成貝のように密集して群集を形成することはなく, 一定の範囲内に散らばって生息している(堀越・橋本, 1987)。ただし, 付近の大きな

転石にハオリムシ類が付着していたので、海底から湧出する冷水(“遺留水”)の影響域の範囲内にあるものと思われる。

上記の最盛期や衰退期の群落や未成員の生息地の他に、場所によっては死殻が散乱するのみの場所や、泥質底に死殻が点在しているような場所もある。いずれにしても、このように最盛期や衰退期の群落や、死殻散乱地などが、長い距離や広大な範囲にわたって連続していることはなく、それぞれの群落や散乱地は死殻も何もない軟泥底によって隔てられている(図版1:1, 2図)。

シロウリガイ類の化石の産状

上に述べた何れの場合も死殻は、片殻になったものも両殻が離れずにいるものも、その大部分が凹面を上に出している。この事実からすると、高校裏崖の化石層で、凸面を上に出しているものが多く、また両殻揃って閉じたものが地層面と平行に横たわっているのは、海底土砂崩れに伴う水流などで上流部分にあるあまり遠くない(或はかなり近距離の)群生地から運ばれたことを物語るものであろう。それにしても、このように、同様な特徴を示す化石層が何枚も形成されたということから考えると、上流部分にかなり長い時間にわたって群生地(あるいは群生地群)が存在していたものと考えられよう。

また未成殻段階の小型なものが極めて少ない(菅野氏の記事p.63)ことは、この成長段階の貝が完全に海底下に埋没して生息する“内生型”で、“半外生型”の成殻段階のものとは生活型が異なり、成貝のように土石流に転がされて流されることなく、そのままの姿勢で埋もれて化石化するか、或は現在の成貝を主とした化石層とは別の場所に堆積しているか、また更に、そもそも生息時に成殻段階の大型個体が圧倒的に多い(寿命が長く、成長が遅いため)のに対して、未成殻段階の小型個体は比較的になく(成長が早く、直に成殻段階に達するため)そもそも密度の差があったためか等と種々な理由が考えられ、今後の研究課題である。

逗子高校グランド脇の川岸の含化石部では、凹面を上にした片殻が多く、破片も多いのは、本報告鎮西氏の記事にも述べられているように(p.31)、高校裏の崖とは上流の群生地(群)との位置関係や堆積層の成因に相違があるのであろう。

高校裏崖の北端部の最下層に当たる死殻が折り重なるように密集した部分(他の matrix supported でなく shell supported の部分)の成因については、現在のところ2つの考え方がある。その一つは、本報告の鎮西氏の記事で述べられているように、浅海での貝殻密集堆積層のように強い水流によって集められたものかとするもので、他の一つは衰退した群落が、ほとんどそのまま埋められたものではないかと考えるものである。しかし後者であった場合にも、現在の海底の写真で見られるような微粒の堆積物が見られないので、埋められる際に何らかの水流で洗われた可能性は強いから、多少の移動はあったのかも知れない。今後の化石層の調査研究や、現生シロウリガイ群集の存在地域での最盛期や衰退期の群落、死殻散布地などについての位置的関係に関する調査研究において、更に詳細な研究を要する問題点であろう。

池子層の堆積環境

逗子高裏の含化石層の上位の泥岩中には、有孔虫が多く含まれているが、今回この泥岩中にコガネエビス〔*Bathybembix aeola*(Watson)若しくは近似種〕が点在しているのを見いだした。また鎌倉けわいざか化粧坂の池子層からモコガネエビスが報告され(Shikama & Masujima,1969),著者もキヌジサメザンショウ *Homalopoma (Phanerolepida) transenna* (Watson)を採集したことがある。これら両種は、現在の相模湾では500-1,000mの深度からしばしば伴って出現する事が知られている(Horikoshi, 1957,1970; Okutani,1969)普通種である。

池子層の堆積した深度を、このようなシロウリガイ類以外の貝類化石から推定すると、深海系(deep-sea system)中の中部漸深海帯(500~700m-1,000~1,200m:堀越, 1987: pp.133-162; Horikoshi et al., 1990)に当たるもののように思われる。鎮西氏の記事(p.32), 安田尚登, 北里 洋両氏の有孔虫の研究から, 2,000m前後(堀越の下部漸深海帯)の深度を想定しているが, 上記の巻貝類2種の出現から見ると1,000~1,200mを超えないように思われる。また安田氏は今回の近藤氏採集の試料では, *Bolivinita quadrilatera* や *Bulimina inflata*等が全く産出しなかったこと, 浮遊性有孔虫の産出頻度がかなり高いこと等から, lower middle bathyal(1,000-2,500m=堀越の“下部漸深海帯”)の深度を想定したが(安田氏の近藤氏宛私信), 池子周辺の徐・平, 両氏採集の試料では, 500~1,000 mの深度(upper middle bathyal=堀越の“中部漸深海帯”)を推定している(安田, 1990)。広く逗子層, 池子層, 浦郷層などの各産地の貝類化石や有孔虫化石を調査・研究して, 的確な環境深度を推定する事は今後に残された問題となる。

謝 辞

口絵に用いた海洋科学技術センター深海潜水船「しんかい2000」によるシロウリガイの最盛期と衰退期の群落のカラー写真入手については, 同センター橋本 惇氏の御世話になった。また, 千葉県立中央博物館近藤康生氏は有孔虫試料の採集に当たられた。記して感謝の意を表する。

引用文献

- 橋本 惇・田中武男・松沢誠二・堀田 宏(1987) 相模初島沖におけるシロウリガイ群集の調査。海洋科技センター試験研究報告(特集号第3回「しんかい2000」シンポジウム):37-47。
- 橋本 惇・松沢誠二・堀田 宏(1988) 相模湾沖の山堆における深海生物群集の探索。海洋科技センター試験研究報告(特集号4回「しんかい2000」シンポジウム):177-184。
- Horikoshi,M.(1957) Note on the molluscan fauna of Sagami Bay and its adjacent waters. Sci. Rep.Yokohama Nation.Univ.,Sec.II,(6):37-64。
- Horikoshi,M.(1970) Quantitative studies on the smaller macrobenthos inhabiting various topographical environments around the Sagami Bank in the deep-sea system of Sagami Bay. Jour.Oceanol.Soc.Jpn.,26(3):159-182。

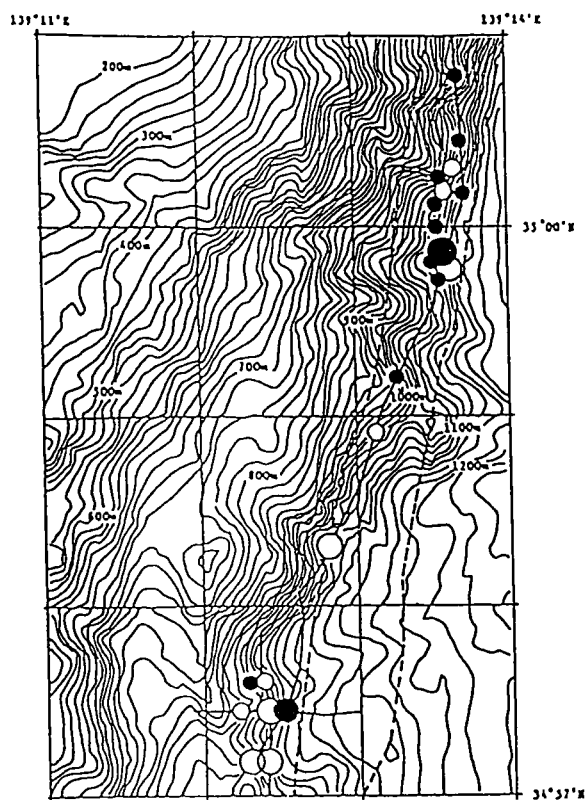
- Horikoshi,M.and Ishii,T.(1985) Mode of occurrence of *Calyptogena soyoae* observed from the Japanese submersible “Shinkai 2000” in Sagami Bay. Deep-Sea Newsletter,(11):14-16.
- 堀越増興(1986) 深海性二枚貝シロウリガイ。理科教育(千葉県総合教育センター), **25**(5):17-18。
- 堀越増興(1987) 日本周辺の海洋生物。堀越増興・永田 豊・佐藤任弘・日本列島をめぐる海(日本の自然, 7)。vii+299pp.,岩波書店, 東京: pp.127-211。
- 堀越増興・橋本 惇(1987) 「しんかい2000」によって採集されたシロウリガイの未成殻と老成殻の形態。1987年度海洋学会春季大会要旨集: 304-305。
- 堀越増興(1989) 巨大な深海性二枚貝シロウリガイ類の特異な生態。貝類学雑誌(Venus), (別巻1): 59-74。
- Horikoshi,M.,Fujita,T.and Ohta,S.(1990) Benthic associations in bathyal and hadal depths off Pacific coast of north eastern Japan: physiognomies and site factors. Progr. Oceanogr.,**24**: 331-339。
- 石井輝秋(1985) 巨大地震発生のナゾに迫る?—深海調査船「しんかい2000」の新発見。フォーカス(新潮社), **5**(35): 32-33。
- Okutani,T.(1969) Synopsis of bathyal and abyssal megallo-invertebrates from Sagami Bay and the South of Boso Peninsula trawled by R/V Soyo-Maru. Bull.Tokai Reg.Fishr. Res.Lab.,(57): 1-44。
- 奥谷喬司・江川公明(1985) 相模湾漸深海帯におけるシロウリガイの生体及び遺骸堆積の観察。貝類学雑誌(Venus),**44**(4): 285-289。
- Shikama,T.and Masujima,A.(1969) Quantitative studies of the molluscan assemblages in the Ikego-Nojima Formation. Sci.Rept.Yokohama Natl.Univ.,Sec.II, (15): 61-94。
- 安田尚登(1990) [有孔虫類の]主要な産出種等。平 朝彦(編)シロウリガイ化石調査報告書。(8)+133pp.,横浜防衛施設局, 横浜: pp.43-44。

図版の説明

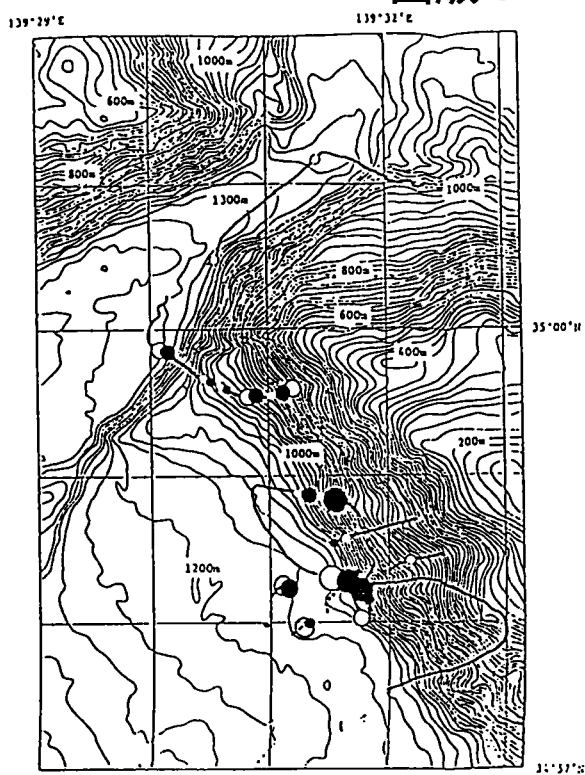
図版 1

- 1 図 伊豆伊東初島沖ー川奈沖におけるシロウリガイの分布。
黒丸：シロウリガイ群集，白丸：シロウリガイ死殻散乱場所，太い実線：曳航式深海カラーTVシステムの測線，破線：曳航式ソーナーシステムの測線(橋本・他, 1987)。
- 2 図 同上地域を東南方向から眺めた鳥瞰図に記入したシロウリガイの分布。記号は上図に同じ(橋本・他, 1987)。
- 3 図 房総半島州崎西方の沖の山堆(沖の瀬：三浦市城ヶ島南南西に当たる)南西向き斜面におけるシロウリガイの分布 [北東に走る海底谷(約1300m)は東京海底谷]。黒丸：シロウリガイ群集，白丸：シロウリガイ死殻散乱場所，太い実線は曳航式カラーTVシステムの測線(橋本・他, 1988)。

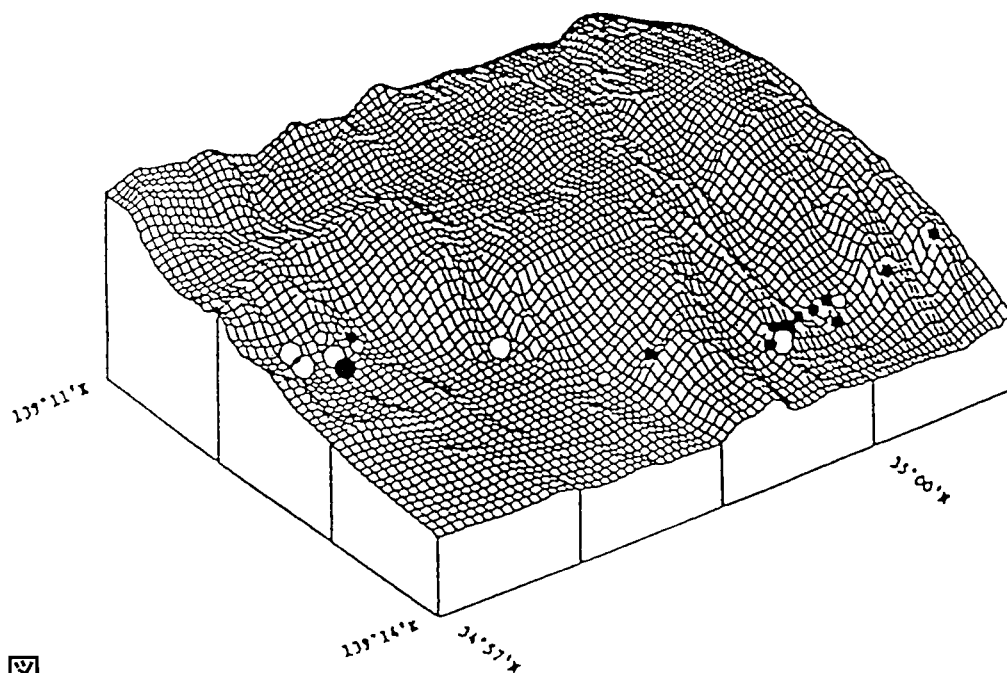
図版 1



1 図



3 図



2 図

平成 3 年 3 月 20 日印刷

平成 3 年 3 月 25 日発行

逗子市文化財調査報告書第14集

逗子市池子のシロウリガイ類化石

編集 逗子市教育委員会

発行者 逗子市 逗子 5 - 2 - 16

電話 0468 (73) 1111(代)

印刷所 山陽印刷株式会社

電話 045 (785) 3434(代)

横浜市金沢区福浦 2 - 1 - 13

©逗子市教育委員会 1991