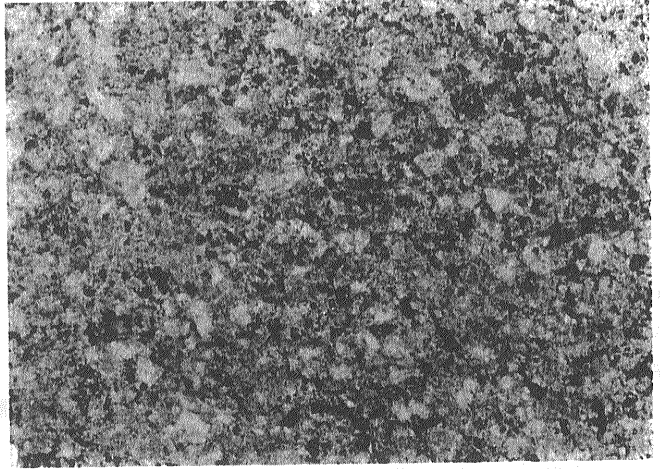


←
第22図
岩石をたたいては
いけないと書いて
ないが あまり派
手にやらない方が
よいだろう 立
札の裏側の岩石は
花崗斑岩



→
第23図
花崗斑岩の粒
の配列

いる岩石は全部花崗斑岩である。 風化面でみると褐色をおびた色だが 少し新鮮な面でみると やや青味をおびた灰色の基質のところ、 白い長石（大きいものは1cm 近くの長さ アルカリ長石と斜長石）の斑晶がうきだしてみえ さらに手にとってみると 半透明の石英の大小の斑晶（大きいものは1cm の直径をもつ）と黒色の黒雲母の斑晶がよくみえる。

スカイライン スカイライン行のバスは那智ノ滝を出発後 妙法山の終点まで直行登山する。 進行方向にむかって左側には南紀海岸・山地の大パノラマがひろがり 右側にはところどころに露頭がみられる。 うしろをふりかえると 山の中腹にかかる那智ノ滝をながめることができる。

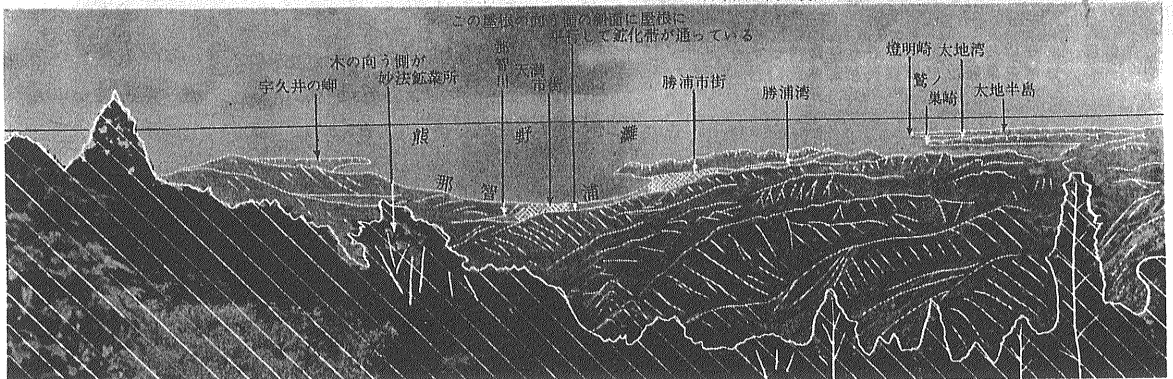
さて 露頭からはじめよう。 出発後しばらくの間は熊野層群最上部三津野累層の岩石が露出する。 おもにみられるのは多少板状の細粒砂岩で 一部に砂岩泥岩互層もある。 部分的にかなり擾乱している。 この小規模の擾乱は熊野酸性岩類の噴出にともなって その周辺部で形成されたもので 同岩類と熊野層群との境界部付近にはよくみられるものである。 逆にいうと それは酸性岩類の露頭に近づいたということの指標である。

バスのなかから境界部をみることは不可能だが“1500”標しきのあるところ付近をさかいにして それより上では終点まで花崗斑岩が露出している。 この道路切割ではその風化状態をみる事ができる。 大きな玉ねぎ状の風化を示し（それぞれ 数10cm～1m前後の直径）遠望すると大きな円礫がつかさなっているかのようにみえる。

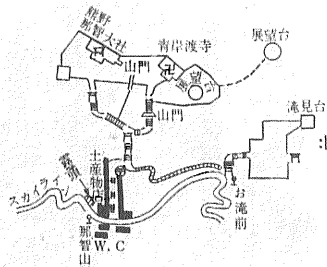
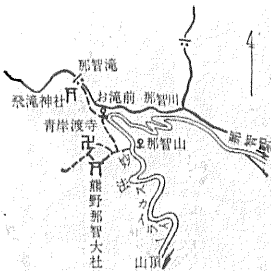
妙法山のバス停からすぐに石段をのぼると 弘法大師42才の開基といわれる古色をおびた阿弥陀寺が姿をあらわしてくる。 そのそばには山上レストセンターがある。 ここからの眺めは実にすばらしい。 第24図の写真はその一部でありしかも小雨のふるなかでとったもので実物



第24図 妙法山レストセンターから海をながめる。 写真中央左側から那智～狗子川駅間の裏山 左下方に妙法鉱業所がみえる



第25図 レストセンターからのながめ 太地半島のさらに右側に耳の鼻半島がみえる



第26図 那智山付近略図

同見取図

ははるかによい。180度首をまわすと海の方にむかって左の方から那智川左岸の花崗斑岩の山——宇久井の岬——那智ノ浦——勝浦の岬——太地半島——耳ノ鼻の半島を一望することができる。また花崗斑岩の山の高く急斜する有様と対照的に第三紀層の山のより低くかつこまかくするどきはきぎまれているがよりなだらかな様子 注意してみると何枚かの平坦面が海にむかって高さを減じながら配列されていることもわかるだろう。

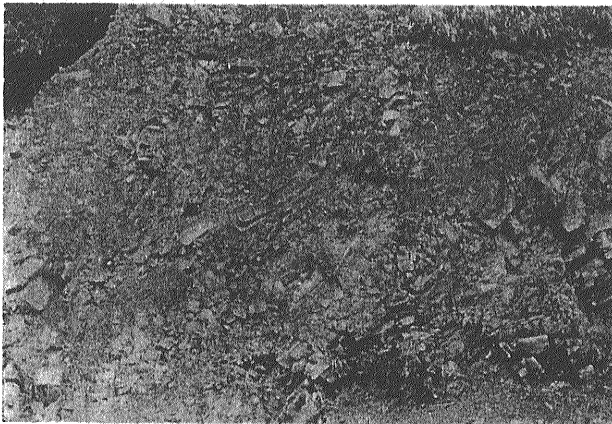
ここから急な歩道ぞいに天満——色川間のバス道路にすることもできる(そのバス道路では三津野累層がよくみえる)がここではやはり観光パスのコースにしたがおう。登山道をひきかえて次にとまるところ是那智山である。高い石段をのぼると熊野那智大社と青岸渡寺がある。那智大社はいうまでもなく熊野三山の一つとして古来有名でありまた青岸渡寺はその歴史を古く仁徳天皇の時代までさかのぼることができるといわれて

いる。少し早目にバス停にひきかえてみるとよい。というのはバス停のすぐそばに第27図のような露頭がある。

ここに露出しているものは平行葉理がよく発達している板状の淘汰のわるい泥質細粒砂岩であり層理面にはがすと植物の破片が多数ふくまれているのがみられる。また砂管もみられる。熊野層群の三津野累層に属する浅海成の地層である。

那智山——那智 きてバスは来た道を那智川ぞいに那智へ引きかえす。途中露頭はあまりよくないが上記と同様に三津野累層に属する砂岩や砂岩泥岩互層がところどころにみられる。那智川の左岸の山では下の方は三津野累層だが中腹から上で急にきりたつてそびえるところは花崗斑岩である。那智川の河床をみていただきたい。砂防ダムが何段もあるがどれもこれも花崗斑岩の礫でうずまっている。侵食作用によって急な山腹からころがって流れてくる礫の量がいかに多いものかを見せられる。

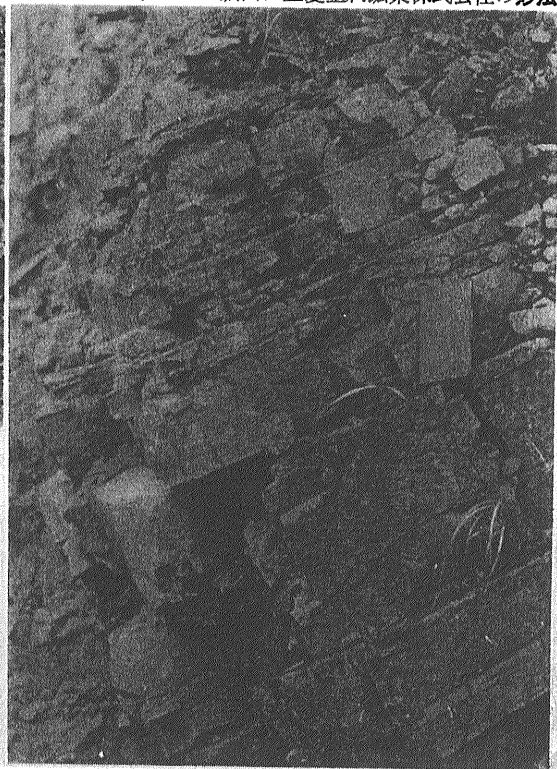
那智山と那智駅のほぼ中間の位置で那智川と妙法山とはさまれた地域では銅が採掘されている。バスの車窓から小高い山の上に第30図のような鉱山の選鉱場がみえるはずだ。鉱山は三菱金属鉱業株式会社の妙法



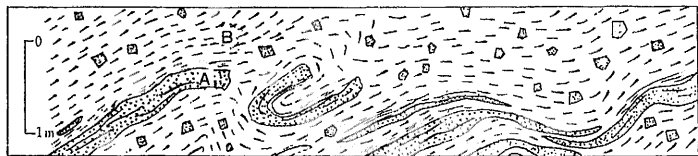
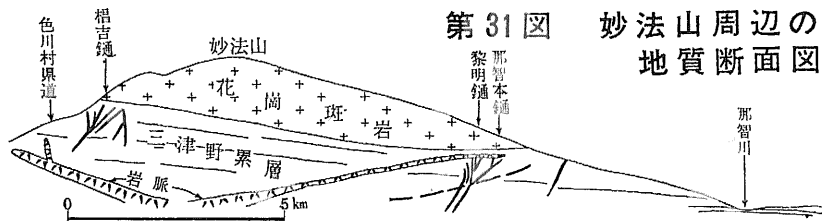
第27図 那智山バス停留所付近の道路の切削り三津野累層上部の板状泥質細粒砂岩



第29図 花崗斑岩からなる那智川左岸の山



第28図 第27図の露頭の一部 平行葉理がよく見える



第33図 妙法鉱業所金山本坑内における層間異常

A: 灰白色細粒砂岩 部分的に淤泥のラミナを墨流し状にはさみまた膨縮が著しい
 B: 塊状 不均質な淤泥質極細粒砂岩 細礫大の淤泥小パッチを多量に含む Aの直上では一般に綫状に砂のラミナを多量にはさむ 最大中礫ないし大礫大の砂岩角礫を伴う

鉱業所という。第20図の地質略図にしめたとおり妙法山のまわりの熊野層群とくに三津野累層のなかには鉱脈がたくさんできている。鉱脈の大部分は黄銅鉱・黄鉄鉱・石英・方解石などからできている。これらは中新世後期熊野酸性岩類の噴出にともなって形成されたと考えられている。採掘の対象となっている鉱脈は一部妙法山の花崗斑岩の下にもぐりこみ かつ同岩によっておおわれている。

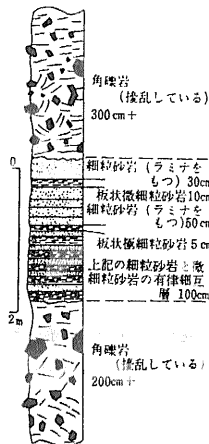
那智川を下流にむかうほど三津野累層の下部の方が次第にあらわれてくる。井関と川関とのあいだの大きなカーブのところには道路際の崖にあらっぽい砂岩が出ている。この砂岩は三津野累層最下部の砂岩であってここより那智駅に至る間の左岸の山では下の方に小口累層最上部の泥岩層 中腹より上に三津野累層が分布している。上記の最下部の砂岩是那智駅の北東側の那智ノ浦の海岸にふたたびあらわれている。わずかな距離だから砂浜の海岸風景をたしのみながら その崖まで行ってみるとよい。

那智駅から南方には三津野累層は全く出ていない。



第30図 妙法鉱業所の選鉱場

第31図 妙法山周辺の地質断面図



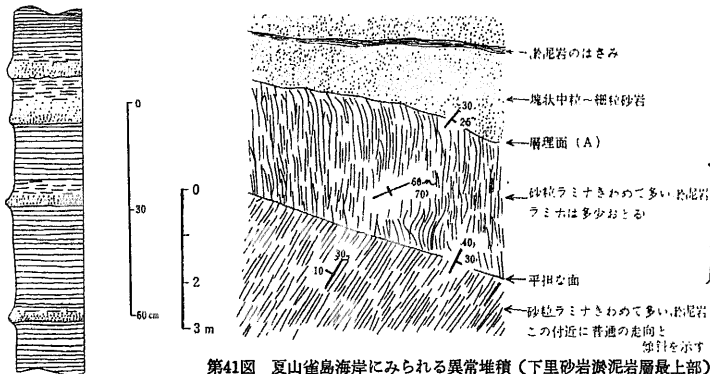
第34図 妙法鉱業所事務所付近における角礫岩の一部の堆積状態を示す

小口累層だけである。さきすすむ前に三津野累層の特徴的な岩相について少しふれておこう。ただしこれは観光ルートから少し脇道へそれなければみられない。妙法鉱業所付近の谷ないし那智・色川間の道路が適当だろう。

三津野累層にみられる特徴的な岩相 前号で熊野川沿岸熊野炭田付近の三津野累層のことを簡単にのべた。そこでは最下部ないし下部に炭層がはさまれているが妙法山付近では炭層はみられない。また前者では垂直的に変化する岩相—砂岩・砂岩泥岩互層など—は水平的にはよく連続するが 後者では岩相は垂直的にも水平的にもよく変化する。砂岩層の一部は厚さ10~20mで比較的良好につづくが 多くは多かれ少なかれレンズ状ないし楔状にぼろ縮する(第32図)。妙法山付近の著しい特徴は角礫岩が非常に多くみられることである。その一部には第33図のような局部的な初生構造と考えられる乱れ—異常堆積—がみられる。角礫岩の部分では一般に乱れがはげしい。この乱れは後成的な変形によるよりはむしろ 第34図のように乱れている角礫岩と正常な互層とが大きな互層をしめすところもあるので やはり初生的な構造—乱泥流ないし海底地すべりによる



第32図 妙法鉱業所選鉱場付近の三津野累層



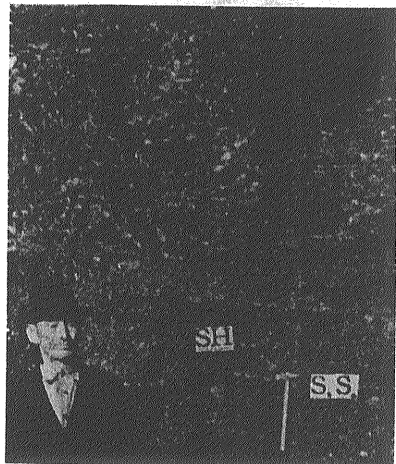
第41図 夏山省島海岸にみられる異常堆積 (下里砂岩淤泥岩層最上部)

第40図 敷屋淤泥岩層の互層の状態を示す模式図

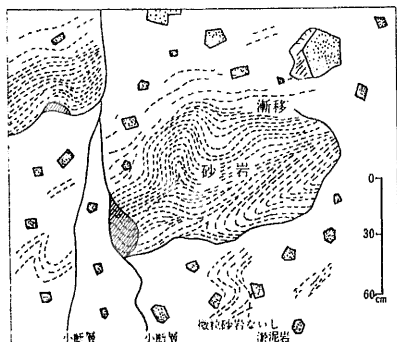
の砂質泥岩なので 風景(とくに色彩)の点でやや劣るが 中央に中之島を抱いた静かな湾内 外海に面し海崖のきりたつ小島・岩礁にとむ湾外の海岸の風光はともかく一度みておいてよいものだ。 娘煙山公園の展望台にのぼれば 妙法山をはじめ海岸山地をひろくながめることができる。

敷屋淤泥岩層は陸地内の風化した露頭では全く塊状で走向傾斜もはかれないようにみえることが少ない。 しかし海岸の新鮮な露頭ではほとんどの場合にきれいに成層している。 その1例を第38図にしめした。 近よったところの写真が第39図である。 遠望すると泥質岩だけと思われる場合でも成層している時にはたいてい第39図のように細粒砂岩～微粒砂岩の薄層(0.3mm程度～2—3cm厚)を10—40cmおきに規則的にはさま砂質泥岩だ。 もっと詳しくみると模式的に第40図にしめしたように砂岩薄層の基底部はきわめて明瞭に下位の砂質泥岩とさかいされるが 上部は比較的急激に砂質泥岩に漸移(級化成層する)している。

遊覧船で湾をまわる場合 中ノ島付近に近づいた時にちょっと注意していただきたい。 第20・37両図にしめしてあるが 急に砂岩が増加してくる。 これは船上からながめただけでもすでにわかる。 この部分は敷屋淤



第39図 敷屋淤泥岩層



第42図 湯川一勝浦間の道路切割でみられる敷屋淤泥岩層中の角礫岩

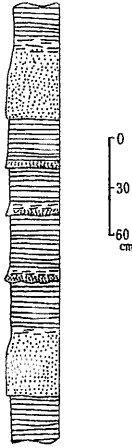
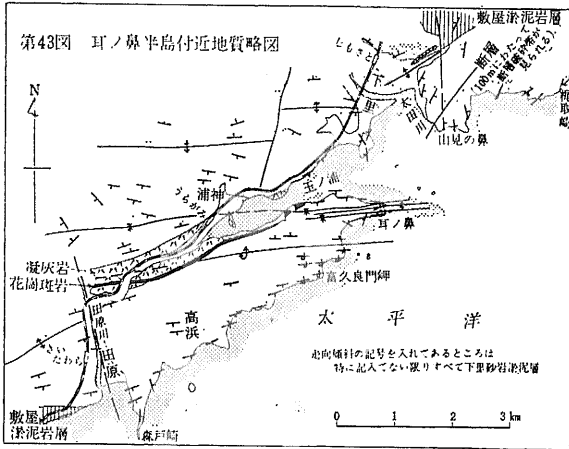
泥岩層でなく その下位の下里砂岩淤泥岩層とよばれている部分の最上部である。 さらに南では急に傾斜方向が逆(南へ傾斜)になる。 背斜軸の存在をしめしている。 さらに南下して港外の「紀ノ松島」付近ではその背斜軸の南側にふたたび敷屋淤泥岩層があらわれてくる。

下里砂岩淤泥岩層の最上部は海岸ぞいに湯川の方まで露出している。 その間 雀島というところでは(ただしここに行くのは大分不便で 湯川温泉の付近から山越か あるいは湯川駅から鉄道線路に歩かなければならない) 第41図にしめすような異常層がみられる。 図中でとくに(A)の層理面のところは一見不整合と思えるような様子であるが 周囲を調べると 結局 とくに(B)の部分の走向傾斜だけが異常である いわゆる層間異常の現象ということがわかる。

異常層はそれだけでなく 敷屋淤泥岩層のなかにもみられる。 それは勝浦から湯川にぬける国道沿いの切割である。 そのでは第42図のような角礫岩が露出している。 この角礫岩(湯川礫岩ともよばれている)の部分は全体として擾乱している。 天満から湯川にいたる旧国道(第20図で破線でいれてある)ぞいによりよく露出しているが 地質図上にこれの分布をいれると 幅(水平距離)200m内外 傾斜方向に約800m程度つまり厚さ300m前後と考えられる。 傾斜方向の本来の延長についてはわからないが その岩質や淤泥岩中のはり方からみて 堆積当時の海底谷内の堆積物ではないかと考えている。

天満あるいは勝浦と湯川駅間の道路ぞいには これをのぞいては北に20—30°かたむく敷屋淤泥岩層の砂質泥岩が露出している。

宇久井海岸 宇久井海岸はふつうの観光ルートにはいっていないので行くのがやや不便だ。 勝浦から鉄道あるいは新宮行のバスで行くことになる。 串本西方の熊野層群の基底部および基盤の牟婁層群をみる時間的余



貝) *Lucinoma Venericardia* (二枚貝) などの貝化石が散在しているのがわかる (少し時間をかけると殻がついたものを採集できる) この砂岩層は宇久井砂岩層ともよばれているが 岩相からみて 下里砂岩淤泥岩層の基底部の砂岩の延長と思われる。

太地—耳ノ鼻—古座海岸

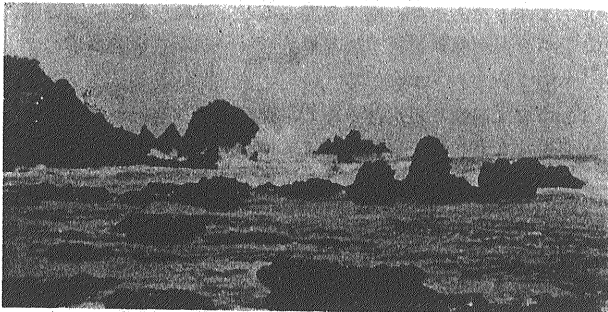
湯川の南方 太地町から下里・浦神をへて古座にいたる間はあまり人にしられていないところである。

多くの観光客は素通りしてしまうだろう。しかし地質の面からみるともし余裕があればぜひ見ておきたいところもある。この間にはほぼ東西方向の大きな複背斜があり ほぼその中央に軸にそった方向で大岩脈がみられる。北側から汽車の駅でいうと 湯川から太地駅付近までは敷屋淤泥岩層が巨視的には南を下位にして露出する。太地から下里・浦神をへて下田原付近までには下位の下里砂岩淤泥岩層が複背斜の軸部に露出する。下田原・古座間ではその複背斜の南翼の敷屋淤泥岩層が分布している。

第44図 下里砂岩淤泥岩層の典型的な岩相

裕のない人に行くことをすすめたい。

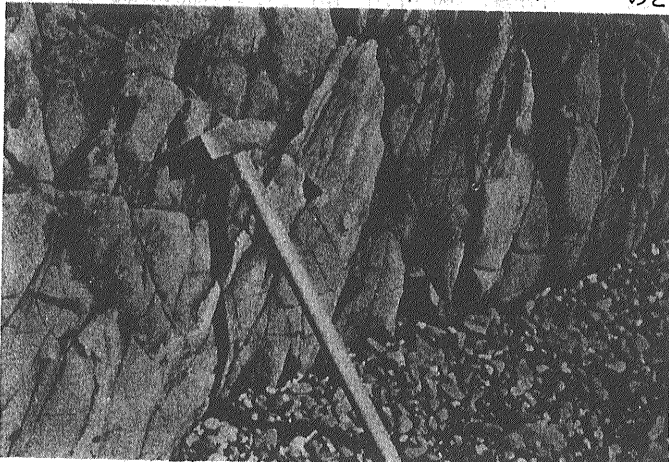
宇久井・那智両駅の間の子狗川駅の東方海岸に熊野酸性岩類の花崗斑岩が露出している。この花崗斑岩の東側にはいきなり牟婁層群が広く顔を出している。ほとんど垂直に近く立っている乱れた砂岩頁岩互層を主としている層である。宇久井の海岸では ちょうど駅の真東に小さな岬があってその基部には牟婁層群が出ていますがすぐにそれを斜交不整合関係におおって また一部断層関係で基底部に角礫を少量含む中粒砂岩層がみられる。注意して観察すると *Cancellaria Turritella* (巻



第45図 耳ノ鼻半島の南側の海岸 地層は逆転していて左側(北側)が下位である

太地はもともと鯨の港としていられているところである。4~5月の近海捕鯨のシーズンには太地まで鯨を追いかみ町に活気がみちあふれる。太地の市街の東方に小さな半島がのびる。2つの岬をもち 燈明崎 梶取崎とよばれている。絶壁の海岸だが 歩道がついて半島を一周することもできる。この半島でみられるのは東に30°~40°傾いた主としてあらい砂岩層である。下里砂岩淤泥岩層の一部に属する。

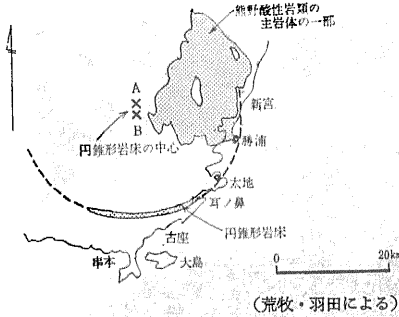
下里を中心とした地域にも砂岩の非常に多い層がみられる。この層はかつて下里層群とよばれ 始新世のものと考えられたこともあるが 現在ではさきのべた敷



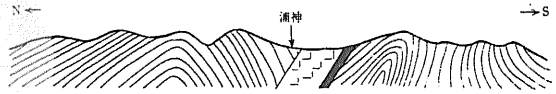
第46図 耳ノ鼻半島南側の逆転層 ハンマーの頭の少し下のところに斜めに凹凸のある層理面がみられる その右下方にむかって級化成層するが左上方には明暗な層理面がみとめられる



第47図 耳ノ鼻半島の転倒した背斜軸の軸部



第48図
円錐状岩床の中心
弧の中心点Aの場合曲率半径20km 弧を見こむ角度60° 同じくBの場合 18.5 km
太地を東端とする時83° 宇久井を東端とする場合108°
(荒牧・羽田による)



第51図 大岩床を中心とした南北断面(模式図)

屋簷泥岩層の下位に整合につづくもの(下里砂岩泥岩層とよばれている)で中新統と考えられている。この層の特徴がよくみられるのはやはり海岸である。少々歩かなければならないが 浦神の南側の耳ノ鼻半島の海岸がもっとも適当だろう。同半島でみられる下里砂岩泥岩層には何枚かの数m以上の厚さの砂岩層もあるが、大半は第44図に示すような砂岩・砂質泥岩の1種の互層である。すなわち 敷屋簷泥岩層の砂質泥岩と 数10 cm 厚の砂岩とが互層するような形をとっている。耳ノ鼻半島へは浦神から渡船を利用して渡ることができる。また耳ノ鼻から少し距離はあるが下田原まで海岸ぞいに歩くこともできる(ただし干潮時がよい)。その海岸は外海に面して男性的な海岸である。耳ノ鼻の付近では構造が多少複雑で何本かの背向斜軸がとっている。ちょうど複背斜の南側の背斜軸(らくだの背の1つのこぶ)にあたるころだが その両翼にあたるころでは地層がそろって逆転している(第43 45 46図参照)。また軸にあたるころでは地層がいちじるしくもめ 小規模の背向斜がみられる(第47図)。

浦神から下田原にいたる鉄道線路ぞいには大岩脈がみられる。正確には北に40°-50°内外かたむく円錐状岩床(cone sheet)とよばれるもので 岩床の大部分は凝灰岩からなるが 一部花崗斑岩もみられる。前号の第16図ですでに示したように凝灰岩は風化してきわめて特徴ある尖塔状の形となり その形の上から坊主岩とよばれたり また風化面は虫がくったような細かい凹凸をしめすことから虫喰岩ともよばれたりする。凝灰岩は新

鮮などころでは暗緑色をしめし粗粒である。泥岩のパッチを多量にふくむほか 赤いザクロ石の結晶を多量にふくむ。風化しているところではザクロ石をとり出すことも容易にできる。花崗斑岩は那智ノ滝付近のものとはほぼ同性質のものである。凝灰岩のあとからつらぬいたことがわかっている。太地町の市街地のはずれに露出するこの花崗斑岩の延長部は古くからアルカリ長石・石英を容易に分離して採集することができるので有名である。最近東北大学の河野義礼教授の研究室でこの花崗斑岩中のアルカリ長石についてK-Ar法によって岩石の年令を測定したところ 17×10⁶年という結果を得た。この数字は地質学的に推定した噴出時期—中新世後期—とよく一致している。岩床の2つの構成岩類相互間の関係および熊野層群との関係が露頭でみえるところは少ない。観察できる少ない例の一つが古座川沿岸である。古座駅をおりて古座川にそって上流にむかい約2 km 古座川が西方に大きくカーブする付近の道路切割でそれらの関係がよくみえる(第49 50両図)。

最後に太地—古座間の模式的断面図を示しておこう(第51図)。

串本を中心として

「本州の最南端潮ノ岬灯台 橋杭岩 串本節 大島がよいの巡航船」などの宣伝がよくいきとどいていいるせいか 温泉の勝浦 滝の那智とならんで いつも観光客が絶えることがない。観光バスにのると 潮ノ岬 橋杭岩を約1時間40分でまわってくれる。潮ノ岬の東にある大島は串本から巡航船に仲をとりもってもらわないと渡れないせいか あまり観光客が多くなく のんびりと本州南端の風景をたのしむことができるころだ。

西まわりの汽車で行くと 串本の約20分手前の 田子(たこ)駅付近から潮ノ岬の台地がみえはじめ(前号第11



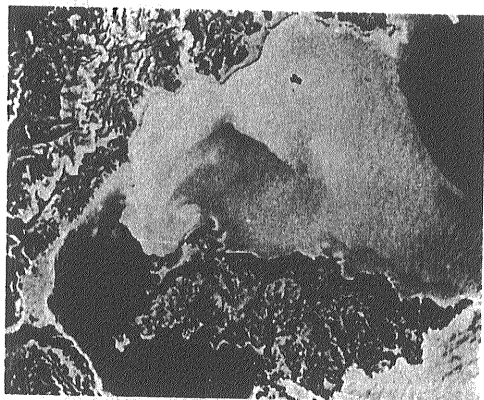
第49図 高池町宇津木南方弧状岩脈における黒雲母花崗斑岩(Gp)と過晶質黒雲母流紋岩(Rp)との境を示す



第50図 高池町宇津木南方弧状岩脈の過晶質黒雲母流紋岩(Rp)と熊野層群(Sed)との境を示す

図参照) 東まわりの汽車で行くと 古座を過ぎる付近から大島 橋杭岩 その向う側に潮ノ岬の台地がみえてくる。

潮ノ岬は典型的な陸繋島である。もともとは潮ノ岬は浅瀬をへだてた島であった。串本市街を歩くと西海岸ぞいに泥岩からなる小高い小さな山が北北西-南南東方向に点々とみられる。これらはもともと岩礁の列であり 砂を運んできた強い潮の流れがここでせきとめられて砂を堆積させた結果 潮ノ岬が本土とむすばれてしまったのであろう。串本市街はその砂地の上に発達している。この過程は第54図に示したこの付近の空中写真をみればよく理解できる。現在そのような岩礁の列の役を果たしているのが橋杭岩である。本土と大島との間の仲をとりもちそこなったような形で橋杭岩が大島の方にむかって細長くつきだしている。白っぽくにぎった流れが橋杭岩にぶつかって南の方にまがり さらに大島にぶつかって東の方にまがって行く。やがてはここに砂が堆積し巡航船の助けをかりなくとも自転車で大島に渡って行けるかもしれない。あるいは砂地となる前に橋杭岩が侵食のためになくなってしまふかもしれない。いずれにしろ地質屋以外の人にとっては気の遠くなるような遠い未来の話である。



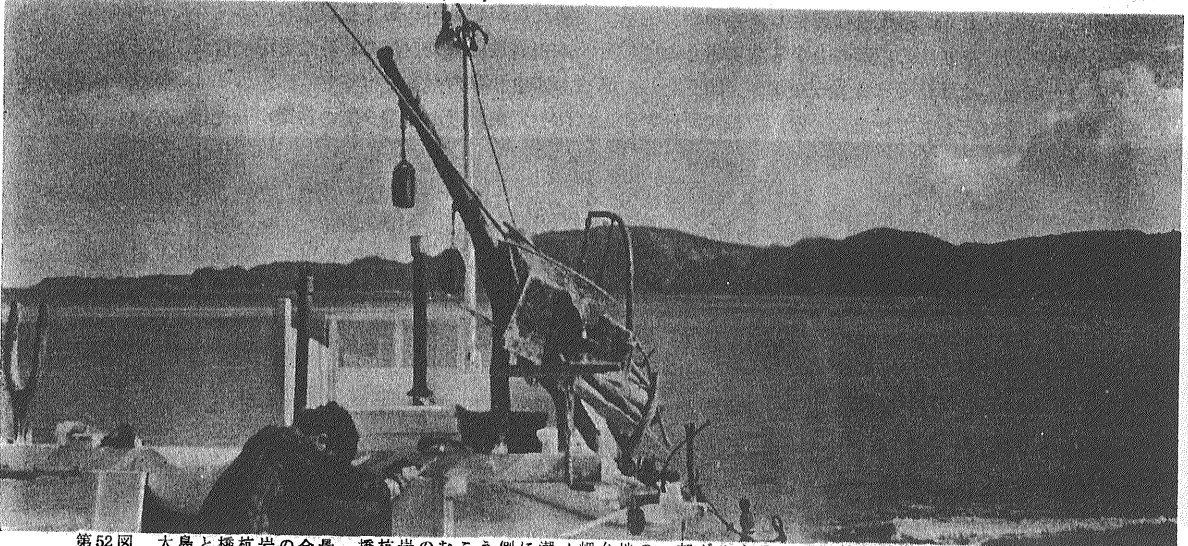
第54図 串本付近の空中写真 (国土地理院の空中写真による)

さて話のついでに橋杭岩から説明しよう。

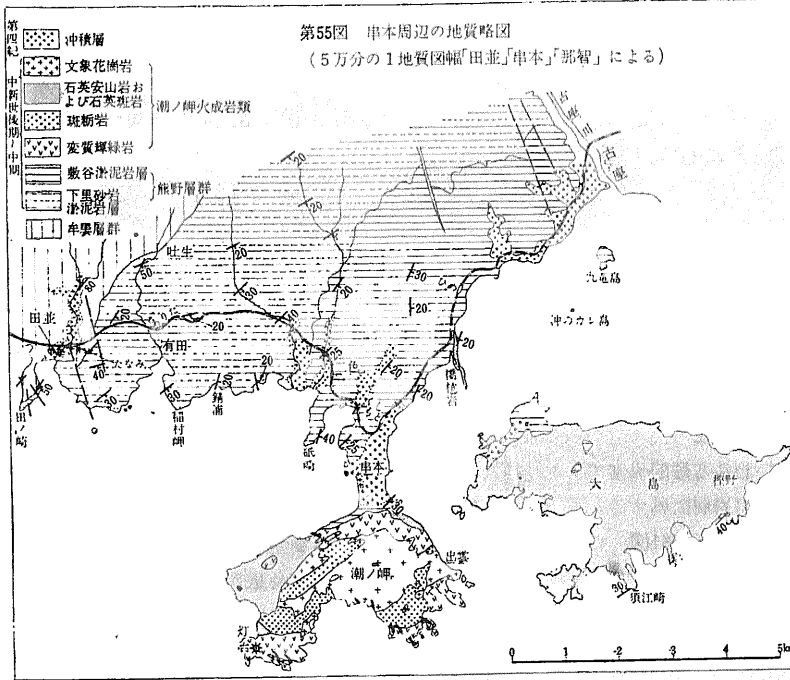
橋杭岩は典型的な岩脈である。この付近一般にみられる暗灰色の岩石は 古座付近 勝浦付近に分布するものの延長にあたり 小口累層の敷屋淤泥岩層に属する砂質の泥岩である。橋杭の海岸では約1000m以上の長さで紫蘇輝石石英安山岩の岩脈がこの泥岩層をつらぬいている。岩脈はもともとはつながっていたものだが侵食作用のためにはげられて現在では大小の岩が橋の杭をならべたような形になっている。天然記念物に指定され



第53図 中央の低地は串本市街 南西側からうつす



第52図 大島と橋杭岩の全景 橋杭岩のむこう側に潮ノ岬台地の一部がみえる 串本付近からうつす



ている岩は全部で43あり そのうち26のものに名前がついているのである。満潮時には陸地から海にむかってまさにこれらが橋杭のように突出しているにすぎない。しかし干潮時には橋杭岩の両側の泥岩層からできている浅瀬が広く陸上に顔を出し 弁天島とよばれるもっとも大きい岩（というより小さな島）まで泥岩の上を歩いて行ける。陸のふつうの露頭では 風化のためにはっきりとはわからない泥岩層の諸特徴が ここでよくわかるほか 橋杭岩の岩脈がその泥岩層をつらぬいている様子が実によく観察できる。地質見学を旅行の目的の1つとする場合にはぜひ干潮時をねらって 橋杭岩に行くことをすすめたい。

橋杭岩から串本市街まではバスがあるが 約2km ほどだから歩いてでも大したことはない。歩く場合には海岸ぞいに行くのがよい。橋杭岩の根元にみられるのと同じ泥岩が海岸に露出している。砂浜のところには浅い砂底にすむ黒潮系の二枚貝が何種類もうちあげられている。

串本から西方へ海岸を行くと汽車の駅で2つ目 田並までの間は熊野層群の泥岩 砂岩が広くみられる。もっとも第55図からわかるように 次第に下位の層をみて行くことになり 串本から直線距離で約1.5km のところで敷屋淤泥岩層から下位の下里砂岩淤泥岩層に変る。串本—田並間は地層の厚さにして

2000m以上に達するが 岩相は単調であり 交通も非常に不便なので とくにみるにはおよばないだろう。ここでは 次の2点だけを簡単に紹介しておこう。

その1つは泥岩のなかの化石である。同層の泥岩を少し注意深く観察するとどこでもしばしばみられるものであるが その1例が串本市街の西はずれの海岸の露頭（敷屋淤泥岩層）でみられる。第59図はそこでみられる生痕化石の1種類であり 詳しくはわからないが多毛類の排泄物と考えられる。串本町の西端 錆浦海岸まで行くと下里砂岩淤泥岩層の泥岩のなかに第60図に示したような化石がみられる。これも多毛類の巣穴であるが これは白浜温泉付近の中新統からいられている





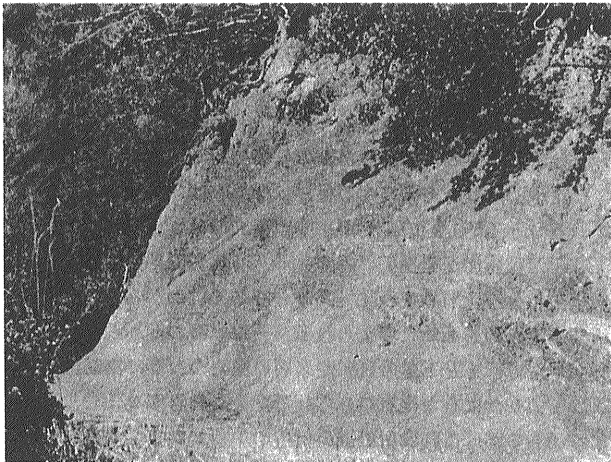
第57図 橋杭岩全景 西側よりうつす 手前は敷屋淤泥岩層の泥岩 右側の山地は大島

Tosalorbis kattoi Hatai et Kotaka と同種と思われる。そのほか貝化石は非常に少ないが 小型有孔虫化石はかなりふくまれている。よくみられるものは *Cyclamina* (シクラミナ) とよばれる種類であるが 直径数mmだからよく注意しないとみおとしてしまう。

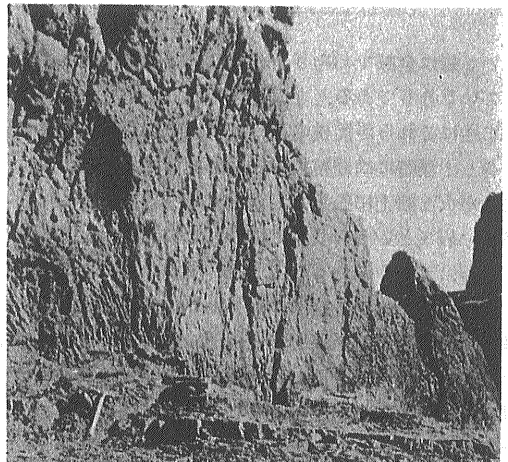
もう一つは有田の海岸で見られるいわゆる層間異常である。この付近の層は 下里砂岩淤泥岩層に属するゆるく整然とかたむいた砂岩・泥岩の互層(第61図)であるが そのなかのごく一部に著しく褶曲 変形した部分が10mほどの厚さではさまれている(第62図)。この部分だけをみると田並西方に広く分布する1時代前

の牟婁層群と区別がつかないほどのもめ方であるが まわりをよく比べると 下里砂岩淤泥岩層堆積時の海底地すべりによって生じた局地的変形であるということがわかる。この露頭は有田駅から道路ぞいに海岸に出てさらに海岸を南西方に約400m位行ったところにある。

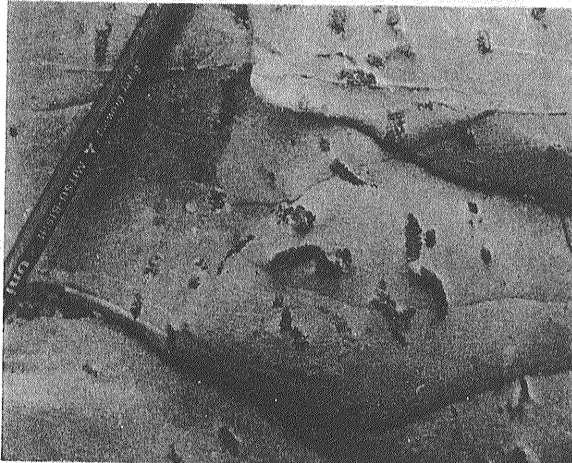
潮ノ岬には塩基性・酸性の諸種の火成岩類が分布している。両者ともに熊野層群をつらぬいており とくに酸性岩類は那智以北に広く広がる熊野酸性岩類の主部と岩質的にもよくにている。塩基性岩類は室戸岬の突端に小分布するものとよく似た岩質をもっている。両地



第56図 橋杭村近の道路切削りに露出する敷屋淤泥岩層



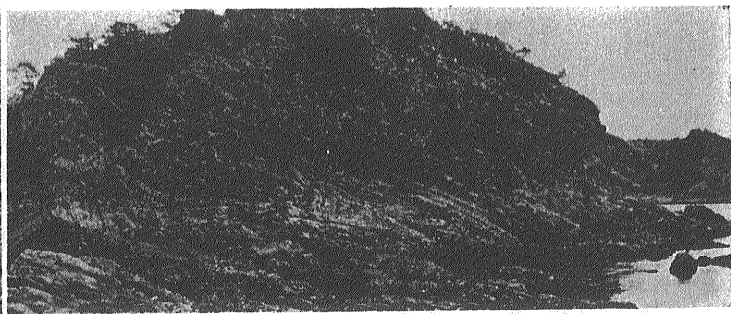
第58図 橋杭岩の岩脈が成層した砂質泥岩をつらぬいている線子を示す



第59図 底棲動物(頭虫類?)の排泄物の化石と思われる(串本西海岸の敷屋淤泥岩層)



第60図 多毛類の *Tosalorbis Rattoi* (鯖浦海岸の下里砂岩淤泥岩層)



第61図 有田海岸の下里砂岩泥岩層

第62図 有田海岸の一部にみられる層間異常

域の塩基性岩類は西南日本外帯を通じて数少ない例に属するタイプであり かつ両地域とともに長く南北にのびた半島の先端に位置し 興味深い性格のものであるが その地質学的意味はまだ十分にはわかっていない。

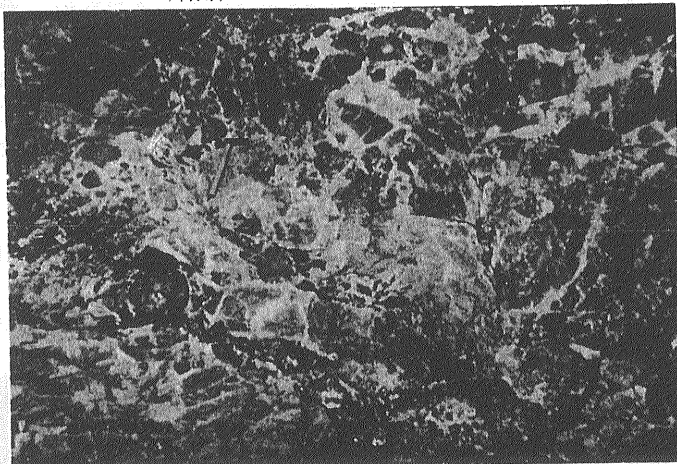
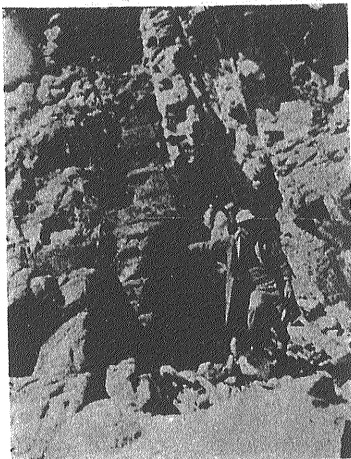
さて串本を出発した車は岬の根元のところから平坦な台地の上へ上って行く。 台地の上にはあちこちに村落とみかん畑があるだけで露頭は1つも無い。 潮ノ岬の終点も台地の上にある。 観光タワー 灯台にのぼると太平洋の南 なるかかなたを眺めることができる。

台地の下 つまり海岸におりると至るところ露頭であ

る。 広川治技官の研究によれば潮ノ岬の火成岩類には全部で次の8種類があるがこの付近に広くみられるものは そのうち最初に貫入したもの—変質輝緑岩—である。

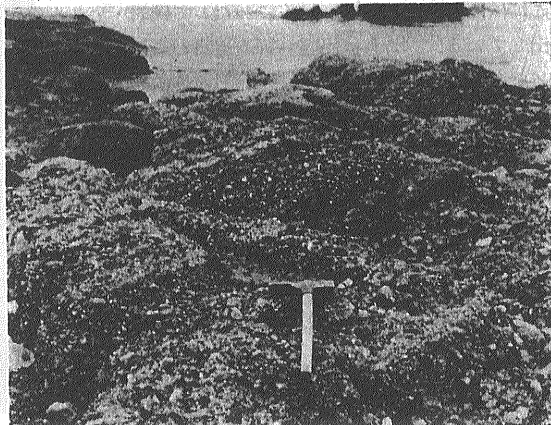
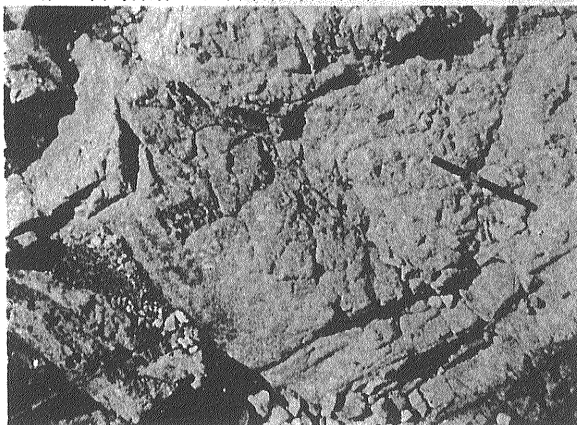
潮ノ岬火成岩類の種類

- 変質輝緑岩
 - 紫蘇輝石普通輝石斑岩
 - 角閃石普通輝石斑岩ないし閃緑岩
 - 橄欖石斑岩
 - 紫蘇輝石石英安山岩
 - 石英斑岩
 - 文象花崗岩
 - 輝緑岩
- } A 塩基性岩類
(しばしばがいに漸移している)
- } B 酸性岩類
- } C 岩脈



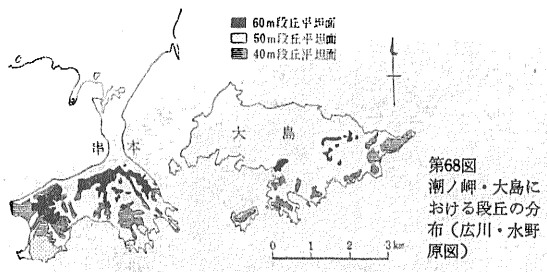
第63図 灯台付近 文象花崗岩を貫く輝緑岩岩脈

第64図 角礫状となっている変質輝緑岩(出雲南西)



第65図 斑晶状斜長石をふくむ角閃石普通輝石斑岩 (萩尾南西海岸)

第66図 串本南西方海岸に露出する砂岩礫岩互層



第68図
潮ノ岬・大島
における段丘の分
布（広川・水野
原図）

なお これらは大きく右側に示したようにまとめることができ、A・B・Cの順に貫入したと考えられている。この岩石は一般に暗緑色ないし帯青暗緑色をおびている。一般に細粒緻密であるが、灯台付近では斜長石斑晶がみられ、ややあらめのものがみられる。そのほかこの付近では白っぽい文象花崗岩の岩脈、さらにそれを貫ぬくごく小規模の最後の活動の所産である輝緑岩岩脈（第63図）がみられる。

串本から潮ノ岬台地の東側をまわると出雲というところまでは簡単に海岸の道路ぞいに行ける。ここでは出雲にむかってまず礫質岩（後述）が露出し、すぐに紫蘇輝石石英安山岩に変る。この岩石はさきへのべた橋杭岩をつくるものと同種であり、灰白色をしめし、石英斜長石などの斑晶が目立っている。道路の崖では大小さまざまな形の硬化した黒色の泥岩（敷屋淤泥岩層の）や変質輝緑岩の捕獲岩をとまっているのがみられる。さらに南東側には文象花崗岩につらぬかれていた変質輝緑岩（灯台付近のものと同じ）・角閃石普通輝石斑岩・閃緑岩・出雲付近の文象花崗岩が順次露出している。以上の2コースに出ていない岩石がまだ3種類あるが、これらを見るためには山道を遠く歩いて海岸におりなければならない。詳しくは串本地質図幅を参照していただくことにして、ここでは省略する。

簡単に行けるところでは、もう1つ、潮ノ岬のつけ根の西側の海岸（出雲に行く海岸の反対側）がある。ここには海岸ぞいに1km近くにわたって礫岩・砂岩が露出している。これは出雲へ行く道路の最初のもと同じであるが、この砂礫岩は付近一帯の堆積岩類のなかではめずらしいものである。礫をよく調べるとかなり多く石英斑岩の類がふくまれていることがわかる。本土側にはこのような顕著な砂礫岩層はみられず、また孤立してはっきりした層位的関係がわからないが多分敷屋淤泥岩層の間にはさまれているものと考えられる。しばらく海岸を西方にむかうと、ところどころよくもめていることに気付く。一部では第67図にしめたようなごく小規模の褶曲構造もみられる。このようなもめた構造は、前にのべた那智山付近の場合と同様、火成岩

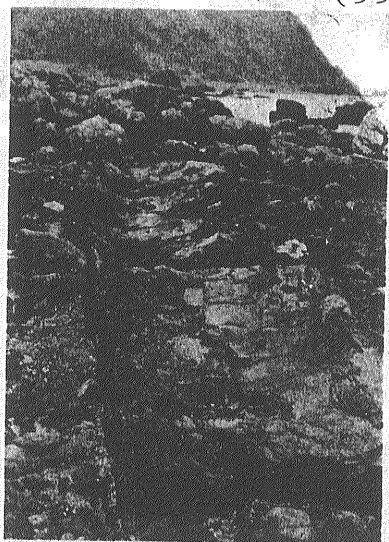
類の貫入ともなって付近の層が局部的に乱された結果である。

今まで説明しなかったが、ついでに岬のつけ根のところから台地のにぼるバス道路を少し行ってみるとよい。坂道の途中で火成岩類（変質輝緑岩）が海岸でみえる第三紀層をつらぬいているのがみられる。

大島はほとんど全島紫蘇輝石石英安山岩から構成されている。そのほかはわずかに巡航船の船着場の付近そのほか数ヶ所にその貫入時の熱の影響をうけてかたくなった敷屋淤泥岩層の泥岩が露出しているにすぎない。大島には京都大学の付属植物園・榎野崎灯台・トルコ記念碑があるが、島内の交通も比較的不便で地質見学だけのためにわざわざ巡航船にのるにもおぼないであろう。

最後に串本を中心とした地域の地形についてふれておこう。今までのいくつかの写真でおわかりと思うがこの付近では何段かある段丘地形がすばらしい。とりわけ潮ノ岬台地と大島の地形のちがいが目につく。第68図は高さ40m・50m・60mのそれぞれの面を示したものである。潮ノ岬台地の主部は60mの面によってひろくおおわれているが大島の主部はもっと高い。しかも凹凸の著しい地形を示している。60mの面はごくわずかにその中央東部に発達しているにすぎない。しかし凹凸のある山頂部も全体としてつらねれば平坦に近くなる。いっぽう第53図をみるとわかるように串本市街の後背地にもいくつかの段丘面が発達している。このうち高いものほど凹凸が著しい。大島の主部の地形はこれらとともにはっきりした段丘面以前に形成された段丘面が解析された結果できたものである。

（つづく）（筆者は地質部）



第67図
串本南西方
海岸にみら
れる小褶曲