No.3　高根半島東部の地形と隆動運動について

常盛　了

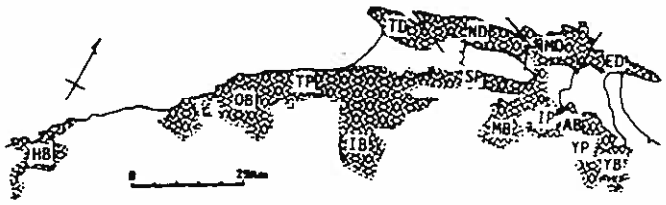
まえがき

この研修レポートは島根半島の最も東に当る東部地区(三口)の山地地形と海岸地形(海底地形も含めて)から、この東部地区の隆動運動の進行性に関し、その可能性の有無について検討したものである。

I：島根半島の山塊区分

島根半島は、中海から宍道湖、出雲平野へと連続する鞍部をはさみ、大陸側山地にほぼ平行した東西に延びる山地群からなる。

この島根半島の山地は、長海と北浦を結ぶ線、松江西方の低地川、十六島と平田を結ぶ低地によって、雁行状に配列する4つの山塊に区分される。その各山塊は図－1に示すように西から大社地区，湖北地区、三坂地区、および東部地区に区分されている。



第2図　島根県東部における中新統の分布

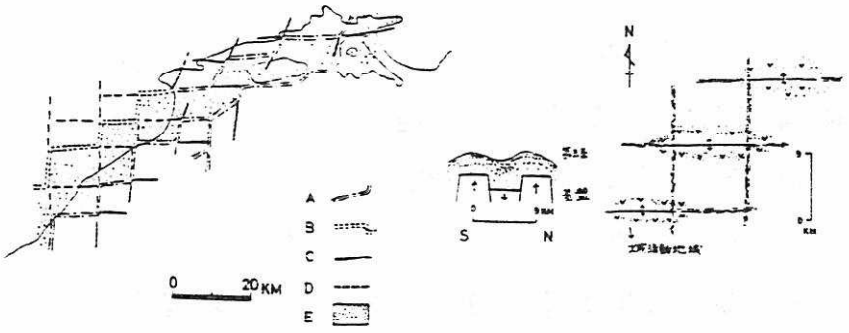
HB：長田湾入部　OB：大田湾入部
TP：田儀突出部　IB：出雲湾入部
SP：宍道突出部　MB：松江湾入部
IP：美保突出部　AB：荒島湾入部
YP：安来突出部　YB：米子湾入部
以上は本土側で以下は島根半島
TD：大社地区　ND：湖北地区
MD：三坂山地区　ED：東部地区

図－1

それらの山塊ごとに、そこに発達する地質と地質構造にいくつかの違いがあると言われているが、今回対象としたのはその内の1つ東部地区であり、主に地形からのアプローチを行なったものである。

Ⅱ：東部地域の山塊区分

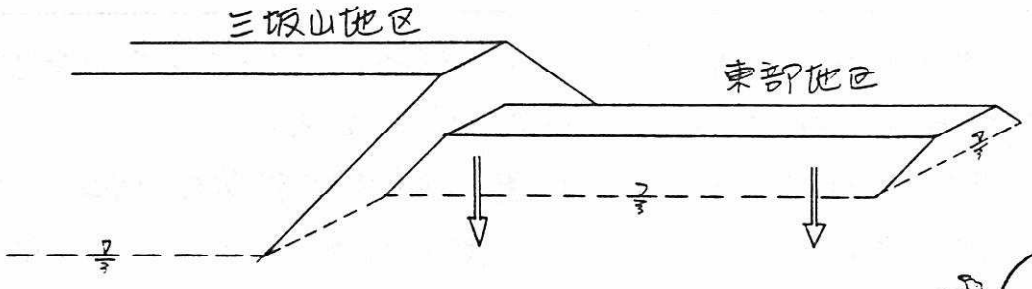
この対象区域は故三位秀夫博士の説によれば、図－2.1のようにA(基盤の急傾斜部)とC(断裂線)とに囲まれた範囲と言える。



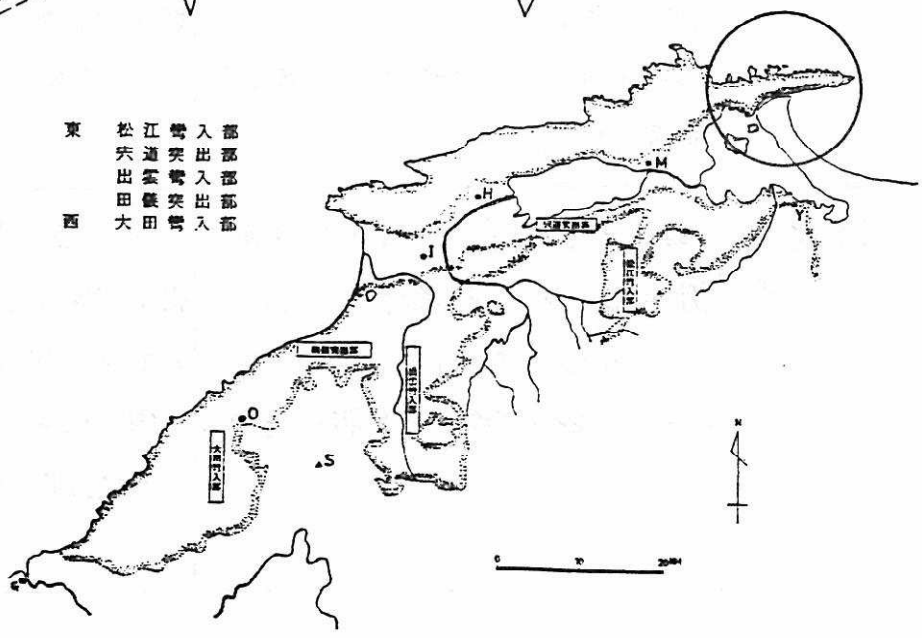
第5図 新第三系中の地質構造と基盤岩類の関係
A：基盤の急斜面部　B：同予想部　C：断裂線
D：同予想線　E：基盤の深さ 1000～2000 M の地域

図－2.1

そして、AおよびC形成期にこの東部地域は沈下したものと考えられ、その結果として図－2.2に示したように、陸地幅 2km～4km の細長い半島を形成するに到ったものと考えられる。



図－2.2



第1図 島根県下に分布する新第三系層成盆の形態
H：平田市　M：松江市　S：三瓶山
I：出雲市　O：大田市　Y：安来市
点部は、新第三系分布地域

図－2.3

Ⅲ: 東部地域の海岸地形

次に海岸部の地形及び半島部北岸の入江の基盤形状に関しては、a・bとCとでは次の様な違いがある。

表-3-1

	a・b地区	C地区
山地形	a: 谷地形は交差し複雑。 b: 領線をなす山頂部の標高は250m～330m。 領線は半島のほぼ中央付近を東西方向に走る。	領線をなす山頂部の標高は150m～250mで、b地区より50m～100mだけ低い。 領線は南側に寄った位置にありほぼ東西方向に走る。
谷地形	南北方向の谷地形を基本としているが、小さな谷が不規則に発達している形。 南斜面は所によっては切り立っているが、西に行くにつれ緩くなる。	南北方向の長い谷が北斜面に見られ、領線を横切る様に発達しているものも見られる。 南斜面は20°以上の傾斜で切り立っており、谷は短い。
北海岸地形	北岸には日本海に突き出した半島がいくつか見られ、七類湾片江湾などの良好な入江に恵まれている。 平野部もやや広く、集落が発達している。	細長い入江とずんぐりした半島が出入りしている。 海岸部は急峻な山地よりなり、平野部は狭い谷間にわずかに見られるだけである。
海底地形	海岸部では基岩は浅く、浸食棚や海食台が発達している。 海食台にはいずれも2～3mの砂～礫混砂層が堆積している。	海喰、転石、すのいずれも陥没地形となっており、砂～礫混土を主体とした沖積層が谷地形を埋めるように、比較的厚く(14m～15m位)堆積している。

そして更にこの東部地域を地形から図-2.4の様に3地区に区分した。

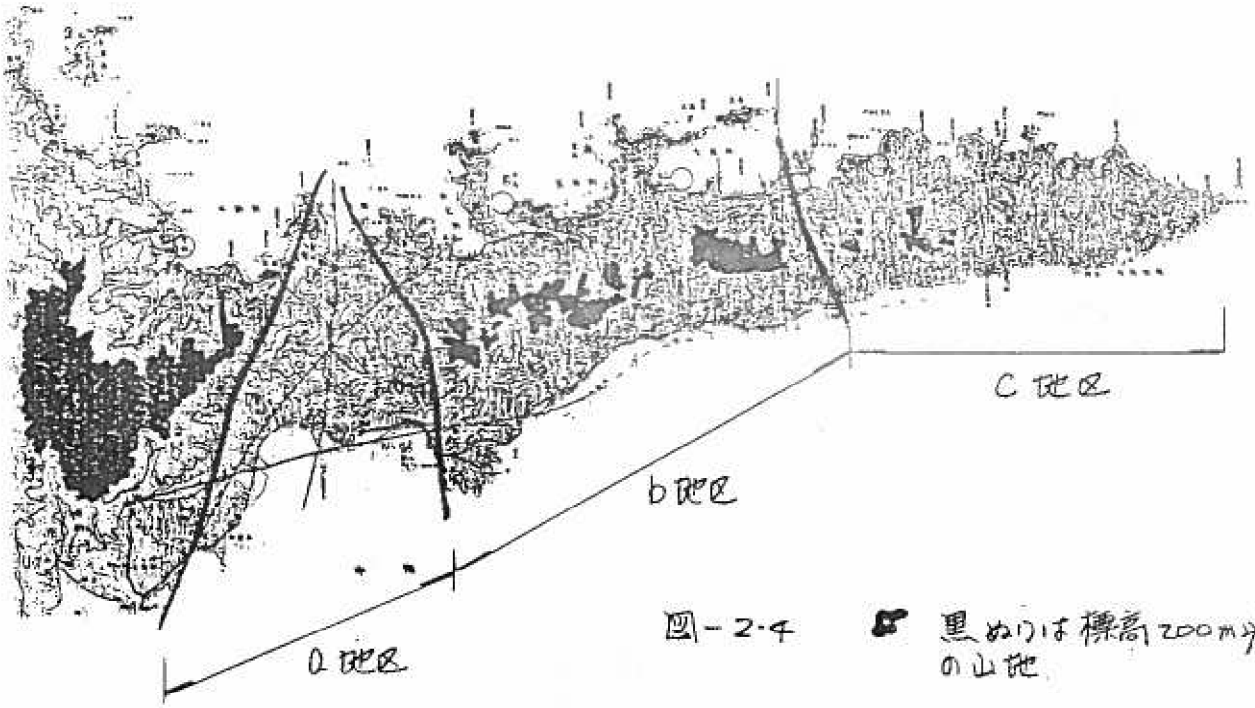


図-2.4　黒ぬりは標高200m以上の山地

それぞれの地区の地形上の特徴を示すと次の様になる。

・a地区

この地区は三坂山地域と東部地域の境部分に当る為、各地形が交差し地形が複雑である。

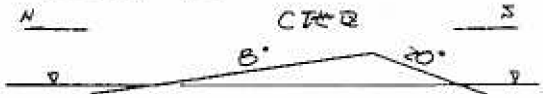
標高は150mが最高で、低地幅は約3kmとくびれた形となっている。

・b地区

この半島部で最も高い地区で最高300mの山頂をもつ。低地幅も最も広く、日本海側に突き出た半島部も合わせ考えれば、約4kmとなる。

・C地区

この東端の地は東に向ってやや傾斜し、尾根の高さは250m～200mを示している。低地幅はだいたい2.5km位である。



そしてb・C地区は南北方向の横断図で見ると、いずれも南急傾斜・北緩傾斜を示している。a地区は侵食も激しい為か、その傾向は顕著でない。

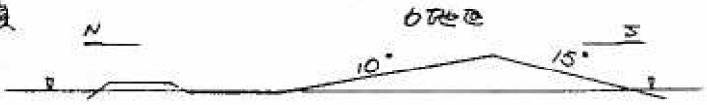


図-2.5

Ⅳ: 東部地域の偏動運動について

この東部地域は全体として西の隣接地域に比べれば、相対的に沈降した状況であるが、図-4.1に示すようにその内でも特にC地区は他の地区(aとb)よりも沈降の進んだ区域と考えられる。

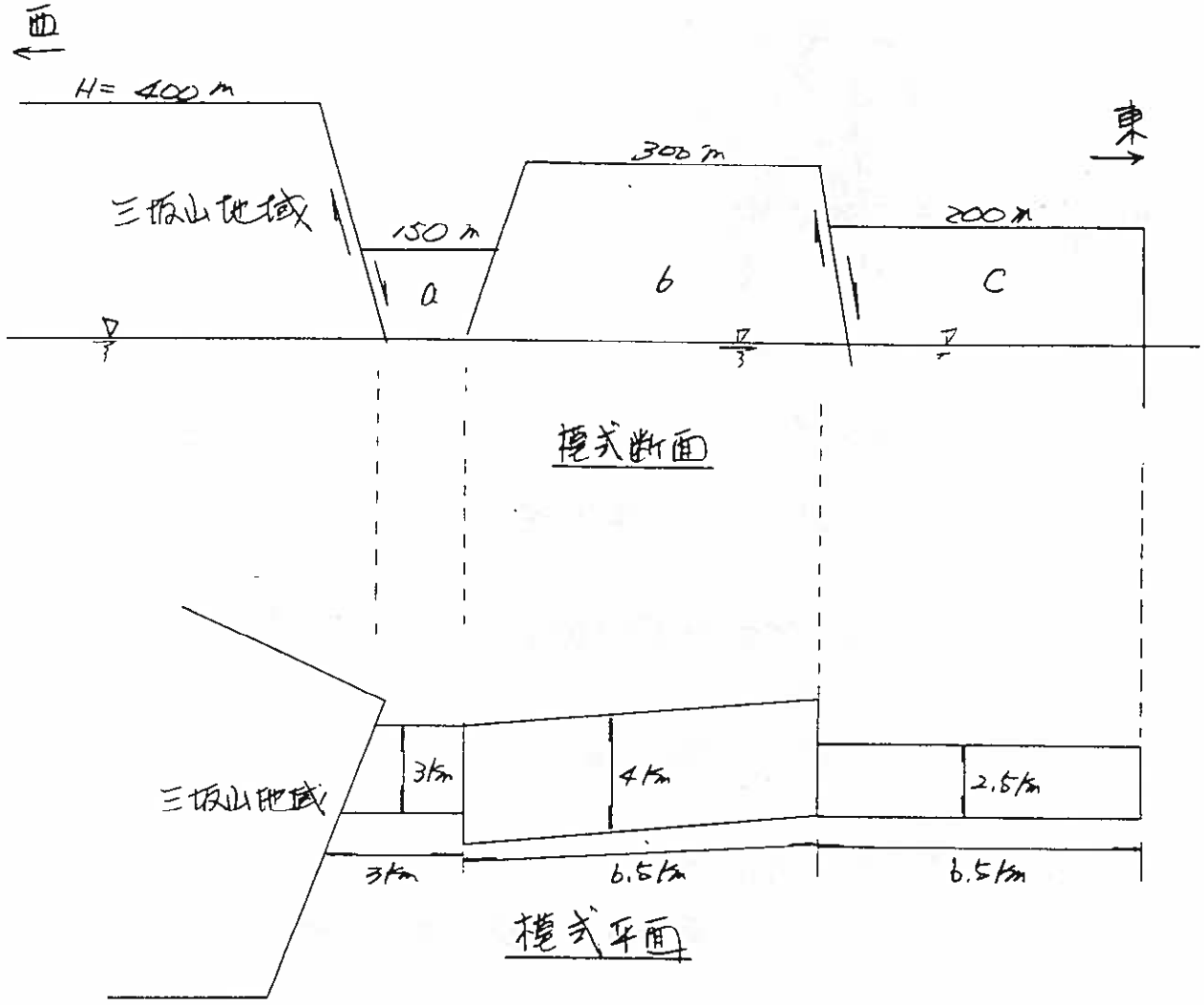


図-4.1

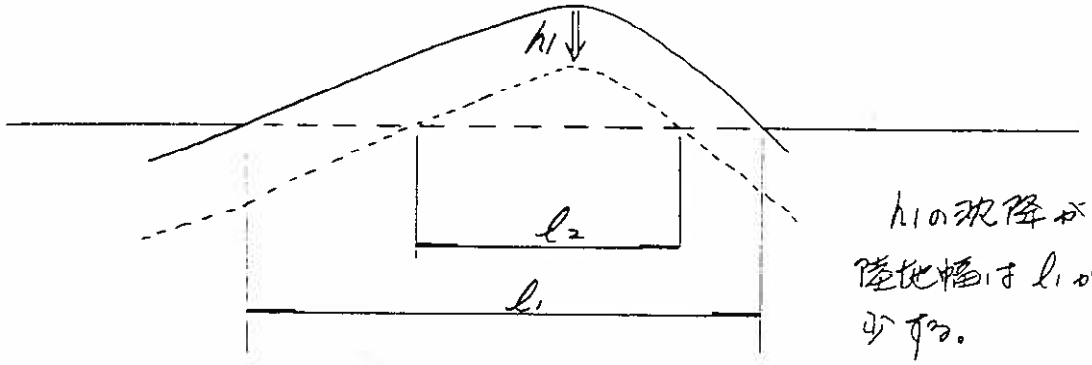
その理由として次の点が上げられる。

① 図-4.1に示したように、陸地幅、山頂部の高さとも隣接地区(a地区)より小規模である。

② C地区では入江が奥深く入り込んでおり、海底基盤形状も地表地形と類似し急傾斜をなす。

③ a・b地区には波蝕柵が存在するのにC地区では見られない。

そして、東部地域といっほぼ同じ様な自然環境の中にあって、C地区に海食棚が存在しないということから、海食棚の形成速度よりも早い速度でC地区は今も沈降を継続しているものと考えられる。



h1の沈降があった場合陸地幅はl1からl2へ減少する。

図－4・2.

また、図－4・3に示すボーリング柱状図からわかる様に、輕尾、才流での堆積物は礫混砂層を主体としている。これは一時に15～16mもの水深になったのではなく、常に砂層が堆積する様な水深（ここでは3～4m水深と思われる）で、バランスを保ちながらゆっくりした速度で継続して沈降が進んだことを意味する。

つまり一挙に深い水深となったなら軟弱粘性土層が堆積するはずであり、沈降がない場合であれば除々に水深は浅くなり、このような厚い堆積層は形成されなかったものと考えられるからである。

以上述べてきた様に、少なくとも東部地域の内のC地区は今もなお継続して沈降が進んでいると言えそうである。

しかしその沈降速度については不明である。

島根県浜田・日御崎沖の陸棚外縁部ふきんに位置する水深 160～280 m の海底からは，ナウマン象の化石象牙4本と臼歯1個とが発見されている（亀井 1967）．これらは主ウルム氷期の最大海面低下期（2～3 万年前）と考えられることから，2～3 万年間に 200～300 m の海底沈降（2～5 mm/年）を考えざるをえない．

佐藤・小野（1964）は，山陰沖の日本海底に発達する水深 900 m 前後および 900～1700 m の海底平坦面について報告している．それによると，900 m 平坦面は富山湾以北の 300～500 m 海底平坦面，900～1700 m 面は富山湾以北の 800～1500 m 面にそれぞれ対比が可能であり，陸棚をふくめて山陰沖の海底平坦面は一様に 200～300 m 深いことが指摘されている．このことは，山陰沖の海底が陸棚のみでなく深海部においても，陸棚形成以後に，富山湾以北と比較して 200～300 m 相対的に沈降したことを暗示する．

上記の資料から，山陰沖の南部日本海は，陸棚形成以後いちじるしい沈降運動をうけているが，しかし一様な沈降ではなく海底半島の先端部や深海底など陸地から離れた沖合において 200～300 m に達する相対的沈降があり，陸地近くの海底では 100 m ていどの相対的沈降があるにすぎないことが結論される．すなわち，日本海底においては北へ向う傾動運動が推定される．

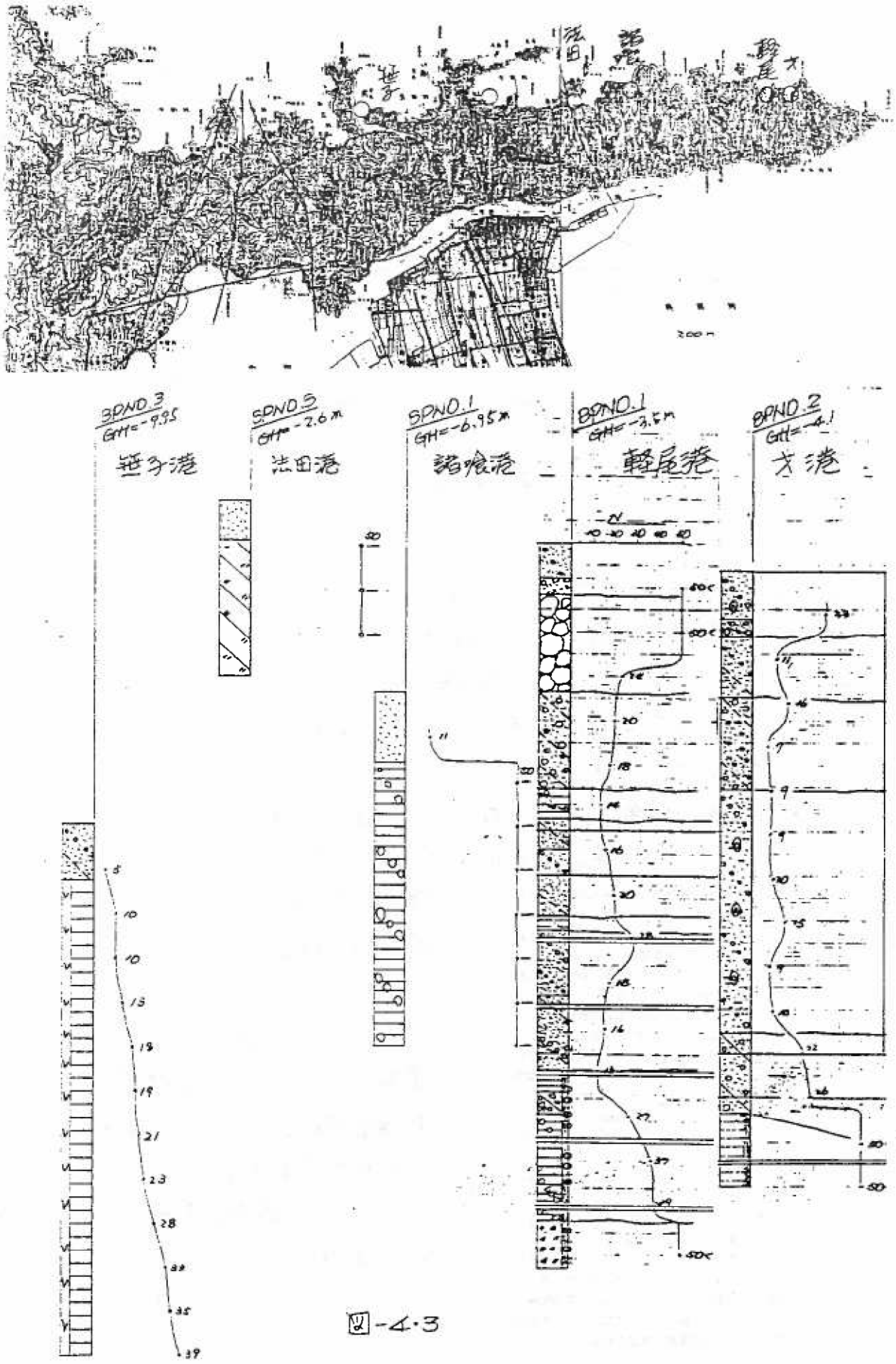

SPNO.3
GH=-9.95
笹子港
SPNO.5
GH=-2.6m
法田港
SPNO.1
GH=-6.95m
諸喰港
BPNO.1
GH=-3.5m
軽尾港
BPNO.2
GH=-4.1
大港

図-4.3