長崎県地学会誌　第27号（1977）

研　究　報　文

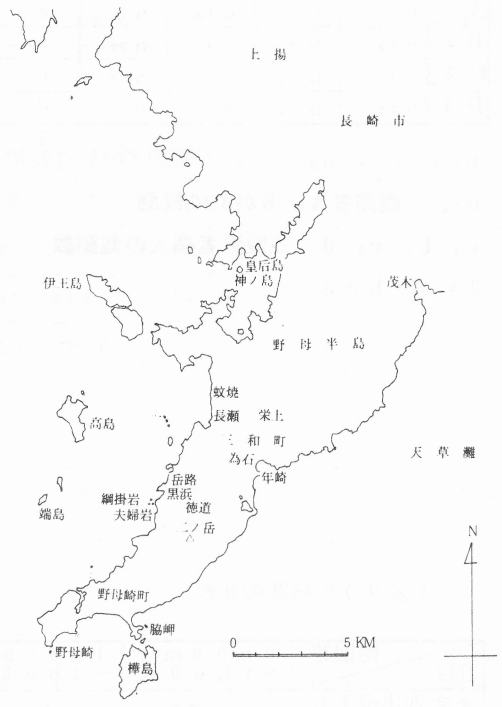
野母半島の変成岩の巡検より学ぶ

竹　下　　寿　（門司高校）

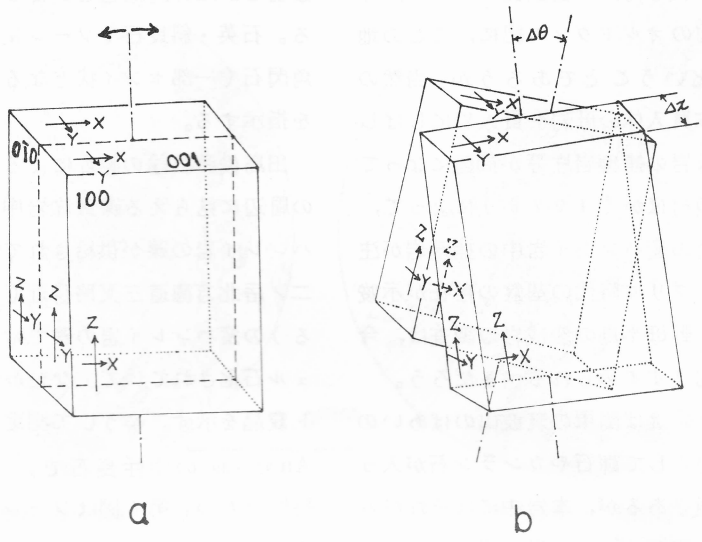
昭和51年夏，北九州地学部会の年中行事としている地学巡検は，長崎県西彼杵半島から野母半島に亘る主要路線が決った。これについては，前もって長崎大学教養部に内地留学中の田島俊彦教諭に案内を願ってあったので，能率よく長崎県の代表的地質を学ぶことができた。福岡県の一行は8月16日，田島教諭ほか長崎県地学会会員数人の先生方と西海橋で会し，まず田島教諭発見の，西彼杵半島西北端に横たわる“枕状溶岩”（田島，1976）を見学し，皆驚きの眼を瞠った。枕状溶岩は最近，それが形成される状況がハワイで海中撮影され，テレビで放映されたばかりであり，誰もが，それが枕状溶岩であることが理解できた。南極から帰還間もない松本徰夫長崎大学教授もオブザーバーとして参加された。同教授は，本溶岩の枕のブロックの大きいもの，小さいものにかかわりなく，その一つ一つの中心に必ずといってもよいくらいに存在する丸い孔を丹念に観察されていたが，この孔こそ枕状溶岩の属性の一つなのだ。我々はこのほかにも，変成岩以外の貴重なものを見せてもらったが，ここでは野母半島の九州では最も古い岩石（たとえば，西村・服部1976，による紹介）といわれている火成岩を源岩とする変成岩や，おそらくそれと関係のある年崎の交代性変成岩（大島，1955，'57，'58）の観察を記す。薄片は主として田島教諭の作成されたものを用いた。

綱掛岩―岳路ハンレイ岩とその随伴岩類

野母半島中央部の西海岸，岳路・黒浜から綱掛岩・夫婦岩にかけて発達する優黒質岩類がそれである。付近の砂浜の砂もさわやかな淡緑色を呈する。岩石は割目が多いため形の良い太めの標本を得にくい。滑り面も多く，そこには緑泥石が生じている。また方解石（第2図）や石英（第5図）によって充填された割目も多い。優黒質岩の主要構成鉱物は角閃石と斜長石で，いずれも平行に配列する傾向があり，片理をつ



長崎県野母半島



第1図　波動消光のおこる原因を説明する図。初めの状態（ａ）に，たとえば１００の面に垂直な軸のまわりを回転させるような応力が働らいて，破線で示すような面を境として，１つの結晶内でずれ変化を生ずると，（ｂ）のように光学的弾性軸Ｘ，Ｙ，Ｚの向きも変る。したがって，この結晶をある面で切ってみたばあい，すなわち薄片でみたばあい，Ｘ，Ｙ，Ｚのうちいずれか２つの方向が，この面に投影された方向Ｘ′，Ｚ′と結晶学的方向，たとえば１００，０１０，００１面とのなす角すなわち消光角φは，$\left(\frac{\partial\varphi}{\partial x}\right)\cdot\left(\frac{\partial x}{\partial\theta}\right)$の変化をひきおこす。但し，$\partial\theta$はずれの角を示し，$\partial x$の小さいほど$\partial\theta$も勿論小さい。$\partial x$が小さいので，われわれは連続的な消光位の変化を観察し，これを波動消光と名ずけている。

くる。本岩中最も多い角閃石は肉眼的には黒緑色だが，鏡下では淡緑色を呈し，ときに波動消光し，また片理にそって崩れ繊維状となったり彎曲したりしている。波動消光は本変成岩類全体にわたってみられる鉱物の光学的特徴の一つで，これは単ニコル下で一つにみえる鉱物を直交ニコルのもとでみたときに，載物台を回転させると，その一部が消光し暗黒にみえるのに隣りの部分がまだ消光せずに薄暗く，さらにその隣りはもっと明るく，載物台を回転するにつれ，隣りから隣りへと連続的に消光してゆく現象で，消光の伝達が波の伝達に似ているのでそのように呼んでいる。これは鉱物が応力を受けたため，そのなかで超顕微鏡的な機械的変位が生じたため（第１図ａの状態からｂの状態になる），光学的方位がきわめて僅かずつ変る無数の小部分に岐れるためおこるのだと推察される。角閃石だけでなく，斜長石・石英等，応力を受けた多くの鉱物について波動消光が観られる。何千万，何億年も前の応力であろうと，それが保存されるのだから結晶というものは仲々しぶといものである。本優黒質岩中，角閃石は最もきれいに保たれている結晶で，源岩は角閃石ハンレイ岩と見做される。しかし斜長石はソーシュル石化し，鏡下では全く暗灰色に汚濁してみえるのみである（第２図）。ところがこれを直交ニコル下でみるとアルバイト双晶の名残りを示す模様が観察される。斜長石のソーシュル石化のため岩石は一層優黒質にみえる。本岩の普通角閃石（ホルンブレンド）について，地質調査所の方々（猪木，ほか１９７６）がカリウム－アルゴン法によって，4.72±0.38億

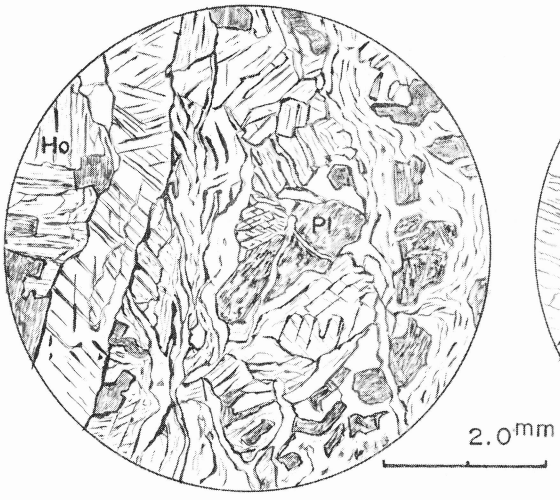
年という絶対年代を得た。苦鉄質マグマが，今から約5億年前のオルドヴィス紀に，ここの地下で固結したということであろうか。当然のことながら，本貫入体の母岩や貫入岩にしばしば入っている母岩の捕獲岩片等が問題になってくる。すでに西村ほか（１９７６）によって，綱掛岩，野母崎の変ハンレイ岩中の捕獲岩が注目され，先カンブリア時代の基盤の存在が示唆されているが，野母半島の変成岩の調査は，今後この方面に向けすすめられるべきだろう。

ハンレイ岩といえば関東の筑波山のばあいのように有色鉱物として輝石やカンラン石が入ってくるのが普通であるが，本岩中にはそれがみあたらない。角閃石ハンレイ岩の例は，しかし珍らしいことではない。たとえば飛騨系の越中劔岳の峻嶮も角閃石ハンレイ岩でできている。単に主構成鉱物が斜長石と角閃石というのであれば，閃緑岩といってもよい筈だ。化学分析の結果をまたねば正確なことはいえないが，角閃石ハンレイ岩の角閃石は石灰やアルミナ，場合によっては鉄が割合に多く，このためSiO_2が少なくなり，また相手の斜長石も灰長石分が高く，全岩分析でSiO_2が５０％以下，ときに４０％くらいまでの塩基性～超塩基性岩となる。本岩では斜長石はすっかり変質してしまい――このため変ハンレイ岩というのだが――僅かに残る中性長石は決してもとの斜長石の組成を表わすものではなくなっている。

本岩体の北東縁で，岳路付近で香焼層に不整合におおわれる付近では，同様のハンレイ岩のほか，ソーシュル石・石英，それに曹長石（双晶を示さず割合に透澄）が多くて有色鉱物の少ない石英閃緑岩（第3図）乃至もっと石英の多いトロニエム岩が伴われる。これらは硬い割合には割れやすく満足な標本を得難い。鏡下でみると，これらの鉱物は大いに圧砕され，もとの深成岩の組織は全く失われている。すべて変閃緑岩とか圧砕閃緑岩とかよばれるべきものである。石英・斜長石（ソーシュル石）・曹長石・角閃石（一部センイ状となる）の存在が源岩名を指示する。

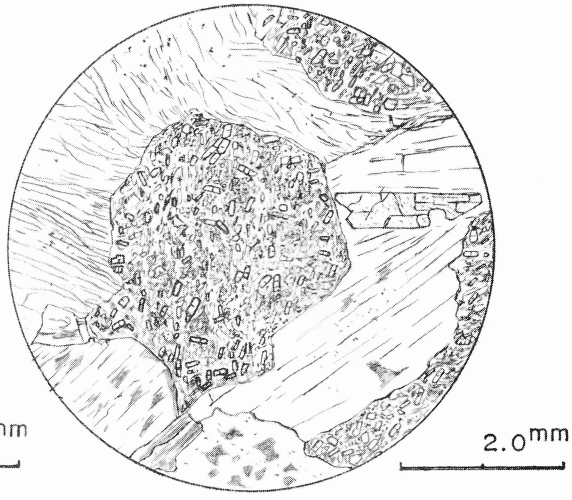
田島俊彦教諭の調査によると，ハンレイ岩体の周辺に見らえる礫質片岩中には，明らかに本ハンレイ岩の礫が供給されている。たとえば，二ノ岳北方徳道三叉路付近（岩体の東縁にあたる）の変ハンレイ岩の礫では，斜長石がソーシュル石化されていて，なおかつ基質はアルバイト双晶を示す。辛うじて測定したAn分子組成はAn_{32-39}の中性長石で，すべて低温型の特性をもつ。第4図はソーシュル石化した斜長石がさらにユウレン石によっておきかえられている例を示す。この図には別に長き約２㎜に達するユウレン石の存在を示す。これは直消光し，光学的方位と結晶学的方位とから斜方晶系に属することがわかる。光学性は正で，光軸角４０～４１°，光軸面が０１０に垂直であることからβ－ユウレン石である。斜長石を交代する小粒の方は光軸角はずっと小さく0°に近いが，おそらくβ型であろう。

本ハンレイ岩の斜長石は２次的な曹長石を除いては，ほとんど鉱物種所属不明のソーシュル石になっているが，その灰色の塵状物質の正体の一つは，このユウレン石にあるのではあるまいか。徳道三叉路付近で採集した岩石では，このユウレン石が光学的測定に耐えられるだけの結晶度を示すにいたったものと判定される。なお残存した斜長石の組成An_{32-39}についてであるが，化学式が$Ca_2Al_3(OH)Si_3O_{12}$で示されるユウレン石の生成によって，もとの灰長石分子$CaAl_2Si_2O_8$に富む斜長石は，Ca分を失って，Na分の多い中性長石を残したのであろう。化学式をみて判るように，この反応のためには，他の物質，ことに炭酸塩や水の添加を必要とするが，これは熱水中には普遍的に



第2図　西彼杵郡野母崎町綱掛岩南２５０ｍ海岸の角閃石変ハンレイ岩。単ニコル下での顕微鏡スケッチ，直径は約６㎜に当る。

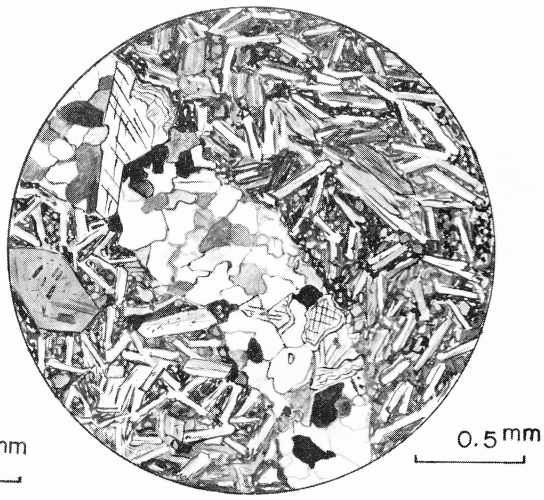
角閃石（Ｈｏ）が圧倒的に多く，右端では岩石の流動変形のため角閃石が繊維状化している。濁ったのはソーシュル石化した斜長石（Ｐｌ），左側に裂開の発達した方解石の脈がみられる。



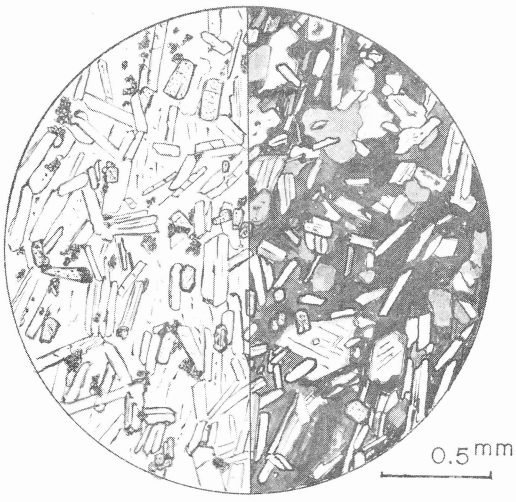
第4図　野母崎町・三和町境界附近，徳道三叉路の角閃石変ハンレイ岩。単ニコル下でのスケッチ。中央のソーシュル石化斜長石（クロスニコル下でその基地はアルバイト双晶を示す）中の短柱状小粒の結晶，および右側の長さ0.１８㎜の柱板状結晶は，β－型のユウレン石，これらをとりまく角閃石は新鮮で，褐色の部分が斑点状に残る。左上方には繊維状化した角閃石がみられる。

第3図　三和町西南端，岳路の南海岸の変閃緑岩。倍率は上と同じ，また単ニコル。

角閃石にくらべソーシュル石が多く，また填間物質の再結晶とみられる曹長石や石英（いずれも澄んでいる）も多い。これはクロスニコル下でよく波動消光し，またモザイクあるいは縫合組織を呈する。

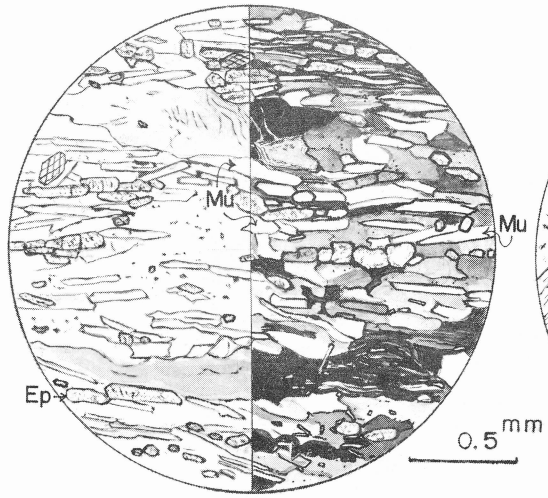


第5図　野母崎町綱掛岩南２５０ｍの海岸，幅約１ｍの非斑晶質岩脈，変質安山岩。クロスニコル下でのスケッチ。拍子木状斜長石が多く，卓状の微斑晶斜長石もみられる。その多くはアルバイト双晶を失っているが，カルルスバド双晶は尚残っているものが多い。それらの間を充たす物質は結晶粒が小さく，長石か石英か不明のものが多いが要するに珪長質，その他塵状の塊り，ユウレン石あり。また方解石を伴う石英細脈（石英のモザイク組織から成る）が横切る。

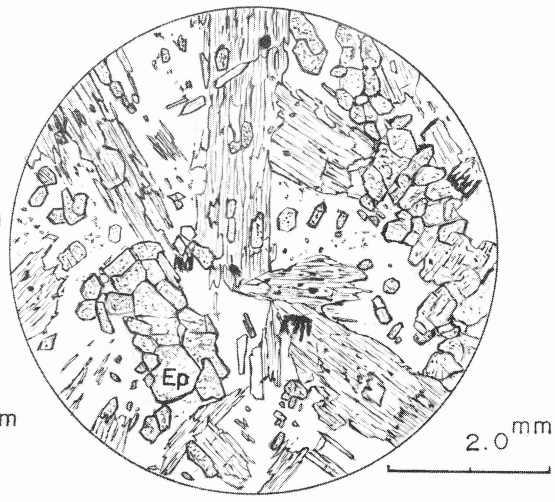


第6図　三和町為石南方年崎の火山角礫岩中の角礫，変質玄武岩の描写・柱状透明に描いてあるのは黄緑～緑青色の角閃石，点を打った丸っこい結晶は緑簾石，右半分の直交ニコル下の柱状結晶は角閃石で，しばしは１００接合双晶を示している。一般に干渉が低い曹長石のモザイク状～縫合組織の中に，ポイキロブラスティクに角閃石や緑簾石が包みこまれている。なおこれら有色鉱物は割合多く，色指数は高い方である。さらに右半分の下方には卓状の自形に近い斜長石も散見される。

第8図　年崎火山砕屑岩中の閃緑岩質礫，変閃緑岩のスケッチ。左：単ニコル　右：クロスニコル。もとの有色鉱物であった角閃石は細柱状の淡緑色～青緑色の細いアクチノ閃石の自形変晶の集合体によっておきかえられ，これが全体的に篩状構造をつくり，そのメッシュの間に曹長石と中性長石（クロスニコル下でカルルスバド，まれにアルバイト双晶を呈する例が右下半内にみられる）が再結晶している。



第7図　年崎，前図のものよりすこし上の層準にある緑色片岩の単ニコル（左側）およびクロスニコル下のスケッチ。上と下に２つ大きく不規則レンズ状に伸びてクロスニコル下（右側）で暗黒にみえるのが緑泥石。小さな棒状に長いのは角閃石。そのｃ軸に直角に近い断面では１２０°で交る劈開線がみられる。また少量の緑簾石（Ｅｐ），白雲母（フェンジャイト）（Ｍｕ）もみられる。クロスニコル下では曹長石と少量の石英がモザイク組織を示し，また全体に鉱物の平行配列が著しく，片理をあたえている。



第9図　年崎火山砕屑岩中の径１ｍを超える変ハンレイ岩の岩塊からえた試料。単ニコル下での描写。角閃石はほとんどアクチノ閃石と藍閃石～クロス閃石によって交代される。緑簾石（Ｅｐ）は第８図の変閃緑岩のばあいより多い。無色透明の部分は曹長石と中性長石とから成る。中央のたてに長い緑簾石を包有する鉱物は，この位置では周辺及び内部のところどころが緑青～青緑を呈し，これを９０°回転させると，紫青～菫色を呈する藍閃石～クロス閃石の累帯から成る。

存在するもので，たとえば：

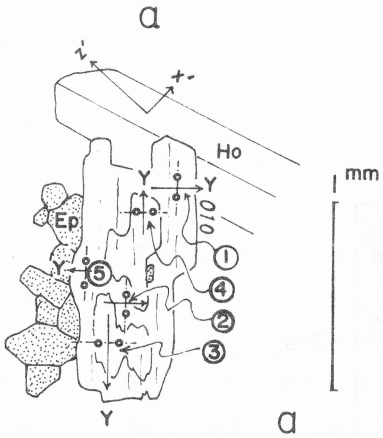
$$3CaAl_2Si_2O_8 + CaCO_3 + H_2O \rightarrow$$
$$2Ca_2Al_3(OH)Si_3O_{12} + CO_2$$

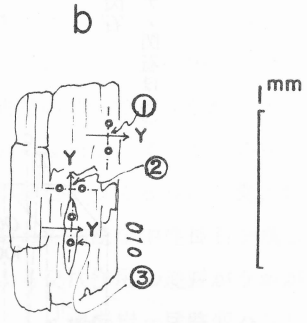
の反応であらわされるように脱炭酸である。同じ化学式の斜ユウレン石（クリノゾイサイト）にならずユウレン石になった理由は今後鉱物相の問題としてとらえ，明らかにしなければならない。なお新鮮な他形の曹長石は，源岩の石基または填間物質の再結晶と交代作用によるものと思われる。本岩の角閃石はかなり新鮮で，内部に褐色の部分が斑らに残っている。その光学性は淡緑色部分に比し大差はない。

ハンレイ岩体はところどころヒン岩様岩脈に貫かれ，その有色鉱物は角閃石の形を示すが，すべて緑泥石に変じ仮晶を呈する。緑簾石を生じている一方，斜長石はユウレン石による置換がみられ，その残存斜長石の組成は An_{35} の中性長石で低温型である。夫婦岩北側の崖にみられる明灰帯緑色の幅1m足らずの無斑晶質岩脈も同様の鉱物組成で，第5図に示すように安山岩様の組織を残す。しかし優白質なので珪長岩のごとくみえる。拍子木状斜長石の一部は，やはりユウレン石による交代をうけ，アルバイト双晶の多くは失われているが，その僅かに残存するものについての測定で An_{38} 低温型で，前記と全く同様である。方解石を伴う石英細脈中に，まれに斧石がみつかる。これは茶色がかった飴色で光沢が強いので容易に眼につく。

年崎礫質片岩

野母半島の中央部，三和町為石漁港の南，天草灘に面する年崎の海岸の露頭は，以前から田島教諭が礫質片岩であることを主張してきた。この主張は結晶片岩中の深成岩様礫の由来が，交代変成作用による擬礫である，という主張





a

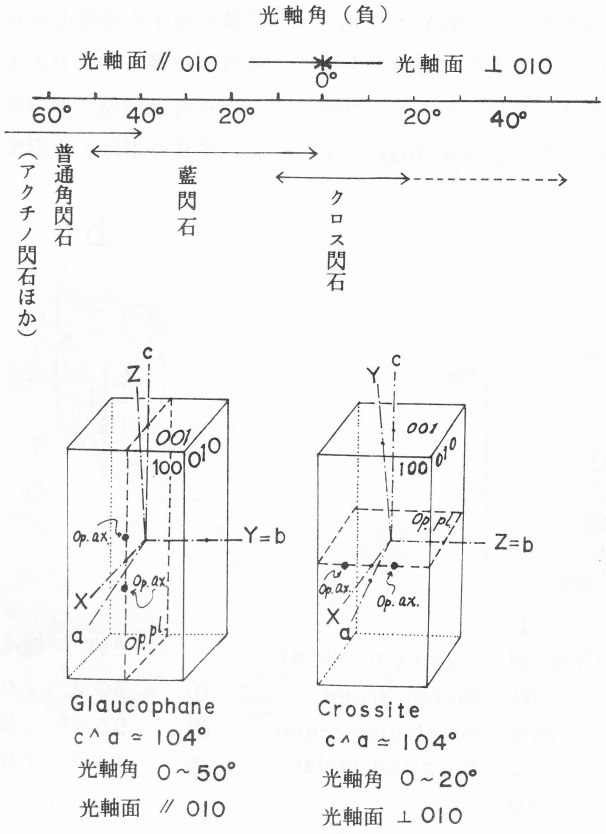
	2V(−)	Op.ax.pl.	Z, Y-axial color
①	13.7°	// 010	Bluish green
②	35.7°	// 010	Pale bluish green
③	52.9°	⊥ 010	Purplish violet
④	49.1°	⊥ 010	〃 〃
⑤	31.2°	// 010	Bluish green

b

	2V(−)	Op.ax.pl.	Z, Y-axial color
①	30.4°	// 010	Bluish green
②	53.5°	⊥ 010	Purplish violet
③	81.2°	// 010	Greenish yellow

第10図　第9図の岩石中の藍閃石～クロス閃石，アクチノ閃石共生関係，(a)藍閃石～クロス閃石の漸移関係，(b)クロス閃石，アクチノ閃石（核）の不連続関係，図中の鎖線（光軸面）につながれた丸は光軸を示す。

（大島，前出）に対するもので，竹下ほか（１９７６）は礫の由来を隣地の侵食による外来礫が，主として現地点で堆積した玄武岩質の火山砕屑物に混じたものであるとした。岬の北側にゆるい背斜構造をみせる背斜軸があり，軸部近くにみごとな玄武岩質火山角礫岩が発達する。部分的には溶岩岩塊の表面をみせ，火山角礫岩の一部もパホイホイ型溶岩に伴う本質的な火砕流とみなされよう。火山礫や溶岩塊は暗灰緑色を呈し，輝緑岩様である。鏡下において塩基性火山岩の組織は示される（第６図）が，単斜輝石は全く角閃石によって交代され，さらに緑簾石を生ずる。角閃石は緑～青緑色の長柱状結晶で自形を呈する変晶すなわち自形変晶（idioblast）である。斜長石はアルバイト双晶の残存するものは少なく，大半は曹長石により交代される。火砕岩中にはときおり閃緑岩様礫がみいだされる。鉱物組合わせは前記のものと同様であるが，細柱状の淡緑色～緑青色角閃石が第８図に示すように自形変晶の集合体としてみられる。これは閃緑岩中の本来の有色鉱物である普通角閃石が，細柱状のアクチノ閃石質角閃石，少量の藍閃石の集合体に変ったものと判断される。斜長石も全く前記のものと同様で



第１１図　藍閃石・クロス閃石の光学的方位，Ｏｐ．Ｐｌ．は光軸面を示す。藍閃石（左側）では光軸面は０１０に平行かつ１００にも，００１にも垂直だが，クロス閃石では，光軸面は０１０に垂直であるが，１００には垂直でなく，また００１に平行ではない。クロス閃石の光軸角の範囲を示す上の図中，破線で示した部分はこれまでに知られていない範囲である。

ある。閃緑岩様礫のあるものは片麻状で，またあるものは，みごとな多色性の美しさを示すクロス閃石を有する（第９図）。クロス閃石～藍閃石の累帯と共生から成る角閃石は第１０図に示すごとく種々の光学的性質を示す。クロス閃石の存在はすでに大島（前出）によって述べられているが，光軸面が０１０に垂直で光軸角が２０°を越えるものは今までに知られていない（第１１図）（竹下，ほか１９７６）。本産地のものは，この２０°を大幅に超えているが，この点は今後大いに検討しなければならない。第１０図ｂでは，低度の変成作用で生じたアクチノ閃石が，その後さらに進んで藍閃石～クロス閃石による交代がおこなわれたことが示されている。すなわち，コア（核）の部分にアクチノ閃石が残存している。しかもその境界は明瞭である。

深成岩礫には丸いのもあれば角ばったものもあり，数cmの小さいものから１m以上の大きなものまであり，優白質のものも優黒質のものも共通の交代変成作用を受け，ことにクロス閃石は苦鉄質深成岩礫に多くみとめられる。優白質岩は角閃石類に比し曹長石，次いで石英が多いのに対し，優黒質岩は角閃石類，緑簾石，緑泥石が多い。しかしいずれもアルバイト双晶を残す斜長石は$An_{36\sim39}$の中性長石であるのにたいし，優白質岩に特に多い他形のモザイク集合，ときに変斑晶をなす双晶しない長石は曹長石（n_z ＝1.５４０）である。

火砕岩上の上位には円礫質堆積物（礫は苦鉄質火山岩～深成岩源）に，みごとなクロスラミナを有する青緑色砂岩～泥質岩層がはさまれるが，その葉理・層理はすっかり片理に移行した結晶片岩となっている。砂も泥もすべて塩基性火成岩起源で，おもにアクチノ閃石（淡黄緑色種～緑青色種にわたり，青みの強いのは低い干渉色を呈する）・曹長石・石英・緑泥石（光学性正で，２Ｖ＝３２～１４°，複屈折度はきわめて低く，ペンニン又はクリノクロアと考えられる），および少量の緑簾石・白雲母（光学性負，２Ｖ＝３５°，光軸面 ⊥０１０，わずかに緑黄色がかってみえ，フェンジャイトまたはフェリマスコヴァイトと推定される）等からなり多種の鉱物から成る（第７図）。また泥質とみえるものには，少量の方解石があるほかは，ほとんど緑泥石から成る超苦鉄質組成の緑泥石片岩がある。

前述の深成岩礫の供給源は西側の綱掛岩変ハンレイ岩体にあるのではあるまいか。交代変成のため，岩石の外観はすっかり変貌してしまい，もとの普通角閃石は長柱状の淡緑～青緑色のアクチノ閃石，さらに藍閃石～クロス閃石によって交代された形跡がある。猪木ほか（前出）によると，角閃石についてのカリウムーアルゴン法による絶対年代は，三波川変成の時期と同じで，９１４０±１３９０～８６５０±１１７０万年を示している。年齢の幅が広いのは変成作用の長い期間のせいであろうか。ソーシュル石化した苦の斜長石は，すっかり姿を変え，一方において緑簾石をつくるのに消費され，他方においてきわめて透澄な中性長石を残し，さらに曹長石による交代作用の進展がうかがわれる。それにしても，綱掛岩一岳路変ハンレイ岩体の残存斜長石と，年崎深成岩礫の残存斜長石とが同じ中性斜長石の組成を示す点は興味深い。

とにかく今度の巡検によって，長崎県の変成岩について，今後どういうことを学べばよいか，という指針は得られたと思う。なお巡検には長崎県地学会員の先生方，ことに田島俊彦・鴨川信行・松村俊二の各先生方に大変お世話になった。ここに厚く謝辞を表し今後の長崎県地学の発展を祈りたい。

参考文献

猪木幸男・柴田賢・服部仁（１９７６）：長崎変成岩中の４億年岩石について・日本列島の古生界基盤資料集・日本地質学会第８３年総会（松本）討論会・島弧基盤No.3, ４５～４６

大島恒彦（１９５５・５７・５８）：長崎県野母半島の交代岩類について。(1), (2), (3) 佐賀大教論文集。5，１０１～１１２，7，８９～１０２，8，１７～３４

竹下　寿・松本徰夫・田島俊彦・鴨川信行・松村俊二（１９７７）：長崎県野母半島藍閃片岩相に関する一知見・日本地質学会西日本支部会報　No.６４（講演要旨）

田島俊彦（１９７６）：西彼杵半島北部のPillow lavasとHyaloclastitesについて日本地質学会西日本支部報No.６２（講演要旨）

西村暉希・服部仁（１９７７）：九州最古の岩石，野母半島の変ハンレイ岩，長崎県地学会誌No.２６，３２～３７

（昭和５２年１０月４日受理）