

# 北海道後志地方沿岸の波食棚について

大谷 武史\*

キーワード：波食棚、後志地方、シーワードランパート、水冷破碎岩、風化基準面

## I. はじめに

北海道の岩石海岸に波食棚（ベンチ）と呼ばれる平坦面が広く分布することは古くから指摘されているが、実際に北海道を対象地域としたベンチの研究は、これまで特に行われていない。本研究では主として本州・九州での研究成果を参考しながら、北海道後志地方の日本海沿岸のベンチの特徴を明らかにしていきたい。

波食棚は、単に海食によってのみ作られるものではない（茂木、1971）ため、ここでは文献より引用した場合以外は「ベンチ」と呼ぶことにする。その他の海岸地形用語については、豊島（1967）の用語表を主に参考にしている。

なお、ベンチは現地では一般に「平盤」、「平磯」と呼ばれている。

## II. 従来の研究

矢部・田山（1934）は、日本付近でベンチが最もよく発達するのはカラフト・北海道・東北・関東の海岸であるとし、主にリアス式海岸よりも直

線海岸に分布し、平坦面の幅はカラフト西岸で200m前後になると報告した。

吉川（1950）はこれに対し、ベンチが北日本や日本海沿岸に発達する理由を、気候的条件（霜の作用・夏と冬での波高の差）よりも地質的条件（第三紀層の分布）に求めた。ベンチの形態との関係では、潮間帯ベンチは波食に強く風化に弱い岩石の海岸に発達し、ストームベンチは抵抗の大きい岩石からなる外洋に面した海岸に発達するとした。

豊島（1956）は、ベンチの断面形は波の荒さにより支配され、平面形は岩石構造に支配されるとし、内湾と岬のベンチの違いを明らかにした。豊島（1967）はさらに、岩石海岸の地形用語を整理し、ベンチ（潮間帯）と海食台（海底）の異質性を強調した。特に内湾から岬へ向かうほど、ベンチはより高く、海食台の水深はより大きくなり、海食のステージが進んだ地形となると考えた。

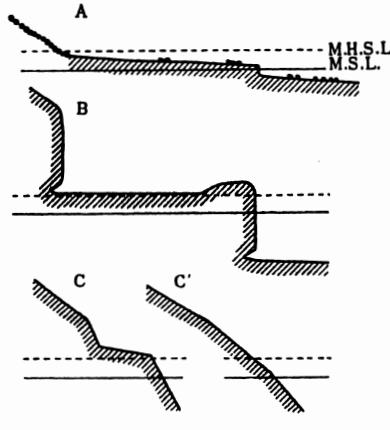
高橋達郎（1972a）は、九州平戸島のベンチを三つの類型に区分し、それぞれの特徴を明らかにし

表1 ベンチの三つの類型

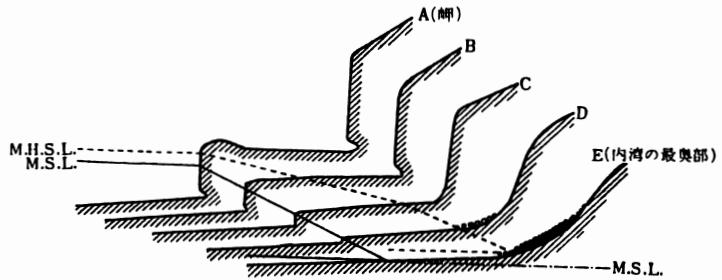
	潮間帯波食棚	高潮位波食棚	暴風波波食棚
面の高さ	潮間帶	平均高潮位付近 (高潮時はほぼ水没)	平均高潮位以上
面の斜面	沖側へ緩く傾斜	ほぼ水平で、時には陸側へ逆傾斜	岩質条件に支配される（最大20~30度）
前縁の小崖	顕著に現れない	比高数m	比高数m
前縁のランパート	あまり認められない	明瞭である	ほとんどなし
波食溝	凹凸が少ない	深い溝が面を分断	節理に支配される
面上の礫	水磨された礫がのることがある	ほとんどなし	存在しない
面の基部	砂礫浜となる	急崖とノッチ	背後の斜面と漸移的
分布地域	湾入部	突出部・岬	突出部

高橋（1972a）の記述をまとめて一覧表にしたものである。

\* 北海道教育大学札幌校・研



平戸島の波切棚の類型  
A : 潮間帯波切棚  
B : 高潮位波切棚  
C・C' : 暴風波波切棚  
(高さは距離に對してほぼ4倍に誇張して描いてある)



岬から内湾にかけての波切棚の変化の模式図

図1 ベンチの模式図  
(高橋, 1972 a)

た（表1および図1参照）。形成営力については、高潮位ベンチは海面風化の下限が波により洗い出されたものであるのに対し、潮間帯ベンチは海食台との間の小崖が不明瞭なことから、海食台と同様に波食の役割がより大きいと推論した。

一ノ瀬・佐糠（1974）は、房総半島の潮間帯ベンチの形態が、隆起量の大きい加茂川以南と隆起量の小さい加茂川以北とでは異なっていることに着目した。前者は隆起以前さらに低位で、波食作用で形成された面が隆起により潮間帶に位置するようになり、現在は海水準風化により発達している。後者は相対的な海面の高さが安定した地域のもので、高橋達郎（1972a）の潮間帯ベンチの特徴に該当せず、沖側への傾斜のない水平な面であり、シーワードランパートや前縁の小崖が存在するという。

茅根・吉川（1986）は、房総半島南東岸の離水した海岸地形に注目し、これは現在の海岸にも見られるベンチー小崖ー海食台という一連の地形系が、海食台まで離水する3~6mの隆起と、ベンチのみ離水する1~2mの隆起の累積によって形成されたものであることを明らかにした。また、ベンチー小崖ー海食台系は同一の海面に対応して形成された二種類の侵食面からなるという前提に基づき、従来段丘崖と考えられていたのはベンチ

と海食台の間の小崖に相当し、その基部の傾斜変換部は汀線アングルではなく、離水ベンチ面こそが旧汀線高度を示すとした。

荒巻・小岩（1994）の石狩湾西部における研究では、小樽市・忍路湾の水深0.3~0.4mにある“波切台”と、それを取り巻く水深約1.3mの一段低い面の存在が確認された。

市川（1995）は、ベンチ面の成因は乾湿交代などに起因する風化作用と波食の合力だとしているが、ベンチを切る溝状地形（波食溝）の成因としては、地質構造と共に、砂礫を研磨の道具とする波食を重要視している。

こうした論文以外にも、寿都町・弁慶岬の隆起海食台を記載した日本地図センター（1978）の解説文がある。これによると、隆起海食台は現成のベンチより一段上にあり、表面に堆積物がなく、鋭角的な凹凸のあることから空中写真で判別できるという。

### III. 調査方法

2万5千分の1地形図と5千分の1森林基本図、一部地域の空中写真によりベンチと思われる地形の分布を調査したうえで、現地ではベンチの縦断面をハンドレベル・ポール・巻き尺を用いて測量した。測点間隔は平滑な部分では最大5m程

度だが、細かい凹凸のある部分では0.2mとし、波食溝などの地形の特徴を表現できるように精度を上げた。陸上からの踏査が困難な岬の突端などのベンチも、目測で平坦面の高さを見積もるように努めた。

図2などの地形分類は、現地での地形観察の結果を5千分の1森林基本図に加筆したものであり、潮間帯ベンチと高潮線ベンチの区分は必ずしも明確ではない。

対象地域の潮汐表によると大潮の干満差は約0.

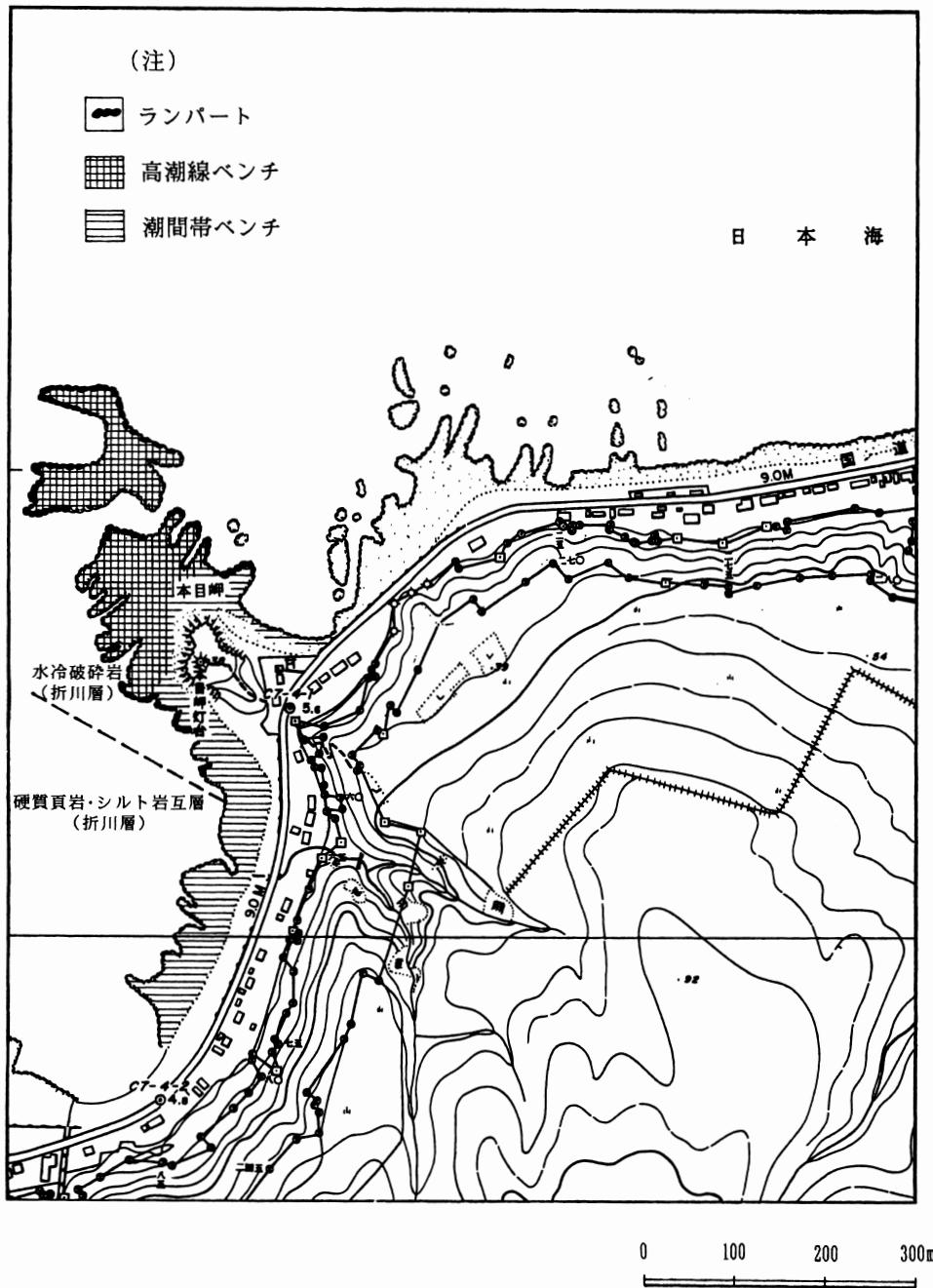


図2 本目岬のベンチの地形分類  
北海道水産林務部発行5千分の1森林基本図を改変

3mと小さい。図3のベンチ縦断面の測量は主に干潮時に実施したので、一部を除き海面の高さを若干補正した。また満潮時にベンチが水没する様子も観察した。

この地域における波浪特性について、現在のところ具体的なデータは得られていない。一般に、

波の進行方向は岸の近くで屈折するので、海岸の突出部に複数方向からの波が重なり、しばしば高波が生じる。こうした高波は、弁慶岬などのほか、沖に突出するベンチ(泊村・照岸など)でも見られる。

なお、図4を除く全ての地図は、北を上にしてある。

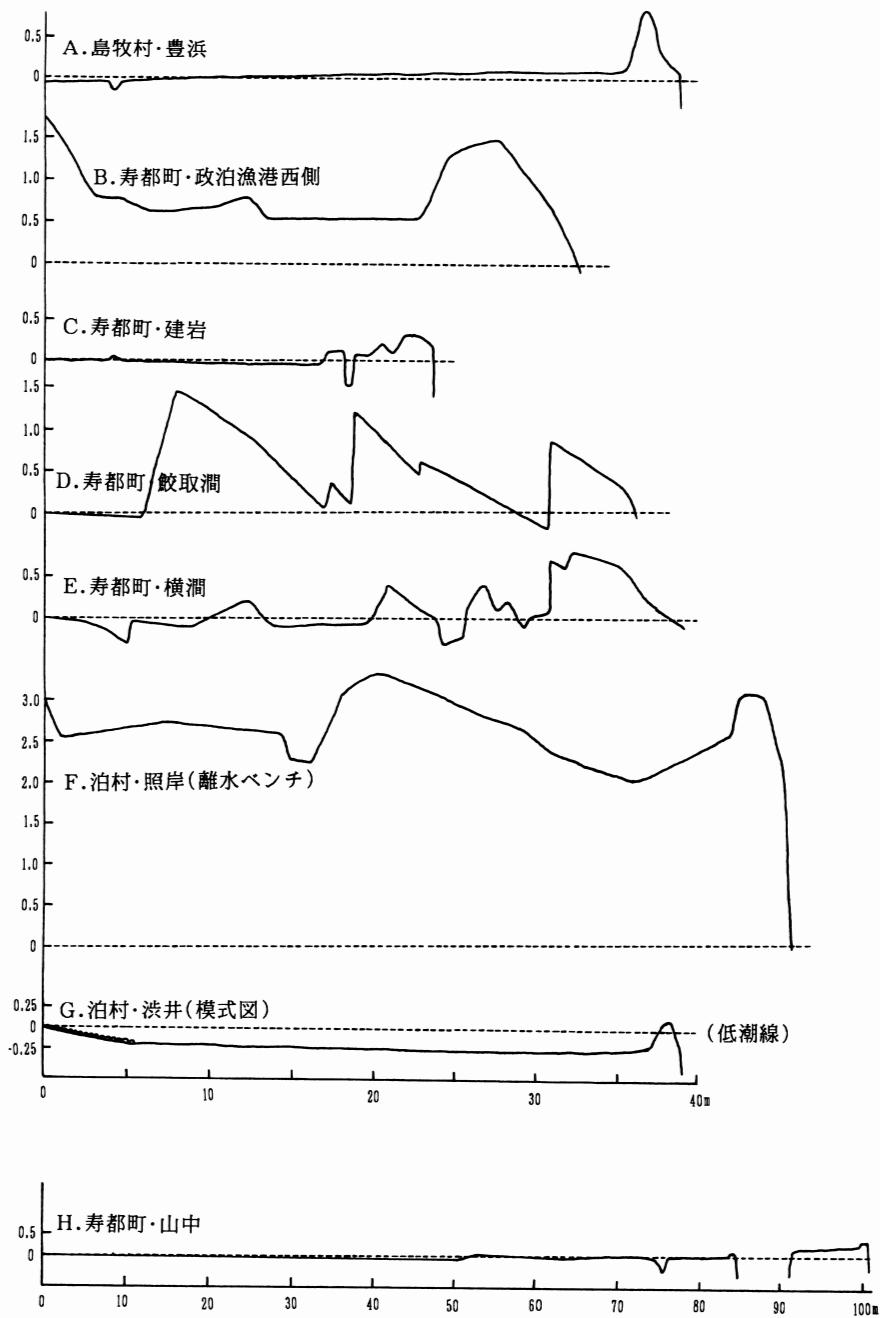


図3 ベンチの縦断面

#### IV. 地形と地質の概観

図4は20万分の1地質図（国土庁, 1975）をやや簡略化し、海岸のベンチの分布を記入したもの

である。図の南半部については、より新しい5万分の1地質図（鈴木ほか, 1981; 山岸, 1984; 山岸・黒沢, 1987）の内容も加味している。

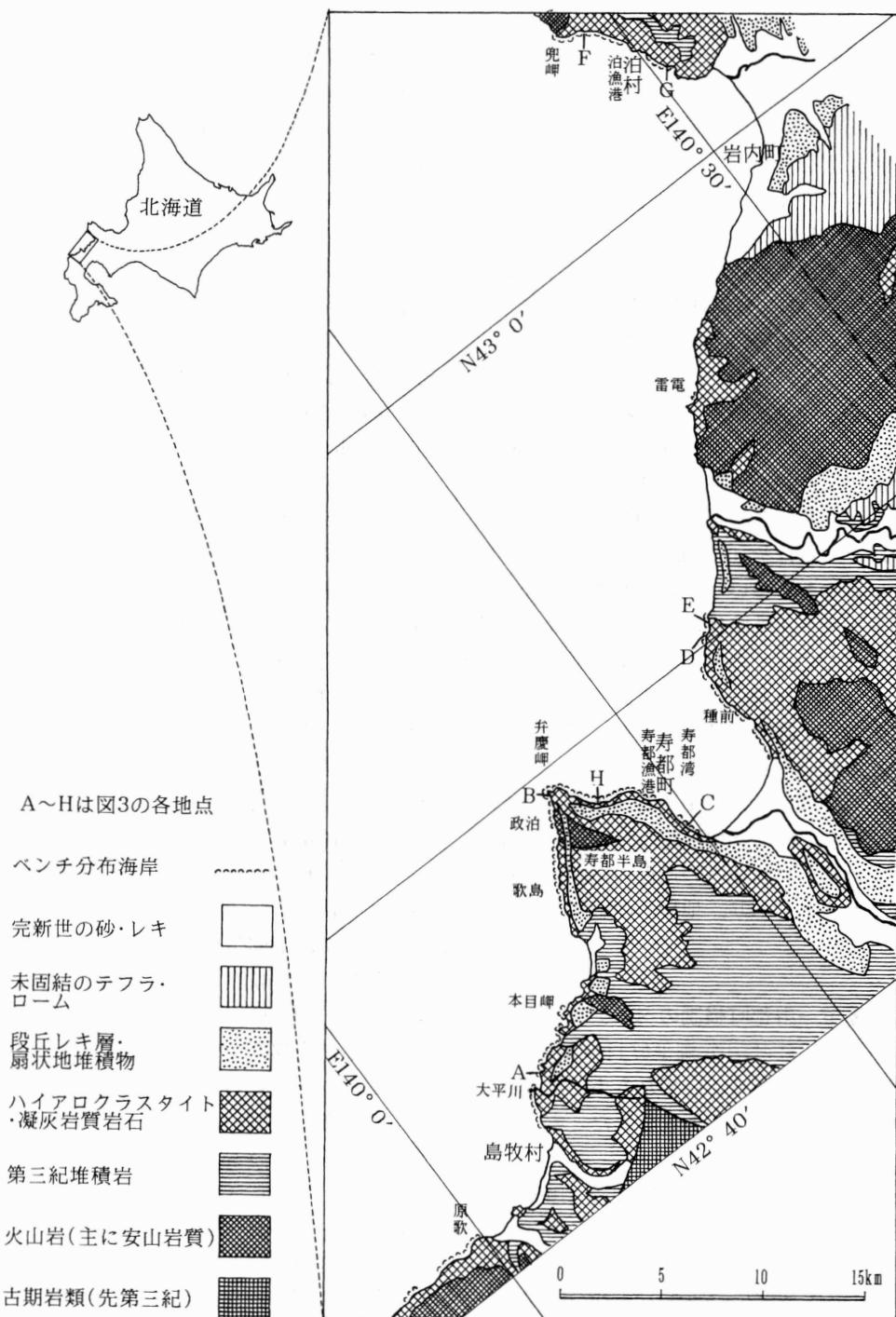


図4 対象地域の位置と地質

これによると、ハイアロクラスタイト（水冷破碎岩）や凝灰岩類からなる海岸線が多くを占め、このような岩質の海岸にベンチが多く分布している。特に潮間帯～高潮線の平滑なベンチは、このような岩質の海岸に限定して分布する。ベンチは礫浜を伴って断続的に分布することが多いが、寿都半島ではかなり連続的に分布する。

また、瀬川（1967）は寿都地方の海岸段丘を三つの地形面に区分したが、なかでも寿都段丘は寿都半島を縁取るように広く分布し、植物化石の内容から最終間氷期に対比される。面の高度は60～25mと、北部の弁慶岬に向かうにつれて低くなっているが、その基盤の地形は単斜構造・断層・ドーム構造などの影響により起伏に富んでいるという。

海岸を通る一等水準路線の観測結果（国土地理院、1988, 1995）によると、寿都半島の水準点は1968～1986年には約20～30mm沈降している。北海道南西沖地震をはさむ1986～1993年には隆起に転じたが、その量は約10～30mmで、半島の西岸ではややばらつきが多い（変位の基準は北桧山町の水準路線交点）。水準路線は半島付近では寿都段丘面上を通り、その基盤の変位を反映していると考えられる。なお、島牧村方面では隆起のばらつきは少なく、隆起量は西へ向かってわずかずつ小さくなる傾向が見られる。

高橋達郎（1965）は1964年の新潟地震の直後、栗島のベンチが0.8～1.5m隆起したことを明らかにしたが、寿都・島牧地方の最近の地震による隆起量はごくわずかであり、地形への影響もほとんど考えられない。

## V. 島牧村原歌～寿都町横瀬のベンチ

島牧村原歌周辺には、「穴瀬平盤」「蒲原大平盤」と呼ばれるベンチがある。いずれも小さな岬状の地形が風化・侵食を受けて形成されたと考えられる。

穴瀬平盤は小田西川層の水冷破碎岩（山岸・黒沢、1987）からなり、平坦面は潮間帯にあり、波食溝やシーワードランパートは認められない。しかし、基部は急崖となり、砂礫の堆積もないなど、高潮線ベンチに近い特徴も併せ持つ。部分的に見られるランパートは、堅牢な岩脈が残丘状に突出

したものである。

このベンチは波食溝をもたないが、面上に人工的に掘削した小規模な“切渓”的跡が見られる。

蒲原大平盤も潮間帯のベンチで、岩質は細粒の火山碎屑岩で、やや粗粒の層をはさむが面の凹凸は小さい。礫浜から沖へ約150m突出していて、先端部はわずかに高まり、シーワードランパートもやや発達する。岩の割れ目に沿う波食溝はあまり発達していないが、先端部には、幾つかのポットホールが連結してできたと思われる、変わった波食溝も見られる。ポットホールの直径は5m以上に達し、深さは3m程度である。

図3-Aに縦断面を示した「豊浜大岩場」のベンチはやや突出した海岸にあり、断片的ではあるが明瞭なシーワードランパートが発達する。ベンチの輪郭は波食溝によりやや入り組んでいて、突出した部分ほどシーワードランパートは高くなり、最大約3mに達する。平坦面の大部分は潮間帯にあるが、わずかに陸側に逆傾斜し、全体的に高潮線ベンチのような形態をとる。これらの特徴は、一ノ瀬・佐糠（1974）の研究した房総半島の加茂川以北の潮間帯ベンチに類似している。

この周辺約3kmの範囲には、大平川河口や輕白漁港の付近など、豊浜と同様な形態のベンチが断続的に分布する。

図2の本目岬は礫浜から約400m沖へ突出し、周りをベンチが囲むように発達する。岩質は主に折川層の水冷破碎岩（鈴木ほか、1981）からなり、ベンチの平坦面には直径十数cmの堅牢な角礫が無数に突出している。ここでは岬の基部から先端に向かって、潮間帯ベンチが徐々に高潮線ベンチに漸移するのが観察される。基部に近い潮間帯ベンチは部分的に砂に覆われるが、前縁の小崖は明瞭である。先端部では平坦面の高さが高潮線を越えるが、ストームベンチ（暴風波波食棚）の特徴（高橋達郎、1972a）はなく、潮間帯ベンチから徐々に漸移しているため、高潮線ベンチに含めるのが妥当と考えられる。波食溝は先端部で著しく発達し、ベンチの一部を島状に分断している。

岬の南側の潮間帯ベンチは硬質頁岩とシルト岩の互層からなり、比高約30cmの波状起伏が見られる。硬質頁岩の凸部はほぼ高潮線付近にあるが、シルト岩の凹部は低潮線よりもさらに5～10cm

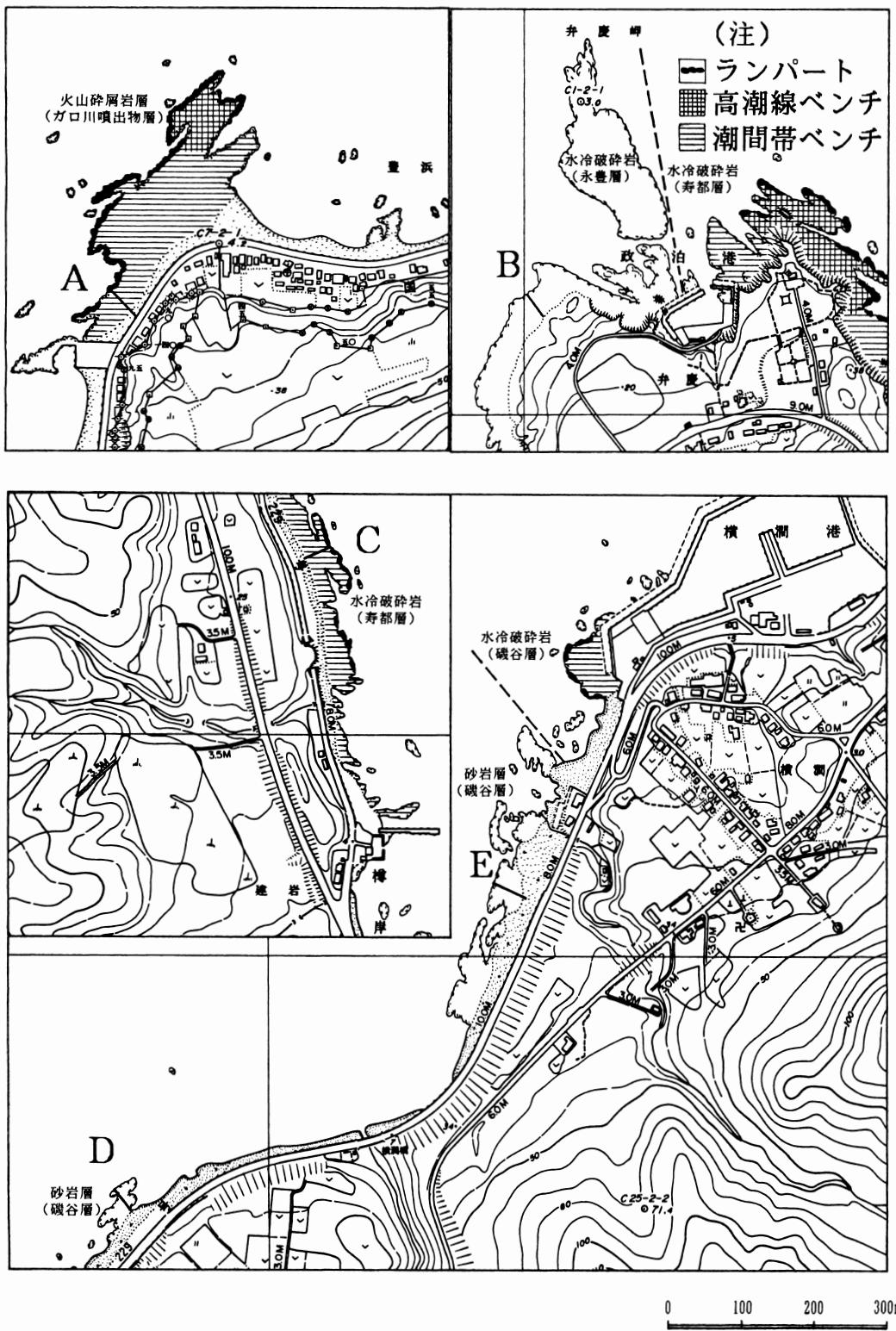


図5 ベンチの平面図と測線位置  
北海道水産林務部発行5千分の1森林基本図を改変

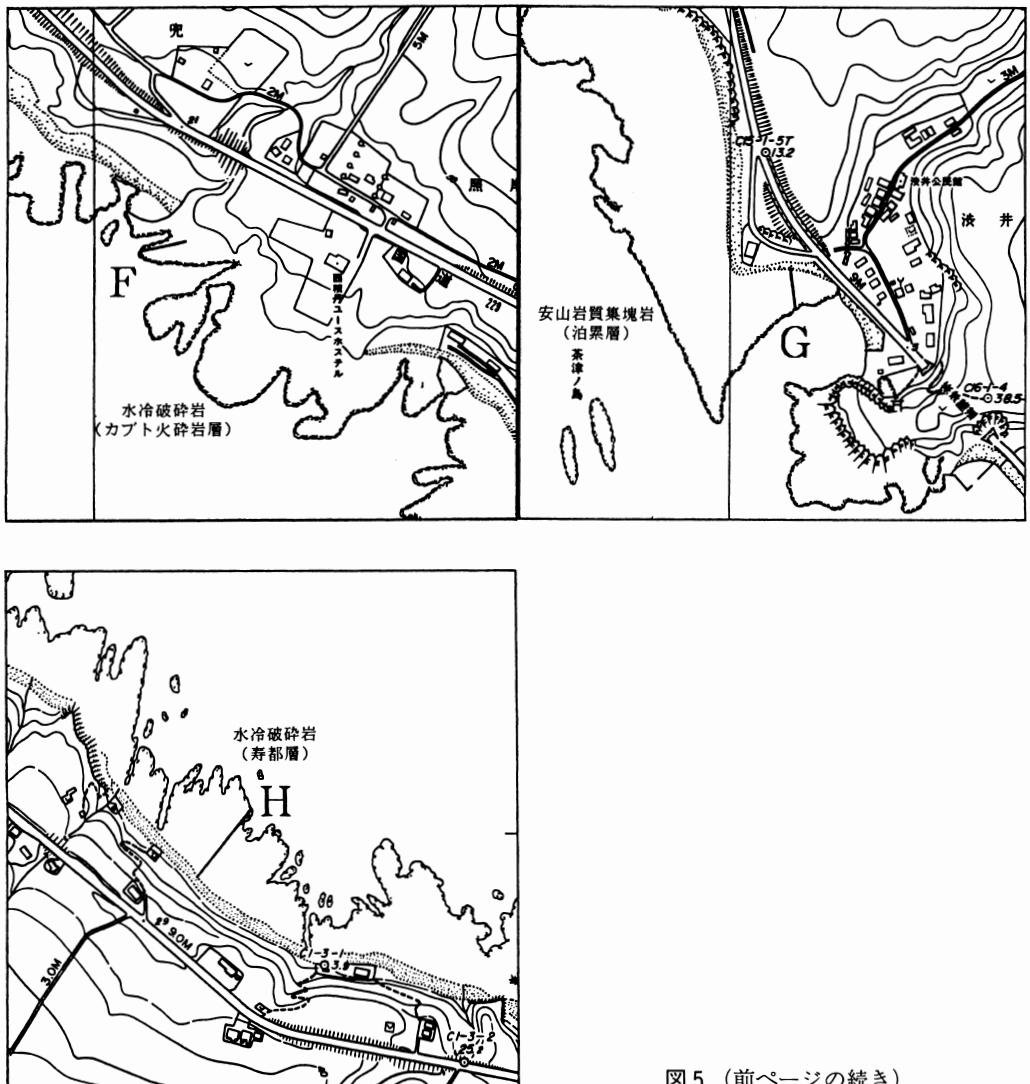


図5 (前ページの続き)

低い水準まで侵食されている。これら凸部と凹部それぞれの水準は、高橋健一（1975）の調査した日南海岸青島の「波状岩」の水準とほぼ一致する。なお、面の全体的な傾きは極めて小さいが、基部は緩やかに0.2mほど高度を増している。シーワードランパートは認められない。

島牧村歌島から寿都町樽岸（建岩）にかけての寿都半島の海岸線は、ほぼ全域がベンチで縁取られる。

歌島漁港付近のベンチは、永豊層の安山岩質火碎岩層（鈴木ほか、1981）からなり、堅牢な岩脈の突出が目立ち、平坦面はあまり発達していない。

これより北側には「歌島大平盤」などの平坦な潮間帯ベンチが発達する。ベンチの輪郭はやや入り組んでいて、沖側は斜交する波食溝により角張った平面形をなす部分も見られる。こうした波食溝の発達は、むしろ高潮線ベンチに多く見られる特徴である。ベンチの間には礫浜が見られ、ベンチの基部もまた礫によって覆われる。

弁慶岬の約2km南東、寿都町政治には安山岩の比較的大きな貫入岩体があり（鈴木ほか、1981）、ここには潮間帶～高潮線の低平なベンチは分布せず、部分的にストームベンチが見られる。キャンプ場に近い「立岩」は柱状節理のある安山岩から

なり、沖へ約100m突出しているが、前縁には高さ3 m、幅5~10mのストームベンチが発達する。このベンチ前縁の小崖は高潮線ベンチのそれよりも緩やかで、高波が地形に順応して這い上がるのが観察された。こうした岩質や前縁の小崖の特徴は、高橋達郎（1964）の報告した九州のストームベンチの特徴とも一致するが、薩摩板敷のような二段の面に区分可能なストームベンチは、ここでは見られない。

弁慶岬の西側のベンチ（図3-B）は、やや隆起したベンチである可能性がある。前縁の小崖は緩やかで、シーワードランパートを越えて波が這い上がるのも観察された。こうした特徴はストームベンチにも似ている。背後には凹凸のある隆起海食台（日本地図センター、1978）も見られるので、過去には数mに及ぶ急速な隆起があったことが推定できる。しかし、隆起海食台に対応する旧汀線高度の指標となるベンチや波食窪（ノッチ）などの地形は未確認である。また、これに隣接し、3~4段の平坦面を持ち沖側に向かって高くなるベンチもあり、その高さは約2.5mである。

弁慶岬の先端付近のベンチは、本目岬と同様の形態を持ち、小さな入り江の奥（政治漁港）から岬先端の約200mの間で、中等潮位の潮間帯ベンチから徐々に高潮線ベンチに漸移するのが観察される。ここでは西北西-東南東方向の波食溝の発達が特に著しい（写真1）。波食溝の背後の海食崖の構造を見ると、幅5m以上の波食溝は、平行する二本の波食溝が幅を広げながら合体したものだということがわかる。

岬より東側は、寿都湾に面した海岸となり、潮間帯ベンチが連続的に発達し、その幅は寿都漁港の北側で150mを越える（写真2）。

図3-Hは約100mの幅を持つ潮間帯ベンチで、非常に平坦であるが、ごく小規模なシーワードランパートが認められる。面はごく緩やかな凹型を示すが、面の高さはほぼ潮間帯の範囲に収まっている。波食溝は比較的浅く、面の基部は砂礫で覆われている。

図3-Cも潮間帯ベンチだが、この付近（寿都湾の奥）のベンチは幅がやや狭い。小規模なシーワードランパートも認められる。

寿都湾の最奥部に近いベンチにはシーワードラ



写真1 弁慶岬先端の高潮線ベンチ



写真2 寿都漁港北側の潮間帯ベンチ



写真3 泊村・照岸の離水ベンチ

ンパートではなく、面は沖側へ緩やかに傾斜する。ここでは、表1のような典型的な潮間帯波食棚の特徴が見られる。

寿都湾の東岸にあたる寿都町種前周辺には、約5 kmにわたって潮間帯ベンチが広く分布するが、寿都漁港北側のベンチよりも小規模である。種前トンネル付近には約100m突出する小さな岬

があり、ここに限って高潮線ベンチが見られる。

寿都町横瀬周辺の海岸（図4-D, E地点）はベンチが断続的に見られ、礫に覆われる部分も多い。

図3-Dはケスター状の起伏を持つベンチであり、島牧村・本目岬南側の潮間帯ベンチよりも起伏の規模が大きい。

図3-Eは風化のためか面上の起伏がやや不規則になり、Dよりも起伏が小さいが、常に波により湿っている前縁部は、乾湿風化を免れると考えられる。

また、Eに隣接し、環状岩礁（高橋達郎、1972b）に似た地形も見られる。しかし環状岩礁がドーム状の構造をもつ溶結凝灰岩からなるのに対し、ここでは逆のベースン構造の砂岩層となっていて、その規模は小さい。

## VI. 西積丹・泊村のベンチ

積丹半島にもベンチは広く分布し、本研究ではその一部である泊村の渋井～兜岬の範囲で調査を行った。

渋井（図4-G地点）には潮間帯ベンチが分布するが、小さな湾の奥では面の高さが急に低くなり、図3-Gに示すように、干潮時でも常に海面下にある。波食溝はほとんど認められず、面上には円礫がのるが、その表面は小さな藻類によって覆われるので、円礫の移動は少ないと考えられる。従って、円礫による面の削磨はあまり盛んではない。面の基部は幅10m前後の砂浜で、背後には垂直な海食崖が形成されている。付近の地質は泊累層の安山岩質集塊岩（斎藤ほか、1952）である。

泊漁港から約1km北にかけても潮間帯ベンチが分布する。岩盤には割れ目も見られるが、他地域の潮間帯ベンチと同様、波食溝はあまり発達せず、面の基部は砂礫で覆われている。

照岸（図4-F地点）には離水ベンチが発達する。岩質はカブト火碎岩層上部の水冷破碎岩（山岸、1980）であり、平面形は鋸歯状の出入りが多く（写真3），前縁の小崖はほぼ垂直で比高が大きい。縦断面（図3-F）を見ると面上に緩やかな起伏があるが、面の高さは約3mである。基部には、現在の海面に対応する潮間帯ベンチが、離水ベンチを切って発達しつつあり、その幅は10m内

外である。

隣接して面の高さ約1mの離水ベンチも見られ、この基部には幅約5m、高さ約3mの面がわずかに認められる。高さ約1mの面には、無数の波食溝が発達する。

兜岬には、「兜千畳敷」と呼ばれるベンチがある。これは前者の高さ約3mの離水ベンチとほぼ同じ形態を持つが、前縁の小崖がやや丸みを帯びている。基部にはやはり小規模な潮間帯ベンチが形成されている。

この周辺にはストームベンチも分布し、その形態は寿都町政治のものとほぼ一致するが、岩質は安山岩ではなく、粗い角礫を多く含む水冷破碎岩である。

## VII. 考 察

### ①高潮線ベンチの分布条件

ベンチの形態が内湾から岬へ向かって変化することは、従来の研究（豊島、1956, 1967；高橋達郎、1972a）によって明らかで、本研究でも寿都～島牧海岸の調査において同様の結果を得ることができた。ところで、岬の高潮線ベンチはどの程度のスケールの「岬」が分布条件になるのだろうか。

本目岬は周りの海岸から約400m突出していて、潮間帯ベンチから高潮線ベンチへの典型的な変化が見られる。弁慶岬の先端付近約200mの間でも、小さな入江の潮間帯ベンチが岬先端に向かうにつれて徐々に高潮線ベンチに漸移している。高潮線ベンチは、種前トンネル付近の約100m突出する小さな岬でも見られる。

また、豊島（1967）は山陰海岸（白兎付近小沢見湾）の調査で、湾奥から湾口までの約100mの間に、ベンチ内縁の高度が0.7m増大することを報告している。

これらの結果から、高潮線ベンチの分布条件は「100m以上突出する岬」と考えてほぼ間違いないだろう。直線海岸にあって、ベンチの部分だけが100m以上突出する場合（例、蒲原大平盤）も、その先端付近では面が徐々に高くなり、高潮線ベンチに近い形態となる。

### ②二つのタイプの潮間帯ベンチ

寿都～島牧海岸の潮間帯ベンチは、二つのタイ

に分類できる。一つは高橋達郎(1972a)の潮間帯波食棚(表1)と同様のタイプで、寿都湾の最奥部などの狭い範囲に分布する。

もう一つは、一ノ瀬・佐糠(1974)が房総半島で報告したものに類似する、明瞭なシーワードランパートをもつ潮間帯ベンチである。寿都湾では特に、シーワードランパートのない潮間帯ベンチ(湾奥)と高潮線ベンチ(岬)の中間的な位置に分布する。これを“潮間帯－ランパート型ベンチ”と仮称することにしたい。

表2 「潮間帯－ランパート型ベンチ」の形態

面の高さ	潮間帯
面の傾斜	沖側または陸側へ緩く傾斜
前縁の小崖	比高約1.5m
前縁のランパート	明瞭である
波食溝	凹凸が少ない
面上の礫	水磨された礫があることがある
面の基部	砂礫浜となる
分布地域	湾入部のやや岬寄り

福本(1981, p628)はランパートの成因を、波食に対して抵抗性のある部分が選択的侵食によって高く残された場合と、波により常に湿った状態にある部分に、平坦面との水層風化の風化基準面の高度差によって形成された場合との二つに分けている。“潮間帯－ランパート型ベンチ”的多くは、選択的侵食の働く岩質ではないため、シーワードランパートの成因は主に後者であろう。

シーワードランパートの有無など、二つのタイプの潮間帯ベンチの違いは、それらの分布状態から考えて、風化基準面の高度差をもたらす波の高さの違いにより生じた可能性が高い。一ノ瀬・佐糠(1974)が指摘したような、隆起量の大きな違いは、この地域では知られていない。

### ③低潮線よりも低いベンチ

泊村・渋井の低潮線以下のベンチは、形態的にはこの付近の潮間帯ベンチとあまり変わらないが、約0.3mの段によって面の高度を減じている。このような低位のベンチの成因としては、海水準変動による沈水・地殻運動・岩質の違いによる差別侵食などが考えられるが、後二者は証拠が得られていない。荒巻・小岩(1994)によれば海面下

のベンチは小樽市・忍路湾などにも分布するので、その成因は局地的な作用ではなく、海水準変動である可能性が高い。

忍路湾のベンチは水深0.3mと1.3mの二段の平坦面をもつ(荒巻・小岩, 1994)が、渋井の低潮線以下のベンチと比較するうえで、これら二段の平坦面がそれぞれ異なる海水準に対応して形成されたベンチなのか、あるいは同時に形成されたベンチ－小崖－海食台という一連の地形なのかを明らかにしておく必要がある。

### ④高潮線ベンチとストームベンチ

高潮線プラス0.5m前後のベンチまでは、潮間帯ベンチから徐々に漸移することを条件に、高潮線ベンチに含めておくのが妥当である。平均高潮位以上にストームベンチの見られる場所には、寿都町政治や泊村兜岬のように、他よりも風化や侵食に抵抗性のある岩石が分布する。こうした高潮線ベンチとストームベンチの岩質の違いは、高橋達郎(1964)の九州における研究でも既に明らかにされている。

## VIII. まとめ及び今後の課題

本研究により、次のことが明らかになった。

まず、高潮線ベンチの分布条件は沖へ100m以上突出する岬であり、その平坦面の高さは高潮線プラス0.5m前後にまで達すること。また、この地域にはシーワードランパートをもつ潮間帯ベンチが多く分布し、高橋達郎(1972a)の分類にある潮間帯ベンチはむしろ少ないということである。

さらに、本研究の今後の課題として次の事項を挙げておきたい。

①泊村・渋井の低潮線以下のベンチの成因を明らかにするため、小樽市・忍路湾に見られる類似の地形(荒巻・小岩, 1994)と併せて詳しく調査する。平坦面の性状のみならず岩質の違いにも注意を払う。

②高潮線ベンチの分布条件は沖へ100m以上突出する岬であると考えたが、これが他の地域にも当てはまるのかどうか、他の条件の有無も含め、調査範囲を広げて考察する。

③弁慶岬の隆起海食台に対応する旧汀線高度を明らかにするため、地形をさらに精査する。潮間帯の生物の遺骸など、年代測定が可能な試料の採

取にも努める。

④寿都・島牧地方のベンチの模式図を作り、内湾から岬にかけての変化を明らかにする。これには図3に縦断面を示したベンチのほか、本目岬周辺および寿都湾最奥部のベンチの測量が必要である。

現段階では、ベンチの形成過程などに憶測の域を脱しないところがあり、調査範囲も限られているので、今後はこうした課題をふまえて研究を進めていきたい。

本研究は、平成10年度北海道教育大学大学院に提出した修士論文を基にまとめたものである。

研究を進めるうえでは、北海道教育大学地理学研究室の大内定助教授に御指導いただき、再三の現地調査にも御同行いただいた。山下克彦教授には常に御助言、御激励をいただいている。現地での測量には研究室所属の院生、学生の方々にも御協力をいただいた。ここに記して、深く感謝致します。

#### 参考文献

- 荒巻 孜・小岩清水(1994)：小樽ロッキーコースト、桃岩・忍路海岸の性状について－石狩湾西部、小樽海岸の調査報告(II)－. 北海道ウォーターフロント研究, 4, 1~12.
- 市川清士・駒沢大学自然地理学研究会地形班(1995)：千倉、千田海岸の離水ベンチにおける溝状地形について. 駒沢大学大学院地理学研究, 23, 79~85.
- 一ノ瀬憲昭・佐藤 学(1974)：房総半島の波食棚－地盤運動とともになる営力と形態の変化－. 日本大学地理学会地理誌叢, 16, 35~40.
- 茅根 創・吉川虎雄(1986)：房総半島南東岸における現成・離水侵食海岸地形の比較研究. 地理学評論, 59A-1, 18~36.
- 国土庁(1975)：20万分の1土地分類図 北海道I(表層地質図). 国土庁土地局.
- 国土地理院(1988)：『一等水準点検測成果集録 第31巻』国土地理院技術資料, B 3-No. 31.
- 国土地理院(1995)：『一等水準点検測成果集録 第38巻』国土地理院技術資料, B 3-No. 38.
- 斎藤正次・上村不二雄・大澤 稔(1952)：5万分の1地質図幅「茅沼」および同説明書. 北海道開発庁, 46ページ.
- 鈴木 守・山岸宏光・高橋功二・庄谷幸夫(1981)：5万分の1地質図幅「寿都」および同説明書. 北海道立地下資源調査所, 32ページ.
- 瀬川秀良(1967)：北海道寿都地方の海岸段丘. 東北地理, 19-1, 10~14.
- 高橋健一(1975)：日南海岸青島の「波状岩」の形成機構. 地理学評論, 48-1, 43~62.
- 高橋達郎(1964)：九州沿岸の波食棚の縦断面形に関する二・三の考察. 梅花女子大学文学部紀要, 1, 157~166.
- 高橋達郎(1965)：新潟地震による粟島の隆起量について. 梅花短期大学研究紀要, 14, 55~62.
- 高橋達郎(1972a)：九州平戸島海岸における波食棚の地形. 岡山大学教育学部研究集録, 33, 83~99.
- 高橋達郎(1972b)：薩摩半島南縁の海岸地形. 地理学評論, 45-4, 267~282.
- 豊島吉則(1956)：三浦半島南縁の海食地形. 地理学評論, 29-4, 240~251.
- 豊島吉則(1967)：山陰海岸における海食地形に関する研究. 鳥取大学教育学部研究報告(自然科学), 18, 64~98.
- 日本地図センター(1978)：『カラー空中写真 判読基準カード集』日本地図センター.
- 福本 紘(1981)：ランパート(解説文). 町田 貞ほか編『地形学辞典』所収, 二宮書店, 767ページ.
- 茂木昭夫(1971)：汀線と碎波帯. 『海洋科学基礎講座7 浅海地質学』東海大学出版会, 109~252.
- 矢部長克・田山利三郎(1934)：日本近海海底地形概観. 東京大学地震研究所彙報, 12, 539~565.
- 山岸宏光・国府谷盛明・安藤重幸(1976)：5万分の1地質図幅「島古丹」および同説明書. 北海道立地下資源調査所, 24ページ.
- 山岸宏光(1980)：5万分の1地質図幅「神恵内」および同説明書. 北海道立地下資源調査所, 27ページ.
- 山岸宏光(1984)：5万分の1地質図幅「歌棄」および同説明書. 北海道立地下資源調査所, 43ページ.
- 山岸宏光・黒沢邦彦(1987)：5万分の1地質図幅「原歌および狩場山」および同説明書. 北海道立地下資源調査所, 36ページ.
- 吉川虎雄(1950)：海岸縦断面の発達－ベンチの形成を中心として－. 東京大学地理学研究, 1, 99~113.