

対馬(下県区域)の地質(2)

千葉 正美*

4-4-1-4 火成岩(花崗岩類・粗粒玄武岩類・斜長斑岩類)

(1) 花崗岩類(Gr)

〔分 布〕

花崗岩類は、厳原町日掛南方の佐須川上流域の谷部(標高200~250 m以下)、瀬川上流の内山盆地周辺の標高250~300 m以下、及び、久和・内院川上流域・浅藻北方の谷部(標高150~250 m以下)に分布する。これらの花崗岩類の分布域は見掛上点に在しているが、一連の岩体であると考えられる。

〔岩質及び層位関係〕

佐須川上流域に分布する花崗岩類は、主として角閃石黒雲母花崗閃緑斑岩からなり、丸みのある径20 cm~最大1 m程度の苦鉄質包有物を10~数10%程度混入している。上位の泥岩層との接触部付近には、10×2 cm程度の角礫状にホルンフェルス片をほぼ平行した伸長方向をもって取り込んでいる。花崗岩類は接触部付近で数m程度マサ化するが、河床面では流水の浸食により一枚岩状の岩体として露出し、亀裂も数mに1本程度で新鮮硬質で良好な岩盤状態を示す。

内山盆地周辺に分布する花崗岩類は、日掛付近と同様角閃石黒雲母花崗閃緑斑岩を主とするが、全般に径30 cm~2 m程度の丸みのある苦鉄質包有物を多く含む。ただし、内山盆地中央付近の鮎

戻し東方1 km地点では、包有物がほとんどみられない。また、上位の洲藻層との接触部付近では、ホルンフェルス片(亜角礫状)の捕獲岩を多く含み、一部では幅3 cmのアプライトの貫入が認められる。本地域の花崗岩類も瀬川沿いに新鮮硬質な岩体をなし、山腹部では数m~10 m程度マサ化~風化残留巨礫化している。

本榑山・竜良山・萱場山南方谷沿いに露岩する花崗岩類は、中~細粒の花崗閃緑斑岩様を呈し、暗灰~淡緑色で、苦鉄質な包有物も頻繁に混入する周縁相を呈している。

本地域の花崗岩類は、全般に亀裂沿いに風化し、厚さ数m~10 m程度マサ化~風化残留巨礫化する。

花崗岩類と上位の対州層群洲藻層とは貫入関係で接し、花崗岩類は対州層群に対し熱変成を与えホルンフェルス化している。花崗岩類と対州層群の接触部は露頭単位では不規則であるが、大局的には内山盆地を中心として標高250~300 m以下に四方にゆるやかに傾斜するドーム状構造を示すと考えられる。

(2) 粗粒玄武岩類(Do)、斜長斑岩(Po)

〔分 布〕

粗粒玄武岩は、厳原町椎根付近に上槻層・若田層を貫いて小規模に分布する。

斜長斑岩は、安神北西約1 kmの所に北東-南西方向に伸長して小規模に洲藻層に貫入する。

*日韓トンネル研究会技術顧問

〔岩質及び層位関係〕

粗粒玄武岩は、普通輝石粗粒玄武岩、変質粗粒玄武岩、変質玄武岩などからなる岩床または岩脈状の小岩体である。

斜長斑岩は、斜長石、石英、黒雲母等からなる完晶質斑状組織を示す貫入岩で、幅 10～20 m の塊状岩体で、極めて硬質である。

4-4-1-5 段丘礫層 (al)、沖積層

〔分 布〕

段丘礫層は、難知川沿いでは礫径 5～10 cm の泥岩・砂岩・流紋岩からなる亜円～亜角礫を主とし、基質はシルト～細砂である。久根浜～久根田舎に至る河川沿いに分布する段丘堆積物は、礫径 1～7 cm の泥岩・砂岩・流紋岩の亜円礫を主とし、基質はシルト～細砂である。

沖積層は、河川の下流～河口付近に小規模に分布する。比較的分布の広いものは、阿連川、佐須川、椎根川、上槻川、久根川、瀬川、内院川、久田付近、阿須川の各河川沿いであり、沖積層が作る平坦地を利用して水田・畑作等が行われている。

段丘礫層は、確認できたものは難知川付近と久根川沿いの 2 カ所であったが、他にも小規模に河川沿いに分布するものと考えられる。

〔岩質及び層位関係〕

沖積層は、各河川流域に出現する岩石を起源として、未固結の砂及び泥から構成される。

4-4-2 地質構造

調査地域に於ける主要な地質構造としては、褶曲構造、断層、割れ目、及び堆積構造が認められるが、これらについて以下記述する。

4-4-2-1 褶曲構造

対州層群の分布を規制している主要な地質構造は褶曲構造であり、大・小様々なオーダーの褶曲構造が認められる。これらの褶曲構造のうち主要なものについては、岡田・柴田ほか (1971) によって述べられているが、調査地域内に分布する主要な褶曲について、岡田・柴田ほか (1971) に準拠して、北西側のものから南西側のものに向って順次“^き佐賀向斜”、“^に仁位背斜”、“^{わかた}若田向斜”、“^{いずはら}厳原背斜”とする。

これらの褶曲構造は、幅約 2～6 km 間隔で分布し、ほぼ NE-SW 方向の褶曲軸を有し、10～20 km の連続が確認される大オーダーの褶曲構造

であり、全体として北東側に緩く傾斜する。対州層群の分布は、これら的大オーダーの褶曲構造に支配され、大局的には NE-SW 方向の軸を有する大きな波状分布をなしている。また、北東側に傾くこのような褶曲構造のために対馬全体をみると、対州層群は北東方に上位層が分布する。

調査地域の南部では、厳原背斜の背斜軸部付近に対州層群に貫入した花崗岩体によって幾つかのドーム構造が形成されている。

これらの他に、対州層群には中～小オーダーの褶曲構造が認められ、特に厳原町^{こもた}付附近以北の海岸沿いに分布する下部層今里層には、幅数 100 m の間隔で繰り返す過褶曲帯が認められる。これらの過褶曲帯における褶曲軸は全体を通して NE-SW 方向をなして並走するものが多く、この方向に斜交するものは非常に少ない。

このような中～小オーダーの過褶曲構造の形成の要因について、多くの研究報告では、大オーダーの褶曲構造の形成に関与した構造運動に伴う、あるいは、それに前後する構造運動によって形成された褶曲構造であるとしている (通産省、1972～1974：松橋・桐生ほか、1970：岡田、1969：岡田・柴田ほか、1971：地質調査所 by 沢田・喜田河、1961 など)。また、このような過褶曲を含む対馬全体の褶曲構造の形成が対馬西海岸沖を島軸に平行に走る構造線 (断層) の影響によるものとし、そのために西海岸部ほど強い褶曲運動を受けている (松本、1969) とする考えもある。

今回の調査結果によると、このような過褶曲構造は、西海岸に分布する下部層に集中して認められること、その部分で堆積時の海底地すべりによると思われる地層面に対して低角度をなす断層以外には構造運動に伴うと考えられる断層が認められないこと、過褶曲帯を構成する泥岩、泥岩優勢互層は塊状～層状をなし、シアール (剪断)～圧碎作用を受けていないこと、対州層群全体には海底地じりを要因とするスランピングの一形態である“異常堆積”が認められることなどから、対州層群堆積以後の後生的な構造運動によって形成された結果によるものとは考えにくく、対州層群堆積時の海底地じりによるスランピングによって形成された大規模なスランプ褶曲と考えた方が妥当と考えられる。このことから、今回の調査結果では、以下“過褶曲 (帯)”という用語は「対州層群堆

積時に海底地送りによって形成されたスランプ褶曲の集中する地域」という意味で使用する。従って、この過褶曲帯については、堆積構造の項で述べる。

(1) 佐賀向斜

佐賀向斜の向斜軸は、豊玉町卯麦^{うむぎ}から南西方向に同町唐洲^{からす}にかけて、ほぼ直線的に約5 km 連続し、全体の方向はN45°Eを示す。この軸は、周辺の地層の分布から北東側に緩く、この向斜の北東方延長部は岡田・柴田ほか(1971)によると峰村佐賀に連続するとされている。また、本向斜の南西方向延長部は、浅茅湾を隔てて下島では過褶曲帯が存在するために確認できない。

佐賀向斜は、振幅が1,000 m 程度の大オーダーの向斜構造であるが、唐洲付近では、その軸部及び両翼部に中～小オーダーの過褶曲帯が存在するために不明瞭となっている。この過褶曲帯をなす個々の褶曲は振幅が約200～500 m であり、N30～45°E 方向の向斜構造及び背斜構造が佐賀向斜に沿って並走している。このために、この付近での地質構造を複雑にしている。

(2) 仁位背斜

仁位背斜の背斜軸は、豊玉町仁位から仁位浅茅湾の湾央に沿って南西方向に直線的に連続し、同町深里^{ふか}付近で緩く南南西方向に湾曲した形態をなす。本背斜の全体的な方向はN45°Eを示し、調査地域では約6 km の連続を示す。本背斜軸の北東方延長は、岡田・柴田ほか(1974)では豊玉町曾浦に連続するとされている。また、その南西方延長は、浅茅湾を隔てて下島の厳原町小茂田に連続するとされているが、今回の調査では、下島でこの連続が推定される付近が、著しい過褶曲帯(スランプ褶曲帯)が形成されているために、その連続性は確認できない。

仁位付近で、この背斜は振幅が約1,000 m の大オーダーの背斜構造をなし、背斜軸が北東側に緩く傾斜する。

仁位背斜の東翼部の地質は、比較的安定した20～35°の緩傾斜をなし、南西方に向って次第に傾斜を緩くして若田向斜へと移行する。これに対して北部の西翼部は、40～60°の傾斜をなす。このように仁位背斜は全体に東翼が比較的緩傾斜をなし、西翼が急傾斜をなす非対称型の背斜構造をなしている。

(3) 若田向斜

若田向斜は、美津島町賀谷付近から南西方に向ってほぼ直線的に同町芦浦—小船越—黒崎島—洲藻と連続し、洲藻付近で緩く南南西方に湾曲し厳原町若田付近まで追跡できる。本向斜の全体的な方向はN40°Eを示し、延長約20 km にわたって連続する。若田付近から南西方の延長は確認できない。

本向斜の向斜軸は、全体に北東側に緩く傾斜しており、その北東端は賀谷付近で海中に没する。本向斜の波長は農部浅茅湾^{のぶ}付近で最大6 km 以上に達し、振幅も1,000 m 以上を示す。賀谷付近から洲藻にかけては、この向斜構造の底は非常に緩やかな皿状の形態をなすのに対し、南西方の若田付近では、向斜軸の両翼の傾斜が20～25°を示す左右対称型で、底部が角ばったアンギュラー褶曲に近い形態を示す。

(4) 厳原背斜

厳原背斜は、美津島町の黒島の西端を通り、南西方に向って久須浦—雞知浦を通り、厳原町西方の権現山—隠蔵寺山—柳ノ壇山—月輪山にかけて連続し、その南西方は花崗岩類の貫入によって連続は確認できない。本背斜の延長は25 km に達し、北東方延長は美津島町鴨居瀬の東方で海中に没する。背斜軸は全体にN40°Eの方向を示し、北東側に緩く傾斜し、若田向斜の南西側にこれと平行している。

本背斜は若田向斜と対をなすものであり、若田向斜と同様に対称型の褶曲であり、その両翼の傾斜は緩く、下方に開いた形態をなしている。

美津島町雞知以南の背斜軸部付近では、花崗岩の貫入によって背斜軸を長軸とするドーム構造が形成されている。ドーム構造は月輪山、柳ノ壇山、及び有明山を含む長軸4 km、短軸2 km のものと、内山盆地を中心とした大鳥毛山、小鳥毛山、舞石ノ壇山、萱場山及び竜良山を継ぐ約2 km 四方のものが代表的なものである。このドーム構造を形成した花崗岩の貫入によって、厳原背斜の背斜軸付近の地層の走向・傾斜は乱されている。

本背斜の東翼部は、南部では花崗岩の貫入によって乱されている所が多く認められるが、全体的には南東方向～西南方向に25～40°で傾斜し、海中に没する単斜構造をなしている。

4-4-2-2 断層

対州層群には、全体的に断層は少なく、地質構造上推定される変位量の大きい2本の断層以外は変位量が小さく、連続性の乏しい断層である。表-4,3に調査地域内で確認あるいは推定される断層一覧表を示す。

この表で①～⑫の各断層は、地質踏査において露頭で確認した断層であり、最下部層である今里層を除いて一様に分布している。今里層中に分布する断層については、下部層・中部層を通して認められる堆積時のスランピングに伴うスランプ断層あるいは、海底地回り面を示す断層が確認されるが、これについては表には掲げなかった。

①～⑫の各断層のうち①、②及び⑨のそれぞれ芦浦、小船越及び上槻北東方の3本の断層は走向性の断層であり、幅3m以上の破碎帯（擾乱帯）を有するものであり、連続性は乏しいが、構造運動を受けた結果形成されたものと考えられる。しかしながら、これらの断層は走向性の断層であり、25,000分の1の地質平面図に表現できる程度の大きさの変位量を有するものではないことから、同図には表現しない。

①～⑫の各断層のうち、①、②及び⑨を除く各断層については、密着性のものと共に断層に伴う破碎帯の規模が小さく、変位量は不明であるが、断層を境にしてその両側の地層に大きな変位はないと判断される程度のものである。また、これらの断層の連続性は数10m以下である。これらの断層の形成時期及び形成機構については不明であるが、堆積時の海底地回りの運動に伴って形成されたスランプ断層である可能性もある。いずれにせよ、これらの断層は大きな変位量を有する断層ではなく、連続性も非常に乏しいことから、地質平面図には表現しない。

(1) 佐須瀬断層（仮称）

本断層は、若田向斜軸の南方延長にあたる厳原町日掛西方から南西方向に矢立山西斜面を通り同町佐須瀬、瀬浦に達するほぼNE-SWの走向を有する高角度断層として、その存在が推定される。本断層の陸上部の延長は約9.5kmと推定され、本断層線を境にその北西側と南東側とではそれぞれ地質構造を異にしている。本断層線を境にして、その北西側には下部層の上槻層と若田層とが分布しており、その構造はN30～45°E、30～45°SE

程度の走向・傾斜を示す安定した単斜状構造をなすのに対して、その南東側に分布する若田層は背斜構造をなしており、その頂部付近沿いに貫入した花崗岩体によってドーム構造が形成されており、若田層の構造は複雑となっている。

本断層は、末確認であるが、両側の地質構造の差異から比較的大きな変位量を有するものと考えられる。

(2) 豆靱断層（仮称）

本断層は、厳原町豆靱から北方の豆靱瀬まで、ほぼN-Sの走向を有し、西側に高角度で傾斜する逆断層としてその存在が推定される。本断層の陸上部の延長は約4kmと推定される。

本断層線を境にして、その西側には下部層の若田層が分布し、その構造はN20～30°E、30～40°SEを示す単斜状構造をなす。これに対して、その東側には、中部層及び上部層の各層が分布し、大局的にはN50～65°E、15～30°SEの走向・傾斜を示す西上位の構造をなす。

本断層の存在が推定される位置付近は、沖積層や崖錐性堆積物が分布しており、断層の存在を地質踏査では確認できず、破碎帯の状況は不明である。しかし、上に述べたような地質構造上の差異や地形（リニアメント調査）などから、この位置に断層が推定され、断層による変位量は鉛直成分600m以上のかかなり大きなものと考えられる（本断層は水路部の音波探査では確認されている）。

本断層の北方延長部は、豆靱瀬付近で上述した佐須瀬断層によって切られていると推定される。

(3) その他の堆積時の断層

以上述べた断層の他に、調査地域には特に下部層の今里層や中部層の洲藻層に顕著な堆積時の海底地回りに伴う断層が各所に認められる。

これらの断層には2系統のものが認められる。その1つは、地層面に平行～低角度をなす断層であり、断層に伴う破碎帯が認められないものである。この断層は、断層面は比較的シャープなことが多く、上盤側の地層は多くの場合スランピングを成すことから、海底地回り面を示す断層と考えられる。

他の一つは、スランプ褶曲部あるいは過褶曲帯の走向の変化する部分～褶曲の片翼部に認められるものである。この断層も破碎帯を伴うことなく、シャープな断層面を成している。このような断層

表—4.3 確認及び推定断層一覧表

番号	断層の走向・傾斜	破 碎 帯 の 幅 (m)	破 碎 帯 の 状 況	推定及 び確認	断 層 の 位 置 (推定の場合はその連続性)	連続性 の有無	記事及び断層推定理由
①	N30° W, 60° S W	4.0 (0.4)	擾乱帯 (角礫擾乱)	確 認	美津島町芦浦	無	上部層小船越層の泥岩中に 発達, 変位量不明, 走向断 層
②	N48° W, 70° N E	3.0	擾乱帯	確 認	同 町 小船越	無	同上層 砂岩中に発達 以下同上
③	N25° W, 73° N E	0.02	粘 土	確 認	同 町 鴨居瀬	無	同上層, 砂岩と泥岩とを境 する。変位量不明, 走向性 断層
④	N48° W, 90°	0.1	角礫粘土	確 認	同 町 焼松西方	無	中部層洲藻層の泥岩中に 発達 変位量不明
⑤	N60° W, 90°	0.5	擾乱帯	確 認	同 町 大船越	無	中部層洲藻層の泥岩中に 発達 変位量不明
⑥	N25° W, 50° S W	0.1~0.2	角 礫 帯	確 認	同 町 空港西方	無	同 上
⑦	N34° W, 75° S W	0.1	粘 土	確 認	同 町 根緒西方	無	下部層若田層の泥岩中に 発達 変位量不明
⑧	N42° E, 85° S E	0.2	粘 土	確 認	巖原町 小茂田	無	下部層上槻層の砂岩・泥岩 互層中に発達, 変位量不明, 走向性断層
⑨	N60° E, 70° S E	5.0 (0.2~0.6)	擾乱帯 粘 土	確 認	同 町 上槻北東方	無	同 上
⑩	N52° W, 83° N E	密着性	—	確 認	同 町 安神北方	無	中部層洲藻層の泥岩中に 発達, 変位量不明, 走向性断 層
⑪	N42° W, 82° N E	密着性	—	確 認	同 上	無	同 上
⑫	N55° W, 70° N E	密着性	—	確 認	同 町 豆殻北方	無	同上層の泥岩中に発達 変位量不明
⑬	N E — S W 走向 傾 斜 不 明	不 明	不 明	推 定	同 町 瀬浦一日掛西方 (佐須瀬断層)	(有)	本断層は若田向斜の南方延 長部にあたり, 下部層若田 層中に発達。断層を境にし て, その両側で地質構造を 異にしている。比較的変位 量の大きい断層として推定。
⑭	N — S 走 向 傾 斜 不 明	不 明	不 明	推 定	同 町 豆殻—豆殻瀬 (豆殻断層)	(有)	本断層は下部層の若田層と 中部層の洲藻層とを境する。 断層を境にその両側で地質 構造を異にする。変位量の 大きい断層として推定され る。

※連続性は500mを基準に連続性の有無を判断した。

は、海底地迂りに伴って堆積物が海底を迂り、その途中～末端部でスランプ褶曲を形成する。その際に堆積物が塑性体として変形の限界を越した時点で、堆積物が切れたために形成された断層（スランプ断層）と考えられる。

4-4-2-3 割れ目

調査地域内の岩盤に認められる割れ目系としては、流紋岩を含む対州層群、ホルンフェルス化帯及び花崗岩類に認められる節理が顕著である。

対州層群の堆積岩類には全体を通して褶曲軸にはほぼ直交する方向の走向で高角度の傾斜を有する節理と、褶曲軸にはほぼ平行する方向の走向で高角度の傾斜を有する節理との2系統のものが顕著であり、これらに斜交する方向のものは少なく、地域性に富むものである。褶曲軸にはほぼ直交する方向の節理及び褶曲軸に平行する節理は1～数mに1本程度の頻度で発達しており、小茂田付近や大船越付近では、これらの節理に沿って石英脈が充填している。

ホルンフェルス化を受けている厳原港以南の堆積岩類には、NW-SE (N30～45°W) の走向で高角度の傾斜を有する断層が顕著であり、特に東海岸部に発達するこの系統の節理は開口気味のものが多く、3～4mに1本程度発達している。

対州層群下部層若田層を構成する流紋岩類（溶岩、岩床及び凝灰岩よりなる）及び中部層洲藻層上部層賀谷層を構成する流紋岩類（溶岩、岩床、岩脈、凝灰岩）に発達する節理には、一般にそれらが厚い場合には塊状をなし、数m～10数mに1本程度の頻度で層理面～流理面直交する方向の走向を有し、70°以上の高角度の傾斜を有する節理が認められる。また、その厚さが20m以下の凝灰岩あるいは溶岩の場合は、層理面～流理面に平行する節理と、これに直交する走向で高角度の傾斜を有する節理とが認められる。前者の場合は1m当り3～4本程度の頻度を示すところも認められるが多くの場合は1m当り1本程度である。これらの節理は大部分が密着性のものである。

花崗岩類は新鮮な部分では節理の少ない塊状岩体をなすが、多くの場合は、2～5mのブロック状に発達する方形状節理が認められ、また、一部では水平に近い面をもつ節理が1m当り2本程度の頻度で発達する所も認められる。

花崗岩類のうち地表付近では、節理に沿って風

化が進行し、赤褐色のマサ化が認められ、径1～5m程度の風化残留礫として、やや新鮮な花崗岩礫が砂状のマサ中に残存している箇所も認められる。

4-4-2-4 堆積構造

堆積構造は堆積の過程で形成された構造をいい、これにより堆積岩の生成時に於ける堆積環境の推定や堆積史の編纂、又は形成過程の解明に利用されている。

調査地域の対州層群中に認められる堆積構造には、海底地迂りによるスランピング、水流によって形成されたフルートキャスト（flute cast）、漣痕（ripple mark）、斜層理（diagonal bedding）などが認められる。

(1) スランピング

スランピングは、一時的に堆積した未固結～半固結の地層が何らかの営力で単層あるいは単層群にわたって海底面などの堆積面をすべり落ちる海底地迂りによるものとされている。スランピングの形態には、異常堆積（乱堆積）、スランプ褶曲、迂り面断層を含むスランプ断層があり、大局的にはその上限、下限を正常な地層により境され、その境界はいずれも癒着している。これらのうち、スランプ褶曲の褶曲軸の方向と軸面の傾斜の方向を推定することによって、古海底面の傾斜方向、即ち地迂り方向を知ることができる。

今回の調査では地迂り方向に関する調査は実施しなかったが、長沼・長浜（1981）によると、対馬上島でのスランプ褶曲の解析によると、対州層群のスランピングの主方向はNW→SEであることを示し、堆積時に北西方向から南東方向に向って傾斜する海底面が存在し、碎屑物の供給が北西側にもあった可能性を述べている。

今回の調査でも、下部層今里層に認められる過褶曲帯（スランプ褶曲帯）の褶曲軸の方向は一樣にNE-SW方向を示していることから、軸面の傾斜は不明であるが、少なくとも褶曲軸に直交する方向であるNW↔SE方向であった事は確かであり、長沼・長浜（1981）の結果を裏づけている。

対州層群中部層及び上部層には、主として、異常堆積及び地迂り面断層が認められる。異常堆積の部分は比較的良く連続し、地層対比の鍵層の少ない対州層群において、スランピングゾーンとし

表-4.4 リニアメント調査総合解析結果表

No.	方 向	長さ(km)※1		リニアメントの分類	※2 空中写真判読による特徴	地 形 ・ 地 質 文 献	現 地 の 地 質 状 況	考 察	※2 リニアメントの特徴	
		ℓ	L						①	②
1	N35° E	1.9	—	C-1	⑦	通産省(1973)によると、対州層群の泥岩と火山砕屑岩との境界線に一致している。	対州層群の中部層群泥岩と下部層群田層との分布境界線に一致し、地層の走向方向もこれに一致している。このリニアメントに沿って流紋岩が分布する。	流紋岩(Rs)と泥岩(Tm)との地層境界であり、差別浸食によるものと判断される。	① 断層崖(fault scarp)の連続	② 断層谷(fault valley)の連続
2	N36° E	2.1	—	B-1	⑦	通産省(1974)によると、北半部は対州層群の泥岩と斜長斑岩との岩質境界線にほぼ一致している。南半分は、向斜軸にほぼ一致している。	対州層群の下部層群田層の泥岩と流紋岩との分布境界線にほぼ一致している。付近の地層の走向も同方向を示す。	流紋岩(Rs)と泥岩(Tls)との岩質境界である。リニアメントの一部を除き差別浸食によるものと判断される。	③ 断層鞍部(Kern col)と断層突起(Kern but)の連続	④ ①, ②, ③の連続
3	N25° E	2.9	4.1	C-1	⑥, ⑬	通産省(1974)によると、北半部は対州層群の泥岩と斜長斑岩との岩質境界線にほぼ一致している。南半分は、向斜軸にほぼ一致している。	対州層群の下部層群田層と中部層群泥岩との分布境界線に一致し、地層の走向方向もこれに一致している。このリニアメントに沿って流紋岩が分布する。	流紋岩(Rs)と泥岩(Tm)との岩質境界であり、差別浸食によるものと判断される。	⑤ ③や稜線・水系に系統的な屈曲が認められる。(確実活断層)	⑥ 谷筋と稜線の急変部が連続
4	N35° E	2.4	—	C-1	⑥, ⑬	通産省(1974)による対州層群の泥岩と斜長斑岩との岩質境界線とほぼ一致している。	対州層群の下部層群田層の泥岩と流紋岩との分布境界線と一致する。	流紋岩(Rs)と泥岩(Tls)の岩質境界であり、差別浸食によるものと判断される。	⑦ 山腹斜面の傾斜変換点が連続	⑧ 河川の流路が著しく直線状を示す。
5	N26° W	1.8	—	C-1	⑧	氏家・満岡(1969)は、これらを含む西側海岸線を断層に沿って海蝕が進み後退した断層線である可能性を示した。海上保安庁水路部(1975)、INOUE ed.(1975)などは、この海岸の沖合にこれと平行する断層の存在を音波探査を主とした調査から報告している。	対州層群中部層群泥岩が分布し、この付近にはこのリニアメントの方向の走向を有する節理が発達する。断層露頭は認められない。	泥岩(Tm)中に発達する節理に沿って浸食された谷地形であると判断される。	⑨ 直線的な湖岸線や海岸線	⑩ 段丘面や扇状地面の直線的な落差・水平ズレが連続(確実活断層)
6	N60°~85° W	1.8	—	C-1	⑦	通産省(1974)による対州層群のホルンフェルス化を受けた部分と受けていない部分との境界にほぼ一致している。	対州層群下部層群田層が分布し、その走向方向と一致している。	層理による差別浸食による可能性が高い。	⑪ 線状の凹地、池が連続	⑫ 地這り、崩壊の連続
7	NS~N10° E	1.6	3.6	B-1	⑨	氏家・満岡(1969)は、これらを含む西側海岸線を断層に沿って海蝕が進み後退した断層線である可能性を示した。海上保安庁水路部(1975)、INOUE ed.(1975)などは、この海岸の沖合にこれと平行する断層の存在を音波探査を主とした調査から報告している。	対州層群下部層群田層が分布し、その走向はN10~25° Eを示し、本リニアメントとはやや斜交する。この付近では本リニアメントに沿った断層は確認されていない。	地層の構造方向(走向方向)にやや斜交しており、付近ではこのリニアメントに沿った方向の断層系は確認されず、不明な点が多いが、この海岸の沖合の海底地質状況(文献による)から、氏家・満岡(1969)の可能性も考えられる。	⑬ 水系模様、谷密度、侵食地形の直線的な境界	⑭ その他水系異常の連続
9	N35° E	2.5	—	B-1	⑦	富田・山下 他(1975)が通産省(1972~1974)に基づき総合的に述べた際の地質図によると、対州層群のホルンフェルス化を受けている部分と受けていない部分との境界線に一致している。上原(1959)による日見豆酸構造線(断層線)に南部は一致している。	対州層群下部層群田層が分布し、花崗岩類の貫入によるホルンフェルス化を受けている部分と受けていない部分との境界線に一致し、地層の走向もこれに一致する。	若田層(Tls)のホルンフェルス化を受けている部分と受けていない部分との境界線とほぼ一致し、差別浸食によるものと判断される。	⑮ 植生に生長差が認められ、線状に連続する。	⑯ 植生種や樹高が直線状の境で変化する。
10	N10°~35° E	1.9	3.6	B-1	⑦	上原(1959)による日見豆酸構造線(断層線)に南部は一致している。	同 上 このリニアメントに沿って、その東側に断層の存在が推定される。		⑰ 植生の分布が直線的である。	⑱ 沖積低地などで、写真の色調や階調の変化が線状に連続する。
11	NS	1.7	3.6	B-1	⑦	上原(1959)による日見豆酸構造線(断層線)の南部に一致している。	このリニアメントにほぼ沿って、断層の存在が推定される。この断層を境にしてその東西両側で地質構造を異にしている。	このリニアメントに沿って断層の存在が推定され、また、断層を境にしてその東西両側の地質及び地質構造が異なっていることから、断層による地質構造を反映したリニアメントと判断される。	⑲ 直線状の境界をもって色調や階調及び肌理が変化する。	
12	N18° E	2.2	—	B-1	⑦	上原(1959)による日見豆酸構造線(断層線)が、本リニアメントの東側にこれと平行して推定されている。	断層の東側には、対州層群中部層群泥岩が、西側には下部層群田層がそれぞれ分布する。			
13	N75° W	1.7	—	C-1	⑦	対州層群中部層群泥岩が分布し、この付近にはこのリニアメントの方向を有する節理が発達する。断層露頭は認められない。	対州層群中部層群泥岩が分布し、この付近にはこのリニアメントの方向を有する節理が発達する。断層露頭は認められない。	泥岩(Tm)中に発達する節理に沿って浸食されたリニアメントと判断される。	①縮尺 ②日本道路公団 ③4539~4546, 4565~4571	
14	N38° E	1.8	—	C-1	⑧, ⑨	対州層群中部層群泥岩が分布し、その走向方向とほぼ一致している。このリニアメントに沿って断層露頭は認められない。	対州層群中部層群泥岩が分布し、その走向方向とほぼ一致している。このリニアメントに沿って断層露頭は認められない。	層理による差別浸食によるものと判断される。	①1:20,000 ②建設省国土地理院 ③横須賀C101~11	
15									① ② ③	
16									判読担当者	福 間 敏 夫

※1 ℓ:単一リニアメントの長さ L:連続すると考えられるリニアメントの総延長

※3 確実度Ⅲ:活断層の可能性のあるリニアメント

てかなり有効な鍵層となる可能性が大きい。

(2) 古流系

古流系は、水流によって形成されたフルートキャスト、漣痕、斜層理などから解析される。今回は、古流系についての調査は実施しなかったが、長沼(1967)、磯見・松井ほか(1971)、岡田(1971)、長浜・長沼(1972)によって詳しく調査されており、それらの結果を要約すると、「対州層群の粗粒砕屑物の主要な供給源は堆積盆の南西側に位置し、砕屑物の大半は、NE-SW 方向に細長く伸びた堆積盆を SW→NE 方向に向って流れた中軸流によって運搬され堆積した。」としている。

今回、美津島町今里からナギリ崎へ向う林道沿いに分布する下部層今里層で測定したフルートキャストの流向は北北東→南南西方向(N16°E)を示し、豊玉町貝鮎の中部層洲藻層及び厳原町小茂田北方の下部層今里層で測定した漣痕の流向は、それぞれ東-西方向(N90°E)、北北西-南南東方向(N5°W)を示す。

4-4-3 リニアメント判読結果

リニアメントの判読結果は、表-4.4「リニアメント調査総合解析結果表」に示した通りであるが、以下にその概要を記述する。

なお、空中写真の判読に際しては、「リニアメントの区分表」の分類に基づいて A-1 ~ C-3 のランクに分けて行った。

使用した空中写真は、国土地理院撮影による縮尺 1:20,000 を利用してリニアメントの判読を行った。

調査地域内では C-2 及び C-3 ランクのリニアメントが多数認められる。これらの方向は、そのほとんどが地層の走向方向に平行するものであり、その延長も 1.5 km 以下の連続性に乏しいものであることから、岩質境界を示すリニアメントであると判断される。

従って、これらの明らかに岩質境界を示すと考えられる C-2 及び C-3 のランクのリニアメントを除いて、C-1 ランク以上のリニアメントについて着目した。

調査地域内で C-1 ランク以上のリニアメントは 14 条あり、主要なものについて述べる。

No6、14 のリニアメントは、いずれも堆積岩類(泥岩を優勢とする地層)の走向方向と一致しており、現地の状況から断層の存在が考えられな

いことから、層理面の岩質境界に沿った差別浸食によるリニアメントと判断される。

No7、8 のリニアメントは、西海岸の直線状海岸線であり、地質踏査の結果では、成因と考えられる地質状況(断層、節理、層理面等)が認められない。氏家・満岡(1969)が堆察し、海上保安庁水路部(1975)や INOUE ed.(1975)などによって立証されたように、本海岸線の沖合に認められる断層崖が海蝕により後退した断層線崖である可能性も考えられる。

No9、10 のリニアメントは、若田層(T1₃)のうち、花崗岩類の貫入によってホルンフェルス化を受けて硬化している部分と受けていない部分との境界を示すものと判断され、明瞭な地形変換点が続く。

No11、12 のリニアメントについても明瞭な地形変換点の連続が認められる。地質踏査の結果、このリニアメントに沿ってその両側で地質構造が異なることなどから、このリニアメント沿いに断層の存在が推定される(豆蔵断層)

以上、本調査地域に認められるリニアメントの多くは、岩質境界に沿った差別浸食によるものと、節理に沿って浸食が進んで形成された直線状谷などが大部分を占めるが、No9、10 のリニアメントは断層による地質構造を反映したものと判断され、また、No7、8 のように地質踏査結果からは不明であるが、断層崖が海蝕により後退した地形の可能性のあるリニアメントも認められる。

なお、本調査地域内には、活断層研究会(1980)、日本の活断層; 東京大学出版会、にはリニアメント及び活断層は図示されていない。

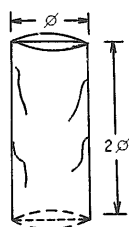
5. 岩石試験結果

5-1 試料の採取及び整形

地表踏査に際し、現地露頭から、ハンマー、タガネを使用し、20×20×15 cm 程度のブロックサンプルを採取し、それを試験所内に於て、岩石繰抜器(φ35 mm、50 mm)を使用して、φ35 mm、φ50 mm(吸水膨脹試験のみ φ50 mm)の円形コア状に繰抜き、長さ 70 mm に切断し、切断面を 100 目~3,000 目のカーボンランダムで研磨し仕上げを行った。

〔試験の内容〕

- 1). 圧縮強度試験
- 2). 超音波伝播速度測定
(P波、S波、自然状態)
- 3). 見掛比重試験 (3 状態)
- 4). 吸水膨脹試験)
- 5). 岩石顕微鏡鑑定
- 6). X線分析



の6項目で、以下試験結果について説明する。

岩石試験の試験結果は、表-5.1の岩石試験総括表に示す。

5-2 岩石試験方法

岩石試験方法については省略する

5-3 試験結果

5-3-1 一軸圧縮強度

一軸圧縮強度は、花崗岩類では、自然状態で $1,242 \sim 2,794 \text{ kg/cm}^2$ 、平均で $1,731 \text{ kg/cm}^2$ を示し、非常に高い数値を示す。

流紋岩類では、 $828.8 \sim 2,310.6 \text{ kg/cm}^2$ 、平均で $1,342 \text{ kg/cm}^2$ を示し、花崗岩類同様かなり高い数値を示す。

ホルンフェルスは $753.5 \sim 2,139 \text{ kg/cm}^2$ 、平均で $1,490 \text{ kg/cm}^2$ で泥岩、砂岩起源に関係なく高い数値を示す。

泥岩では $303.1 \sim 733.4 \text{ kg/cm}^2$ 、平均で 467.8 kg/cm^2 を示し、漸新世～中新世の泥岩として普通程度以上の値を示す。

砂岩は、 $552.5 \sim 2,354 \text{ kg/cm}^2$ 、平均で $1,465 \text{ kg/cm}^2$ を示し、漸新世の細粒砂岩としては固結程度の高い岩石であることを示す。

斜長斑岩の岩脈に対し1試料であるが、 $2,354 \text{ kg/cm}^2$ の高い数値を得ている。

5-3-2 超音波伝播速度測定

超音波伝播速度測定は、自然状態でP波(縦波)とS波(横波)の測定を行った。花崗岩類、流紋岩類は一軸圧縮強度の値に比較し超音波伝播速度が低い。即ち、花崗岩類はP波速度で $3,655 \sim 5,100 \text{ m/sec}$ 、平均で $4,386 \text{ m/sec}$ である。これに対し、一軸圧縮強度は $1,731 \text{ kg/cm}^2$ である。流紋岩類は同様に $2,479 \sim 4,986 \text{ m/sec}$ 、平均で $3,863 \text{ m/sec}$ である。これに対し、一軸圧縮強度は $1,342 \text{ kg/cm}^2$ である。

ホルンフェルス及び熱変成を受けている泥岩では最も速く、P波速度で $4,560 \sim 5,770 \text{ m/sec}$ 、平均で $5,050 \text{ m/sec}$ 、一軸圧縮強度の平均値は $1,490 \text{ kg/cm}^2$ である。

泥岩は通常の数値を示し、P波速度で $3,294 \sim 4,415 \text{ m/sec}$ を示し、平均で $4,029 \text{ m/sec}$ で、一軸圧縮強度の平均値が 467.8 kg/cm^2 である。

砂岩の試験個数は3試料と少ないが、 $3,641 \sim 5,299 \text{ m/sec}$ 、平均で $4,746 \text{ m/sec}$ 、一軸圧縮強度の平均が $1,465 \text{ kg/cm}^2$ である。

5-3-3 見掛比重

見掛比重は、自然状態、湿潤状態、乾燥状態の三状態について行った。花崗岩類の自然状態の見掛比重は $2.62 \sim 2.90$ 、平均 2.64 で、花崗岩類の比重としては平均の値である。流紋岩は $2.34 \sim 2.56$ 、平均で 2.46 である。花崗岩類よりは低い。ホルンフェルスでは $2.65 \sim 2.76$ 、平均で 2.72 で、本調査区域の中で最も高い。泥岩は $2.47 \sim 2.73$ 、平均で 2.63 である。又、砂岩では $2.44 \sim 2.65$ 、平均で 2.57 である。

(吸水率)

吸水率は、原石山などの粗材として判定する場合の目安となるが、吸水率が1%以下ならば原石山の対象となり、試験結果では、花崗岩類、ホルンフェルス、流紋岩の順序となり、ホルンフェルスが深部に於て可成り岩盤状態が良化していると窺い知ることができる。

5-3-4 吸水膨脹試験

試験の結果は表-5.1に示す通りで、膨脹比はT-12の流紋岩 0.01% 、T-18のホルンフェルスが 0.02% 、T-29の泥岩が 0.02% 、T-30の泥岩が 0.25% 、その他のT-26、27、28及び32の泥岩、T-33、34の砂岩、T-37、38の流紋岩は0であり、膨脹のあった4試料にしても 0.25% 以下であり、皆無に等しく、この地域の岩石は吸水膨脹の現象は示さないものとみなされる。

普通、膨脹比が大きく工事に支障をきたす岩石は、膨脹比5%程度以上である。

5-4 岩石顕微鏡鑑定

調査地域で採取した岩石試験試料のうち、T-1、5、8、10、13、14、16、17、18、22、23、26、31、34、36、37、38の合計17試料について、岩

表-5.1 岩石試験総括表

試料番号	採取個所	岩石名	測定 条件	超音波伝播速度 (m/sec)		動ポ アソ ン比	動弾性 係 数 (kg/cm ²) ×10 ⁶	一軸圧 縮強度 (kg/cm ²)	吸水 膨張 比(%)	見 掛 北 重			吸水 率(%)	有効 間隙 率(%)	記 事
				P 波	S 波					自然	湿潤	乾燥			
T-1	内 山 盆 地	角閃石黒雲母 花崗閃緑斑岩	自然	3790	2260	0.22	3.34	1758.1		2.62	2.63	2.62	0.60	1.58	
2	"	・花 崗 岩	"	4352	2081	0.35	3.21	1768.0		2.69	2.70	2.69	0.57	1.54	岩石の内・印のある のはフィールドネー ム。無印は顕微鏡観 察結果による。
3	佐 知 川 左 又	・ "	"	4406	2433	0.35	3.28	1627.5		2.62	2.62	2.61	0.39	1.03	
4	左 知 川 右 又	・ "	"	3655	2215	0.21	3.20	1242.7		2.64	2.64	2.63	0.49	1.29	
5	浅 茅 の 沢	黒雲母花崗 閃緑斑岩	"	4670	2660	0.26	4.77	2794.1		2.62	2.64	2.62	0.82	2.14	
6	内 院 川	・花 崗 岩	"	4531	2339	0.32	3.92	1506.9		2.66	2.67	2.65	0.67	1.78	
7	久 和 浦 河 岸	・ "	"	5100	2380	0.36	4.31	1235.7		2.74	2.75	2.73	0.64	1.73	
8	箕 形 海 岸	斑状流紋岩	"	3911	2041	0.31	2.80	1086.1		2.51	2.53	2.49	1.67	4.15	
9	洲 藻 川	・流 紋 岩	"	3290	2250	(0.61)	2.63	1270.8		2.40	2.46	2.38	3.59	8.54	
10	"	珪化流紋岩質 軽石凝灰岩	"	3240	1674	0.32	1.76	899.2		2.34	2.43	2.31	5.05	11.68	
11	雞 知 川	・流 紋 岩	"	4512	2031	0.37	2.96	1396.4		2.56	2.58	2.54	1.48	3.76	
12	浪 人 坂 口	・ "	"	3961	2067	0.31	2.82	1456.7	0.01	2.46	2.49	2.44	2.13	5.18	
13	豆 酸 神 崎	流紋岩質凝灰岩	"	4481	2173	0.35	3.26	1040.6		2.51	2.54	2.49	2.07	5.14	
14	"	砂 岩	"	5283	2278	0.39	3.89	2354.0		2.65	2.65	2.64	0.43	1.15	
15	久 田 浦(増田)	・流 紋 岩	"	3213	1919	0.22	2.32	1678.3		2.52	2.55	2.51	1.47	3.68	
16	阿 連 川 左 又	泥 岩	"	4764	2074	0.38	3.29	1444.7		2.71	2.71	2.70	0.51	1.37	
17	阿 連 川 右 又	砂質ホルンフェルス	"	4652	2326	0.33	3.92	1091.1		2.66	2.67	2.65	0.80	2.12	
18	若 田	泥 岩	"	4859	2413	0.34	4.35	2020.6	0.02	2.74	2.74	2.72	0.61	1.65	
19	砥 石 淵	・ホルンフェルス	"	4779	2235	0.36	3.81	753.5		2.75	2.75	2.74	0.44	1.22	
20	悪 水 川	・ "	"	5417	2554	0.36	4.99	1908.8		2.76	2.76	2.76	0.14	0.37	
21	佐 須 瀬	・ "	"	5356	2493	0.36	4.77	1456.7		2.76	2.76	2.75	0.21	0.58	
22	豆 酸 浦	点紋泥質 ホルンフェルス	"	5770	2708	0.36	5.53	1414.4		2.72	2.72	2.71	0.15	0.40	
23	安神トンネル	"	"	5063	2413	0.35	4.41	1566.0		2.74	2.75	2.73	0.47	1.29	
24	尾 浦	・ホルンフェルス	"	5281	2377	0.37	4.31	2139.8		2.72	2.73	2.71	0.86	2.33	
25	浅藻トンネル	・ "	"	4560	2417	0.30	4.12	1105.1		2.65	2.66	2.64	0.67	1.78	
26	緒 方 入 口	泥 岩	"	4415	1856	0.39	2.56	303.1	0.00	2.61	2.63	2.59	1.51	3.90	
27	空 港 入 口	・ "	"	4304	1954	0.37	2.87	733.4	0.00	2.69	2.70	2.68	0.79	2.10	
28	加 志 浦	・ "	"	4390	1939	0.38	2.89	432.0	0.00	2	2.72	2.71	0.86	2.33	
29	塔 ヶ 崎 島	・ "	"	4303	2152	0.33	3.33	545.6	0.02	2.64	2.65	2.62	1.49	3.91	吸水膨張比0.25と他 に比べて大きいのは 試料にクラックが入 った為と思われる。
30	浦 廻	・ "	"	3832	1978	0.32	2.79	454.6	0.25	2.65	2.67	2.61	2.06	5.39	
31	竹 敷 海 岸	泥 岩	"	3669	1556	0.39	1.84	434.4		2.68	2.69	2.66	1.31	3.50	
32	寺 崎	・ "	"	3294	1841	0.27	2.17	391.8	0.00	2.47	2.49	2.42	3.10	7.51	
33	上 槻 西 海 岸	砂 岩	"	5299	2582	0.34	4.77	1488.5	0.00	2.61	2.62	2.60	0.78	2.04	
34	与 良 内 院	砂質ホルンフェルス	"	3858	1810	0.36	2.32	1077.0	0.00	2.55	2.58	2.52	2.21	5.58	
35	赤 島	・砂 岩	"	3641	1849	0.33	2.26	552.5		2.44	2.49	2.41	3.35	8.06	
36	安神入り口	斜長斑岩	"	4586	1991	0.38	2.90	1919.6		2.59	2.61	2.58	1.20	3.09	
37	阿 須 採 石 場	流 紋 岩	"	4200	3343	0.35	2.20	1667.0	0.00	2.41	2.49	2.43	2.60	6.32	
38	掘 田 (久田浦)	斑化凝灰岩	"	2479	1535	0.19	1.38	1131.5	0.00	2.42	2.47	2.40	2.90	6.96	
39	雞知ダムサイト	・流 紋 岩	"	4986	2065	0.40	3.09	2310.6		2.54	2.57	2.53	1.43	3.62	
40	"	・ "	"	4216	2386	0.26	3.54	828.8		2.41	2.46	2.36	4.40	10.37	

石頭微鏡による鑑定を実施した。それらの結果は以下に示す通りである。

- T-1 角閃石、黒雲母花崗閃緑斑岩
(hornblende-biotite Granodiorite porphyry)
- T-5 黒雲母花崗閃緑斑岩 (biotite Granodiorite porphyry)
- T-8 斑状流紋岩 (Porphyritic rhyolite)
- T-10 珪化流紋岩質軽石凝灰岩 (silicified rhyolitic pumice tuff)
- T-13 流紋岩質凝灰岩 (Rhyolitic tuff)
- T-14 砂 岩 (Sandstone)
- T-16 泥 岩 (Mudstone)
- T-17 砂質ホルンフェルス (Sandy hornfels)
- T-18 泥 岩 (Mudstone)
- T-22 点紋泥質ホルンフェルス (Spotted muddy hornfels)
- T-23 点紋泥質ホルンフェルス (Spotted muddy hornfels)
- T-26 泥 岩 (Mudstone)
- T-31 泥 岩 (Mudstone)
- T-34 砂質ホルンフェルス (Sandy hornfels)
- T-36 斜長斑岩 (Plagiophyre)
- T-37 流紋岩 (Rhyolite)
- T-38 珪化凝灰岩 (Silicified tuff)
- これらの岩石の内、ホルンフェルスとした T

-17、22、23、24 の各岩石は、堆積岩組織が明瞭に残されており、ホルンフェルス化を受けた泥岩あるいは砂岩と呼ぶのがふさわしい弱変成岩である。

5-5 X線分析結果

X線分析結果を下表に一覧表として示した。

岩石の膨脹と密接な関係のあるモンモリロナイトの含有は非常に稀で、流紋岩類では皆無で、僅かに泥岩のうち T-26、T-29 が「認められる」程度である。カオリンについては、T-26、28、29 及び 31 の 4 試料が「あり」、緑泥石は「少量認められる」が、T-26、28、29 及び 31 である。総合的にみて、今回の調査域に於ては、含水膨脹を示すような岩石は認められないということである。

6. 水文調査結果

水文調査は、当地の水文状況（地下水の賦存状態）とその周辺の水文環境状況（水利用の状態）を把握し、トンネル掘削を行なった場合の湧水量の予測とそれに伴う水文環境の変化を推定するために表-6.1「水文調査項目」に示す各項目に就いて実施した。

表-5.2 X線分析結果

試料番号	岩 石 名	モンモリロナイトの有無	石 英	長 石	カオリン	雲 母	緑 泥 石
T-12	流 紋 岩	N	◎	◎	N	N	N
T-18	ホルンフェルス	N	◎	◎	○	◎	N
T-26	泥 岩	○	◎	◎	◎	○	N
T-27	"	N	◎	○	◎	◎	○
T-28	"	N	◎	○	◎	◎	○
T-29	"	○	◎	○	○	○	○
T-31	"	N	◎	○	◎	◎	○
T-32	"	N	◎	○	N	N	N
T-33	砂 岩	N	◎	○	N	N	N
T-34	砂質ホルンフェルス	N	◎	○	N	N	N
T-37	流 紋 岩	N	◎	◎	N	○	N
T-38		N	◎	◎	N	N	N
T-41		N	◎	N	N	○	N

凡 例 モンモリロナイト その他の粘土鉱物

◎ 顕著に認められる ◎ あ り

○ 認められる ○ 少量認められる

N な し N な し

6-1 水文気象調査

気象資料は巖原町の過去10年間（昭和47年～昭和56年）の月平均気温、月降水量のデータを収集し、整理した。10年間の年降水量は、最大が昭和47年の3344.5mm、最小が昭和53年の1176.5mmであり、10年間の平均は2060.5mmである。昭和47、55年は多雨年で、昭和48、53年は渇水年であったと言える。

年間降水量の変動は、図-6.1に示す如く極端に激しい。昭和47、55年が単発に出現し、その

他の年はその半分程度の年降水量（昭和53年の降水量は昭和47年の $\frac{1}{3}$ 程度）が出現している程度であり、年間の降水量は年ごとによりかなり大きな変動を示すと言える。10年間の月ごとの降水量は次の如くである。

月毎の降水量は、6、7、8月の夏期に多く、1、2、12月の冬期に少ない傾向を示す様である。しかし、10年間の各月の最大降水量は7、8、9月に多く降る様であり、また、この多雨月は、ほぼ多雨年（昭和47、55年）に出現することから、多雨年の降雨は夏期に降る様である。この要因の

表-6.1 水文調査項目

調 査 項 目	調 査 の 目 的	調 査 の 方 法
水 文 気 象 調 査	調査地域周辺の気象状況を把握する。	巖原町における過去10年間の月平均気温、月降水量を収集し、整理する。
流 量 調 査	地山の地下水賦存量を把握する。	53ヶ所において、流量測定を実施し、比流量を求める。
水利用実態調査	飲料水、農業用水等の水利用の実態を把握する。	文献収集、現地調査による。
検 討	①トンネル恒常湧水量の予測 ②渇水影響範囲を推定し、周辺の水文環境への変化を予測する。	

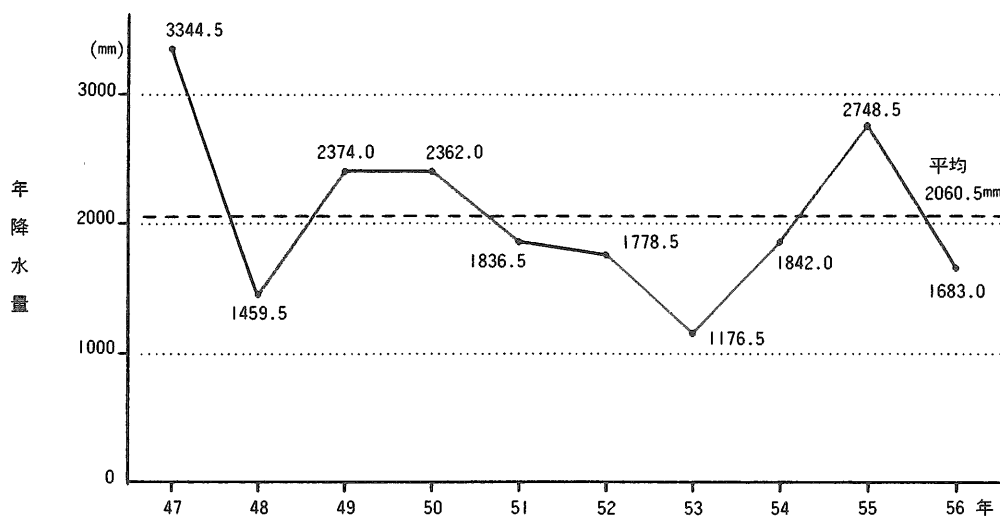


図-6.1 年降水量の変動

一つとしては台風が考えられる。

6-2 流量調査

調査地域内の地山の地下水賦存量を把握するために、調査地域内 53 カ所で流量調査を実施した。

流量測定の方法は、塩分希釈法を主とし、他に流速法、直接法（容器法）を使用した。

測定結果は、流域の地形特性、水質とともに、表-6.3「流量調査結果一覧表」に示した。

調査地域の水系は、図-4.1に示す如く、亀良山-舞石壇山-有明山-権現山-大阪壇山-白獄

と続く尾根部によって、西海岸と東海岸に流出する水系に区分される。これらの尾根部がかなり東側に片寄っている為、西側の流域は面積が大きく、流路長が長くなっている。

各流域の地下水賦存の状態を比較するために、次式により比流量を求めた。

$$\text{比流量} (\ell/s/\text{km}^2) = \frac{\text{流 量} (\text{m}^3/\text{s})}{\text{流量面積} (\text{km}^2)}$$

この結果も表-6.3の流量調査結果一覧表に示した。

表-6.2 巖原町の年間降水量の変動

	10年間の 平均降水量	最 降 水 大 量	最 降 水 小 量		10年間の 平均降水量	最 降 水 大 量	最 降 水 小 量
1 月	7 6	231.0 (47)	0.5 (51)	7 月	2 2 5	842.5 (47)	38.0 (53)
2 月	9 7	187.0 (51)	5.0 (50)	8 月	2 8 3	901.5 (55)	119.0 (49)
3 月	1 3 2	237.5 (49)	58.5 (54)	9 月	1 9 3	615.5 (50)	51.0 (49)
4 月	2 2 7	353.5 (50)	46.0 (53)	10 月	1 2 8	238.0 (50)	37.0 (54)
5 月	1 9 6	365.0 (49)	64.0 (56)	11 月	1 0 3	185.0 (47)	41.0 (54)
6 月	2 7 6	420.0 (56)	109.0 (55)	12 月	6 5	166.5 (54)	7.0 (56)

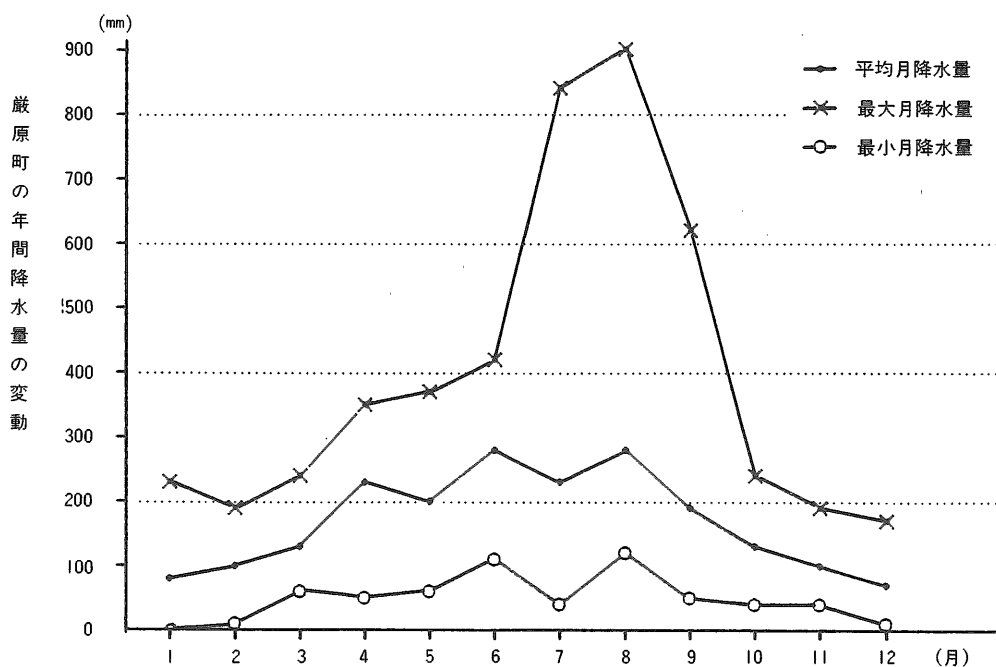


図-6.2 年間降水量の変動

表-6.3 流量調査結果一覧表

位置 番号	水系 名	河川 名	流 域 特 性				水 温 ℃	電 導 度 $\mu\text{S cm}^{-1}$	pH	流 量 $\text{m}^3/\text{分}$	比 流 量 $\ell/\text{分}/\text{km}^2$	
			流 域 面 積 km^2	流 路 長 km	流 域 幅 km	形 状 係 数						
1	阿連川	阿連川	3.75	2.55	1.47	0.58	21.4	109	7.0(7.1)	1.1	4.9	
2	"	左支川	2.02	1.90	1.06	0.56	16.7	91	7.0(7.2)	1.4	11.6	阿連地区簡易水道源
3	佐須川		3.00	3.03	0.99	0.33	21.6	107	7.0(7.2)	0.67	3.7	流路の半分は伏流域
4	"	佐須川	31.42	9.05	3.47	0.38	26.7	185	7.8(7.6)	14.5	7.7	中流域に垂鉛鉱山分布
5	"	月見川	8.08	11.15	0.72	0.06	23.0	67	7.1(7.2)	7.9	16.3	上流部に農業用水(日見用水路)取水口
5-1	"	日見川	3.30	2.45	1.35	0.55	20.2	47	7.0(7.0)	3.4	17.2	
5-2	"	日見川	1.80	2.00	0.95	0.47	20.2	58	7.0(7.1)	1.6	14.1	
6	"		2.92	2.50	1.17	0.47	22.2	70	6.8(7.0)	2.0	11.4	
7	"	佐須川	13.86				22.2	47	6.8(7.0)	9.3	11.2	
8	"		2.58	2.45	1.05	0.42	20.2	61	7.2(7.2)	2.7	17.4	
9	"		6.53	4.91	1.33	0.27	20.6	40	7.0(7.2)	7.2	18.4	
10	"	佐須川	4.06	3.35	1.21	0.36	22.7	40	7.0(7.2)	6.3	25.9	佐須簡易水道取水口有り
11	椎根川	椎根川	5.00	3.75	1.33	0.36	22.5	100	7.1(7.2)	3.1	10.3	
12	上槻川	上槻川	4.05	4.28	0.95	0.22	25.0	64	7.0(7.1)	2.6	10.7	水田用水0.22 $\text{m}^3/\text{分}$
13	"	貝隅谷	1.75	2.95	0.58	0.20	22.7	88	7.0(7.2)	0.76	7.4	伏流域への水田用水0.21 $\text{m}^3/\text{分}$
14	"	浅良谷	0.63	1.05	0.60	0.06	20.1	105	7.1(7.2)	0.26	6.9	
15	久根川	久根川	4.47	3.70	1.21	0.33	26.9	91	7.8(7.7)	1.9	7.1	
16	瀬川	瀬川	15.75	6.45	2.44	0.38	23.8	67	6.8(7.0)	12.0	12.7	河口付近の水田用水1.0 $\text{m}^3/\text{分}$
17	"	"	12.19				25.8	65	7.2(7.2)	12.7		鮎戻し付近
18	"	"	6.69	2.60	2.57	0.98	22.6	61	7.0(7.1)	7.6	18.9	
19	神田川	神田川	1.88	2.38	0.79	0.33	22.8	123	6.9(7.2)	1.3	11.5	下流部の水田用水0.31 $\text{m}^3/\text{分}$
20	浅藻川	浅藻川	3.56	2.43	1.47	0.60	22.3	79	6.4(6.6)	3.3	15.5	
21	内院川	内院川	3.81	2.63	1.45	0.55	22.7	75	6.5(6.9)	2.1	9.2	下流部の水田用水1.5 $\text{m}^3/\text{分}$
22	久和川	久和川	2.28	1.58	1.44	0.91	19.5	50	6.7(6.9)	2.6	19.0	
23	安神川	安神川	2.36	2.05	1.15	0.56	19.2	47	6.4(6.6)	1.9	13.4	
24	尾浦川	尾浦川	1.11	1.55	0.72	0.46	19.4	44	6.6(6.7)	0.58	8.7	
25	久田川		1.77	2.05	0.86	0.42	19.1	55	6.6(6.7)	1.7	16.0	
26	"	久田川	1.80	1.63	1.10	0.68	18.3	41	6.9(7.0)	2.1	19.4	下流域2kmは伏流, 水田用水0.79 $\text{m}^3/\text{分}$
27	"		1.92	2.05	0.94	0.46	18.4	50	6.9(7.0)	2.1	18.3	
28	蔵原本流	金石川	0.73	1.15	0.63	0.55	20.2	54	6.7(6.8)	0.24	5.5	
29	阿須川	阿須川	6.38	3.78	1.69	0.45	21.2	60	6.9(7.1)	5.0	13.1	
30	"		2.84	2.50	1.14	0.45	18.9	47	6.6(6.9)	2.9	17.1	
31	"	阿須川	1.88	1.70	1.11	0.65	20.1	44	6.8(6.9)	2.5	22.2	蔵原町上水道源
32	小浦川	小浦川	3.30	2.45	1.35	0.55	20.2	47	7.0(7.0)	3.4	17.2	
33	雞知川	高浜川	1.17	1.93	0.61	0.31	21.3	52	6.9(7.0)	0.67	9.5	
34	"		0.39	1.30	0.30	0.23	21.3	49	6.9(7.0)	0.46	19.7	雞知ダム流入水
35	"	雞知川	0.95	1.00	0.95	0.95	20.6	46	6.5(6.6)	0.21	3.7	
36	梅木採		1.16	1.60	0.73	0.45	21.5	64	6.5(6.8)	0.56	8.1	
37	洲藻川	洲藻川	3.72	2.10	1.77	0.84	22.7	64	7.0(7.1)	2.0	9.0	
38	"	荒ソウ除	2.13	2.45	0.87	0.35	21.5	58	6.9(7.0)	2.2	17.2	
39	"	洲藻川	6.80	3.53	1.93	0.55	21.3	66	7.0(7.1)	3.6	8.8	
40	"		1.03	1.53	0.67	0.44	22.1	61	6.7(6.9)	0.31	5.0	
41	箕形川	箕形川	2.31	2.05	1.13	0.55	23.5	76	6.9(7.0)	0.29	2.1	
42	加志川	加志川	2.86	2.03	1.41	0.69	20.0	89	6.9(7.0)	0.96	5.5	加志簡易水道源
43	"		1.14	1.93	0.59	0.31	22.7	107	7.1(7.3)	0.35	5.1	
44	今里川	今里川	1.67	1.58	1.06	0.67	19.6	112	6.9(7.1)	0.16	1.6	
45			3.69	1.68	2.20	0.76						上流部まで表流水なし
46	尾崎川	尾崎川	0.64	1.33	0.48	0.36	18.5	152	7.0(7.4)	2.8	7.3	尾崎簡易水道源
47			0.69	1.33	0.52	0.39	22.0	188	6.9(7.2)	0.088	2.1	
48			0.67	1.30	0.52	0.40	23.1	139	7.2(7.4)	0.12	3.0	
49	卯麦川	卯麦川	1.08	2.25	0.48	0.21	27.5	143	7.2(7.4)	0.23	3.6	
50			1.56	2.30	0.68	0.29	23.3	128	7.0(7.2)	0.35	3.7	
51			2.33	2.15	1.08	0.50	21.5	131	6.8(7.2)	0.28	2.0	
52	仁位川	仁位川	6.50	3.00	2.17	0.72	24.0	119	6.8(7.1)	1.3	3.3	
53	和枝川	和枝川	1.55	1.80	0.86	0.48	24.5	108	7.1(7.2)	0.16	1.7	

表-6.4 水利用実態一覧表

番 号	地 区 名	飲 料 水 (上水道源等)	農 業 用 水 (水田水利用)	そ の 他 (工業用水等)
A	廻	○現在は仁位の上水道源からの給水(飲料水)。井戸は過去(給水前)の施設をそのまま残している。(水源からの給水が不足した場合は、これを使用する。)配電設備の大型井～1戸、掘り抜き井～15戸程度、井戸深4～10m。	○流量75ℓ/分の小沢から、直接ポンプ・アップしている。止水田型式が主で、部分的に掛け流し方式をとっている。 地区再編農業構造改善事業(町) ※	○小沢の流量 20.2℃ 211μS/cm N170°Eのスレート
A	唐 州	○仁井の上水道源。配水路の水位レベルメータを認める。 ○井戸は過去使用していたものを、そのまま残す、～山側2～3ヶ所。	○道路沿いに分布する段々の水田は沢水利用の掛け流し方式。部分的に止水田。	
A	水 崎 (加志々,西 加藤,東加藤)	○各部落(集落)ごとに1～2ヶ所の共同井戸を所有していたが現在は放置、時折雑用に使用(給水が不足したとき)。 ○飲料水は、仁位の上水道源。		○製氷工場は井戸を所有 (加志々) 他2ヶ所
B	昼 浦	○部落内に共同井戸(1ヶ所)があるほか、民家にも井戸が分布する。		
B～F	黒 ノ 瀬	○部落内に共同井戸(1ヶ所)があるほか、民家にも井戸が分布する。		
B～F	洲 藻 (中道壇)	○簡易水道を使用(洲藻川の部落より約2km上流の二ヶ所の堰より取水)。 簡易水道	○洲藻川の水をかけ流し方式によって利用。	○各家に井戸を掘り使っていたが、湾に近い所では塩害が出た。現在でも雑用に使う家がある。
B	箕 形	○加志部落と共同で、加志部落より約1km上流の白嶽山麓からの湧水を簡易水道源として利用している。 加志峠沿いに配管(昔は各民家に井戸があった)	○沢水をかけ流し方式によって利用。	
B	吹 橋 (崎)	○簡易水道を使用(沢500m上流の農業用水取水堰付近の伏流水を取水)	○沢水を堰から取水し、かけ流し。	○打ち込み井戸を使用していた。また共同水源としての井戸の水を使用していた。

比流量は $1.6 \sim 25.9 \ell / s / km^2$ (平均は $9.9 \ell / s / km^2$) の範囲に分布し、全体的に比流量の小さい地域は、阿連川、加志川流域を中心とした堆積岩地域であり、大きい地域は、佐須川上流、瀬川上流域を中心とした花崗岩地域に認められる。

この様な区分は電気伝導度の分布にもあらわれており、堆積岩地域は $100 \mu S / cm$ 以上で、花崗岩、流紋岩、ホルンフェルスは $100 \mu S / cm$ 以下を示す様である。この電気伝導度は、水中の比抵抗の逆数であり、この数値が大きい程、水中での抵抗が小さく、溶存物質 (イオン) の量が多いという関係がある。

一般に、長時間地中を通った水程、地中の物質を溶解して溶存物質が多く溶存している為、電気伝導度は大きな値になる。

これから言えば、花崗岩に比べて堆積岩の水の方が地中との接触が長く、流動しにくい水であると言える。

比流量、水質から、各地質内に賦存する地下水の状態は次の如く考えられる。

地下水の状態 地質	電気伝導度	比 流 量	流 動 状 況
花 崗 岩	$40 \sim 70 \mu S / cm$	17.6	流動し易い状態
堆 積 岩	$100 \mu S / cm$ 以上	8.5	流動しにくい状態
堆積岩、流紋岩	$50 \sim 80 \mu S / cm$	9.0	中間タイプ

以上の如く、花崗岩地帯は、堆積岩地帯に比べて2倍以上の地下水賦存量があり、流出し易い地帯であると言える。

又、流域の地形特性を表わす係数として形状係数があり、この値が1に近づく程、地域が円形に近く、流出がはやすい流域と言える。調査地域内の流域は、西側では0.3程度であるのに対し、東側では0.4~0.6と大きな値を示し、西側に比べて東側の方が流出がはやすい地域と言う事ができる。

調査地域のうち、下島での総流量は $74.98 m^3 / 分$ であり、この値を基底流量とした場合は、下島の地下水流動量は $75 m^3 / 分$ 程度と推定される。

6-3 水利用実態調査

調査地域の水利用については、各集落ごとの飲料水 (生活用水) と農業用水を中心とした利用実態を、文献収集、現地調査 (聞き込み) によって実施した。

調査結果は、各集落ごとの水利用実態一覧表として整理した。その1例を表-6.4に示す。

6-3-1 飲 料 水

調査地域は、厳原町、美津島町、豊玉町にまたがり、各町の上水道、簡易水道の普及率は表-6.5の如くで、高い普及率を示す。

表-6.5 対馬下島に於ける給水人口

区 分	給 水 人 口				
	上 水 道	簡易水道	そ の 他	計	普 及 率
厳 原 町	8,761	9,170	0	17,931	98.4
美津島町	0	8,597	0	8,597	91.0
豊 玉 町	0	5,469	0	5,469	97.8

調査地域内の上水道、簡易水道の設備は24カ所であり、このうち上水道は厳原町の1カ所で、残りの23カ所は簡易水道である。

これらの水道設備のうち最大規模のものは厳原町上水道で、市街地を中心に約9,000人に給水をしている。次いで、難知簡易水道の4,370人、仁位簡易水道の3,300人、塩戸簡易水道の900人の順である。それ以外のものは集落単位の小規模な簡易水道である。

また、簡易水道が普及せず、個人ごとに水源を設けているのは厳原町、日掛、内山及び美津島町屋ヶ浦、黒ノ瀬の4地区である。日掛、内山は周辺の湧水、沢水を、又、屋ヶ浦、黒ノ瀬は共同井戸を利用している。海岸近くに分布する屋ヶ浦、黒ノ瀬集落の井戸は、径1m、深度3~5m程度で、場所によっては塩害をうけているものも認められる。

6-4 トンネル掘削に伴う湧水域の推定

6-4-1 トンネル恒常湧水量の推定

1) 方 法

恒常湧水量の推定は、地形的特性と比流量から求められる「高橋の方法」によった。

$$Q = A \times q$$

Q: トンネル恒常湧水量 ($m^3 / 分$)

A: 地下水流出範囲 (km^2)

q: 比流量 ($\ell / s / km^2$)

2) Kt 曲線法による地下水流出範囲

トンネル掘削に伴う地山の地下水流出範囲 (湧水影響範囲) は、トンネル周辺の沢地形の特性 (流域の谷の深さ H とその広さ R) に比例すること

が知られている。

この地形特性の H と R の関係が、トンネル掘削後の地下水面形と同じになるという仮定にたてば、トンネル周辺の代表流域の H と R の関係曲線を求めて、トンネルルートの施工基面における仮想流域（地下水流出範囲）を決定することができる。

各流域での H と R との関係から、流域の Kt は次式の関係がある。

$$Kt = R^2/6H$$

$$Kt = \text{平均透水性 (m)}$$

$$H = \text{平均比高 (m)}$$

$$R = \text{流域巾 (m)}$$

今回のトンネル周辺に分布する流域の平均透水性は表-6.6に示す通りである。

さらに、トンネル周辺の平均透水性は次の如くである。

トンネル周辺の平均透水性

$$Kt = \frac{\sum \{(Kt_i) \times (Lm_i)\} + 1}{\sum (Lm)} = 468 \text{ m}$$

$$\approx 500 \text{ m}$$

これより、Kt = 500 とし、この値を用いて地下水流出範囲を求める。地下水流出範囲は表-6.7に示す通りである。

3) 比流量

トンネル周辺流域の比流量は、流量調査の項で述べた通りであるが、トンネルルート付近の地質は、A ルートでは花崗岩と堆積岩が、B ルートでは流紋岩と堆積岩が分布すると考えられるため、地下水流出範囲付近の流域の比流量を岩質ごとに平均し、表-6.8に示す通りの代表比流量を得た。この比流量を地下水流出量とした。

4) 恒常湧水量

先に求めた地下水流出範囲に、各々の地質に応じた比流量を乗じて、トンネル恒常湧水量を求め、その結果を表-6.9に示す。

表-6.6 トンネル計画ルート周辺流域の平均透水性

流 域 名	流域面積	流 路 長	流 域 巾	平均比高差	平均透水性	トンネル長さ	(Kt)×(Lm)
	A km ²	L km	R	H m	Kt m	Lm m	
阿 連 川 右 股	4.54	3.80	597	156	381	2500	952,500
佐 須 川 上 流	6.03	5.05	597	238	250	—	—
日 見 川	8.56	5.00	856	216	565	—	—
椎 根 川	6.99	5.50	636	143	470	2300	1,081,000
上 槻 川	4.43	4.50	492	134	300	1800	540,000
瀬 川	15.75	6.45	1220	344	721	3000	2,163,000
内 院 川	5.63	3.60	856	216	369	2450	904,050

表-6.7 表下水流出範囲

項 目	トンネル長さ km	地下水流出範囲 km ²	平均流出巾 km
ルート			
A ルート	25.4	56.95 (22.32, 34.63)	2.24
B ルート	11.5	25.02	2.18

表-6.8 岩質別比流量

項 目	岩 質	比流量 ℓ/s/km ²
ルート		
A ルート	花 崗 岩	17.5
	堆 積 岩	8.5
B ルート	流紋岩, 堆積岩	9.0

表-6.9 トンネル恒常湧水量

項 目	地 質	地下水流出範囲 km ²	比 流 量 ℓ/s/km ²	恒 常 湧 水 量 m ³ /分	1 km 当たりの 恒 常 湧 水 量
ルート					
A ルート	花 崗 岩	34.63	17.6	36.6	2.48
	堆 積 岩	22.32	8.5	11.4	1.06
		56.95		48.0	
B ルート	流紋岩, 堆積岩	25.02	9.0	13.5	1.35

この結果によると、トンネル恒常湧水量は、A ルートのトンネル (25.5 km) では $48 \text{ m}^3/\text{分}$ の湧水があり、また 1 km あたりの湧水量にすれば、花崗岩区間で $2.48 \text{ m}^3/\text{分}/\text{km}$ 、堆積岩区間で $1.06 \text{ m}^3/\text{分}/\text{km}$ 程度の流出が予想される。

B ルート (10 km) では、 $13.5 \text{ m}^3/\text{分}$ の湧水があり、1 km あたりの湧水量にすれば $1.35 \text{ m}^3/\text{分}$ 程度の流出が予想される。

一般に、1 km あたりの湧水量が $1 \text{ m}^3/\text{分}$ 以上の場合には湧水トンネルと言われており、この評価を用いれば、A・B ルートともに湧水トンネルのランクに分類される。特に花崗岩地帯は $2.5 \text{ m}^3/\text{分}/\text{km}$ であり、この湧水量は、中央自動車道恵那山トンネル中津川方の湧水量に匹敵するものである。

A ルートの選定に際し、花崗岩体を避け堆積岩体を選ぶようにすれば湧水流量を軽減することは可能である。

6-4-2 水文環境への影響

トンネルを掘削 (普通工法) することによって、A ルートでは $48 \text{ m}^3/\text{分}$ (ルートの選定によっては湧水量は減少)、B ルートでは $13.5 \text{ m}^3/\text{分}$ の恒常湧水量が予測され、これに伴い、ルート沿いを中心に、A ルートでは 57 km^2 、B ルートでは 25 km^2 の湧水影響範囲が生じることになる。

この為、ルート周辺の沢水や地下水などの水文環境に対して変化を生じさす事になる。以下にこれらの水文環境への変化について検討する。

1) 各沢に対する影響

湧水影響範囲が各流域に占める割合から、A ルートでは西側海岸に流出する河川のうち、佐須川の上流及び日見川を除いた河川は大きな影響を受け、基底流量が半分以上に減少するものと予測される。特に佐須川、内院川、尾崎川は枯渇状態となり、降雨時以外にはほとんど流れない状態になると予測される。

B ルートでは、北側海岸に流出する河川が大きな影響を受け、ほとんどの沢で流量が半減すると予測される。これによって、雞知ダム流域の場合は、 1.79 km^2 のうち約半分の 0.82 km^2 が影響を受けることになり、基底流量の流入量は半減することになるが、ダムの湛水機構から考えて、湛水量が半減するという事ではない。

このように、トンネルの掘削に伴い、ルート周

辺の沢水は大きな影響を受けることになり、その結果、この沢水を取水し利用している簡易水道、農業用水も同時に大きな影響をうけることになる。又、下流域が湧水影響範囲外地域であっても、上流域が湧水影響範囲であれば、この地域は上流域での沢水減少の影響をなんらかの形でうけることになると予想される。特にこの様な形の影響は、農業用水に大きく現われると思われる。又、下流域では、上流域からの地下水供給源が減少することにより、塩水侵入という地下水障害が生じることも予想される。

7. 地質工学的考察

7-1 対馬地域に於ける岩盤状態の問題点

対馬の地質については岩石試験による一軸圧縮強度の値から地域を

- ①. 花崗岩類分布区域 ($1,731 \text{ kg}/\text{cm}^2$)
- ②. 流紋岩類分布区域 ($1,342 \text{ kg}/\text{cm}^2$)
- ③. ホルンフェルス分布区域 ($1,490 \text{ kg}/\text{cm}^2$)
- ④. 対州層群分布区域 (泥岩 $467 \text{ kg}/\text{cm}^2$ 、砂岩 $1,465 \text{ kg}/\text{cm}^2$)

4 つの区域に分類出来る。一軸圧縮強度の強さからみて①～③はほぼ同程度の岩盤強度を示す岩と考えられ、対州層群では泥岩類が $468 \text{ kg}/\text{cm}^2$ とやや低いが、砂岩類では前記①～③並みの強度を示す。但し砂岩では試料数が 3 個と少ないので試料数をもっと増やしてその結果から判定する必要があるが、高いことはたしかである。

岩石の分布範囲から見れば、④の対州層群の分布範囲 1 に対し、①～③の花崗岩類、流紋岩類、ホルンフェルスの分布範囲は 1.6 倍程度である。

花崗岩類は、露頭状態から観て地下深部では可成り岩盤の良化が期待出来、流紋岩類のほぼ同様のことが言える。ホルンフェルスについては深部では CH 級程度の岩盤を予測しているが地表では結構亀裂の発達した部分もあり現時点では試錐調査の結果をまたなければ深部では何んとも言えない。

問題は、今里層の過褶曲帯と、スランプ堆積物の岩盤状態であり、深部における過褶曲帯や、断層帯では亀裂や断層面が開口しているのか、密着しているのかは試錐調査や弾性波探査を実施してみなければわからない。

表-7.1 対馬に於ける A、B ルートの比較

ルート別岩盤状態	B	B~CH	CH	CH~CM	CH~CL	CM	計
A ルート		10,475m	7,400m	7,525m			25,400m
		41.3%	29.1%	29.6%			100.00%
B ルート	950m	1,825m	1,175m	9,587.5m	350m	112.5m	14,000m
	6.8%	13.0%	8.4%	68.5%	2.5%	0.8%	100.00%

又、南部区域の上部層 (Tu₁~Tu₄) 中に分布するスランプ堆積物の深部に於ける岩盤状態の解明も重要な事項であり、これはトンネルが対馬の陸域に入る直前の岩盤状態を知る上で重要であるが試錐地点の選定が難しい。

対馬には対州鉾山があり最盛期に 1 万 4 千 t/月を採掘し、その採掘跡が上槻層 (Tl₂) ~ 若田層 (Tl₃) 中にあり現在廃坑となっており、全部水没しており、最深部は -340 m にも達している。これは採掘跡図を調べることによってこの地域を避けるような計画ルートの選定が可能である。

7-2 A、B ルートの比較

想定ルートとして A 及び B ルートが示され、このルートに従って岩盤状態の比較を示す。

表-7.1 から、A ルートでは、B~CH が 41.1%、CH が 29.1%、CH~CM が 29.6% であり、CH 以上の岩盤は 70% 以上に達すると考えられる。CH~CM の岩盤状態を示す部分は過褶曲構造の発達する部分で、深部の構造がスランプ構造の可能性もあり、不明な点が多い。

これに対して、B ルートでは、CH 以上の岩盤が 28.2% であり、CH~CM の部分は 68.5% であり、地質的な観点から総合的に見て、良岩盤であるといえる。

8. ま と め

①. 地 形

対馬の地形の特徴としては、浅茅湾で代表される溺れ谷地形と地質構造及びホルンフェルス化などによる硬度差を反映した差別侵蝕地形があげられる。その他にも対馬西海岸に特徴的な直線的海岸線及び海蝕崖が発達する。

②. 地 質

本調査地域には、第三紀漸新世~中新世の対州層群が広く分布する。対州層群は下部層、中部層、上部層の 3 層に区分され全層厚は 7,000 m と考

えられる。これらの各層はそれぞれ整合関係を示し、それぞれ岩相から幾つかの部層に細分される。下部層は今里層 (Tl₁)、上槻層 (Tl₂)、若田層 (Tl₃) の 3 部層、中部層は洲藻層 (Tm) の 1 部層、上部層は小船越層 (Tu₁)、芦浦層 (Tu₂)、天道山層 (Tu₃)、賀谷層 (Tu₄) の 4 部層にそれぞれ区分される。このうち、若田層には、溶岩・岩床・凝灰岩からなる流紋岩類が少なくとも 3 層準挟まれている。また、最上部の賀谷層にも 1 層準の流紋岩類が挟まれている。

調査地南部には、花崗岩類が対州層群を貫いて岩株状に分布している。この花崗岩類は周辺の対州層群に対して、広範な地域にわたってホルンフェルス化~弱い熱変成を与えている。

③. 地質構造

対州層群の分布を規制しているのは褶曲構造であり、北西部から南東部に向って、佐賀向斜、仁位背斜、若田向斜、及び厳原背斜が、北東-南西方向の褶曲軸で北東側に緩く傾斜した褶曲構造を有して平行している。

調査地域の南部では厳原背斜の背斜軸部付近に貫入した花崗岩体によって大局的には 2 つのドーム構造が形成されている。

厳原町小茂田付近以北の今里層には、波長数 100 m 程度の褶曲構造が集中する過褶曲帯が認められ、褶曲軸の方向は北東-南西方向を示すものが多い。

この過褶曲帯は、対州層群堆積時の海底地すべりによって形成された褶曲の集中する地域と考えられるが詳細については不明な点が多い。

④. 断 層

調査地域に分布する (あるいは分布が推定される) 断層については、佐須瀬断層及び豆駝断層以外は断層に伴う破碎帯の規模が小さく、連続性に乏しいものであり、土木、地質的に問題にならない程度の断層である。

佐須瀬断層は、若田向斜軸の南方延長にあたり、高角度断層として、其の存在が推定され、北西側

には下部層の上槻層と若田層が N30~N45°E、30~45°SE の走向、向斜をなして分布し、其の南東側は若田層が背斜構造をなして分布する。

豆酸断層は、ほぼ N-S の走向を有し、西側に高角度で傾斜する逆断層として、其の存在が推定され、断層の西側には若田層が、東側には中部層及び上部層が分布する。断層による変位量は 600 m 以上の大きいものと考えられるが計画路線には現れない。

⑤. 岩石試験

一軸圧縮強度は平均値で、花崗岩類 1,731 kg/cm²、流紋岩類 1,342 kg/cm²、ホルンフェルス 1,490 kg/cm²、砂岩 1,465 kg/cm²、泥岩 467 kg/cm²である。

超音波伝播速度は平均値で花崗岩類 4,386 m/sec、流紋岩類 3,863 m/sec、ホルンフェルス 5,050 m/sec、砂岩は 4,746 m/sec、泥岩 4,029 m/sec で、花崗岩類、流紋岩、ホルンフェルス、砂岩の一軸圧縮強度が高いのが特徴である。

見掛比重は自然状態の平均で花崗岩類 2.64、流紋岩類 2.46、ホルンフェルス 2.72、砂岩 2.57 である。

吸水膨脹試験は 12 個の試験個数のうち膨脹が認められたのは 4 試料でそれも膨脹比 0.01%~0.25% で、何れも泥岩であるが膨脹の心配は全くない。

X 線分析による粘土鉱物の試験では、モンモリロナイトを含有するのは 12 試中、泥岩の 2 試料で、「認められる程度」であり、吸水膨脹試験結果と良く合致している。

⑥. 水文調査

- ・対馬に於ける最近 10 年間の年降水量は 3,344 mm~1,176 mm、平均で 2,060 mm で降水量の変動が激しい。

- ・比流量は 2.0~25.9 l/s/km² (調査地域全体の平均値 9.9 l/s/km²) で、花崗岩類の分布区域である佐須川、瀬川、内院川、ホルンフェルスの分布区域である久田川、金石川、阿須川、雞知川等が高い値を示す。

- ・水田は、西部地域の河川の下流域に多く分布し、佐須川流域が最も広く、水田用水は各河川の水を「かけ流し方式」によって利用している。

- ・飲料水の使用状況は、上水道に依るのは厳原町の 8,761 人で、他は簡易水道によるものが多く、

この普及率は 95% にも達している。簡易水道以外では、沢水、湧水の利用、又は共同井戸を使用している。

⑦. ルートの比較

A ルートは比較的岩盤状態の良い花崗岩類、ホルンフェルス帯を掘削することとなり、この部分は全延長 25 k 400 m の 19,875 m/25,400 m = 78.2% に当る。北部の 21.8% は、泥岩の分布する過褶曲帯で、岩盤状態の把握が今一步であるが、このルートでは良岩体の部分が 70.4% を占める。

B ルートでは、流紋岩、泥岩が主として分布し、向斜構造をなす地域を掘削することとなる。

本ルートでは、良好な岩盤と見なされるのは、29.6% で、泥岩の分布区域は、岩盤状態 CH~CM と見なされる。ルートの比較では、A ルートの方が B ルートに比べてよりすぐれているといえる。しかしながら A ルートでは、小茂田付近の対州鉾山による鉾床掘削がなされており、掘削の深度は -340 m 付近にまで達するものもあることなどから、ルート選定にあたっては試錐調査を含めた古洞調査が必要である。

⑧. トンネル掘削に伴う湧水域の推定

水文学的手法により普通工法で -300 m の地並を掘削した場合の湧水域は、Kt 値を 468 ≐ 500 として算出すると、湧水範囲は、A ルートで 56.95 km² (平均幅 2.24 km)、B ルートで 25.02 km² (平均幅 2.18 km) である。比流量を、A ルートでは花崗岩類域で 17.5 l/s/km²、堆積岩域で 8.5 l/s/km²、B ルートでは 9.0 l/s/km² として、恒常湧水量 (m³/分) は、A ルートでは 48.0 m³/分、B ルートでは 13.5 m³/分となり、本トンネルはトンネル延長 1 km 当りに、A ルートで 2.48 m³/分~1.06 m³/分、B ルートで 1.35 m³/分となり、何れも湧水の多い湧水トンネルとなるが、海底トンネルを掘削する場合は、グラウト (薬液注入) で完全止水して掘削をするという方式をとっており、この様な掘削方法を実施する限り、湧水とそれに伴う湧水という問題に対応する施工が可能と考えられる。