

55(521.41)(084.32M50)(083)

地域地質研究報告

5万分の1図幅

秋田(6)第81号

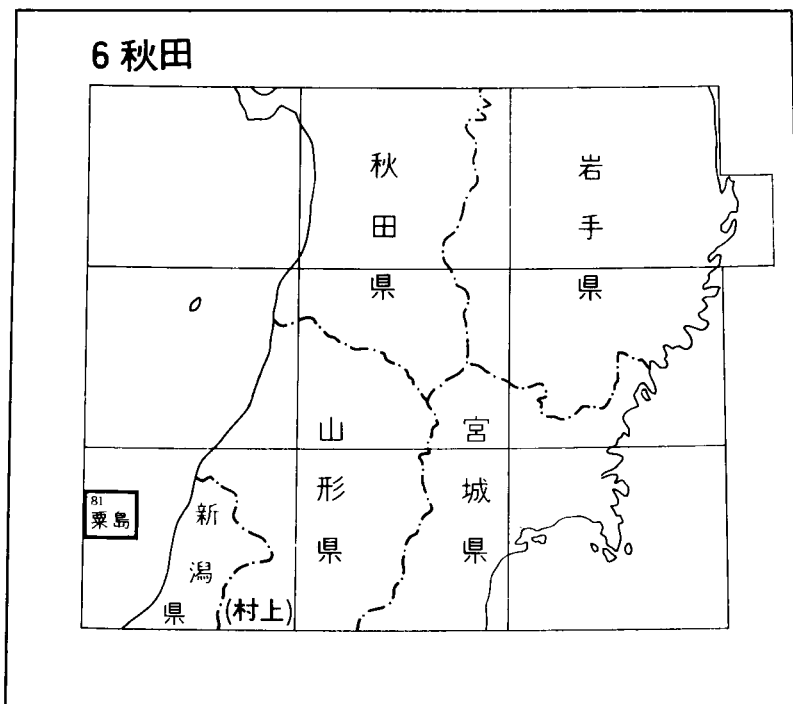
栗 島 地 域 の 地 質

加 藤 碩 一

昭 和 56 年

地 質 調 査 所

位置図



( ) は 1 : 200,000 図幅名

## 目 次

I. 地 形	1
II. 地質概説	4
III. 花崗岩	6
IV. 新第三系	7
IV. 1 栗島層	7
IV. 1. 1 ハゲノ浜砂岩礫岩部層	7
IV. 1. 2 栗島頁岩部層	7
IV. 2 栗島浦粗粒玄武岩類	10
V. 第四系	13
V. 1 更新統	13
V. 1. 1 高位段丘堆積物	13
V. 1. 2 埋没堆積物	13
V. 2 完新統	14
V. 2. 1 低位段丘堆積物	14
V. 2. 2 沖積層	14
VI. 地質構造	17
VI. 1 断 層	17
VI. 2 褶 曲	21
VI. 3 節 理	23
VII. 応用地質	24
VII. 1 新潟地震	24
VII. 2 海底地すべり	26
文 献	28
Abstract	30



## 粟島地域の地質

加藤 碩一\*

本地質図幅及び研究報告は、昭和54年6月及び昭和55年8月に実施した野外調査の結果をまとめたものである。粟島は、本来「粟島」、「笹川」両図幅にまたがっているが、粟島全島を一括して「粟島」図幅とした。この調査研究を進めるにあたり、資料提供に加え貴重な助言をいただいた東京大学地震研究所中村一明助教授と地質調査所環境地質部垣見俊弘地震地質課長、岩石の検鏡をしていただいた同課下川浩一技官及び現地での資料収集に便宜を図っていただいた粟島浦村の本安忠次郎村長に深甚の謝意を表す。

### I. 地 形

粟島は、東経  $139^{\circ}13'-139^{\circ}16'$ 、北緯  $38^{\circ}26'-38^{\circ}29'$  付近にあって、新潟県新潟市の北東約 63 km、同村上市の北西約 34 km の日本海上に位置する小島である。全島が新潟県岩船郡粟島浦村となっている。北北東-南南西方向のいわゆる粟島方向に長軸を持ち、長さ約 7 km、最大幅約 2 km で島の面積は約 9.5 km<sup>2</sup> である。島内の最高点である小柴山 (265.6 m) を含む標高 200 m 前後の尾根が島の長軸方向に延び分水嶺をなす。陵線は、島の中央部よりいくらか東側に片寄り、とくに島の南部でその傾向が強い。小柴山付近の標高 220-250 m の陵線付近は小規模な平坦面ないし緩傾斜面をなし、古い地形面の可能性がある (第1図)。

島内には段丘面と考えられる次のような平坦な地形面が認められる。すなわち、粟島の最高部をなす標高 200 m 前後の尾根上の緩傾斜面、島の北半部にあり、開析されたため樹枝状に分布する標高 100 m 前後の平坦面、標高 50-70 m でとくに島の北部に比較的広く発達する平坦面及び標高 10 m 前後で島の周囲に狭く分布する平坦面があげられる。このうち、前二者は村井 (1965) によれば、西北西方向にそれぞれ  $4^{\circ}+$  及び  $3^{\circ}$  傾いた段丘面であるとされているが、分布は狭く、段丘堆積物はほとんど削剝されたり、植生におおわれているため詳細は不明であるので、以下の記載は省略する。本報告では、後二者を、それぞれ、高位段丘面及び低位段丘面と称し、段丘面及び堆積物の詳細については一括して第四系の項で記載する。

海岸線は一般に島の東側では比較的単調で、山腹は急傾斜をなし、とくに南部では地すべり性の崩壊が多く、くずれ浜と称されている。島の東側中央部の内浦付近には若干の低地がみられ、沿岸部の砂浜と低位の段丘面がわずかに発達する。

---

\* 環境地質部



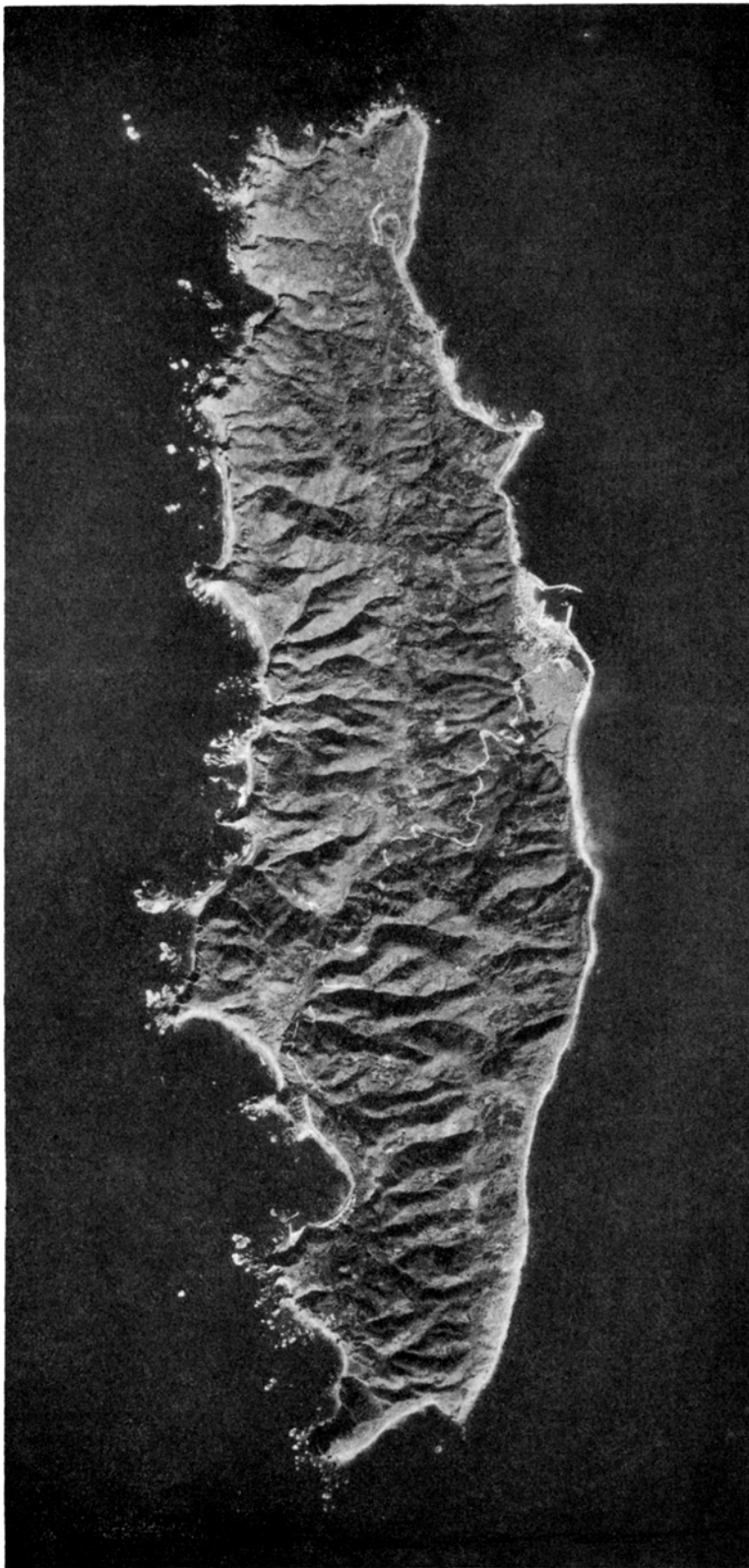
第1図 小柴山頂からみた南方尾根の緩傾斜面（標高 250m 付近）の一部



第2図 入り組んだ海岸線を示すドレライト（西海岸の切石鼻及び立島付近）

島の西側の海岸線は岩質に応じてややいりくんでいる。すなわち、ドレライトの分布地域は突出し（第2図）頁岩の分布地域は湾入部となる傾向がみられる。山腹は島の東側より緩傾斜をなすが、平地部の発達が悪い。

谷は島の長軸方向に延びるものと、それに直交する方向に延びるものがある（第3図）。とくに、島の中央部では比較的大きな谷が東西方向に延び、島を南北に二分している。地表水は乏しく溜れ沢も多い。



第3図 粟島の全景（建設省国土地理院，昭和49年撮影の空中写真）

## II. 地 質 概 説

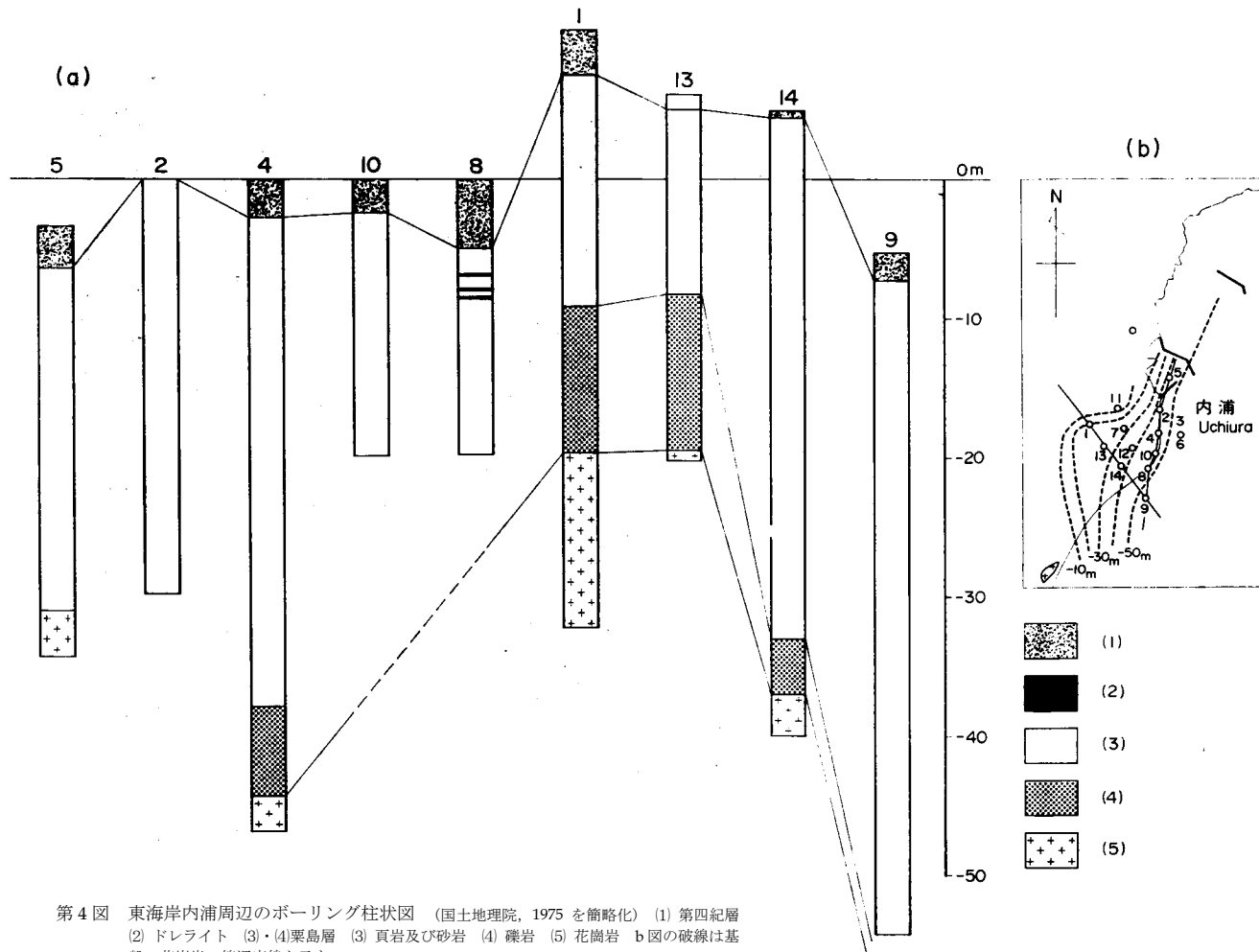
粟島の地質については、古くは河野（1914）や徳重（1930）らによる簡単な報告がある。1964年の新潟地震後に、多くの研究者が来島し同地震に伴う地殻変動や地質及び地質構造の調査を行い、松川ほか（1964）をはじめとして多くの報告がなされた。また、1974年に生じた東海岸内浦地区の海岸線欠壊の原因調査及び同災害対策のために行なわれた各種ボーリング及び物理探査等の結果は国土地理院（1975）から細部報告書がまとめられた。

粟島の基盤は白亜紀と考えられる粗粒黒雲母花崗岩からなり、同花崗岩は陸上部では東海岸内浦部落南方に小露頭があらわれているのみであるが、東方海底に広く分布しており粟島の長軸方向にほぼ沿ったドーム状構造をなす。その上に不整合（海域では一部断層？）で新第三紀中新世の粟島層と、それを貫く粟島浦粗粒玄武岩類が重なる。粟島層は基底礫岩であるハゲノ浜砂岩礫岩部層と粟島頁岩部層に2分される。これらの上に第四紀の堆積物が不整合に重なる。更新統は海成堆積物からなり、高位段丘面を形成する堆積物と、ボーリングによって知られる埋没堆積物とがある。完新統は、海成堆積物である低位段丘面を形成する堆積物、河成—海浜堆積物である旧海浜堆積物、崖錐堆積物、扇状地堆積物・現河床堆積物及び海成—風成堆積物である砂丘砂層・海岸砂礫層があるが、それらの分布はいずれも狭い。これらの地質層序は第1表にまとめられている。

第1表 粟島の地質層序

年 代		地 質 区 分		
		地 層 名	岩 質	
新 生 代	第 四 紀	沖 積 層	海岸砂礫層	砂・礫
			砂丘砂層	砂
			河床堆積物	砂・礫・粘土
			扇状地堆積物	砂・礫・粘土
			崖錐堆積物	礫・砂
			旧海浜堆積物	粘土・シルト・砂礫
			低位段丘堆積物	礫・粗粒砂
	更 新 世		埋没堆積物	砂・礫
			高位段丘堆積物	礫・砂
	新 第 三 紀	中 新 世		粟島浦粗粒玄武岩類
粟 島 層			粟島頁岩部層	主として頁岩(砂岩・凝灰質泥岩・礫質砂岩などを伴う)
			ハゲノ浜砂岩礫岩部層	アルコース質砂岩・礫岩
中 生 代	白 亜 紀		花 崗 岩	粗粒黒雲母花崗岩





第4図 東海岸内浦周辺のボーリング柱状図 (国土地理院, 1975 を簡略化) (1) 第四紀層 (2) ドレライト (3)・(4)粟島層 (3) 頁岩及び砂岩 (4) 礫岩 (5) 花崗岩 b図の破線は基盤の花崗岩の等深度線を示す

### Ⅲ. 花 崗 岩

**模式地** 粟島東海岸内浦南方ハゲノ浜。

**分布** 陸上では模式地に小露頭をなして分布するのみであるが、ボーリングの結果によれば（第4図）、東方海底に広く基盤をなして分布し、島の形に調和的な NNE-SSW 方向に長軸を有するドーム状の高まりを形成している。陸上部では、ハゲノ浜砂岩礫岩部層に不整合におおわれる。海底部では、ハゲノ浜砂岩礫岩部層及び埋没堆積物に不整合におおわれる（第5図）。

**岩相** 肉眼的には有色鉱物に乏しい粗粒の花崗岩である。陸上部では、破碎及び風化の進行が著しいので鏡下での観察は困難であるが、黒雲母から変質したと思われる白雲母様鉱物が少量認められる。国土地理院（1975）によるボーリング資料によれば、ボーリングコアで得られた部分は灰緑色—暗青灰色を呈する粗粒黒雲母花崗岩である。

**対比** 新潟県下には古期岩層、中生代層、朝日流紋岩類を貫いて広く分布する白亜紀花崗岩類が存在し、その岩質によって実用型花崗閃緑岩類、斑状花崗閃緑岩（アダメロ岩）及び草本—小川型花崗岩類に分類されている（CHIHARA, 1959）。本地域の花崗岩は、小川型花崗岩に属すると考えられている（茅原・西田, 1972；新潟県, 1977；国土地理院, 1975）。



第5図 ハゲノ浜に分布する基盤の花崗岩とそれを不整合におおうハゲノ浜砂岩礫岩部層（右上部）

## IV. 新 第 三 系

### IV. 1 栗 島 層

栗島の新第三系堆積岩が主として泥岩からなることは従来から知られていたが、茅原・西田（1972）はその主部を栗島硬質頁岩層、基底部をハゲノ浜砂岩礫岩層と命名した。本報告においては、両者を一括して栗島（累）層と呼び、上記のそれぞれを部層として扱うことにする。

#### IV. 1. 1 ハゲノ浜砂岩礫岩部層

**命名** 茅原・西田（1972）のハゲノ浜砂岩礫岩層を踏襲した。

**模式地** 栗島東海岸内浦南方ハゲノ浜、

**分布** 陸上部では、模式地周辺にわずかに露出するのみであるが、東方海底には基盤の花崗岩上に広く分布する（第4図参照）。

**層序** 下位の先第三紀（白亜紀）花崗岩を不整合におおい、上位の栗島頁岩部層に整合におおわれる。後者とは一部漸移している。

**岩相** 一部褐色を帯びた優白質砂岩—礫岩である。

模式地では、下部は主に礫径 1-2 cm の小円礫を花崗岩質砂で充填した塊状のアルコース質礫岩で、よく固結している。礫種は先第三系のチャート、ホルンフェルス、花崗岩及び粘板岩などで、黒色頁岩の 5 mm 以下の小角礫を若干含んでいる。上部は塊状無層理の細粒—粗粒のアルコース質砂岩が優勢で、部分的に花崗岩の小円礫が散在する。模式地以外の本部層は、国土地理院のボーリング資料（第4図参照）によれば、花崗岩細礫を含むシルト質細粒—粗粒砂岩で、一部で頁岩を不規則な互層状にはさむ。

**層厚** 模式地では約 6 m、ボーリング資料（第4図）によれば、No. 13では約 11 m、No. 1 で約 10.5 m である。

**対比** 茅原・西田（1972）は本層を新潟県本土における中新統中下部の津川層に対比している。しかし、現在のところ化石など決定的な証拠がないので、本部層は後述するように七谷層に対比されている栗島層の主部をなす頁岩部層の基底礫岩相とした方がよいと思われる。

#### IV. 1. 2 栗島頁岩部層

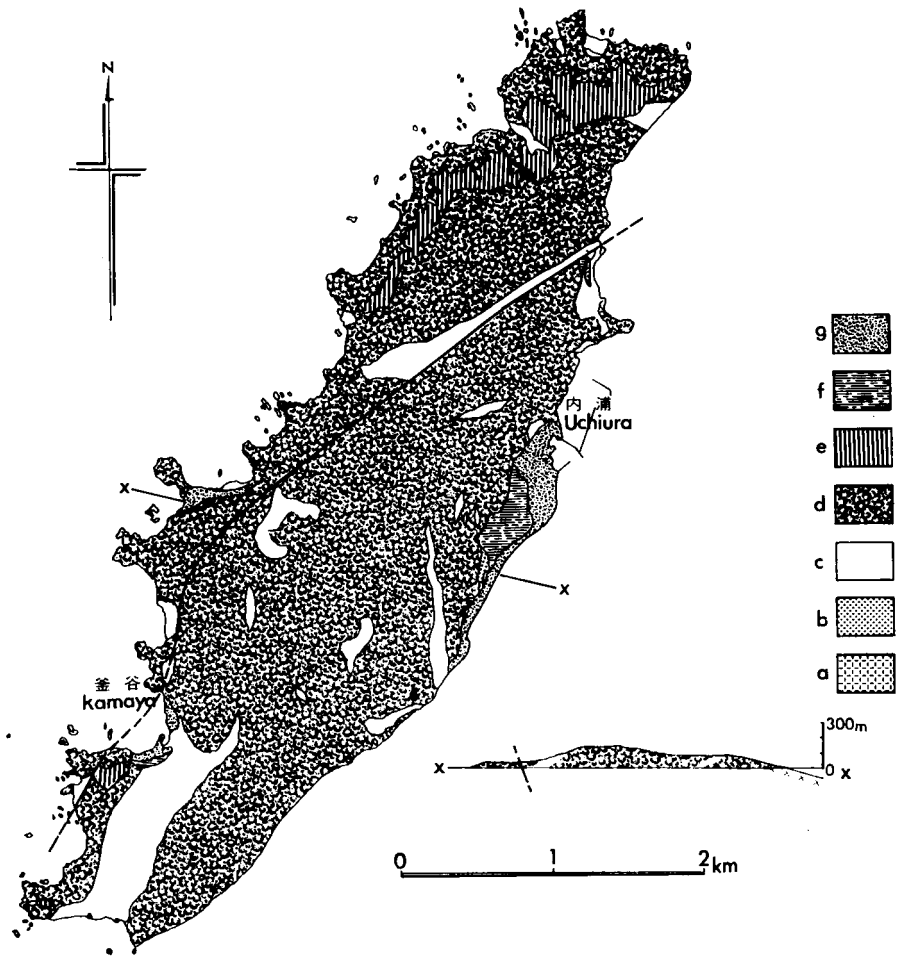
**命名** 茅原・西田（1972）の栗島硬質頁岩層を踏襲した。

**模式地** 栗島東海岸旗崎北方ツノラ<sup>ほま</sup>浜付近の海岸。

**分布** 本来栗島の主要部をなして分布したものであるが、粗粒玄武岩類の貫・進入によって島内の各所に散在して分布する（第6図）。

**層序** 栗島砂岩礫岩部層に整合に重なる。一部山崎断層によって断たれるが上限は不明である。

**岩相** 主に黒色—黒灰色の頁岩からなり部分的に葉理の発達が著しく（第7図）、また一部で炭質物



第6図 粟島の地質図 a: 花崗岩 b: ハゲノ浜砂岩礫岩部層 c: 粟島頁岩部層  
d: 粟島浦粗粒玄武岩 e: 高位段丘堆積物 f: 低位段丘堆積物 g: 沖積層

を含んでいる。青灰色細粒砂岩、灰白色凝灰質泥岩（第8図）暗灰色粗粒—礫質砂岩の薄層をはさみ、不規則レンズ状の暗青灰色シルト岩や泥灰岩質団塊を含む（第8図）。粗粒玄武岩の貫入や侵入を受けている接触部付近では熱変質により硬化し灰白—黄灰色になっている（第9図）。一般に節理が良く発達し、褶曲や断層の影響を受けて破碎され方状—細片状に割れている。今井（1961）によれば、頁岩中の団塊をなす炭酸塩岩は、上部のものは、Mg 分に乏しい方解石で、下部のものは、Ca に富む苦灰石を主とする。白色—灰白色の凝灰岩—凝灰質泥岩の薄層は、東海岸のショーノミヤ<sup>1)</sup>、付近、西海岸の大洞鼻<sup>1)</sup>、及び丸山浦<sup>1)</sup>、付近で観察され、丸山浦では50 cm 程度の厚さを持つが、他はいずれも厚さ5 cm 以下で、連続性に乏しい。

本部層基底部の頁岩層には海緑石粒が散在しており（茅原・西田，1972）、下位のハゲノ浜砂岩礫岩

1) 地質図に記入しきれない細かい地名は第15図参照。



第7図 葉理の発達した粟島頁岩部層（西海岸弁天岩付近）



第8図 粟島頁岩部層中にはさまれる凝灰質泥岩の薄層（西海岸丸山浦付近）

部層最上部の細粒砂岩及び砂質シルト岩から急激に本部層に移化している。

**層厚** 上限は不明であるが 200m 以上と推定される。

**化石** 大型化石は産出せず、松田ほか（1964）によって *Sagarutes*、徳重（1930）によって *Cyclamina* が、また茅原・西田（1972）により次の10数種の有孔虫化石が報告されている。*Globigerina* spp., *Globorotalia fohsi*, *Martinottiella communis*, *M. bradiana*, *Haplophragmoides* sp., *Ammodiscus incertus*, *Bulimina prpoides*, *B. sp.*, *Pullenia bulloides*, *Spirosigmoilinella compressa*, *Nonion pompioides*, *N. pacificum*, *Fronicularia* sp., *Epistominella japonica*, *Hopkinsina* n. sp., *Ellip-*



第9図 ドレライト（写真下部）の進入によって熱変質をうけ白色化した粟島頁岩部層  
（内浦—釜谷線背巾平東方）

*sonodosaria* sp. また、山崎南方では、径 8 mm、長さ 10 cm 程度でやや曲りくねっている円柱状のサンドパイプが産出するが、詳細は不明である。

**対比** 岩相の類似から新潟県本土の中新統中下部の七谷層に対比されている（新潟県, 1962, 1977）。

#### IV. 2 粟島浦粗粒玄武岩類

**命名** 新称。茅原・西田（1972）の粟島粗粒玄武岩を改称。

**模式地** 粟島東海岸旗崎。

**分布** 粟島の地表の大部分を占める。とくに海岸部の凸部や小島部の 4 岩はほとんど本岩類よりなる。

**層序** 基盤の花崗岩及び粟島層に岩床や岩脈として進入または貫入している（第 10 図）。

**岩相** ここでは一括して粗粒玄武岩類としたが、実際には、玄武岩質から斑れい岩質のものまで含み、一般にきわめて粗粒であり、かつ岩相変化に富む。肉眼的には、塊状で黒灰色緻密質のものから細粒—中粒で柱状節理の良く発達した青灰色のもの、さらに粗粒で青緑灰色—黒灰色のものまで様々である。まれに雲母の密集した薄層状—脈状部を含む（第 11 図参照）。

井原・西田（1972）によれば、本岩は主としてかんらん石を普通に含む単斜輝石斜長石ドレライトからなるが、岩体の一部または全部にかんらん石を欠くものもある。鏡下ではこの他ときに斜方輝石・角閃石や黒雲母を含む。ひん岩中には若干の石英を含むところもある。代表的な岩石を鏡下でみると、次の通りである。

普通輝石かんらん石玄武岩 産地：東海岸ハゲノ浜南方約 800m。



第10図 ドレライト岩床 (栗島南端八幡鼻付近)

主要鉱物：かんらん石・斜長石・普通輝石・鉄鉱。

かんらん石は1 mm 前後の大きさの自形結晶の仮像で、炭酸塩鉱物と緑泥石の集合体に完全に置きかわっている。斜長石は長さ1 mm 以下の針状結晶で、しばしば骸晶をなしている。消光角は非常に小さく、曹長石成分に富んでいる。普通輝石は長さ0.5-1 mm の針状結晶の仮像であり、微細粒の緑泥石とスフェーンの集合体に完全に置換している。塊間状組織を示す。

変質鉱物：緑泥石・スフェーン・炭酸塩鉱物。

普通輝石かんらん石ドレライト 産地：東海岸弁天北方約 300m.

主要鉱物：斜長石・普通輝石・かんらん石。

斜長石は1-2 mm の長柱状で、周辺や割れ目に沿って変質を受けている。普通輝石は1-2 mm の短柱状結晶で、周辺部は淡紫色を呈し、累帯構造を示すものもある。二軸性正で、光軸角は約50°である。両者はオフイティック組織を示す。

かんらん石は1 mm 前後の大きさの自形ないし半自形結晶の仮像で、緑泥石などに完全に置換されている。

副成分鉱物：鉄鉱・燐灰石。

鉄鉱は0.3-0.5 mm の他形結晶で、燐灰石は0.5 mm 以下の針状結晶である。

変質鉱物：緑泥石・粘土鉱物。

斑れい岩 産地：西海岸釜谷北方約 400m.

主要鉱物：斜長石・普通輝石・かんらん石。

斜長石は1 mm 前後の長柱状結晶で、累帯構造を示す。普通輝石は2 mm 程度の大きさで、地形を示すものが多く、しばしば累帯構造を示す。かんらん石は1 mm 程度の自形ないし半自形結晶だが、すべて緑泥石などに置換され、仮像として残っている。

副成分鉱物：鉄鉱・燐灰石

鉄鉱は 0.5-1 mm の大きさの他形結晶で，燐灰石は 0.5 mm 以下の針状結晶である．

変質鉱物：緑泥石・粘土鉱物

茅原（1967）及び茅原・西田（1972）によれば，本岩類は日本海沿岸地域の温海・弥彦・佐渡（小木）等に産する玄武岩－ドレライトと共にアルカリ玄武岩系に属する．

本岩類は，単一の岩体の規模としては，幅が数 cm から 100 m 以上のものまで，大小さまざまである．幅 10 m 以下のものには，岩床として進入するもの及び，層理面にほぼ直交ないし高角度で斜交する岩脈として貫入するもの，さらに不規則な産状を呈して貫入するものがある．幅が数 10 m 以上のものは，主に岩床として進入している．いずれの岩体にも急冷周縁相が認められ，周囲の頁岩に軽微な接触熱変質を数 cm-数 10 cm の幅にわたって与えている．一般に柱状節理をはじめ種々の節理の発達が著しく，山崎断層近傍では断層による破碎を受けている．

海岸部では若干の風化は見られるものの一般に堅硬であるが，内陸部では風化が著しく，10-50 cm 大の球部を残す玉ねぎ状風化や虫くい状風化がしばしば見られ，さらに風化が進行すると褐色砂状を呈し，植生におおわれやすくなり露頭に乏しい一因となっている（第 11 図）．

**対比** 進入や貫入の時期は当然粟島層堆積後で，本土側に産するドレライトとの岩相の類似から中新世後期と（茅原，1967）推定されている．新潟県（1977）は，寺泊期の貫入としている．



第 11 図 風化の著しい内陸部のドレライト（内浦－釜谷線  
背巾平東方，白い部分は雲母の密集したところ）



## V. 第四系

### V. 1 更新統

#### V. 1. 1 高位段丘堆積物

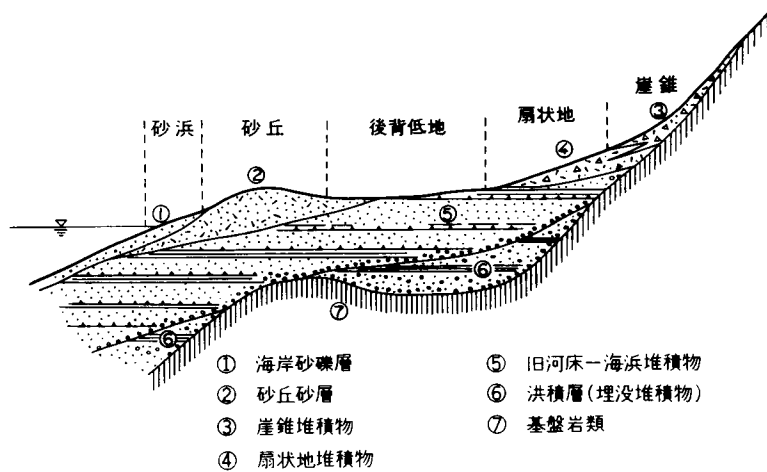
高位段丘面は、粟島北部の牧平を中心に北東から南西に広がる標高 50-70 m の平坦面で、松田ほか (1964) によって牧平面とよばれた面に相当する。第 6 図に示されるように主に島の北西端に広く分布しこの他島の西岸に点在するが東岸では不明瞭である。牧平付近では約 N50°E の延長方向 (旧汀線の方角) をもつが、全体としては N30°E ぐらいで島の長軸方向にほぼ平行して分布する。比較的平坦面の保存は良く、北西方向に 2-40° 程度傾斜している (第 12 図)。段丘堆積物は数 m 程度の層厚しかないため、島の北半部をめぐる遊歩道沿いではしばしば基盤の露出が見られる。島の西岸に近い遊歩道沿いの露頭では、主に茶褐色粗粒砂で充填された 20-30 m 大のドレライトからなる円礫層で、部分的に径 10 cm 以下の頁岩の角礫—亜角礫よりなる薄層をはさむ。松田ほか (1964) は、新潟地震直後に同地震によって崩れた牧平東部の崖の段丘堆積物を観察している。そこでは深く風化を受けて最上部が明褐色の土壌化した粗粒玄武岩の基盤上に、褐色を呈する砂質の土で充填された、最大礫径 50 cm の粗粒玄武岩のくさり礫よりなる厚さ 1-3 m の円礫層が認められている。牧平面は海成波食合面で、最終間氷期に形成されたと推定され、松田ほか (1964) は下末吉期 (およそ  $1 \times 10^5$  年前) と推定している。



第 12 図 西方に傾く高位段丘面 (牧平面) (西海岸ハツ針より)

#### V. 1. 2 埋没堆積物

国土地理院 (1975) による内浦一帯の陸海域におけるボーリング及び音波探査の結果によれば、同地域には基盤の花崗岩及び第三紀層上に更新世の生成と推定される砂礫層が分布する (第 13 図)。礫径 1



第13図 内浦海岸付近の模式断面図 (国土地理院, 1975 より)

-8 cm 人のよく円磨された円礫からなり、礫種はチャート、ホルンフェルス、珪質砂岩、花崗岩等である。このほか、礫径数 cm-数 10 cm 大の角礫—亜円礫も含まれ、礫種はドレライト、頁岩等であると報告されている。本層は沖積層に不整合におおわれ、地表には露出していないため、地質図には示していない。本層の時代は未詳であるが、埋没地形及び沖積層との関係からみて、最終氷期の海退期に形成されたものと推定される。

## V. 2 完新統

### V. 2. 1 低位段丘堆積物

低位段丘面は標高 10-10 数 m、現河床面や波食台面との比高が 6-10 m で、島の東海岸内浦部落南方にもっとも広く分布し、西海岸釜谷部落付近及びその北方にもやや広く分布する。このほか数 m 幅で海食崖の基部に付着したような状態をなしてほぼ全島の周囲に分布するが、地質図には表現しきれないので省略されている。内浦南方では、風化した褐色砂で充填された径 30 cm 以下のドレライトの円礫層と粗粒砂層が、2-3 m の厚さで堆積しており、海成層と考えられる。他の地点ではドレライトの小円礫と頁岩の角—亜角礫よりなる。海成面の標高は内浦で 10 m よりわずかに高いと推定されるが、それ以上は崖錐や扇状地堆積物、砂丘砂等と漸移し、詳細は不明である。

松田ほか(1964)は、この段丘の生成を完新世の海進時 (B.P. 4,000 年) と推定している。現在の知見によれば、この完新世海成段丘の形成年代は約 5,000 年前であろう。

### V. 2. 2 沖積層

島内における完新世の堆積物は、前項で述べた低位段丘堆積物のほかは、旧海浜堆積物・崖錐堆積物・扇状地堆積物・現河床堆積物・砂丘砂層・海岸砂礫層からなる。これらの相互関係を模式的に第13図に示す。これらの分布域はいずれもごく狭いので、一括して沖積層とし、そのおもなものを地質図に示す。

### 旧海浜堆積物

陸上では主に東海岸内浦付近の低地に分布するが、ボーリングや弾性波探査の結果（国土地理院，1975）によれば、内浦東方の海底にかけて広く分布している。主にドレライトや頁岩の細—小円礫や貝殻片を含む砂からなる。

### 崖錐堆積物

粟島の海岸線は、その大部分がドレライトからなる急崖をなすので、規模は小さいが、粟島の全周にわたって崖錐堆積物が分布する。また、沢の谷底沿いにもわずかに分布する。一部は、島の南東岸クズレ浜付近のような地すべり性の崩積物も含む。ほとんどがドレライト類の大小角礫とそれを充填する風化土からなる（第14図）。

### 扇状地堆積物

極めて発達が悪いが、谷の末端付近にわずかに分布する。ドレライト類の角—亜角礫と粗粒砂及び若干の粘性土からなる。

### 河床堆積物

河川の発達が悪いため、谷底にわずかに分布するのみである。ドレライト類の小角礫とその風化土からなる。

### 砂丘砂層

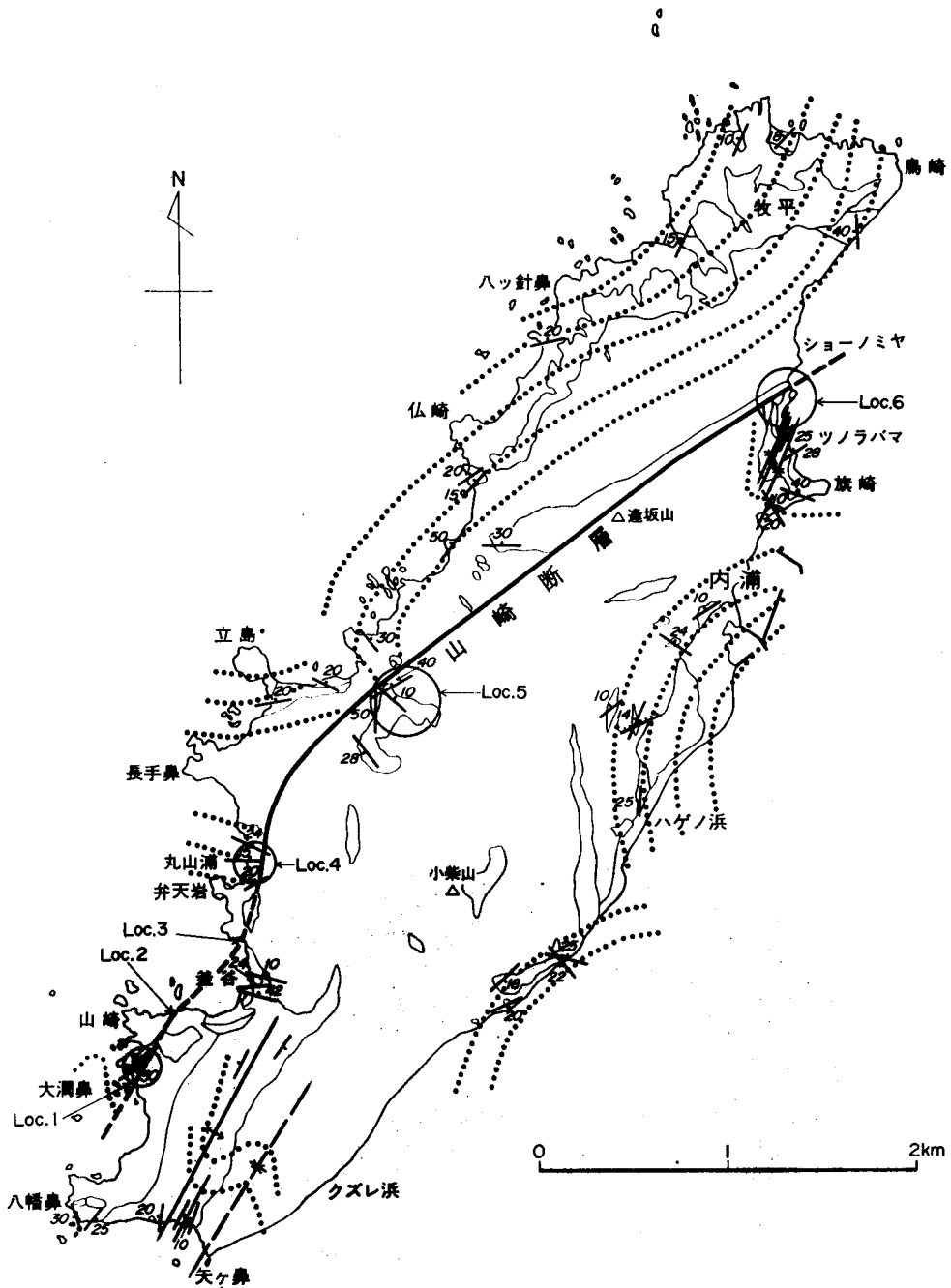
東海岸では内浦付近の沿岸部、西海岸では釜谷付近及び主島南東部等に散在して分布する。中—粗粒砂からなる。

### 海岸砂礫層

内浦及び釜谷等の低平地沿岸部や波食合と海食崖の境界部に分布する。主に粗粒玄武岩類の円礫と砂からなる。



第14図 東海岸クズレ浜付近の地すべり性崖錐堆積物



第 15 図 栗島の地質構造 (組実線は地質境界, 点線はおよその走向を示す. Loc. 番号は断層の項の記載を参照)

## VI. 地 質 構 造

粟島の対岸地域を含む新潟県北部では、20万分の1新潟県地質図（新潟県，1962，1977）から明らかのように、南北ないし北北東—南南西方向にのびるいくつかの地塊列や背斜列が存在する。粟島もこれらの地塊列の一部をなし、本土側の角田—弥彦山塊に連続すると考えられている（森本・木村，1964）。以下、これを粟島—弥彦地塊列とよぶ。粟島自身は幅5 km、長さ25 km程度の北北東—南南西方向にのびる浅堆の一部をなし、堆の東側には少なくとも東側が落ち、やはり北北東—南南西にのびる断層が推定されている。また、粟島周辺海域の深さ25 m付近にある平坦面（波蝕面）も、粟島の長軸方向に並行し、西北西に傾むいている（NAKAMURA, *et al*, 1964）。さらに、粟島付近の海域には水深700-1,000 mの海底から600-700 mの比高を持つ多くの堆が北北西にのび、その頂部の平坦面（最終氷期の波蝕面、深さ120 m）は、北西に傾いており、その東側面は断層と解釈される急斜面からなっている<sup>2)</sup>。粟島北部に発達する下末吉期と思われる高位段丘面（牧平面）も北西方向に傾動している。1964年の新潟地震の際、粟島はやはり北西方向に約55秒傾動隆起した（中村ほか，1964）。このように、粟島—赤彦地塊列は、地質時代から現在に至るまで、北北東—南南西方向を軸として北西方向に傾動する傾向を持っているといえよう。

さて、粟島は、その過半部を新第三紀のドレライトが占め、頁岩部もドレライトの貫・進入によって変形・変質されており、さらに海岸部を除く同島中央部はそれらの風化土壌と植生によって広くおおわれているため地質構造を明らかにすることは困難である。しかし断片的な粟島頁岩部層の走向・傾斜の分布からみると、同島の地質構造の概略は第15図のように示すことができる。すなわち、粟島の新第三系の構造は、第一義的には、同島の長軸方向（北北東方向）とはやや斜交する北東方向を軸とし北西へ緩やかに傾斜していると見られる。同島をほぼ二分する山崎断層もこの方向と調和的に走っている。東海岸の走向・傾斜の分布は、東方海域を頂部とし北東方向を長軸とする半ドーム構造の存在を示唆している。垣見・平山（1966）は、このような新第三系の構造を規制する方向を基盤方向、現在の粟島の長軸方向を粟島方向と呼んだ。そして粟島方向は、後述するように新潟地震による同島の傾動隆起や、牧平面の傾動方向と調和的であることから、現在の構造運動を規制している方向であるとした。粟島頁岩部層は、これらの大構造に重なる小波長の褶曲構造を示し、断層近傍では急傾斜をなし破碎されている。またドレライトの近傍では一般的な構造とは著しく不調和な走向、傾斜を示すところがある。それぞれの地質構造については以下に記載する。

### VI. 1 断 層

#### 山崎断層

松田ほか（1964）が北東海岸ショーノミヤ付近及び西海岸丸山浦で露頭を確認し、両者が連続すると推定した断層で、垣見・平山（1965）が西海岸南部の丸山浦と山崎間でその連続性を確認し山崎断層と名づけたものにあたる。本断層は全体として東側から西側へつき上げた逆断層である。以下には南から

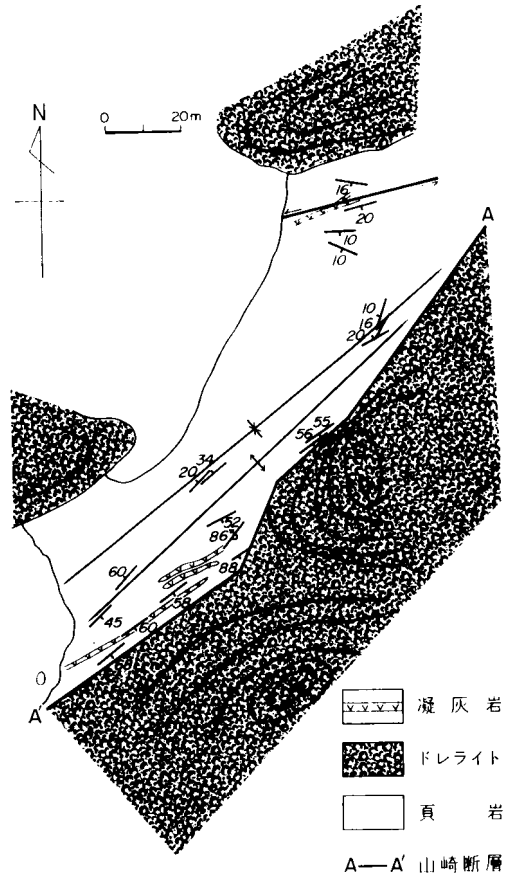
2) 1964年、第422回地震研究所談話会における、海上保安庁茂木昭夫氏の談話による。

北へ露頭ごとに断層の状況を記載する（露頭位置は第15図に示されている）。

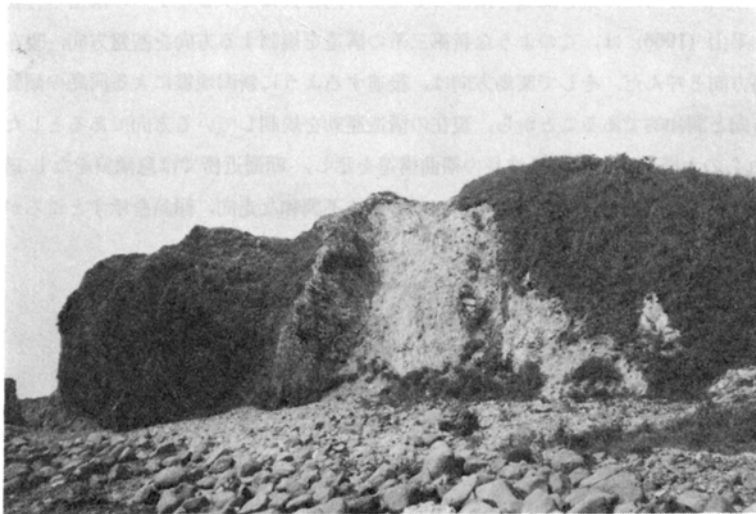
**Loc. 1** 第16図及び第17図に示されるようにやや屈曲するが一般に北東-南西方向にのび、東に急傾斜し、ドレライトと頁岩を境する。頁岩は後述するように強く褶曲しており、断層近傍では急角度となり一部逆転している。また、頁岩中には多くの小断層も発達している。ドレライトも断層近傍で破碎され、破断面に沿って方解石脈が発達している。

**Loc. 2** Loc. 1 から北東にのびた山崎断層は山崎東の標高 50 m+の平坦面（高位段丘面）の西端をかすめて釜谷に面した北岸に達する。ここではドレライトの中を通りまた防波堤におおわれるため直接断層を確認できないが、断層近傍と推定される位置のドレライトの節理の発達や破碎及び風化の進行が著しい。

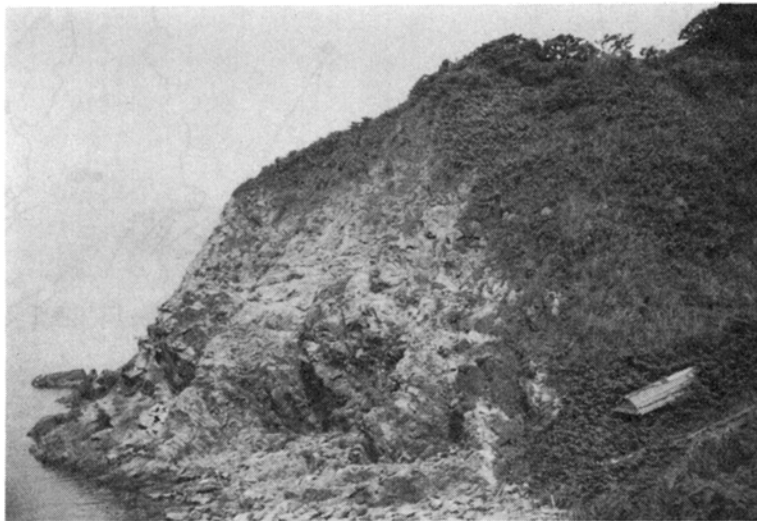
**Loc. 3** 断層は Loc. 2 からさらに北東方向に釜谷の入江を横断してのび対岸のLoc. 3（第18図）に達する。ここでもドレライトを通り崖上の平坦面を横切る。断層推定位置か



第16図 西海岸大潤鼻における山崎断層（第15図 Loc. 1）



第17図 西海岸大潤鼻の山崎断層付近 断層は黒色部（ドレライト）と白色部（頁岩）の境界をなす（第15図 Loc. 1）



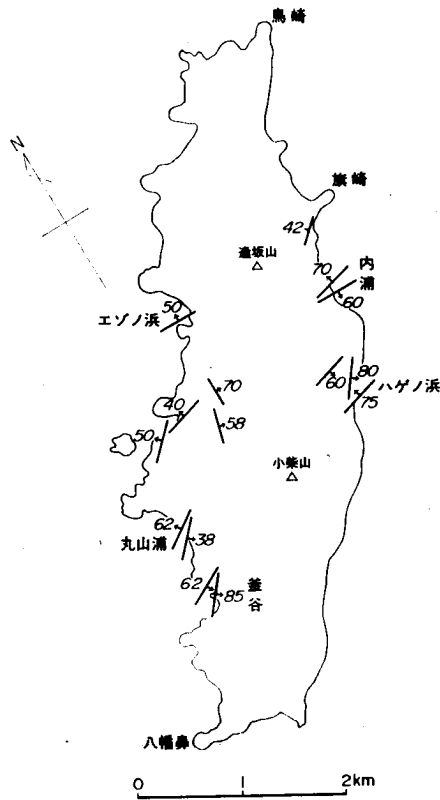
第18図 西海岸弁天岩南方の山崎断層付近  
(第15図 Loc. 3, Y-Y は山崎断層通過部)



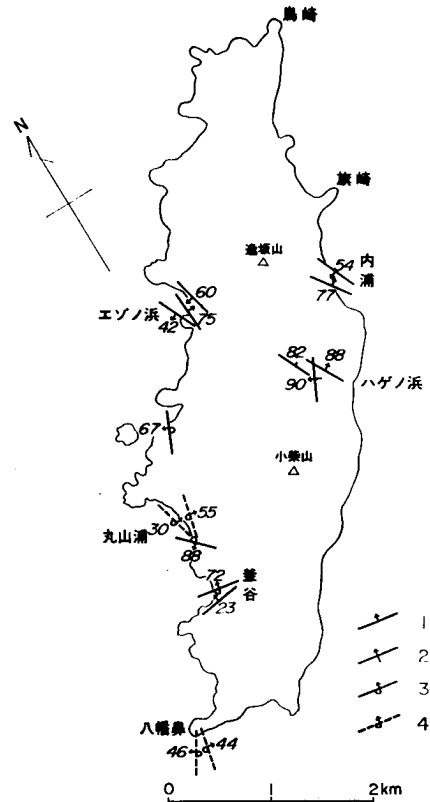
第19図 山崎断層近傍における粟島頁岩部層の急傾斜部  
(西海岸釜谷部落付近)



第20図 西海岸立島東方の山崎断層付近  
(第15図 Loc. 5)



第21図 栗島方向の小断層 (longitudinal の正小断層群) (垣見・平山, 1966 に加筆) 凡例は第22図参照



第22図 その他の小断層 (垣見・平山, 1966 に加筆) (実線は transversal の正小断層群, 破線は衝上性の小断層群). 1: 正断層 2: 直立の断層 3: 高角逆断層 4: 衝上性逆断層, 各断層の走向傾斜は小断層群の平均値を示す

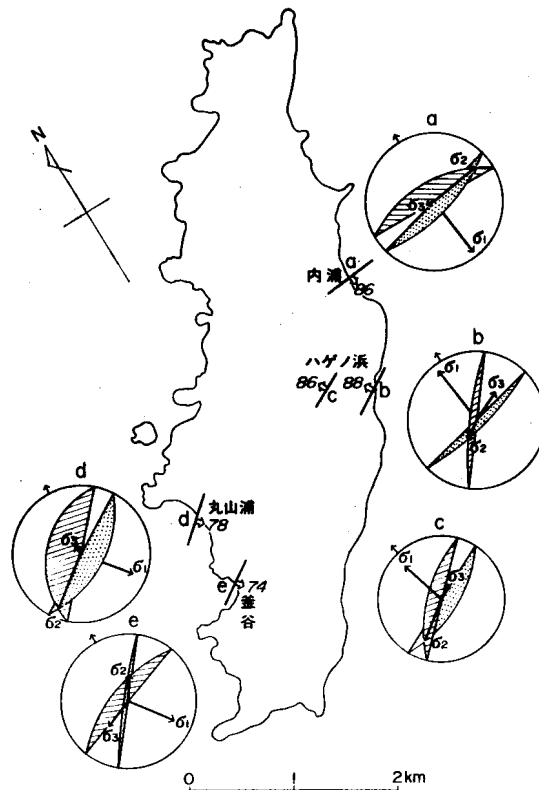
ら約 200m 南東の釜谷部落の露頭 (第19図) では断層の影響で頁岩層が急傾斜している。

**Loc. 4** 丸山浦の露頭で, 松田ほか (1964) 及び垣見・平山 (1965) の記載がある。それによれば, 断層は走向  $N10^{\circ}E$ , 傾斜  $55-60^{\circ}E$  で緩く波うつ断層面を持ち, 東側のドレライトが西側の頁岩に衝上している。断層近傍では, 上盤のドレライトは数 10 cm 破碎され, 下盤の頁岩も急傾斜している (現在では断層面は植生におおわれて観察できない)。

**Loc. 5** 断層は Loc. 3 から Loc. 4 にかけてほぼ  $N10^{\circ}E$  方向にのびてきたが, 丸山 (184 m) 西で再び北東にすずむ。島内では一般に露頭条件が悪く地形的に断層通過位置を推定するに留まるが, やはり断層近傍の頁岩は走向・傾斜の乱れが著しく, 第20図のように破碎されている部分も多い。

**Loc. 6** 断層は, 島内最高点である逢坂山 (235.1 m) の北西を通って頁岩とドレライトの境をなし北東岸のショノミヤ付近にぬける。ここでは, 松田ほか (1964) によれば,  $N55^{\circ}E$  の走向を持ち, 断層近傍の岩石は, 同方向のすべり面を伴って破碎ないし擾乱を受けている。泥岩は断層に近づくると急斜して  $70^{\circ}N$  に達する。現在では, ゴミ集積処理施設ができたため直接観察することはできない。推定位置を境に, 南東側に頁岩及び砂岩頁岩互層, 北西側にドレライトが分布する。とくに頁岩は数 10 m





第23図 longitudinal な正断層群から作成された粟島における主応力分布図 (垣見・平山 1966 に加筆) ステレオ図は各露頭における共役断層の平均方向と、それらから得られた主応力軸方位を示す。σ<sub>1</sub>は引張りを正としたときの最大主応力軸 (上半球投影)。島内に示した走向・傾斜記号は各露頭における最大引張り主応力σ<sub>1</sub>に直交する面の走向・低斜

にわたって1cm角の方形—細片状に破碎されている。

その他、粟島頁岩部層中には数多くの小断層が発達しており、それらは垣見・平山 (1966) によって解析された。その結果は、第21図—第23図に示されている。彼らは、いわゆる縦方向の正小断層群は、その最大引張り主応力軸の方位がほぼ一定し、南北ないし北西—南東方向の相対的引張りによって生じたものであることを暗示し、大局的には基盤方向 (北東—南西に長軸をもつ方向) の半ドーム状の大きな浮き上りの初期にあらわれる応力場を反映するらしいと考えた。

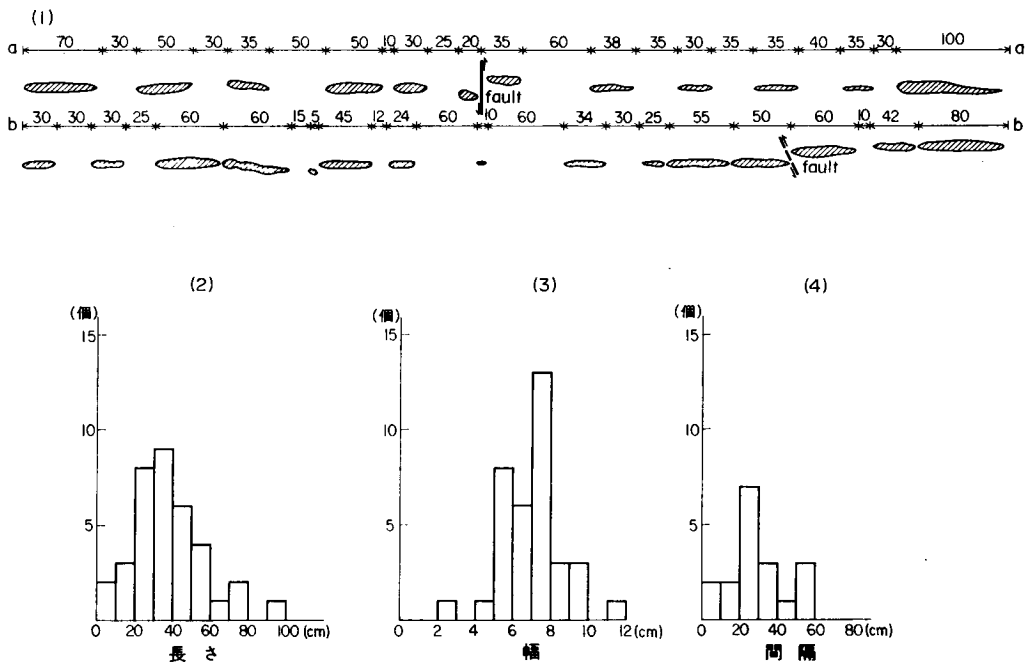
## VI. 2 褶曲

粟島頁岩部層は、比較的広い分布を示す所では小褶曲構造を示すことが多い。

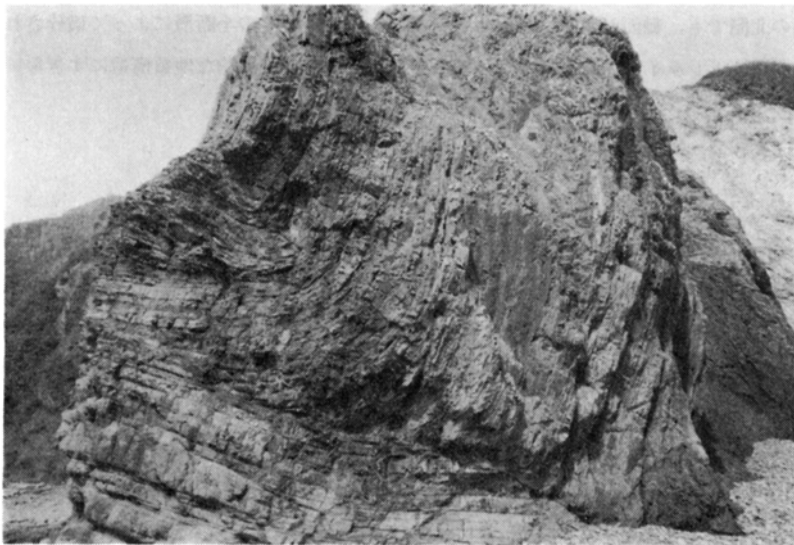
東海岸では旗崎北方のツノラバマーショーノミヤ間、南海岸の矢ヶ鼻—八幡鼻間及び西海岸の大潤鼻や丸山浦付近で小褶曲を観察することができる。いずれも波長は短かく、褶曲軸は平均するとN30—40°E程度である。西海岸の小褶曲を除いて軸面はほぼ垂直である。



第24図 東海岸ツノラバマ付近の主褶曲軸部の破砕された栗島頁岩部層



第25図 東海岸ツノラバマ付近(第15図の Loc. 6)小褶曲にみられるブーディン  
 (1): Loc. 6 で観察されたブーディンの形態と長さ及び幅の実測値 (2): ブーディン  
 の長さ別頻度分布, (3): 幅別頻度分布, (4): ブーディン間隔別頻度分布.  
 (2), (3)には(3)の層準以外の測定値をも含む



第26図 西海岸大潤鼻にみられる小褶曲

東海岸ツノラバマ周辺では山崎断層の南東に数波長の小褶曲が発達している。波長は 100-120 m ほどで褶曲軸の走向は約  $N30^{\circ}E$  で、やや北東方向にプランジしている。翼の傾斜は  $20-50^{\circ}$  程度でやや非対称である。とくに小背斜はシェブロン褶曲状を呈し、軸部付近の頁岩の破碎が著しい(第24図)。

また、この北西翼には第 25 図に示すようなブーディン構造が発達している。

南海岸でも小褶曲が発達しており、一部ドレライトの岩床にも影響を与えている。波長は数 10-数 100 m ほどで、褶曲軸の走向は  $N20-30^{\circ}E$  程度である。

西海岸の大潤鼻付近(第 15 図, Loc. 1)の頁岩中には第 26 図に示すような顕著な小褶曲が発達している。この小向斜の軸面は  $N70^{\circ}E, 64^{\circ}S$  程度で、北翼は  $N60-75^{\circ}E, 15-38^{\circ}S$ 、南翼は  $N40-50^{\circ}E, 70^{\circ}N-Vert.$  と非対称である。第 27 図に示されるように層面すべりが発達している部分



第27図 第26図の小褶曲の層面すべり面

もある、褶曲の内部が凹凸の多い小断層 (N20-65°E, 20-40°E) によって切られていることもある。この小向斜の北側でも、軸面が水平に近い小背斜がみられるが多くの小断層によって破碎されている。

以上の小褶曲はドレライトの貫・進入や山崎断層の形成に伴う受動的な地質構造にすぎないと考えられる。

### VI. 3 節 理

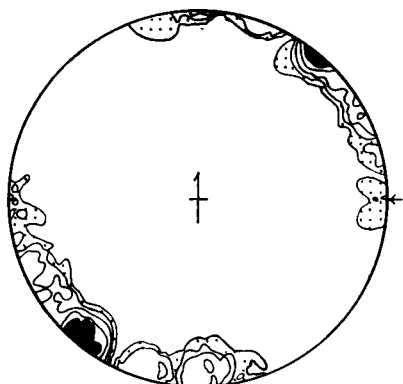
栗島の新第三系中には顕著に節理系が発達している。村井 (1965) の調査によれば (第 28) 図、基盤花崗岩中には、南-北、東-西及び北東-南西の走向を持ち、直立ないし高角度で傾斜する節理が認められ、栗島砂岩礫岩部層中には北東-南西の走向を持ち、ほとんど直立するものと北北東の走向で直立するものの 2 組の節理系が認められるが、露頭がきわめて限定されているので、その構造地質学的意味は明らかではない。また、新第三系の栗島浦粗粒玄武岩類中に発達する節理は構造運動に起因する節理と区別し難いので、ここでは、筆者の調査結果を加えて、主に栗島頁岩部層中に発達する節理について述べる。

頁岩中に発達する節理は、北北東-南南西ないし南-北方向で 70-90° の高角の傾斜をもつものが卓越する。この他、この節理系に直交ないし斜交する直立した節理系も見られる。山崎断層近傍では、走向傾斜は乱れており断層運動の影響がみられるが、それを除くと上述した一連の節理系は、栗島全島域及び対岸地域、さらに新潟・庄内平野地域に分布する新第三系中の節理系と共通の性質を示し、地層の走向及び褶曲軸の方向である北北東-南南西方向に主応力軸の一つが位置し、これに垂直な平面内の水平及び鉛直方向に他の 2 軸が位置すると解釈される。この形成主要期は、新第三紀の褶曲完成直後で鮮新世末-更新世を中心としておこった造構運動に直接関係すると考えられる (村井, 1965, 1966)。

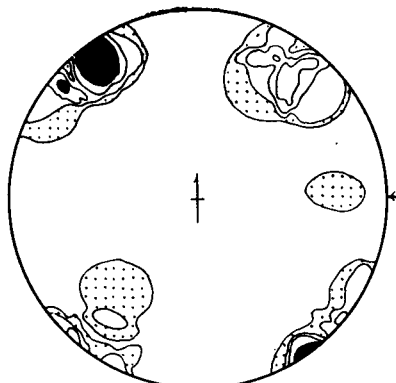
## VII. 応 用 地 質

### VII. 1 新 潟 地 震

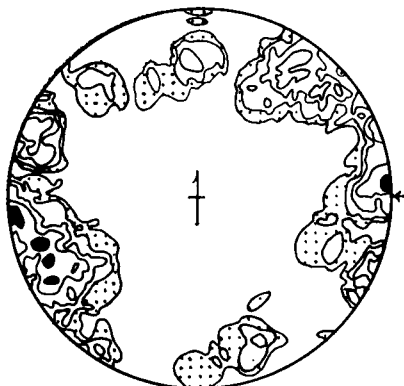
1964 年 (昭和 39 年) 6 月 16 日、新潟地震が発生し、新潟市を中心に多くの被害をあたえた。この地震の震源は、北緯 38°21′, 東経 139°11′ で、深さ 40 km とされ、マグニチュードは 7.5 であった。この震央は栗島の南西方約 5 km のところである。地震波から推定された震源断層の長さは 80-100 km, 幅は 20 km で変位量は西上り 4-5 m とされている (HIRASAWA, 1965 ; AKI, 1966)。一方、地震発生当時震央付近海域の測深を行っていた海上保安庁水路部測量船拓洋によって、栗島南東方の震央付近で地震断層とみられる西上り落差 5-6 m の海底断層が発見された。地震発生の約 2 ヶ月半後に、地質調査所 (早川ほか, 1965 ; 鎌田ほか, 1966) によって同地域周辺の音波探査が実施され、いくつかの断層を発見したが、そのうち S<sub>3</sub> と名づけられた断層と前述した断層とが一致することが確認された。S<sub>3</sub> は栗



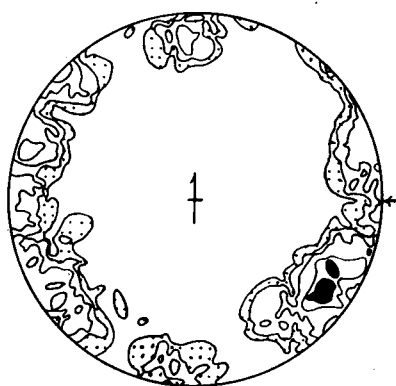
(a) 内浦南ハゲノ浜で測定した頁岩中の  
のわれめ面の極 39 個の 2% 図型.  
0-5-7.5-10-15.5-(20.5-25.5)%.



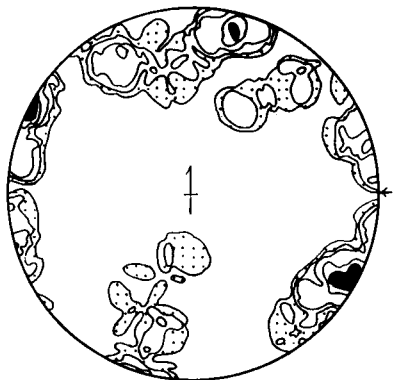
(b) 内浦南ハゲノ浜で測定した基底礫  
岩中のわれめ面の極 23 個の 4% 図  
型. 0-8.5-13-17.5-(21.5-26)%.



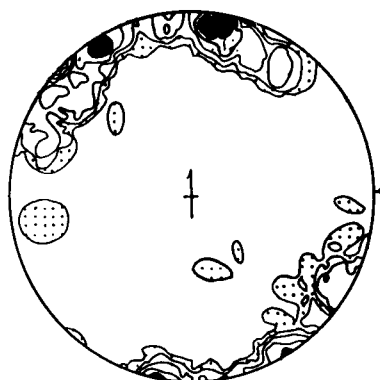
(c) 内浦—旗崎間で測定した頁岩中の  
のわれめ面の極 70 個の 2% 図型.  
0-3-4.5-5-5.5-7-(10-11.5)%.



(d) 旗崎—ショーノミヤ間で測定した  
頁岩中のわれめ面の極 74 個の 2%  
図型. 0-2.5-4-5.5-8-(11-13)%.



(e) 釜谷で測定した頁岩中のわれめ面  
の極 64 個の 2% 図型. 0.3-4.5-6-  
9.5-(12.5-15.5)%.



(f) 釜谷北丸山浦で測定した頁岩中の  
のわれめ面の極 61 個の 2% 図型.  
0-3.5-5-6.5-10-(13-16.5)%.

島東海岸より東南東約 7 km の海底にあり、北北東-南南西 (約  $N30^{\circ}E-S30^{\circ}W$ ) の方向を示し、長さは 20 km 以上に達するが、地震時において断層変位の確認された地点は  $S_3$  の南端付近にあたり、粟島の南方約 20 km の位置であった。水深の傾向とは逆に断層は西側が隆起していたが、音波探査実施時には、海流等によって平滑化されたため海底地震断層の地形的変位は不明瞭になっていた。

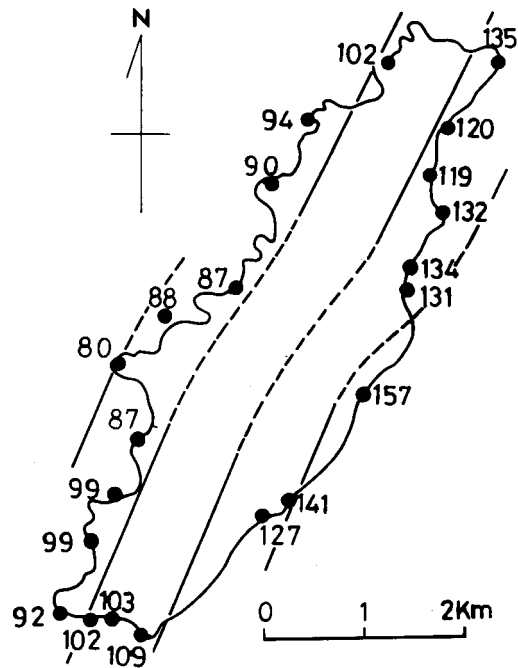
この新潟地震によって粟島は 0.8-1.5 m に達する著しい西方への傾動隆起をなした。傾動の軸の走向はおよそ  $N25^{\circ}E$  で島の長軸方向と一致しており、傾斜は約  $55^{\circ}NW$  である。隆起量の大きい東南部ほど傾斜の大きい傾向がある (中村ほか, 1964; NAKAMURA, *et al.*, 1964, 第 29 図)。中村ほか (1964) が隆起量推定に用いた海藻類の跡は現在観察できないが、同様な石灰質藻から隆起を復元してみるとやはり北西力向への傾動がうかがえる。

新潟地震の際には、島内の数力所に地割れが生じ、このうち内浦地区では、基盤の断層変位を反映したと思われる落差の明瞭な連続する亀裂帯が現われ、中村ほか (1964) によって内浦断層と名づけられた。内浦断層は全長約 500 m、平均走向は  $N30^{\circ}E$  で島の長軸にはほぼ平行して走り、常に南東側落ちで最大垂直変位は約 70 cm、走向ずれ成分は 0 または微少な右ずれであった。内浦断層について中村ほか (1964) は、海底に生じた  $S_3$  断層と同様、粟島とその近辺の隆起に関連した構造的断層 (地震断層) であることを示唆しているが、活断層研究会 (1980) は地震時の地すべり変位の可能性があるとしている。この推定は内浦断層の変位が海岸側落下のセンスであり、また内浦地区ではその後 (1974 年) 大規模な海底地すべり (次節参照) が生じたことに基づくものであろう。

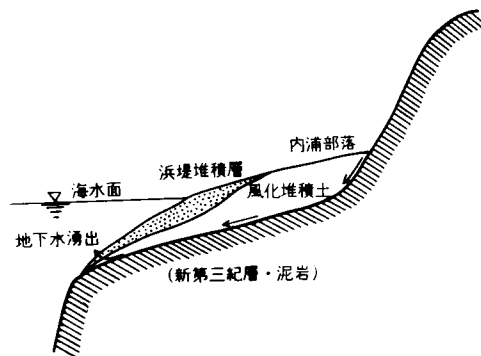
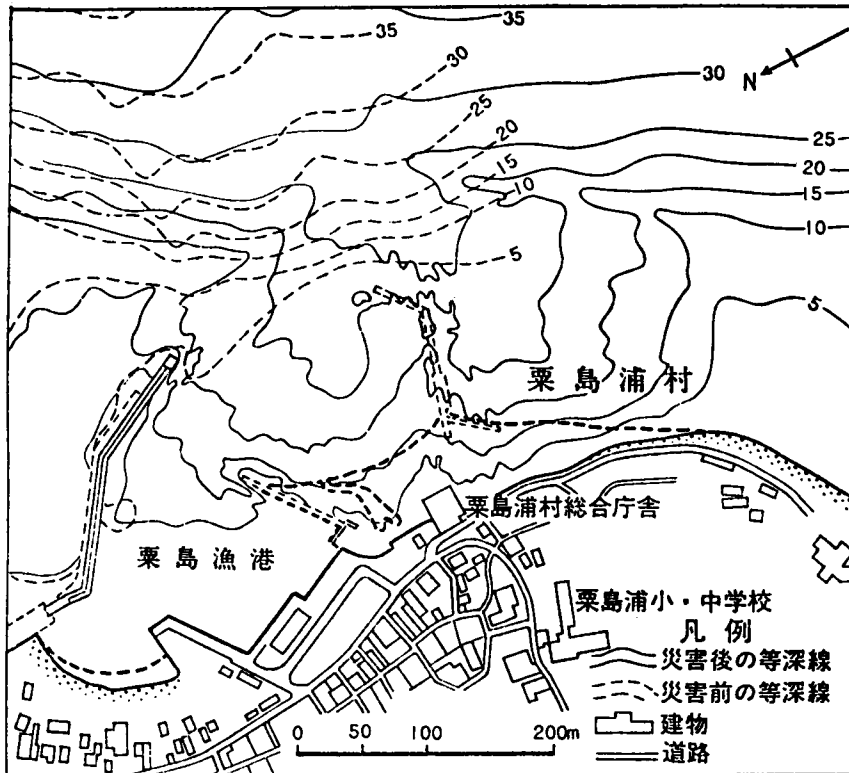
## VII. 2 海底地すべり

昭和 49 年 (1974 年) 3 月 22 日、粟島東海岸の内浦地区の海岸線が約 480 m にわたって最大幅 60 m も欠壊し、同地域にあった第二、第三防波堤、防護壁及び粟島浦村総合庁舎、保育所、船小屋など約 30 棟の建造物が流失し、また、この付近の漁船、わかめ養殖施設、小型定置網なども流失し多くの被害を生じた。

災害発生後、国や県の関係諸機関による調査がなされた。とくに、建設省国土地理院が事務局となって地質調査所を含む関係省庁、及び大学関係者を中心に粟島災害検討委員会が設置され、陸海域にわた



第 29 図 1964 年新潟地震時における粟島の隆起量 (単位 cm) 等隆起線間隔は 20 cm (NAKAMURA, *et al.*, 1964 による)



第30図 内浦付近の1974年海底地すべり(西村, 1974による)上図における災害前(破線), 後(実線)の等深線より, 海岸線付近で大量の堆積物が沖合へ流出したことが推定される。下図は内浦付近の地下水の流路を示す模式断面図

る地形, 地質学的調査, 及び各種の地球物理学的探査等総合的な調査が実施され災害原因の検討を行った(第30図)。

委員の一人である西村(1974)によれば, 災害後の新海底地形や土砂の移動量からみて海底地すべりの可能性が強いとされている。地すべりの原因は, 深層地下水が基盤岩と堆積層の境界付近を通って海中に流れ込んだのが主因で, さらに潮流あるいは海底流が誘因になったと考えられている。青木(1974,

1975) もこの原因として港内海底砂の大規模な移動又は流動が生じたためであり、この流動は混濁流の一種と考えられるとしている。

## 文 献

- AKI, K. (1966) Generation and propagation of G waves from the Niigata Earthquake of June 16, 1964. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, vol. 44, p. 23-72, 73-88.
- 青木 滋 (1974) 粟島の海底流動災害見聞記. 土と基礎, vol. 22, no. 7, p. 68-70.
- (1975) 昭和 49 年 3 月 22 日に発生した新潟県粟島浦村内芝浦港の“海底地すべり”災害について. 新潟大地盤災害研年報, no. 1, p. 117-121.
- 茅原一也 (1967) 東北日本内帯グリーンタフ地域における中新世後期玄武岩類の岩石化学的特徴. 柴田秀賢教授退官記念論文集. p. 119-126.
- ・山川 稔 (1967) 粟島ドレライトの岩石化学 (1). (講演要旨), 火山, 2nd ser., vol. 12, p. 147-148.
- ・西田彰一 (1972) 粟島の地質. 新潟の自然. 第 2 集. p. 197-205.
- CHIHARA, K. (1959) Geology and petrology of granitic rocks and gneisses in the northern district of Niigata Prefecture, part I granitic rocks. *Jour. Fac. Sci., Niigata Univ.*, ser. II, vol. 3, no. 3, p. 111-169.
- 早川正巳・鎌田清吉・細野武男・伊藤公介 (1965) 新潟地震の震央付近における音波探査. 地質ニュース, no. 129, p. 1-11.
- HIRASAWA, T. (1965) Source mechanism of the Niigata Earthquake of June 16, 1964, as derived from body waves. *Jour. Phys. Earth*, vol. 13, p. 35-66.
- 今井直哉 (1961) 新潟粟島の炭酸塩岩について. 地質雑, vol. 67, p. 411.
- 垣見俊弘・平山次郎 (1966) 裂罅系からみた粟島の地質構造. 地調特別報告. no. 3, p. 26-31.
- ・——— (1966) われめ系からみた粟島の地質構造, 新潟地震防災総合研究報告 (その1), 防災科学技術総合研究報告, no. 11, p. 50-53.
- 鎌田清吉・細野武男・伊藤公介・早川正巳 (1966) 音波探査法による新潟地震震央付近海域の地質構造. 地調特別報告, no. 3, p. 32-42.
- 笠原慶一・往々木幸一・松本滋夫 (1964) 粟島隆起の余効的変動——潮位の連続観測による——. 震研速報, no. 8, p. 101-105.
- ・萩原幸男・田島広一・川田 薫 (1966) 粟島およびその周辺海底における重力測定. 震研彙報, vol. 44, p. 261-271.
- 活断層研究会 (編) (1980) 日本の活断層——分布図と資料. 東大出版会, 東京. 363 p.
- 国土地理院 (1975) 粟島災害に関する研究調査 細部報告書. 国土地理院, 81 p.
- 河野 密 (1914) 20 万分の 1 地質図福「村上」及び同説明書. 地質調査所, 86 p.
- 松田時彦・中村一明・恒石幸正 (1964) 粟島の地質—新潟地震との関連. 震研速報, no. 8, p. 91-100.
- 森本良平・木村敏雄 (1964) 新潟地震の地質学的背景. 震研速報. no. 8, p. 67-69.
- 村井 勇 (1965) 粟島に発達する節理と断層. 震研彙報, vol. 43, p. 611-624.
- (1966) 村上—鶴岡間の地域の構造解析. 地調特別報告, no. 3, p. 15-25.
- 中村一明・笠原慶一・松田時彦 (1964) 新潟地震による粟島の地変. 震研速報, no. 8, p. 73-94.
- ・松田時彦 (1965) 地質時代の変位からみた新潟地震時の粟島の変動. (講演要旨), 地質雑,



vol. 71, p. 358.

NAKAMURA, K., KASAHARA, K. and MATSUDA, T. (1964) Tilting and uplift of an island, Awashima, near the epicentre of the Niigata Earthquake in 1964. *Jour. Geod. Soc. Japan*, vol. 10, p. 172-179.

新潟県 (1962) 20 万分の 1 新潟県地質図及び同説明書. 新潟県, 29 p.

———— (1977) 新潟県地質図 (1 : 200,000) 及び同説明書. 新潟県, 493 p.

西村蹊二 (1974) 粟島の災害報告. 測量, vol. 24, no. 9, p. 10-13.

岡田 惇・笠原慶一 (1966) 粟島の余効的変動. 震研彙報, vol. 44, p. 247-259.

徳重英助 (1930) 粟島の地質的成因 (摘要). 地質雑, vol. 37, p. 337-339.

## QUADRANGLE SERIES

SCALE 1 : 50,000

Akita (6) No. 81

---

# GEOLOGY

## OF THE

# AWASHIMA DISTRICT

By

Hirokazu KATO

(Written in 1980)

---

### Abstract

Awashima Island lies on the Japan Sea, about 63 km far from Niigata City of Niigata Prefecture to the northeast. The length of the island is about 7 km and the maximum width of it is about 2 km. Generally the coastline of the east side of the island is rather smooth and the hillslope of it is steep. In the west side of the island, on the contrary, the coastline is more complex in response to the rock facies composing the coast. There are few plains on the island and so only two small villages, that is, Uchiura and Kamaya are existed in the east and west sides respectively.

### Cretaceous granite

The basement rock of Awashima Island is made up of the coarse-grained biotite granite which is estimated to have taken place during the Cretaceous period. This granite is found only at a small outcrop to the south of Uchiura Village on the east coast. But it distributes widely in the eastern sea floor and shows a semi-dome

structure. As this granite is remarkably fractured and weathered, details in composition and texture is unknown.

### Neogene

The Miocene Awashima Formation comprising clastic rocks and intruded with the Awashimaura Dolerites overlies the basement of the granite with unconformity.

The Awashima Formation is divided into two members, that is, the Hagenohama Sandstone and Conglomerate Member and the Awashima Shale Member. The former shows a basal conglomeratic facies and is composed of arkose sandstone and conglomerate. The lower part of this member comprises conglomerate whose pebbles are between 1 and 2 cm in diameter, and the matrix of which is medium- to coarse-grained arkose sandstone. Pebbles in conglomerate are composed of chert, hornfels, granite, slate and shale. The upper part of the member is composed of massive, coarse- to fine-grained sandstone and partly includes pebbles of granite. The thickness of this member is about 6 m at the type locality on the island and that is about 11 m according to the drilling data in the eastern bottom of the sea.

The Awashima Shale Member lies conformably on the Hagenohama Sandstone and Conglomerate Member and distributes in many places of the island. This member comprises mainly black to dark gray shale. Thin layers of bluish gray fine-grained sandstone, grayish white-colored tuffaceous mudstone, dark gray coarse-grained to conglomeratic sandstone are intercalated in this member. The member also includes concretions of siltstone and marl. The shale is slightly altered near the contact with dolerite, and is remarkably jointed and fractured especially near the faults and folds. The thickness of this member is estimated to be more than 200 m. Fossils are poorly found except for foraminifers.

The Awashimaura Dolerites are mostly composed of olivine-bearing, or olivine-free clinopyroxene-plagioclase dolerite and show partly gabbroic or porphyritic texture. The Dolerites show various occurrences in intrusive form, such as dike, sill, etc., the width of which ranges from several centimeters to more than several tens of meters. The time of intrusion is estimated to be the middle Miocene.

### Quaternary

The Quaternary formations narrowly distribute on the island. The Pleistocene sediments comprise a buried sediment and the higher terrace deposits. The former, which was found by drilling beneath the Holocene deposits in the coastal and sea-bottom areas around Uchiura Village, lies on the granite and Tertiary formations with unconformity. The sediment are composed of sand and gravel whose pebbles are made up of Pre-Tertiary rocks and Tertiary shale. The higher terrace deposits

construct the so-called Makidaira Plane in the north of the island, which is 50 to 70m high from the sea level and slightly tilts toward north-west. As a whole, the plane extends to N 30°E and dips 2 to 4°NW. Thickness of the deposits is less than a few meters. The terrace deposits comprise dolerite pebbles whose diameters are 20 to 30 cm and angular to subangular shale blocks which are smaller than ten centimeters in diameter. The Makidaira Plane is estimated to have been formed at the Shimosueyoshi Period (approximately  $1 \times 10^5$  years old).

The Holocene deposits in the island are classified into the lower terrace deposits, older coastal deposits, colluvial deposits, recent fluvial deposits, dune sands and younger coastal deposits. They are mostly composed of gravel of dolerite and sand. Among them, the lower terrace deposits, the top surface of which is approximately 10 m high above the sea level, is considered to be products of the Holocene transgression.

#### Geologic structures

Awashima Island belongs to the Awashima-Yahiko Block and constructs a part of the shallow bank whose width is 5 km and length is 25 km, extending from NNE to SSW. This block including Awashima Island has tilted northwestwards since the early geologic age till the recent time. The geologic structures of Awashima Island is shown in Fig. 15 in the Japanese text. The Yamazaki Fault roughly bisects Awashima Island and strikes from NE to SW, and steeply dips to the east. The eastern hanging side of the fault thrusts up to the west. The shale near the fault steeply dips and is partly overturned. Many minor folds are shown in Awashima Shale Member. The direction of minor folds axis is N 30° to 40°E in an average. The axial planes of minor folds except those in the west coast are almost vertical. Their wavelengths are between ten meters and a few hundred meters. Most minor folds are asymmetrical. The shale is remarkably fractured at the axial parts of folds.

At the time of the Niigata Earthquake of 1964, the island has been remarkably upheaved and tilted northwestwards by 55 seconds. Amount of the uplift was 0.8m in the west coast, and 1.5 m in the east coast, respectively. The contours of the amount of uplift are nearly parallel to the elongation axis of the island with a general trend of N25°W, coinciding with the trend of several faults found on the sea bottom around the island, one of which was observed to displace at the time of the earthquake. Immediately after the earthquake, a surface break named the Uchiura Fault was found at the vicinity of the east coast of island. The fault is about 500 m long and runs nearly parallel to the east coast and displaced with a 70cm downthrow relative to the westside

※文献引用例

加藤 碩一 (1981) 栗島地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅), 地質調査所,  
32 p.

KATO, H. (1981) *Geology of the Awashima District*. Quadrangle Series, Scale  
1 : 50,000, Geol. Surv. Japan, 32 p. (in Japanese with English Abstract,  
3 p.)

---

昭和 56 年 3 月 16 日 印刷

昭和 56 年 3 月 20 日 発行

通商産業省工業技術院 地質調査所

〒 305 茨城県筑波郡谷田部町東 1 丁目 1-3

印刷者 木村正義

印刷所 創文印刷

東京都荒川区西尾久 7 丁目 12 の 6

---

© 1981 Geological Survey of Japan