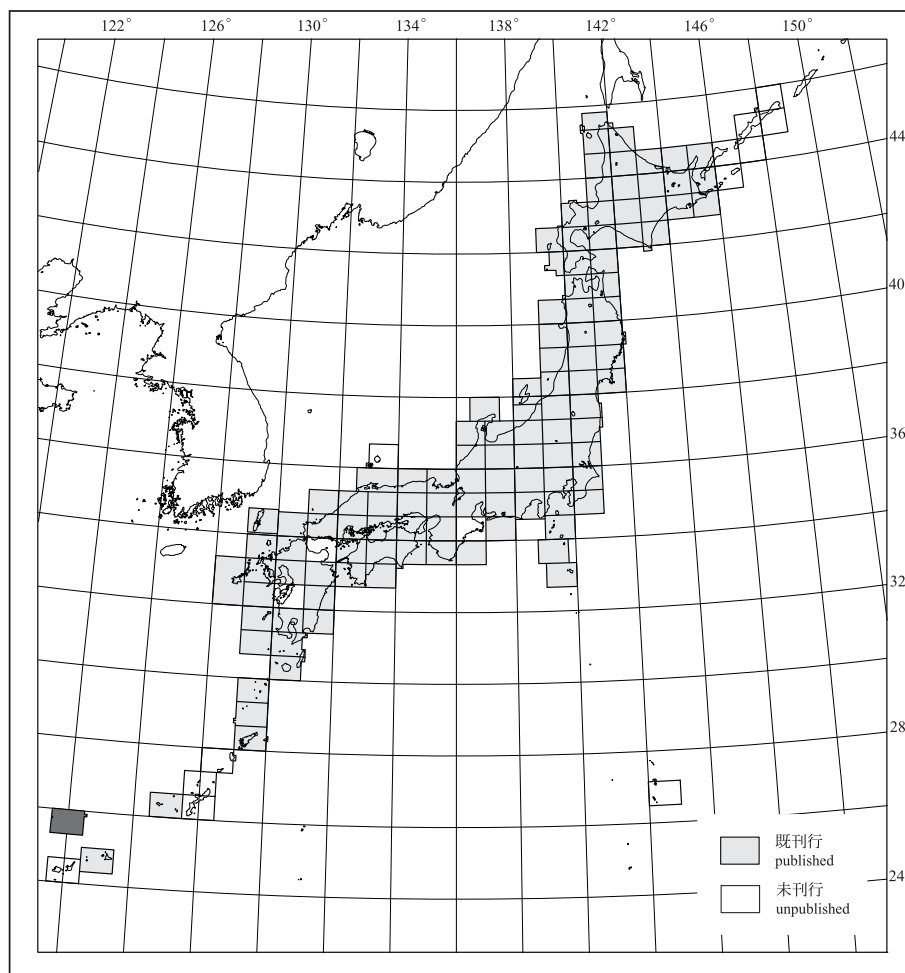


20万分の1地質図幅「魚釣島」

GEOLOGICAL MAP OF JAPAN 1:200,000, UOTSURI SHIMA

竹内圭史・井上卓彦・池原 研・駒澤正夫・大熊茂雄・中塚 正

Keiji TAKEUCHI, Takahiko INOUE, Ken IKEHARA, Masao KOMAZAWA,
Shigeo OKUMA, and Tadashi NAKATSUKA



平成20年
2008



独立行政法人
産業技術総合研究所
地質調査総合センター



GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN, AIST

1. はじめに

20万分の1地質図幅「魚釣島」は、地質調査総合センター及びその前身である地質調査所が該当地域の地質の編さんに基づき作成している20万分の1地質図幅の1つである。本図幅は国土地理院発行の20万分の1地勢図「魚釣島」の範囲の地質をまとめたもので、行政区画としては沖縄県石垣市の尖閣諸島が含まれる。

本図幅は公表されている地質図類により編さんしたもので、現地の地表面地質調査は行なっていない。地質図の編さんと陸域地質は竹内、海洋地質は井上と池原、重力は駒澤、空中磁気は大熊と中塚が担当した。

2. 地 形

20万分の1「魚釣島」図幅地域は琉球列島の北西側の東シナ海に位置し、尖閣諸島の魚釣島・久場島・大正島が含まれる。魚釣島は北小島・南小島及び沖ノ北岩・沖ノ南岩・飛瀬などの小島・岩礁を伴う。なお、図幅名は「うおつりしま」であるが、島名としては以前より「うおつりじま」と呼び慣らわされていたようである。これらのうち魚釣島にはかつて人が住んでいたが、現在はいずれも無人島である。

魚釣島は、東西3.5km南北1.3kmの細長い形をしている。地形は急峻で、島の南岸は断崖となっている。最高標高362m地点から北へ次第に低くなっており、これは島を構成する魚釣島層が北傾斜であることに対応するケスタ地形と考えられている(野原, 1971; 松本・辻, 1973)。魚釣島の東方にある北小島・南小島はいずれも長径約1kmの小島である。それらの北方には沖ノ北岩・沖ノ南岩と呼ばれる岩礁群がある。飛瀬は魚釣島と北小島の間にある岩礁である。

久場島は直径約1.2kmの円形の火山島である。標高117mの山頂には直径30m深さ20mの噴火口があるほか数個の側火口がある(野原, 1971)。

大正島は久場島の90km東方に位置する、東西約500m標高75mの切り立った地形の小島である。

海上保安庁水路部(1981)によれば、本図幅地域の海底地形は、ほぼ中央部に東西に延びる南向きの急斜面があり、北半部が水深200m未満の浅海域、南半部が水深約1,000mの深海域となっている。魚釣島や北小島・南小島などからなる東西約20kmの地形的高まりは、浅海域の南端、急斜面近くに位置している。

(竹内圭史)

3. 島嶼の地質

3.1 魚釣島

魚釣島には、魚釣島層、それを貫くひん岩、魚釣石灰岩、及び崖錐堆積物が分布する(野原, 1971; 松本・辻, 1973; 松本ほか, 1982)。

魚釣島層(u) 魚釣島層(松本・辻, 1973)は、厚層300m以上で、砂岩・礫質砂岩を主とし礫岩を伴う。厚さ数十cmの石炭層やシルト岩層を挟む(松本・辻, 1973)。地層は全体として北傾斜で、東・北・西へ傾斜する半ドーム状構造をなす(野原, 1971)。堆積後の断層活動によるブロック化と、ひん岩の貫入に伴うドーム状構造の形成があった(松本ほか, 1982)。

魚釣島層からは化石が未発見でその地質時代は不明である。岩相対比により石垣島の始新統宮良層群に対比する見解(野原, 1971)、あるいは西表島の下部中新統八重山層群西表層に対比する見解(松本・辻, 1973)がある。石炭層を挟有すること、石灰質岩が少ないことから後者の見解が有力と思われる。本図幅では後者に従った。

ひん岩(p) 魚釣島層を貫く普通角閃石ひん岩は、魚釣島の南岸沿いと南小島の東部に分布する。北小島では地表には露出しないものの、魚釣島層が熱変成を受けていることから地下浅所に伏在すると推定される(松本ほか, 1982)。多くは厚さ20~30mないしそれ以上の岩床状に貫入している。一部は柱状節理を示す(松本・辻, 1973)。貫入面直近では魚釣島層に熱水変質を与えている(松本ほか, 1982)。SiO₂=56%の中性岩で、普通角閃石・斜長石斑晶が目立つほか、普通角閃石の数cm径の捕獲結晶が含まれている(松本・辻, 1973)。年代資料はないが、古地磁気に正帯磁と逆帯磁のものが見られたことから2回以上の貫入があったと推定されている(松本・辻, 1973)。貫入時期は魚釣島層堆積以後の中~後期中新世から鮮新世にかけてのいずれかの時期と考えられる。

なお、沖ノ南岩・沖ノ北岩及び飛岩の地質については文献で言及がない

が、海底地質構造図(海上保安庁水路部, 1995a)の海域地質図によるとこれらの岩礁周辺には火成岩類が分布することから、これらの岩礁も魚釣島に露出するものと類似のひん岩であると思われる。

魚釣石灰岩(i) 魚釣石灰岩(Nohara, 1972)は魚釣島・北小島・南小島の海岸線沿いに分布する。高度は1.5~2m、厚さ数mである。完新世の6千年前頃の高海水準期に成長した珊瑚礁が現在海面上に現れている隆起珊瑚礁である(Nohara, 1972; 松本・辻, 1973; 松本ほか, 1982)。

崖錐堆積物(c) 魚釣島北西部に、斜面を覆って約450m四方の規模で分布する(松本ほか, 1982)。魚釣島層起源の完新世の地すべりないし斜面崩壊堆積物である。

3.2 久場島

久場島は火山島であり、黄尾礁火山(松本・野原, 1974)とも呼ばれた。古くは宮嶋(1900)が久場島の地形・地質の概略を述べている。

久場島火山(K)は成層火山で、SiO₂=49-50%の普通輝石かんらん石玄武岩からなる(松本・野原, 1974; 海上保安庁水路部, 1995b)。松本・野原(1974)は、その化学組成が琉球火山帯の他の火山とは異なる特徴を持つことを報告している。

久場島火山の地質時代は、噴火口の保存状態や20万年前以新とみられるK-Ar年代から、後期更新世と推定されている(新城ほか, 1991)。完新世の隆起石灰岩礁が噴火で破壊されていることから、数千年前にも噴火があったと考えられている(野原, 1971)。

3.3 大正島

大正島は浸食が進んだ玄武岩質の火山体からなり、ここでは便宜上大正島火山(T)と呼ぶ。下部は薄い凝灰角礫岩層を挟む4枚の溶岩流、島の主体を占める上部は凝灰角礫岩からなる(新城ほか, 1991)。

産総研地質標本館に1969年採取・佐藤孫七氏寄贈の岩石標本が所蔵されており、それは凝灰角礫岩中の普通輝石かんらん石玄武岩岩塊である(標本登録番号GSJ R55782)。第2図に偏光顕微鏡写真を示す。これは新城ほか(1991)が記載した試料とは斑晶鉱物の種類が異なる。

上部の凝灰角礫岩は2.6±0.2MaのK-Ar年代値が報告されており(新城ほか, 1991)、大正島の火山体の地質時代は後期鮮新世である。

3.4 島嶼周辺

本図幅地域の島嶼周辺海域の地質図としては、魚釣島周辺の5万分の1地質図(海上保安庁水路部, 1995a)、久場島周辺の5万分の1地質図(海上保安庁水路部, 1995b)があるほか、東海大学が政府からの受託調査で魚釣島から北方海域を調査した報告書(東海大学, 1969)がある。本図幅では前2者を簡略化して示した。

これらの資料によると、海域の表層は主に後期更新世の堆積物(d)に覆われており、その下位には陸上には分布しない前期-中期更新世の地層(e)及び一部には鮮新世の地層が伏在している。また、魚釣島南側の海底斜面には魚釣島層相当層(u)や火成岩(i)が露出している。そのほか各島・岩礁の周囲の水深100m未満の浅海域には、島・岩礁を構成する地層・火成岩の続き(u・i・b・a)が分布しており、久場島ではかなりの範囲に火山体(k)が露出している。

(竹内圭史)

4. 海洋地質

4.1 海底地質と地質構造

それぞれの島嶼周辺の地質については第3章で説明したので、ここでは東シナ海の地質構造を主として、尖閣諸島周辺の海洋地質的な位置づけについて記載する。

尖閣諸島は他の南西諸島(主に琉球列島)とは異なり、東シナ海西部の東シナ海大陸棚の外縁部に位置し、その南東側には南西諸島との間の地形的凹地である沖縄トラフが存在する。中国大陸から続く東シナ海大陸棚は、朝鮮半島から台湾海峡にわたる広大な浅い陸棚で、一般に起伏に乏しく平坦である。五島列島から尖閣諸島を結ぶ線が陸棚縁辺部にあたり、その水深は約140~160mほどである。東シナ海から琉球弧では、1968年に行われたアメリカのハント号の黄海~東シナ海における予察的地質構造調査(Emery *et al.*, 1969)によって堆積盆分布などの地下構造が明らかにされて以来、炭化水素

資源の賦存有望地域と判断され、石油関連企業及び各機関によって調査・研究が行われてきた。Emery *et al.* (1969)以降の調査・研究により、東シナ海大陸棚下の地質構造は、琉球海溝と平行な北東-南西方向に続く隆起帯と堆積盆からなる構造区分がなされている。第3図に構造区分をもとにした東シナ海尖閣諸島周辺の大局的な地質構造を示す(木崎, 1978・1985; 木村, 1990; 奥田, 2000)。

東シナ海大陸棚には厚い第四系と新第三系が広く分布し(本座, 1977)、東シナ海大陸棚下には、大陸と朝鮮半島を結ぶ領域に福建-嶺南陸塊、そして陸棚外縁部に台湾-宍道褶曲帯(Emery and Niino, 1967)の両隆起帯が存在し、この間に台湾堆積盆が存在する(Emery *et al.*, 1969; Wageman *et al.*, 1970)。台湾堆積盆は東シナ海堆積盆(奥田, 2000)とも呼ばれ、北から順に五島堆積盆、東海堆積盆及び尖閣堆積盆に細分される(加賀美ほか, 1971; 木崎, 1978)。また台湾-宍道褶曲帯は、北方の五島隆起帯(加賀美ほか, 1971)と南西方の尖閣隆起帯(相場・関谷, 1979)との二つに細分され、陸棚外縁に沿った音波探査記録上の音響基盤の隆起部の連なり(本座ほか, 1976)として認められる。

尖閣諸島周辺海域の調査・研究は海上保安庁水路部によって1995年に行われた。海上保安庁水路部(1995a, b)は、音波探査で尖閣諸島周辺海域に認められる地層について、陸上の魚釣島層相当層、ひん岩(もしくは第三紀火成岩類)相当層、島尻層群相当層、琉球層群相当層、完新統(“沖積層”)に対比した。魚釣島層は下部中新統で下部にシルト層、上部へ次第に砂層から一部礫層が認められる大陸ないし大きな島の沿岸堆積物、島尻層群は中新世後期～更新世初期の泥層が卓越する海成層である。また更新世になると、南西諸島では琉球石灰岩にほぼ相当する琉球層群が、尖閣諸島周辺海域では琉球層群の同時異相として碎屑性の更新統が堆積した。

堆積盆の形成期、埋積時期及び不整合面の形成時期の観点から尖閣諸島周辺海域の地史を簡単にまとめると以下ようになる。

1. 台湾堆積盆(東シナ海堆積盆)の形成
2. 魚釣島層相当層の堆積
3. 魚釣島ひん岩の貫入
4. 魚釣島層相当層の隆起・削割
5. 東西方向の断層活動の開始
6. 島尻層群相当層の堆積
7. 幾度かの堆積間隙を持ちながら琉球層群相当層など更新統の堆積
8. 玄武岩質火成活動の開始、完新統や礫性石灰岩の堆積

東シナ海大陸棚下の堆積盆は白亜紀に形成されたと考えられる広大な堆積盆で、幅50～100kmの地溝状もしくは半地溝状の沈降域に古第三紀から中期中新世の堆積物が厚さ10kmほど埋積している(木村, 1990)。この堆積盆は大陸の展張運動によって過去から継続的に形成されていたと考えられる(木村, 1990)。五島・尖閣隆起帯は台湾堆積盆の外縁部にあたるため、この隆起帯の形成もほぼその時期だったと考えられる。

魚釣島層(八重山層群)相当層が前期中新世に東シナ海全域に浅海成堆積物として堆積した(Ujii, 1994)。その後、ひん岩の貫入が起こり、魚釣島層相当層に変形と浸食を生じさせた。魚釣島層に対応する八重山層群相当層には中期中新世から後期中新世にかけて、東シナ海大陸棚から島弧におよぶ広大な海域で不整合が認められ、この時期に東シナ海全域で大規模な隆起と浸食があったと考えられている(Wageman *et al.*, 1970; Nash, 1979; Lee *et al.*, 1980; Letouzey and Kimura, 1985)。このため八重山層群相当層の堆積後には浸食と長い無堆積期間があったことが推定されている(Ujii, 1994)。尖閣諸島周辺海域でも魚釣島層相当層が分布しているが、この時期の浸食・無堆積に関しての資料はない。

東シナ海は隆起後沈降に転じ再び海域化する。東シナ海が沈降する時期に尖閣諸島周辺海域では東西系の断層運動の活動が開始する。この東西系の断層は南落ちの正断層で、東シナ海大陸棚外縁部が沈降する方向であることを示している(海上保安庁, 1995b)。現在の沖縄トラフは典型的な背弧海盆で、トラフ底及びトラフの両側境界に多数の正断層群が分布(例えばWageman *et al.*, 1970; Nash, 1979; Lee *et al.*, 1980)していることから、伸張性の運動に伴うリフトとされている(Letouzey and Kimura, 1985; 大島ほか, 1988)。沖縄トラフのリフティングは中期中新世～後期中新世の第1期と鮮新世末以降の第2期に分けられる(Miki, 1995)が、尖閣諸島の東西系の断層は第1期の沖縄トラフの伸張テクトニクスを反映している可能性がある。その後、海成の島尻層群相当層(後期中新世～鮮新世)がこの地域に堆積する。この時期

にはまだ五島・尖閣隆起帯(台湾-宍道褶曲帯)によって大陸側と外海とは区切られ、五島・尖閣隆起帯より大陸側では汽水環境、それより海側では沿岸～半深海環境を形成していたと考えられる(Ujii, 1994)。島尻層群相当層は現在のトラフ域から琉球弧及び海溝陸側斜面を被覆し、現在の沖縄トラフの基盤岩の一部となっている。島尻層群相当層は尖閣諸島の陸域では確認されていないものの、海域では海上保安庁水路部(1995a, b)が下位の魚釣島相当層、ひん岩を不整合で覆う堆積物として認めている。ひん岩の貫入は中-後期中新世から鮮新世に起きたと考えられ、島尻層群の堆積年代とほぼ一致するが、海域の島尻層群相当層はひん岩貫入による変形をほとんど受けておらず、ひん岩が貫入した後に堆積したものと考えられる。

沖縄トラフでは現在のリフティングは約200万年前(鮮新世末)に始まり(Miki, 1995; Shinjo, 1999)。トラフの中軸部や琉球弧西縁部が陥没及び琉球弧が隆起し(島尻変動:木崎, 1985)、現在の東シナ海の広域で不整合が形成された(例えばLetouzey and Kimura, 1985)。沖縄トラフの形成時期は、音波探査記録と周辺陸上地質との対比により、島尻層群相当層を変形させていることから更新世以降とされている(氏家, 1986)。また大島ほか(1988)は、トラフ南西部の宮古海山において琉球層群に対比される石灰岩が採取されたことから、第四紀の極めて新しい時代に沈降帯としてトラフの形成が始まった可能性が高いと指摘した。

沖縄トラフの形成後、琉球弧への大陸からの土砂供給が遮断され、南西諸島の広い範囲にサンゴ礁が発達し、琉球層群相当層が形成された(氏家, 1980)。一方、沖縄トラフには陸起源・海洋表層起源の粒子が沈積し、主に更新世～完新世の堆積物で埋積されている。尖閣諸島は沖縄トラフより大陸側にあり、尖閣諸島周辺海域には沖縄トラフ形成後も碎屑物が供給されることによって、石灰岩が発達せず同時異相として碎屑物を主とした堆積層が累積した。また海域の音波探査記録には更新統と考えられる堆積物内いくつかの不整合面が認められる。これは尖閣諸島が尖閣隆起帯上の陸棚に位置するため、海水準変動により度々陸化し浸食を受けていた結果である可能性が高い。

その後、沖ノ南岩では中新世ないし鮮新世(海上保安庁水路部, 1995a)、久場島では更新世～現在の玄武岩の活動(松本・野原, 1973)があり、尖閣諸島周辺海域の最も新しい堆積物としては、現世の“沖積層”と礫性堆積物が認められる。

4.2 海底堆積物と堆積作用

東シナ海の表層堆積物は大きく1)沿岸泥質堆積物、2)陸棚上砂質堆積物、3)陸棚上泥質堆積物、4)沖縄トラフ内泥質堆積物、5)琉球弧石灰質堆積物、に区分できる。1)は、長江や黄河などの河川から供給されて、中国や韓国の沿岸域に現在堆積しているものである。2)は、東シナ海の中部～外側陸棚に広く分布する砂質堆積物で、最終氷期の低海水準期から後氷期の海水準上昇期に堆積したものである(Niino and Emery, 1961; Saito *et al.*, 1998など)。3)は、2)を覆う完新世の泥質堆積物であり、東シナ海の北部の済州島南方に分布し、長江や黄河及び中国山東半島の南の旧黄河河口域の海岸浸食起源のものと考えられている(斎藤・楊, 1993)。4)は沖縄トラフ内に分布する泥質堆積物、5)は琉球列島の島々の周辺の生物源粒子の富む砂質堆積物である。

尖閣諸島周辺の陸棚は、2)陸棚上砂質堆積物の分布域にあたり、その南側の陸棚斜面から沖縄トラフ底では4)沖縄トラフ内泥質堆積物が分布する。尖閣諸島周辺の海底堆積物については、東海大学(1969)、山口ほか(1985)、北里(1985)、海洋図集編委会(1990)、Chen *et al.*(1992)、海上保安庁水路部(1995a, b)などを参考にすると以下のようにまとめられる。魚釣島、久場島を含む尖閣諸島周辺の陸棚上には広く砂質堆積物が分布している。魚釣島などの島や海底の高まりの周辺では一部は島や高まりを構成する岩石が海底に露出するほか、さらにそのまわりの底質粒度は粗粒砂～礫からなり、二枚貝、コケムシ、石灰藻、サンゴなどの石灰質底生生物片に富む。これに対し、島から離れた陸棚上では、生物源粒子の割合は減り、細粒～粗粒砂が広く分布する。東シナ海の外側陸棚から上部陸棚斜面の堆積物は、一般に中部陸棚の堆積物に比べて泥分が少なく、淘汰がよく、陸棚斜面に沿って北上する黒潮の流れの影響を強く受けていることを示す。また、この付近の海域における細粒陸源粒子の輸送にも黒潮やそれに関係した渦が強く影響している(Hsu *et al.*, 1998)。海上保安庁水路部(1995a)の音波探査記録によれば、魚釣島南方の陸棚斜面の急傾斜部は魚釣島などを構成する新第三紀の貫入岩類が露

出する。沖繩トラフ西部の陸棚斜面には多数の海底谷が存在し、沖繩トラフ底には海底谷に連続する自然堤防を有するチャンネルが多数認められる (Sibuet *et al.*, 1998)。これらの海底谷/チャンネルを通じて陸棚や陸棚斜面域から砂質堆積物が沖繩トラフ底へ供給されて、半遠洋性泥の間にタービダイトとして堆積し、トラフを埋積している。

(井上卓彦・池原 研)

5. 重力異常

本地域の大半が海域であるため船上重力データを編集したもの (駒澤ほか, 1992) はあったが、測線間隔が粗く魚釣島周辺30km以内には船上重力データがないため、本図幅では測地衛星によるレーダ高度計 (アルチメトリ) から得られたフリーエア異常 (Sandwell and Smith, 1997) に地形補正を施してブーゲー異常としたものを編集した。大正島周辺は衛星データのみによるブーゲー異常である。編集面積は11,312km²、編集には船上重力データ623点、衛星データ (2分メッシュ)537点の計1,160点を用いた。船上重力データは、地質調査所による白嶺丸の航海データ (調査航海名: GH751) と海上保安庁海洋情報部の測量船昭洋と拓洋の航海データ (調査航海名: HS8202, HT8402, HT8403) である。

本地域の岩石の地表露出は狭いため海域を含めた広域的な表層密度は判らないが、魚釣島・久場島・大正島には玄武岩・ひん岩などの火成岩が分布していることから、仮定密度は火山として妥当な密度である2.3g/cm³を採用した。

南北性の異常が見られる西方域を除いて概略の重力異常は東北東-西南西方向のコンターパターンが優勢で琉球弧に整合するような2次元的な構造を呈している。魚釣島から東方へ30kmの東西に延びた範囲には70mgalを越す高重力異常が見られ高密度岩体が隆起しているものと思われる。一方、その北方20kmの久場島周辺は低重力異常域になっており高密度層の沈降域となっている。大正島は衛星による重力データによれば緩やかな高重力異常域になっており概ね地形と相関し、基盤岩の盛り上がり構造を示している。地表の地質との対応がよく判るように上方接続残差重力図を示す (第4図)。深部構造による重力異常は1kmの上方接続値により除去したため深度数kmより浅い構造が抽出されているもので、負値には陰を付けて表示してある。魚釣島を西端とする正の残差重力域が見られ、特に魚釣島周辺では6mgalを越す大きな残差重力となっており、高密度の基盤岩体が浅部に存在していることを示している。魚釣島に見られるひん岩 (松本ほか, 1982) は、その基盤岩に貫入してきたものと考えられる。また、この高密度の基盤岩体は高磁性岩体に対比でき (大熊ほか, 1999)、火成活動との関係が示唆される。久場島は普通輝石かんらん石玄武岩からなる (松本・野原, 1974; 海上保安庁水路部, 1995b) 火山島であるが、周辺域も含め負の残差重力を示しており高密度岩体が浅部には存在していないことを示している。火山の直下には岩脈等の高密度領域を示す高重力異常が観測されるのが普通であるが、久場島がそうっていないのは衛星データでは感知できない微細構造を呈しているためと考えられる。

(駒澤正夫)

6. 空中磁気異常

産業技術総合研究所 (旧地質調査所) では、1982~89年までの間、南西諸島西方海域において大陸棚海域の地下構造調査を目的として空中磁気探査 (主測線間隔: 5km) を行った (大熊ほか, 1991)。この際、魚釣島及びその周辺海域において特別に密な測線配置 (2.5km間隔) をとり、磁気異常 (全磁力) の観測を行った。観測データは地磁気日変化やIGRF (国際標準磁場) の補正が行われ、空中磁気異常図シリーズの一環としての刊行 (例えば『尖閣諸島海域空中磁気図』 (大熊ほか, 1993)) や、論文による公表がなされている (大熊ほか, 1991; Okuma *et al.*, 1998)。

本地質図 (本図) の空中磁気図は、その後決定されたDGRF (確定版国際標準磁場) (IAGA Division V Working Group 8, 1995) を新たに計算・補正したデータ (中塚ほか, 2005) を用いて、25nT間隔でコンターを作図したものである。これによると魚釣島及びその周辺海域では複数の正負の全磁力磁気異常 (ダイポール型磁気異常) が東北東-西南西方向に延びる大陸棚外縁部に連続して分布することが明らかである (大熊ほか, 1991)。

次に磁気異常を見やすくするために、当該の全磁力異常を伏角90° (北磁極) で観測した場合の値、すなわち極磁力異常に変換する。この操作は極磁

気変換と呼ばれ、伏角による非対称性の除去によりダイポール型の磁気異常がモノポール型の異常として表現され、磁性岩体の直上に磁気異常が分布する。当該地域で全磁力異常から極磁力異常を計算すると (第5図)、一連の高極磁力異常が魚釣島及び北小島・南小島等を乗せた水深70m以浅の海底地形の高まりに良く対応して分布する (大熊ほか, 1999)。これらの高極磁力異常の原因としては魚釣島及び南小島に露出するひん岩 (松本・辻, 1973) が考えられる。このひん岩からは一部逆帯磁を示す試料が採取されている (松本・辻, 1973) が、その自然残留磁化強度は弱く、また半深成岩であることから、残留磁化よりも誘導磁化の影響が卓越する可能性が示唆され、空中磁気異常が正帯磁型の分布を示しているものと考えられる。当該の高極磁力異常は海底地形の高まりのさらに東方にも連続することから、これらの地域でも高磁性岩体が伏在するものと推定される。当該地域一帯では、高重力異常が分布すること (駒澤, 本地質図) から、高密度・高磁性の岩体が伏在することになり、東西約30km以上の範囲に火成活動が起こったことを示しているものと考えられる。

一方、魚釣島北東方の第四紀火山久場島付近では、ダイポール型の全磁力異常が分布し、極磁力異常図 (第5図) では高極磁力異常となる。これは、久場島付近を構成する火山岩が正帯磁であること示唆しており、K-Ar年代から本火山が20万年以新と考えられている (新城ほか, 1991) ことと整合的である。また、重力異常 (駒澤, 本地質図) では当該火山に対応した局所的な特徴が認められず、概して低重力異常が卓越して分布することから、空間的に限定された火山活動であったことが伺える。

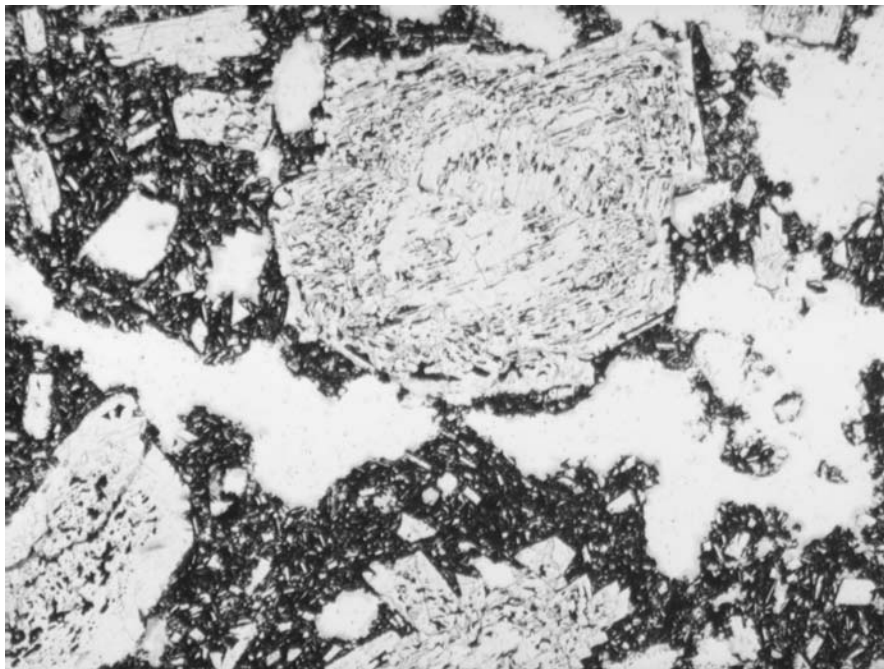
さらに、大正島及びその周辺海域では、北東-南西方向に波長数km・振幅100~150nTの磁気異常が存在する。大正島自体は顕著な磁気異常を伴わない (大熊ほか, 1989) が、南西部の低磁気異常の延長部にある。測線間隔が5kmと粗く詳細は分からないものの、これらの磁気異常は魚釣島周辺や久場島のように典型的な正帯磁型の磁気異常ではなく、むしろ大正島の極近傍に限定すると逆帯磁型の磁気異常と判定できる。大正島は浸食の進んだ玄武岩質の火山岩体からなり、K-Ar年代から地質時代は後期鮮新世とされており (新城ほか, 1991)、磁気異常の極性の判定を支持している。大正島付近では、海底地形の高まりを伴うとともに、高重力異常域 (駒澤, 本地質図) となることから、大正島を形成した火山活動は、200m以浅の付近の海域一帯に及んでいた可能性がある。

(大熊茂雄・中塚 正)

地質時代		地域							
		魚釣島					周辺海域	久場島	大正島
		魚釣島	北小島	南小島	沖の南岩	沖の北岩			
第四紀	完新世	地すべり～崖錐堆積物						久場島火山	
		魚釣石灰岩	魚釣石灰岩	魚釣石灰岩			石灰岩など		
	更新世						上部更新統		
							下部-中部更新統		
新第三紀	鮮新世	後期							火山岩上部
		前期							火山岩下部
	中新世	後期	ひん岩	(伏在)	ひん岩	(ひん岩)	(ひん岩)	(火成岩)	
		中期							
		前期	魚釣島層	魚釣島層	魚釣島層			(魚釣島層)	

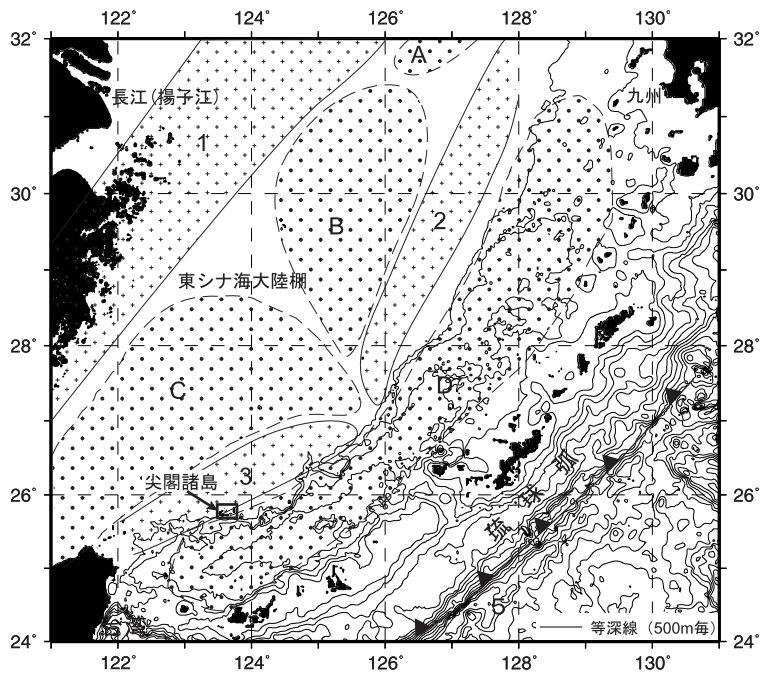
第1図 層序対比図

海域の地質は音波探査による区分であるため、陸域の地層岩石との対比には不確実さが残っている。



第2図 大正島の玄武岩の偏光顕微鏡写真

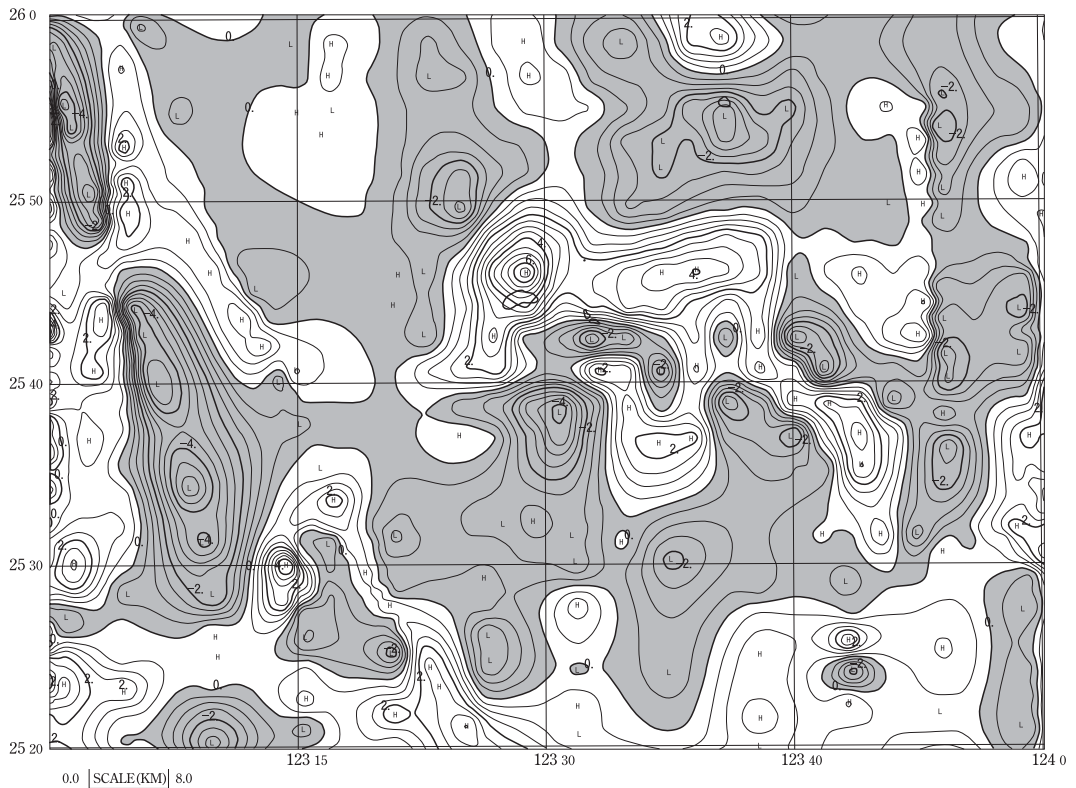
凝灰角礫岩中の普通輝石かんらん石玄武岩岩塊 (GSJ R55782)。斜長石斑晶と不定形の孔隙が見えており、普通輝石・かんらん石はごく少量・細粒なためこの写真では確認できない。オープンニコル、長辺=2.7mm。



- 隆起帯
 1:福建・嶺南陸塊 2:五島隆起帯 3:尖閣隆起帯
 2・3で台湾-宍道褶曲帯
- 堆積盆
 A:五島堆積盆 B:東海堆積盆 C:尖閣堆積盆 D:沖縄トラフ
 A・B・Cで東シナ海堆積盆 (台湾堆積盆)
- フィリピン海プレート沈み込み (5:琉球海溝)
- 「魚釣島」図幅

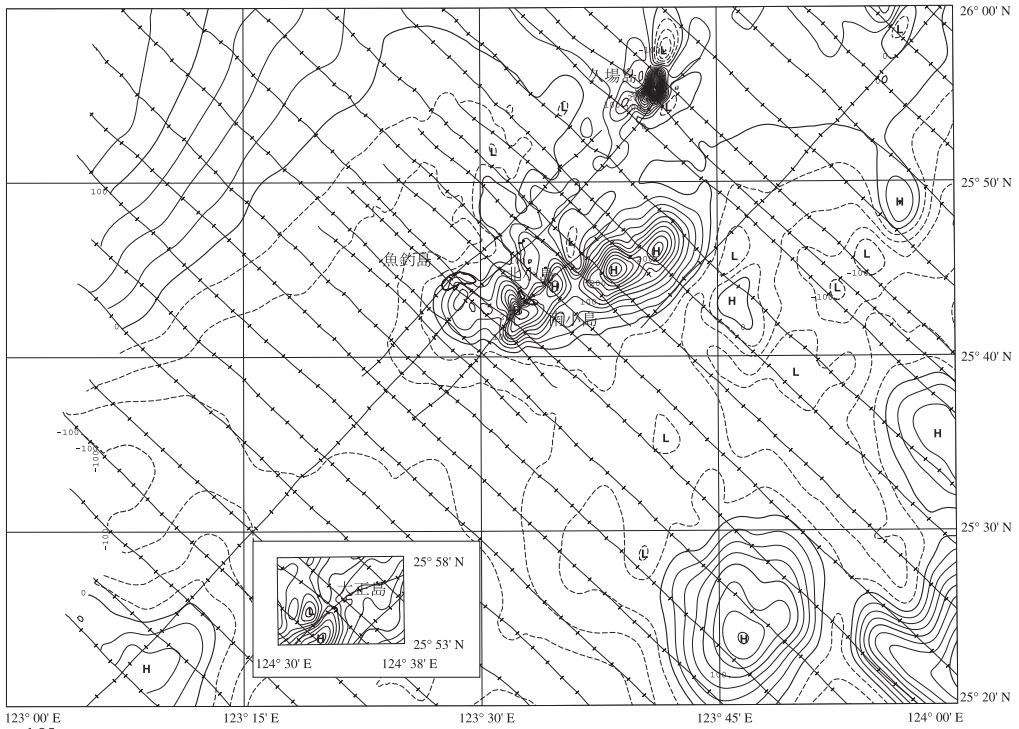
第3図 尖閣諸島周辺海域の構造区分概念図

奥田(2000)より改変.



第4図 残差重力図

1kmの上方接続を傾向面として除去した残差重力. 負値には影を付けて表示. コンター間隔は0.5mgal(ミリガル).



第5図 尖閣諸島魚釣島及びその周辺海域，久場島及び大正島付近の極磁力異常

コンター間隔：25nT（ナノテスラ）。破線のコンターは負値を示す。細い実線は飛行測線を示す。H及びLは各々高極磁力異常，低極磁力異常を示す。

Geology of the 1:200,000 Uotsuri Shima Quadrangle

The 1:200,000 Uotsuri Shima quadrangle is located on the East China Sea side of the Ryukyu Arc. It includes the Senkaku Shotō ; Uotsuri Jima Islands, Kuba Jima and Taishō Jima.

Uotsuri Jima and its surrounding islands are composed of the Uotsuri-Jima Formation, porphyrite, Uotsuri Limestone, and talus deposits. The Uotsuri-Jima Formation includes sandstone and conglomerate with a thickness more than 300m. It is lithologically correlated to the Early Miocene Yaeyama Group in the Iriomote Islands. The hornblende-porphyrite intrudes into the Uotsuri-Jima Formation. Its geologic age is estimated to be Miocene or Pliocene (Matsumoto and Tsuji, 1973). The Uotsuri Limestone is the uplifted Holocene coral reefs covering shore platforms.

The Kuba Jima Volcano is composed of the Late Pleistocene to Holocene basalt pyroclastics.

Taishō Jima is a remnant of the Late Pliocene (K-Ar age of 2.6 ± 0.2 Ma) basaltic volcano.

The sea floor around the Senkaku Shotō is covered mainly with Late Pleistocene sediments. However, other strata and igneous rocks, the Uotsuri-Jima Formation, igneous rocks correlated to the porphyrite on the Uotsuri Jima, Quaternary sediments, Kuba Jima Volcano, and Uotsuri Limestone outcrop in several areas.

The geological framework of East China Sea is composed of the NE-SW trended uplifts and sedimentary basins parallel to the Ryukyu Trench. Senkaku Shotō is located in the East China Sea shelf edge on the Senkaku uplift (Taiwan-Shinji folded zone).

The marine geology around the Senkaku Shotō has affected the tectonic movements in the East China Sea since early Miocene time. The rifting of the Okinawa Trough has been influenced by the geological structures and stratigraphy around the Senkaku Shotō. The faults around the area are formed by extension tectonics of the Okinawa Trough. The change of clastic material supply from the Chinese continent, tectonic uplift and subsidence has affected the formation of unconformity and sedimentary layers. The marine geology around the Senkaku Shotō differs from that around the Nansei Shotō because the Okinawa Trough exists between these two areas.

Gravimetric residual highs including the islands of Uotsuri Jima and Taishō Jima are estimated to be the uplift structure of the basement rock, and it has generally consistent with topography. But the gravimetric residual low exists around Taishō Jima, and it shows that the basement rock is depressed.

A total magnetic intensity anomaly map was drawn for the Uotsuri Shima quadrangle using aeromagnetic data from the aeromagnetic database of Japan (Nakatsuka *et al.*, 2005), in which the Definitive Geomagnetic Reference Field was calculated and removed from the original data. A reduction to the pole anomaly map (Fig.5) was also produced from the total magnetic intensity data to show the characteristics of magnetic anomalies. Several dipole magnetic anomalies are distributed over Uotsuri Jima and its surrounding islets on the total magnetic intensity anomaly map, whereas, reduction to the pole highs lie over the same area. These anomalies imply the subsurface distribution of porphyrites, which crop out partly on Uotsuri Jima and Minami-kojima.

A dipole magnetic anomaly and magnetic high reside over Kuba Jima. This implies volcanic rocks constituting Kuba Jima are normally magnetized, and this implication is supported by a K-Ar age of 0.2Ma or even younger of the Kuba Jima Volcano (Shinjo *et al.*, 1991). These magnetic anomalies and a regional gravity low centered at the volcano suggest that the volcanic activity in this area was moderate.

No apparent magnetic anomaly lies right over Taishō Jima, an eroded volcanic edifice, but total magnetic intensity anomalies of 100-150 nT in amplitude are distributed around the island with a signature that the surrounding area is reversely magnetized. This is supported by the K-Ar age. As a gravity high also lies in the area with a marine topographic high shallower than 200m below the sea level, it is implied that the volcanic activity ranged widely over this area.

Keywords : Uotsuri Shima, 1:200,000, geologic map, areal geology, marine geology, East China Sea, Okinawa Trough, Ryukyu Arc, Senkaku Shotō, Uotsuri Jima, Kuba Jima, Taishō Jima, Yaeyama Group, Neogene, Miocene, Pliocene, Quaternary, Pleistocene, Holocene, Gravity anomaly, Magnetic anomaly

平成20年9月26日印刷

平成20年9月30日発行

著作権所有・発行者

許可なく複製を禁ずる

独立行政法人

産業技術総合研究所 地質調査総合センター

〒305-8567 茨城県つくば市東1丁目1番地1

TEL (029) 861-3606

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN, AIST©2008
