

渡名喜島の地形と地質

大城逸朗*

はじめに

渡名喜島は、那覇の西方北緯 $26^{\circ} 22' 20''$ 、東経 $127^{\circ} 8' 30''$ に位置し、三日月型あるいはL字型をした面積3.34km²の小島である。粟国島あるいは久米島から眺めたこの島は水平線に浮ぶ鋸歯のように見える。上陸してみると、集落の発達した低地帯を境に北部と南部には大きい山塊があり、しかもいずれの地域も山が海岸までせまり、急峻な地形で、人を寄せつけない雰囲気であった。

島に関する地質学的な報告としては、古くは石井(1935)が、島の北部でザクロ石や緑レン石などの鉱物が採集できるという短い記事があるだけである。その後、久しくして、KONISHI(1964)により詳細な地質調査が行われた。その結果、島の主要部分を占める堆積岩からなる基盤岩類に対して渡名喜累層と命名し、標準化石の発見により地層の地質時代は古生代の上部二疊系(約2億5千万年前)のものであり、さらに島の北部一帯には、第三紀の火成岩類が広く分布することが判明した。

この島で、地質学的に興味のあることは、近隣の慶良間諸島と共に琉球石灰岩がほとんど分布していないということである。琉球石灰岩というのは、サンゴや石灰藻化石を主体としたサンゴ礁性のもので、第四紀更新世中～後期の比較的新しい地質時代の堆積物である。この種のものは、沖縄島の中～南部をはじめ、渡名喜島西方の久米島などには広く分布しているからである。しかし、最近の海底調査による報告では、島の回りに「沈水サンゴ礁」が分布し、また沖縄島南部～慶良間諸島間の海底地形は、造礁性サンゴが発達するなど、一般に浅く、且つ40m、60～80mの平坦面が確認されているのに対し、慶良間諸島～渡名喜島～久米島の海底地形は狭

(*おおしろ いつろう 学芸員)

隘であり、水深も複雑に変化するなど造構運動の明瞭な相違が指摘されている(野原他、1979)

この報告は、博物館総合調査の一環として、渡名喜島の地形および地質の概要をまとめたものである。島は、水深200mの等深線でみると、沖縄島から久米島までひと続きの大きい陸域を形成することができる。しかし、この島には、琉球列島の第四紀の特徴的な堆積物である琉球石灰岩が分布していないこと、さらに沖縄島および渡名喜島西方40kmの久米島からは大量の鹿化石などが出土しているが、この島からは、まだ報告がないことなどから、今回は、多くの期待をもって調査にのぞんだ。結果として化石などの発見はできなかったが、島の地質の概要を把握することはできた。

以上のことから、古地理的に多くの興味ある地域であり、今後調査を継続し、新たなことは後日報告する予定である。

地形概要

島の中央部北よりの集落が発達している一帯は、海拔5～8mの平坦地形であり、ここを境にして地形は大きく北部と南部に分けることができる。北部は、北よりに位置する西森(海拔146m)を中心一つの山塊となり、一般に東から北海岸にかけては急崖な地形である。山塊の南東側には、海拔25～35mに平坦面が認められ、かつて畠として利用された形跡が残っている。なお、西森は、岩質にも原因あろうが、全体に丸味をおび、さらに一面身の丈^{じだい}もあるススキにおおわれている。

一方、南部は、北から南へむかって義中山(海拔136.9m)、島の最高峰大岳(179m)や大本田(165m)があり、南東側にヲム(150.6

m) や、海拔178.4m の海岸に直面した崖が発達している。

地形的には、南部においても山塊は海岸に迫り、急崖地形が多く、そのため歩行困難な所が多いが、特に南～南東海岸においては、このことが著しい。

また、これら山塊の部分は、岩質が石灰岩およびドロマイド質石灰岩からなることもある、一般に溶食作用が進みカルスト地形がよく発達している。山頂は尖塔状になり、さらに斜面の露岩は針状にするほど突がるなど典型的な石灰岩地形の特徴を示している。

段丘の発達はよくない。集落地一帯は、厚い砂丘砂からなるが、この低地帯に面した北側・南側の山地斜面に海拔25～35m の幅の狭い平坦面がわずかながら認められる。恐らく、古地理的には、北部と南部の山塊が独立した島であり、その海峡を砂丘砂が堆積したころに形成された海岸段丘と推測できる。

島には、山地が多いわりには水系の発達は悪い。これは海に面した急傾斜地形が多く、そのため集水面積が小さいのが原因である。しかし、基盤岩類を不整合におおう集落地域の砂丘砂はよい帶水層となっているらしく、そのため島では、ほとんど水不足がないと聞いた。

島の周囲には、現生サンゴ礁がよく発達している。特に北西海岸や西海岸ではよく、干潮時の礁原の幅は広い所で1km以上にもなる。また礁原上のタイドプールでは、種々のサンゴを観察することができる。しかし、島の南～南東海岸は、潮流との関係だろうか、サンゴ礁の発達は極端に悪い。

海岸地形のもう1つの特徴は、ノッチやキノコ岩が観察されることである。特に、西海岸のトンジやフカトンジと呼ばれる小島の回りや北海岸シドの崎では二重ノッチが発達している。これは現礁原上のキノコ岩などと共に、確実な海面の変動あるいは陸地の垂直変動の証拠となるものである。

地質概要

地質についても、集落一帯の低地帯を境に南部と北部で違いが認められる。即ち、南部には、古生層からなる基盤岩類が分布し、主要な岩質は、結晶質石灰岩、ドロマイド質石灰岩それに千枚岩等であるのに対し、北部は新生代第三紀の火成岩類から構成されている。なお、北部の西森一帯の火成岩は、主として黒雲母閃緑岩からなり、最北端シドの崎では、古生層中の結晶質石灰岩との接触部にスカルンを形成している。

島の地質構造は、南部地域においては、地層の走向・傾斜はN25°～75°E、30°～60°NW～Wを示し(図を参照)、非常に調和的であり、島の南東方向へむかって次第に下位層が分布する。なお、これらの関係は、島の東・西海岸線に沿った露頭でよく観察できる。一方、島の北部は、閃緑岩や玢岩等火成岩類の貫への影響をうけて基盤岩類の構造は、一般に乱れている。

なお、地質構造的には、渡名喜島は本部帯に属している。これは基盤岩類からフズリナなど古生代二疊紀の化石が産出していることもあるが、このことは岩石学的見地からも裏づけられている(KONISHI, 1964)。

今回の調査では、島の東・西それに北海岸に沿ってルート・マップをつくる程度の調査しかできなかった。島内の主要部分をはじめ、歩行困難な南東海岸側は未調査である。ここではKONISHI (1964) の報告をもとにして地質を略述する。

なお、地質層序は以下の通りである。

現世：リーフ、海浜堆積物

更新世(?)：海成段丘堆積物

第三紀：アプライト

西森閃緑岩 (中新統?)

玢岩

斑岩

後期古生代：渡名喜累層

千枚岩部層

ドロストーン・石灰岩部層

大岳ドロストーン部層
ナガバラ崎石灰岩（後期古生代）
入砂緑色岩類

島の最古の地層と思われるものは、古生代の時代未詳岩類で、これらは集落のすぐ北側や西森の西海岸側それに島の約4km西方の入砂島などに分布している。島の南部に広く分布し、主として結晶質石灰岩、ドロマイト質石灰岩それに千枚岩からなる地層は、一括して渡名喜累層と呼ばれ、フズリナ化石の産出により古生代上部二疊系のものであることが判明している。なお、同累層は、下部から順に(1)ヲモの崎ドロストーン部層、(2)ウンダバル千枚岩部層、(3)大岳ドロストーン部層、(4)ハギヤマ千枚岩部層、(5)義中山石灰岩部層、(6)ヒイタチ千枚岩部層それに(7)タカタンシ石灰岩部層に分けられる。この石灰岩部層あるいはドロストーン部層は、一般に千枚岩層と互層し、大部分は塊状の灰～黒色の結晶質石灰岩およびドロマイト質石灰岩である。一方、千枚岩部層は、数枚に分けられ、主に結晶質千枚岩、千枚岩、粘板岩、砂岩、ドロマイト石灰岩、緑色岩それにチャート等からなるが、一般に風化が激しく、詳細な層位は定かではない。島の南側中央部の大岳一帯は、塊状のドロマイト質石灰岩からなるが、溶食作用が進み、そのため岩質表面は鋭いナイフのようになり、全体にデコボコ地形を呈じている。なお、ウンダバル層と大岳層は、衝上断層で接しているが、他は一連整合の関係にある。

また、島の東端ヲモの崎の西側に分布するウンダバル層中のレンズ状石灰岩および西海岸側のナガバラ崎付近では、大岳層の最上部に相当する地層から、古生代の標準化石であるフズリナをはじめその他の化石が発見されている。特に、大岳層中のものは、ナガバラ崎レンズ状石灰岩と呼ばれ、含まれている化石は次の様なものである。

- *Yabeina* sp. cfr. *Y. globosa* (YABE)
- *Neoschwagerina* sp.
- *Kahlerina* sp.

- *Schwagerina* sp. (or *Chusenella*?)
- *Schubertella* (?) sp.
- *Nigriporella* sp.

島の北部では、古生層の基盤岩類を貫いた西森閃綠岩と呼ばれる閃綠岩体をはじめ、その他の火成岩類が分布している。閃綠岩は、黒雲母閃綠岩で、中粒・緻密で緑色を呈し、貫入状態は岩株もしくは岩脈である。

また、西森閃綠岩の南には、基盤岩類の捕獲岩を多く含む黒雲母角閃石玢岩が分布し、東海岸側ではアプライトなどの岩脈も確認される。しかし、この閃綠岩体と玢岩々体との関係は、多くの捕獲岩を含む玢岩中に閃綠岩がないこと、玢岩々体の接触部に変質部が認められること、さらに玢岩の風化程度が閃綠岩体よりも進んでいることなどから判断して、閃綠岩が玢岩中に貫入したものと推定されている（八村、1980、M. S.）なお、西海岸南よりのユブク浜には、幅4～5mでシル状に貫入した閃綠岩体が露出している。これは変質した普通角閃石石英閃綠岩で、西森閃綠岩とは異なるものであり、むしろ沖縄島読谷村の石英閃綠岩や徳之島のものに類似していることを指摘している（八村、1980、M. S.）。

島の北端シドの崎では、基盤岩を構成する石灰岩と西森閃綠岩体の接触部にザクロ石などの鉱石鉱物を産するスカルンが発達している。接触部の石灰岩は、变成作用のために粗粒でザラメ状になり、またスカルン鉱物としては次の様なものを産する。即ち、褐色～黒褐色のザクロ石、針状で淡緑色をしたヘデンベルグ輝石や緑レン石、針状で濃緑色をしたアクチノ閃石、長石、石英、方解石それに磁鐵鉱などである。なお、このスカルン中のザクロ石は、ペーパー材料の原料とし、且つて島では採掘していた（戦前のこと）ようである。

島の西海岸の小島をはじめ、北端のシドの崎にはノッチ地形がよく残っている。特にシドの崎では、現礁原面上2～2.5mにretreat pointを

もつ二重ノッチが確認される。

また、同じくシドの崎海岸では、現在の礁原面上50~80cmの所に閃緑岩や石灰岩の岩塊が侵食から取り残されて、台地状にあるいはキノコ岩を形成して残っている。これら岩塊の台座面は、現在の礁原を形成しているのと同様の堆積物からなるものである。この岩塊は、かっての礁原上に背後地から供給されたものであり、その後、海面の低下があったか、あるいは陸地の垂直運動により礁原の侵食作用が行われたかのいずれかであろう。このことは、シドの崎の二重ノッチの上方のノッチとの関係からすると、対応し、海面の低下があったようにも思えるが、今の所確実な証拠はない。いずれにしても礁原堆積物形成以後の比較的新しい時期に変動があったということはわかる。

〈参考文献〉

○石井清彦（1935 b）：沖縄旅行（其二）、

地学雑、47、318~325

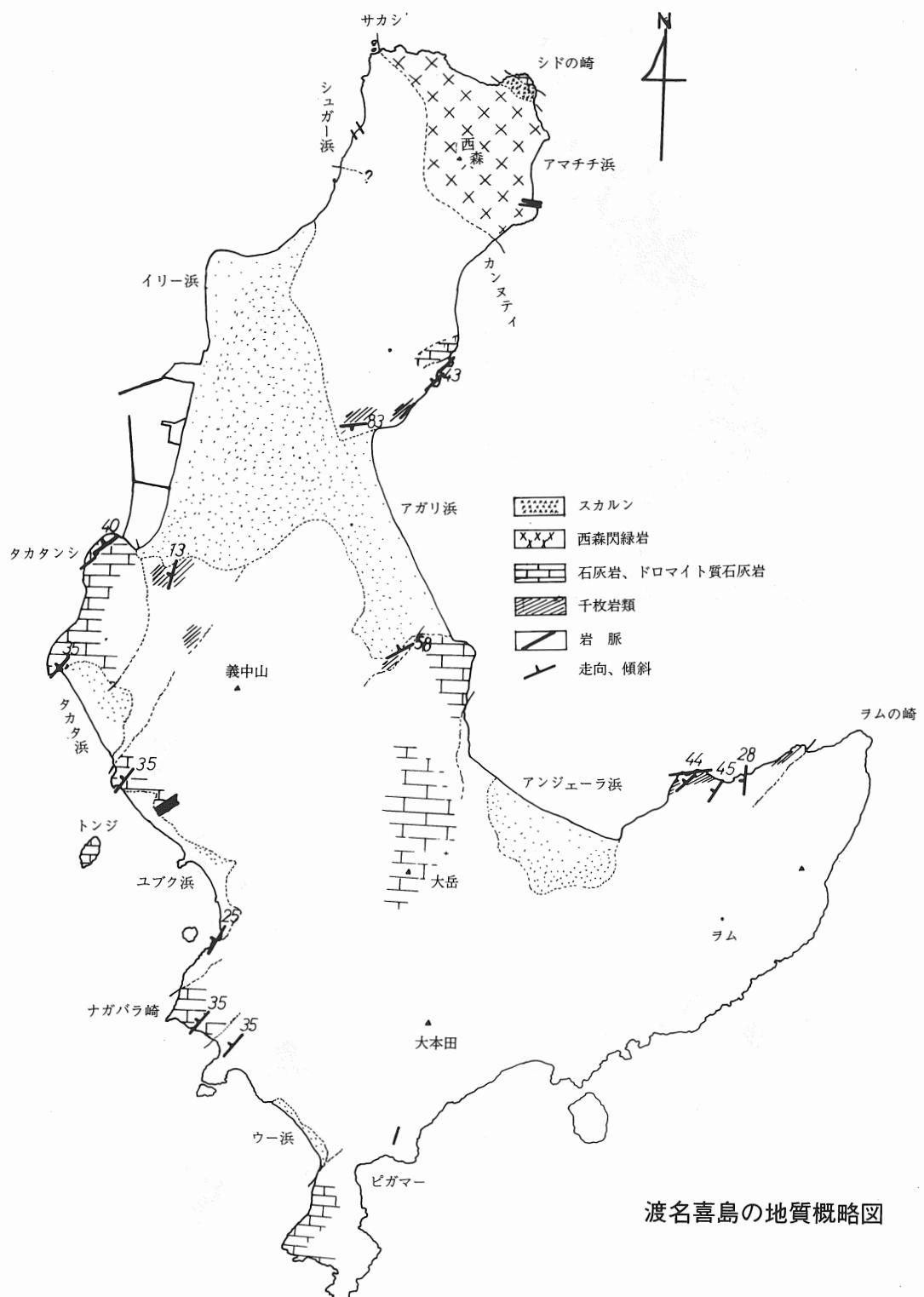
○KONISHI,k. (1964) : Geologic Notes on Tonaki-jima and Width of Motobu Belt, Ryukyu Islands, Sci, Rep. Kanazawa Univ., vol. 9, No.2, 169-188.

○地理研究会 (1977) : 渡名喜島調査報告、琉大地理、第12号、1~26

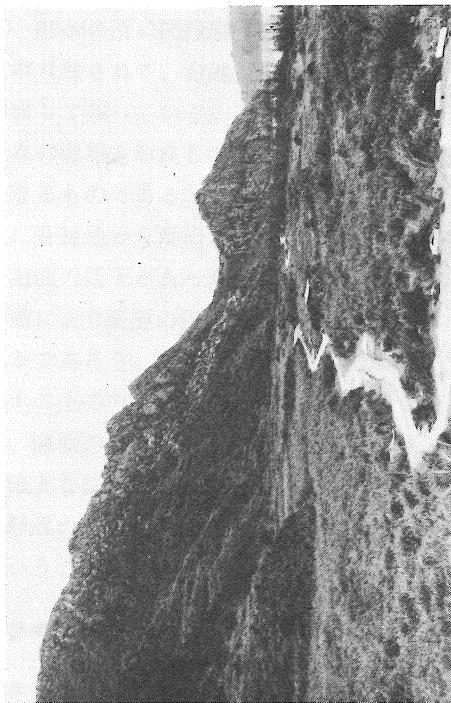
○野原昌人他 (1979):沖縄本島周辺海域の海底堆積物、昭和54年度公害特別研究報告書、通産省工業技術院産業公害研究調整官

○神谷厚昭 (1980) : 渡名喜島の岩石と鉱物、地学教育研究会誌 第4号、21~25、

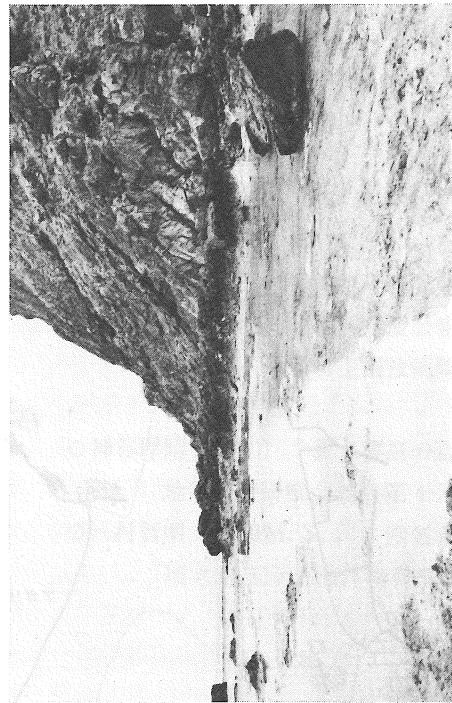
○八村智明 (1980 M. S.) : 渡名喜島の地質、琉大理学部海洋学科卒論



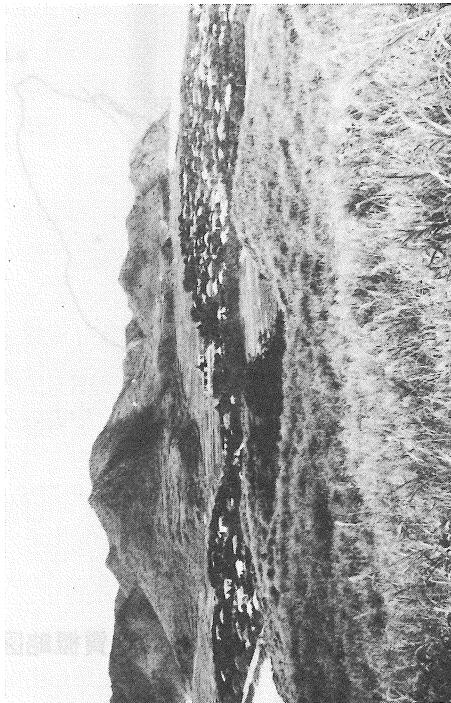
図版一



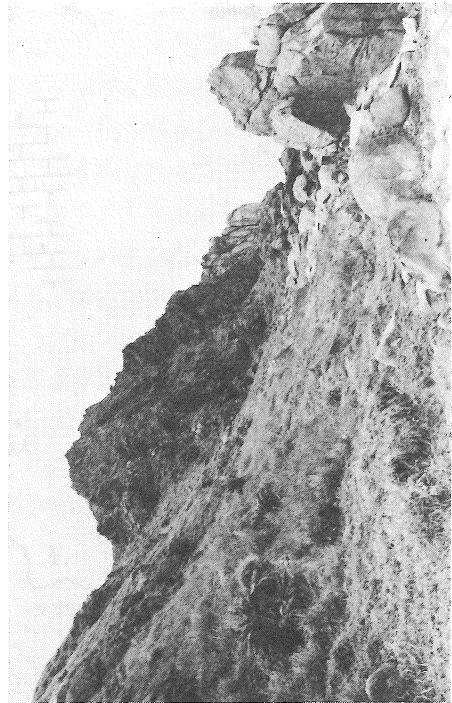
アンジェーラ浜から北をのぞむ 後方の露岩は石灰岩～ドロマイド質石灰岩



シドの崎海岸、手前は50～80cmも削剥されてできた現礁原面

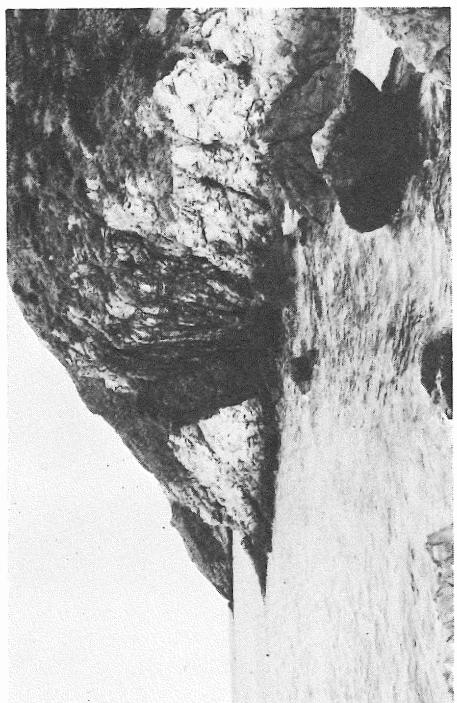


里遺跡から島の南方向をのぞむ 左側後方は義中山で、山地斜面には段丘地形が発達している

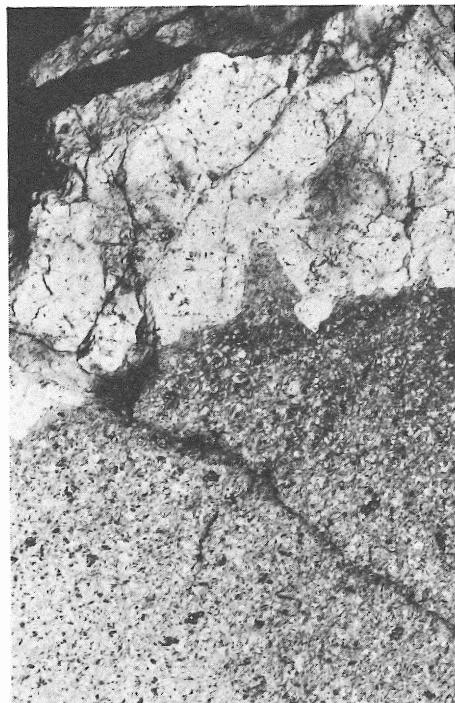


北端のシドの崎、中央の黒い部分がスカルン

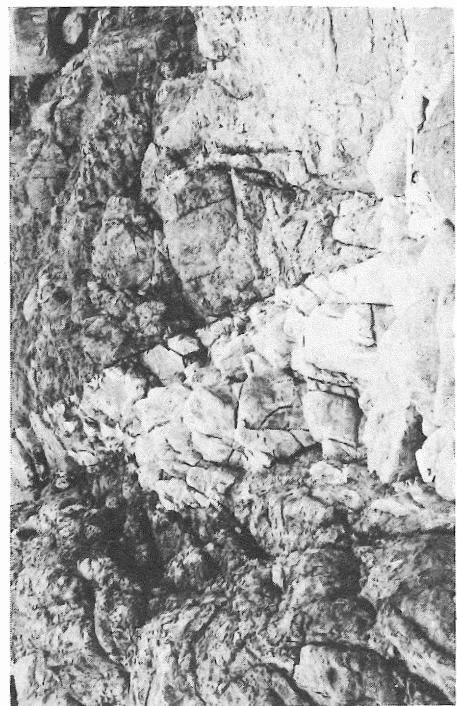
図版一2



ウンダバル干牧岩部層中の普通輝石・普通角閃石安山岩々脈 アンジューラ浜の東側海岸



左の拡大、玢岩(左)と石英斑岩の関係、玢岩があから貫入したことかわかる



月緑岩中の石英斑岩質アブライト岩脈 西森の南東海岸



古生層中に貫入した玢岩と石英斑岩の岩脈、集落の北東海岸