

第2章 蘭島と周辺地域の自然環境

第1節 有地形・地質学的調査

はじめに

蘭島の景観で重要な要素である地形と地質的な観点から蘭島とその周辺の形成について調査しまとめたものである。蘭島は高野山を源流とする有田川によって形成された河岸段丘であり、この川沿いの複数からなる段丘の存在こそが、棚田の形成、さらに集落の発展に欠かせない存在となっている。

(1) 地形について

調査地の蘭島周辺は有田川の上流域にあたり、周辺を山頂標高 400m ～ 600m の急峻な山に囲まれた山間部に位置する（図 2-1 を参照）。有田川は紀伊半島の中央西部、高野山の南にある揚柳山（伊都郡高野町、標高 1,009m）から南西に発し、山間部を穿入蛇行しながら紀伊水道へとそそぐ。調査地である蘭島は、有田川の蛇行に沿って扇状に広がる標高 229 ～ 245m のほぼ平坦な地形を呈する。これは穿入蛇行（穿入メアンダー）と呼ばれており、山地内の河川に発達し、もともと自由に曲流していた自由蛇行の河川が、地盤の隆起などで浸食が発達すると、曲流を保ちながら、下刻作用によって形成される。この周辺の有田川では花園村梁瀬～清水町杉野原、清水町久野原～打井原にかけて多く観察することができる（吉松，1995）。蘭島は久野原～打井原の蛇行のひとつとなる。この地域の蛇行は図 2-1 に示されるように延長 4km に対して屈曲数が 6、屈曲率（実際の流路の距離と直線距離との比）が 2.2 である（吉松，1995）。この穿入蛇行では河川沿いに棚田や集落に利用されている緩斜面及び数段の平坦面の分布から河岸段丘が存在する。蘭島の数段の平坦面からなる棚田も有田川による河岸段丘のひとつといえる。

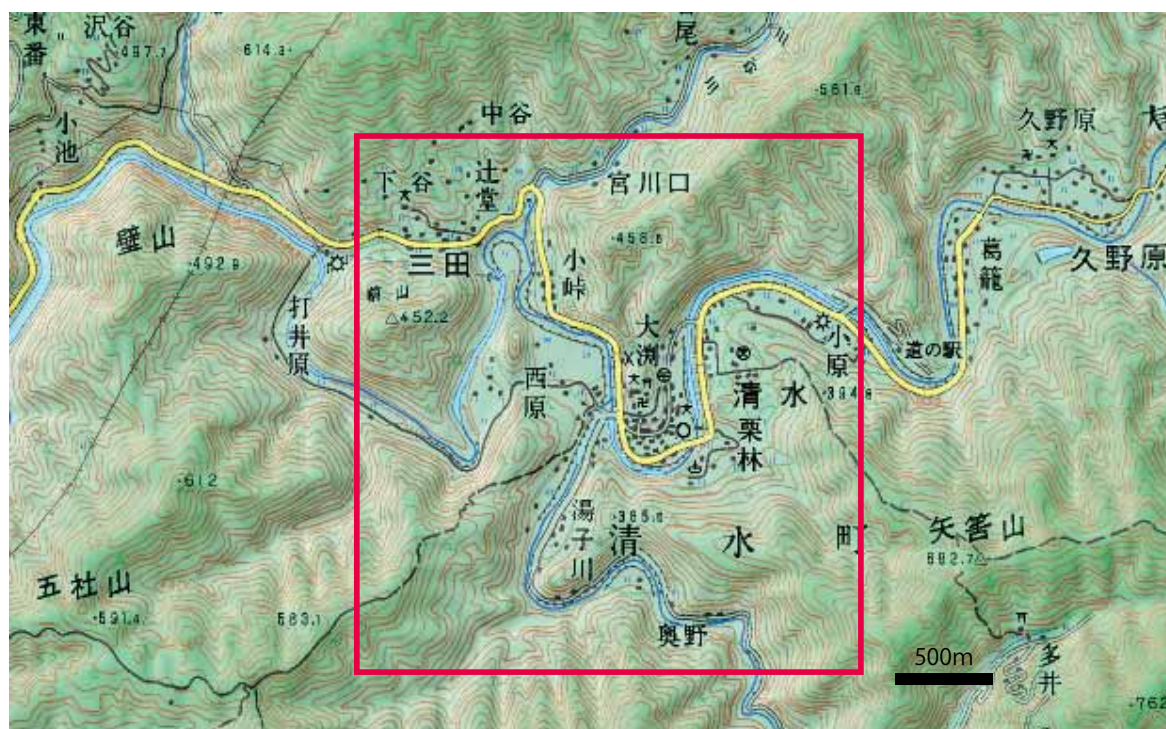


図 2-1 調査地案内図（国土地理院発行 2 万 5 千分の 1 地形図「田」、「紀伊清水」より引用）

【段丘地形について】

この周辺での段丘は4面を観察することができる（写真2-1、写真2-2、図2-2）。上位からⅠ面、Ⅱ面、Ⅲ面、Ⅳ面、Ⅴ面と呼び、河床からの比高差は最大約50mある。

Ⅰ面は最上位層で約280mの面で、河床からの比高差で約50mある。清水からみて有田川を挟んだ上番に位置する段丘面で、また同面が蘭島北側の辻堂にも存在する。

Ⅱ面は約260mの面で、河床からの比高差で約30mある。小峠と西原の東側、八幡神社、上番の北側に位置する面である。

Ⅲ面は約250mの面で、河床からの比高差で約20mある。蘭島の最上位面に位置し、西原の東側、上番の北側に存在する。

Ⅳ面は約230～245mの面で、河床からの比高差で約10mある。蘭島では2番目の面に相当し、清水の段丘では神社下の面になり、古い集落がある。また対岸の上番下にも存在する。

Ⅴ面は220～245mの面で、河床からの比高差で約7mある。蘭島の最下面に位置し、西原、清水で最下面に位置する段丘で、新しい集落が形成されている面である。

これらの面によってこの調査地は形成されて、生活面として利用されている。この調査地ではⅤ面はもともと水田で利用されており、清水でも古い写真では水田で利用されていたことがわかる。

一般的に段丘は最上位面が古い段丘と言われており、時代的には現在の河川に近い、Ⅴ面が新しい段丘面と考えられる。段丘はかつての有田川の河床面ということであり、そのことから河床の浸食を進める穿入蛇行と河床が側方に移動する側方浸食のバランスによって形成されたことがわかる。隆起だけが進めば段丘の無い穿入蛇行地形になり、側方浸食が発達することによって河岸段丘の発達につながり、隆起などが相対的に弱まることになる。

地域の人々の生活にとって段丘の利用は重要で、この地域での生活面として複数段の段丘が利



写真2-1 蘭島周辺を空撮からみた段丘分布（北側から南方向を撮影）

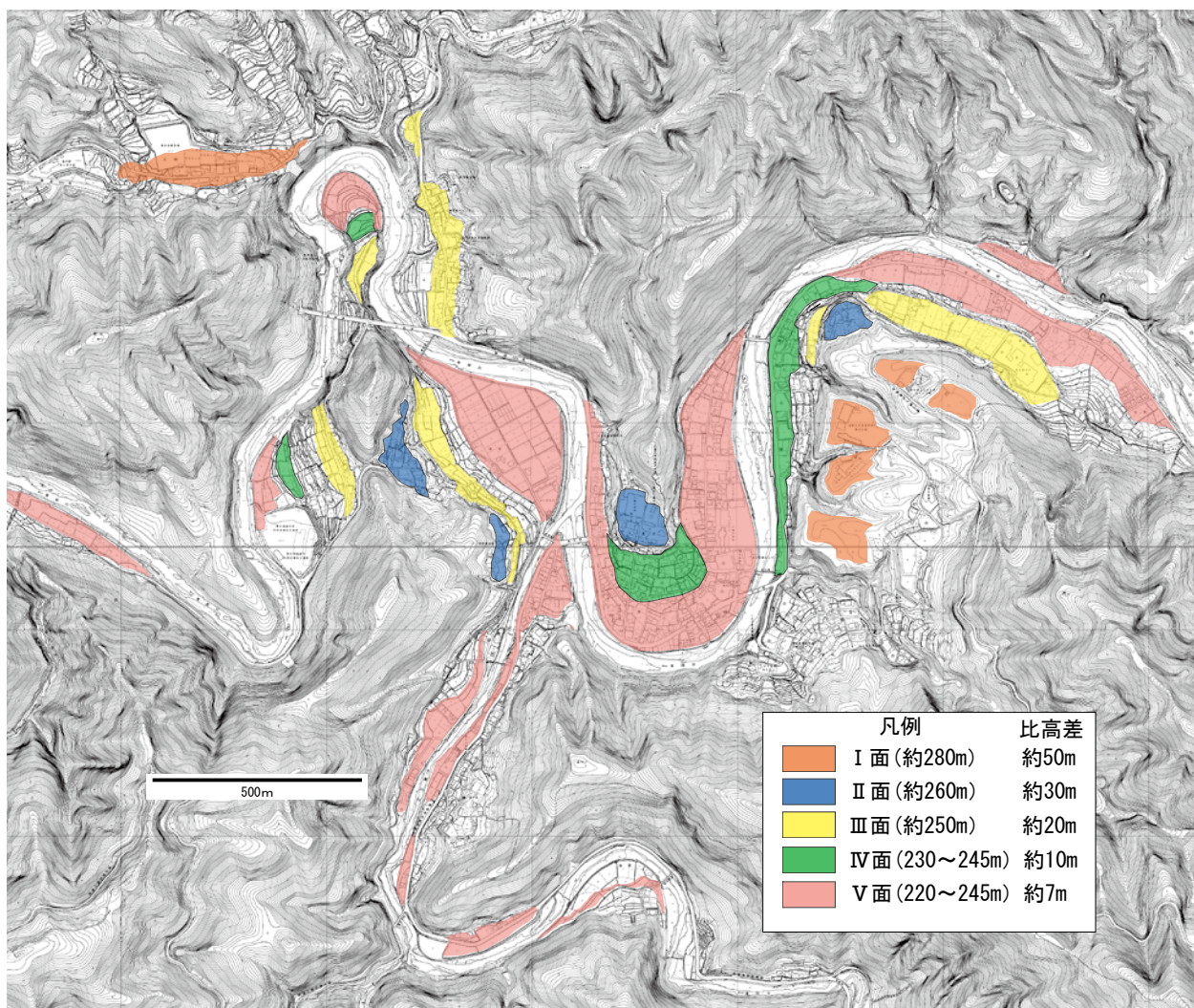


図 2-2 蘭島周辺の段丘区分図

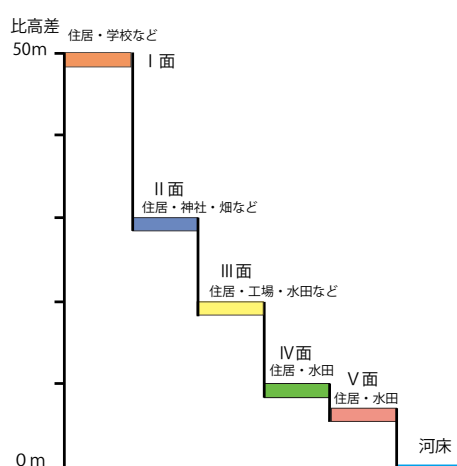


図 2-3 格段丘の高さと土地利用



写真 2-2 I面（高台）とV面（蘭島）

用されている（図 2-3）。上位の段丘では集落などの生活面として、下位の段丘では棚田などに利用されている。

(2) 地質について

1) 地質概要

表 2-1 に調査地周辺の地質層序表を示す。また図 2-4 に調査地周辺の地質概略図（吉松，1995）を示した。

調査地周辺の地質は基盤岩として秩父累帯の白亜系二川層が分布する（平山・田中,1956）。主として砂岩、泥岩およびそれらの互層からなり、最下層には基底礫岩層を伴う。二川層は紀伊半島の南西から北東へ長さ約 25km、幅 2 ～ 4km を呈し、南西北東方向の軸をなす褶曲がみられる（栗本,1986a、坂・高木 1983 など）。吉松（1995）は、二川層を下位から F 1 部層から F4 部層に区分した。特に久野原から三田にかけての有田川は、主に砂岩泥岩互層からなる二川層 F 3 部層（吉松，1995）に位置づけられ大きく穿入蛇行している。また取水口付近の奥野には仏像構造線を挟んで四万十累帯湯川累層の一部が分布する。

基盤岩の上位には段丘堆積物などの第四系被覆層が分布する。

2) 地質調査結果

調査地の地質を調査し、地質図を作成した（図 2-5）。

基盤岩として秩父累帯二川層の砂岩および泥岩が主に分布し、南部に四万十累帯湯川累層の

表 2-1 調査地周辺の地質層序表

地質時代		地層名	層 相	特 徴	
第四紀	完新世	表土・埋土	泥・砂・礫	蘭島表層を覆う。泥・砂を主体とする耕作土など。	吉松 (1995)
	更新世 (完新世)	段丘堆積物	砂・砂礫	不淘汰な砂礫層。礫は亜円～円礫で礫種は砂岩が主体である。	
白 亜 紀	秩父累帯二川層		泥岩、泥岩優勢 砂岩泥岩互層	黒色泥岩で、層理あるいはへき開が発達する。砂岩薄層を伴い細互層をなす場合もある。	F ₁ 部層
			砂岩泥岩互層	黒色泥岩および細粒砂岩の互層であり、層理面が顕著である。	
			砂岩、泥質砂岩、 砂岩優勢砂岩泥 岩互層	主に塊状の細粒砂岩から構成され。泥岩薄層を伴うこともある。また泥質砂岩をなす場合もある。	F ₂ 部層
			泥岩優勢砂岩泥 岩互層	清水付近の河床で露出する主に細互層からなる。	F ₃ 部層
			砂岩	湯川川沿いに分布	F ₄ 部層
	四万十累帯湯川累層		泥岩（頁岩）	川沿いに塊状に分布し、砂岩泥岩互層を伴う。	Y ₃ 部層

太線は仏像構造線を示し、秩父帯と四万十累帯の境界を示し、直接の上下の関係ではない。

※既往文献を基に現地地表踏査結果を反映させている。

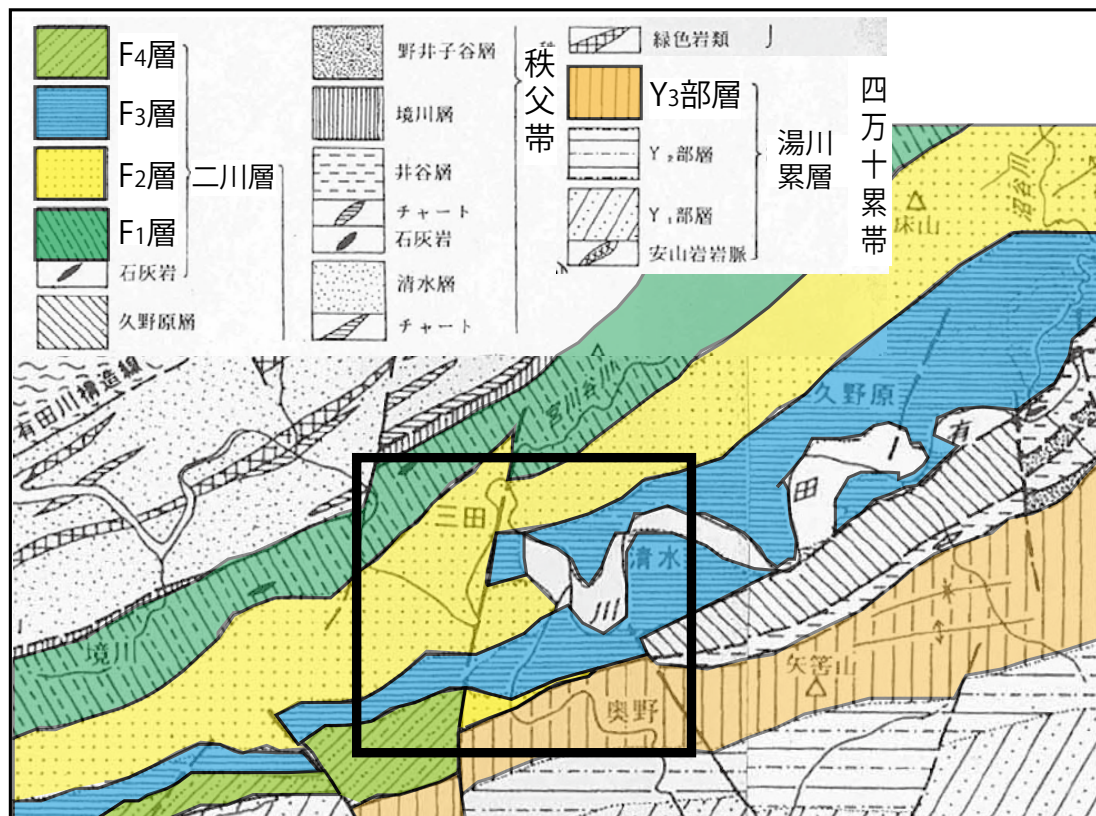


図 2-4 蘭島周辺の地質図 (吉松, 1995) を一部改変と調査範囲丘区分図

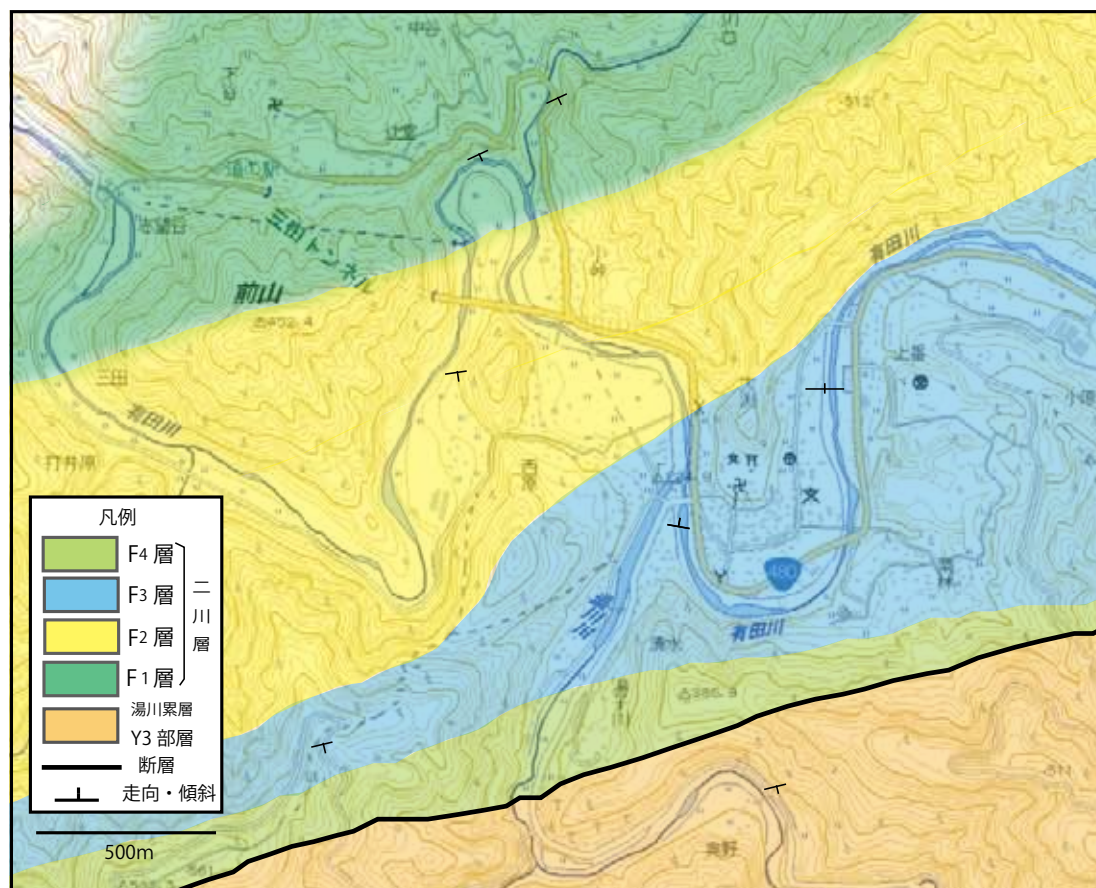


図 2-5 蘭島周辺の地質図 (国土地理院発行 2 万 5 千分の1地形図「田」、「紀伊清水」より引用)

一部が分布する。

蘭島周辺の泥岩は黒色で、砂岩薄層を伴う泥岩優勢砂岩泥岩互層をなす場合、あるいは砂岩薄層との細互層をなす場合もある。また泥岩には、せん断性の微少割れ目あるいは変形が顕著なところも認められる。加えて、泥岩には砂岩に狭在する層も含めてへき開が顕著である。吉松（1995）の F 1 部層に相当する（写真 2-3）。

蘭島付近の砂岩は淡褐～灰色でおおむね塊状を呈し節理が発達する。また、泥岩薄層を狭在し砂岩優勢砂岩泥岩互層をなす場合もある。また泥の含有量が比較的多く泥質砂岩の様相を呈するところもある。打井原では塊状な砂岩が分布する。調査地の西部では分布が広く、東部では狭くなる傾向がある。吉松（1995）の F2 部層に相当する（写真 2-4）。

清水では泥岩優勢砂岩泥岩互層がみられ、吉松（1995）の F3 部層に相当する。調査地の東側では広く分布するが、西側では分布が狭くなる。

湯子川周辺に塊状な砂岩が分布する。図 2-4 では吉松（1995）は F2 部層の砂岩層にしているが、F4 層の砂岩層で問題ないと考え、今回の地質図では F4 部層とした。

奥野では塊状な泥岩が分布し、一部で砂泥互層を伴う。これは吉松（1995）によると四万十帯湯川累層 Y3 部層としている。間に仏像構造線が推定されるが、今回の調査では確認できないため、断層線は吉松（1995）から引用した。

基盤岩の上位には段丘堆積物、表土および埋土からなる第四系被覆層が分布する。蘭島においては、不淘汰な砂礫層（礫径 10cm 程度）からなる段丘堆積物の露頭を 1 箇所確認した。表土・埋土については現在水田・耕作地あるいは道路を構成している。



写真 2-3 F1 部層の砂泥互層



写真 2-4 F2 部層の砂岩

【基盤岩の分布と構造】

調査地内の蘭島周辺で露出する基盤岩の分布と構造をまとめた。

北側より蘭島を境界とする、二川層の最下位である F 1 部層、その上位層である砂岩を主とする F2 部層が分布する。さらに清水付近で、泥岩主体の砂泥互層からなる F3 部層に分布が変わる。湯子川付近で、F4 部層になり、南では湯川累層になる。南側ほど時代が新しくなる傾向がある。分布の地層の走向は東北東方向で分布する。傾斜は大きく、北側や南側にあれる傾向がある。

蘭島地域に限定して基盤岩の分布と構造をまとめると以下の通りとなる。

- 1) 蘭島北部では泥岩が主に分布する一方、蘭島南部では砂岩が主体となる。
- 2) 泥岩分布域の地層の走向は $N50 \sim 70^{\circ} E$ を示す一方で、傾斜は N あるいは S を呈し地層の変形が顕著である。
- 3) 砂岩分布域の地層の走向・傾斜はおおむね $N50 \sim 80^{\circ} E \cdot 40 \sim 70^{\circ} N$ を示す。
- 4) 周辺の露岩・地質状況からみて、蘭島の北側は泥岩を基盤とし、南側は砂岩が基盤岩をなすと考えられる。
- 5) これらの地質境界は地層（へき開）の走向にほぼ準ずると考えられ、蘭島中央やや南にある地形遷緩線－標高 235m 付近－あたりと想定される（露頭では未確認）。

3) 蘭島でのボーリング調査、表面波探査、堆積年代測定

蘭島の段丘形成を検討するために、ボーリング掘削と表面波探査を実施した。ボーリング掘削地点と表面波探査について表 2-2、写真 2-5、図 2-6 に示した地点で実施した。また掘削した堆積物の年代を調査するために年代測定を実施した。

表 2-2 各調査地点の緯度・経度一覧

項目	地点名	緯度	経度
ボーリング	B-1	$34^{\circ} 05' 31.56''$	$135^{\circ} 25' 15.78''$
	B-2	$34^{\circ} 05' 31.68''$	$135^{\circ} 25' 14.04''$
表面波探査測線	0m	$34^{\circ} 05' 34.68''$	$135^{\circ} 25' 13.80''$
	140m	$34^{\circ} 05' 30.60''$	$135^{\circ} 25' 16.26''$
	240m	$34^{\circ} 05' 27.60''$	$135^{\circ} 25' 17.46''$

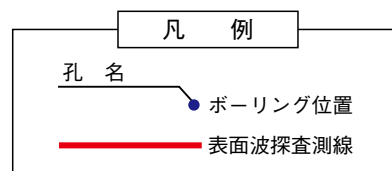


写真 2-5 ボーリング調査及び表面探査測線位置（展望台より撮影）

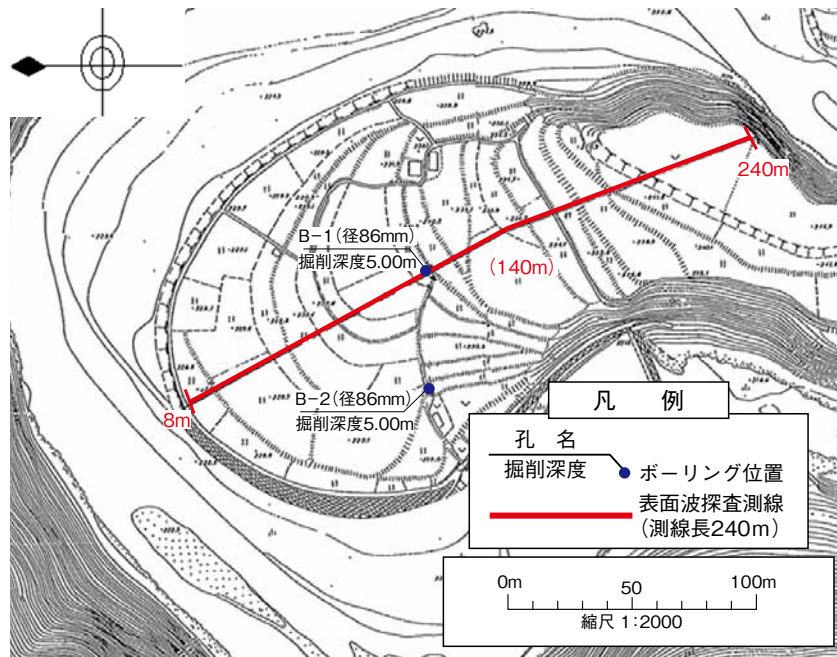


図 2-6 ボーリング調査位置と表面波探査位置図

【ボーリング調査結果】

各ボーリング調査結果（ボーリングコア）の概略を述べる。また図 2-7 に簡易柱状図を示した。

(1) B-1 (写真 2-6)

- ・ 深度 0.00-0.35m：表土
- ・ 深度 0.35-0.75m：礫混じり粘土質砂。下位に向かうにつれ粘性土割合減少。
- ・ 深度 0.75-1.10m：シルト混じり砂礫。植物根を含む。
- ・ 深度 1.10-2.30m：玉石混じり砂礫。玉石は径 8 ～ 10cm で礫種は砂岩主体。
- ・ 深度 2.30-2.70m：シルト混じり砂礫。各礫主体で半固結する。
- ・ 深度 2.70-5.00m：泥岩。基盤岩で最上部は風化・D 級岩となる。



写真 2-6 ボーリング B-1 コア写真

(2) B-2 (写真 2-7)

- ・ 深度 0.00-0.40m：表土
- ・ 深度 0.40-1.75 m：シルト質(混じり)砂。下位に向いシルト分減少、炭化物・植物片混入。
- ・ 深度 1.75-3.00m：シルト混じり砂・砂礫。不淘汰な砂・砂礫、2.35m 付近黄色ゾーン有。
- ・ 深度 3.00-4.60m：玉石混じり砂礫。玉石は最大径 20cm で礫種は砂岩主体。
- ・ 深度 4.60-5.00m：泥岩。基盤岩で、泥岩中には変形した砂岩をレンズ状に狭在。



写真 2-7 ボーリング B-2 コア写真

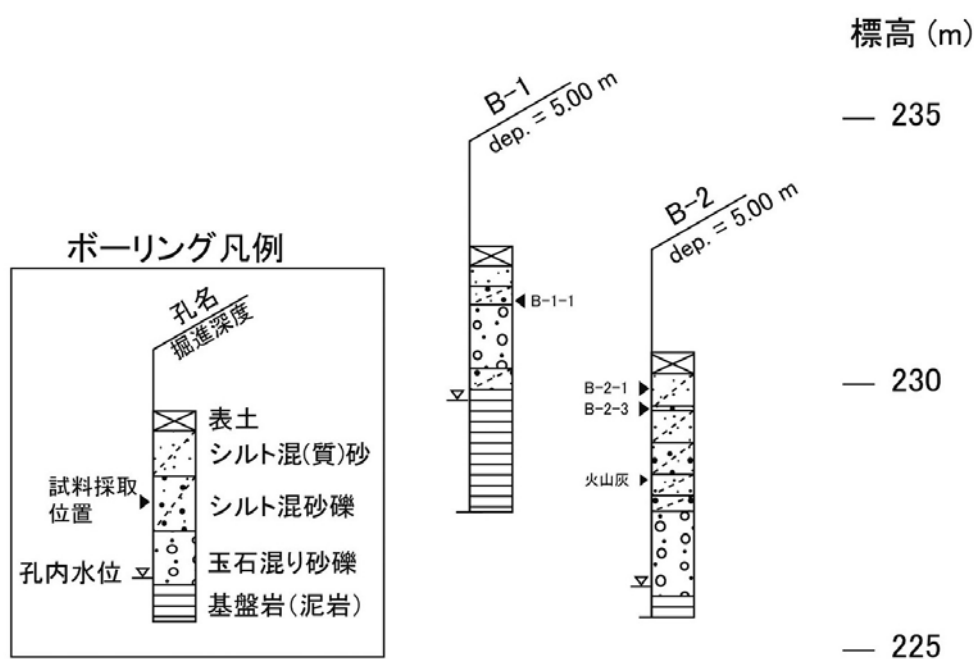


図 2-7 ボーリングコアの簡易柱状図及び試料採取位置

【年代測定分析結果】

ボーリング掘削資料から堆積年代を調べ、段丘の形成時期を調べるために年代測定を実施した。

試料採取

試料採取にあたっては、基盤以浅の段丘堆積物について、放射性炭素年代測定用の植物片の採取を試みた。採取に当たっては、洗浄したカッターナイフを使用して植物片を掘り出し、一つの試料を採取するごとにナイフをアルコールで洗浄、拭き取りを行った。いずれの試料もアルミホイルで包み、チャック付きビニール袋で包装し、分析まで乾燥剤とともに保管した。

採取した試料の詳細は、表 2-3 に示すとともに、ボーリングコアでの採取位置を、図 2-7 に示す。

表 2-3 試料採取深度の層相と試料の形態

試料番号	深度	試料形態	層相
B-1-1	1.0m	紐状の植物遺体	暗褐色の礫混じりシルト質砂。植物片を含む。最大径 7cm の重円礫含む。
B-2-1	0.7m	木片	褐色のシルト質砂。細粒砂主体。下部細礫混じり。植物片混入。
B-2-3	1.15m	紐状の植物遺体	褐色のシルト混じり砂礫。不淘汰。礫の最大径 3cm。

年代測定方法

採取した 3 試料について、放射性炭素年代測定を行った。

測定に当たっては、試料が微量であったため、AMS（Accelerator Mass Spectrometry = 加速器質量分析計）法を使用した。表 2-4 に測定結果を示す。

表 2-4 放射性炭素年代測定結果

試料番号	深度	層相	¹⁴ C 年代を暦年代に較正した年代範囲	
			1 σ 暦年代範囲	2 σ 暦年代範囲
No.B-1-1	1.0m	暗褐色礫混じりシルト質砂。植物片を含む。最大径 7cm の重円礫含む。	1955AD (68.2%) 1956AD	1954AD (95.4%) 1956AD
No.B-2-1	0.7m	褐色シルト質砂。細粒砂主体。下部細礫混じり。植物片混入。	1645AD (68.2%) 1664AD	1641AD (74.8%) 1669AD 1781AD (20.6%) 1799AD
No.B-2-3	1.15m	褐色シルト混じり砂礫。不淘汰。礫の最大径 3cm。	1895AD (68.2%) 1904AD	1714AD (0.7%) 1716AD 1890AD (94.7%) 1910AD

【年代測定からの考察】

- (1) 河床の堆積物からみて、蘭島の堆積環境は砂～礫が主体であり、粘性土は乏しい。一方で、ボーリングコア B-1 では 1.1m、コア B-2 では 3.0m までシルトが含まれている。また、両コアの少なくとも深度 1m 付近までは褐色を呈し、植物片を含むなど有機質であることから、旧耕作土などといった人為活動の影響を受けている可能性がある。
- (2) B-1-1 試料 (1.0m) 及び B-2-3 試料 (1.15m) からは、ともに 1900 年前後の近代 - 現代 (明治 - 昭和) の年代が得られた。少なくとも、試料採取位置の深度約 1m までは明治以降の人為活動の影響が考えられる (図 2-8)。
- (3) 一方でコア B-2 では、B-2-3 (1.15m) から約 1900 年の近代 (明治時代)、B-2-1 (0.70m) からは約 1650 年の近世 (江戸前期) の年代が得られ、年代が上下で逆転している。この原因として、人為的なかく乱を受けている可能性があり、すなわち江戸時代にはすでに人為活動 (土の投入など) が行われていた可能性も否定できない。段丘堆積物の明確な形成時期を明らかにすることは出来なかったが、人為活動の影響範囲を示す結果が得られたと言えよう。

【表面波探査解析結果】

表面波探査は、地盤の地表付近を伝わる表面波（レイリー波）を多チャンネルで測定・解析することにより、深度 20m 程度までの地盤の S 波速度を求める技術である。これは人工的に地震波を発生させて地質の違いを明らかにしていく方法で、地質を非破壊で探査することができる。

写真 2-5、図 2-6 に示した側線で実施した結果、図 2-8 に、調査結果図として、高精度表面波探査解析結果を示す。

表面波探査の解析は、理論上の制約から、測定が平坦面で実施したと仮定して行った。この結果得られた速度断面図に、地表の標高データを適応して最終的な調査結果（図 2-5）とした。また、調査結果には測線上で実施したボーリング B-1 位置および RQD を表示した。

以下に、S 波速度構造、ボーリング結果から推測した、調査地の地盤構造の特徴を示す。

- 1) S 波速度境界（速度コンター）が、地層境界に対応すると仮定して、測線上で実施したボーリング結果と対比した。ボーリング地点では、S 波速度 = 250m/s の速度コンター位置が、ほぼ、砂礫層と基盤岩の境界（RQD が 0 以上となる深度）に対応する。また、同地点では S 波速度 = 300m/s の速度コンター位置が、ほぼ新鮮な基盤岩の上面深度（RQD が 100 以上となる深度）に対応する。
- 2) S 波速度 = 300m/s の速度コンターは、距離程 0m、から 60m 付近にかけては、深度 5m 程度から、深度 3m 程度へ浅くなる特徴がある。また、距離程 140m ~ 160m にかけては、速度コンターが下に凸の形状となる。これ以外の、距離程 60m 付近から 140m 付近、および 160m 付近から終点までは、S 波速度 = 300m/s の速度コンターは、深度 3m 程度でほぼ一定である。
- 3) ボーリング結果との対比から、S 波速度 = 300m/s の速度コンターの形状が、基盤岩深度の形状と調和的であると仮定すると、基盤岩の形状も前項と同様な特徴を有している可能性が高い。
- 4) 速度コンターが下に凸の形状（低速度層の落ち込み構造）が存在する位置（距離程 140m ~ 160m）は、地表踏査結果による泥岩 - 砂岩の境界付近に対応している。
- 5) 以上のように、大局的な基盤構造は、距離程 140m ~ 160m を除き、階段状ではないが、ほぼ現状地形に沿っていると推定する。
- 6) 距離程 0m から 40m 付近の、深度 2m 以浅は、S 波速度が 150m/s 以下となり、測定範囲内で、最も S 波速度が遅い。S 波速度が周囲より小さい範囲は、地盤が周囲より相対的にゆるい範囲と対応する。したがって、この範囲が、表土を埋め戻した範囲に対応する可能性が高い。
- 7) 距離程 170m から 200m にかけての、表層の段差構造前後は、平坦面という解析の仮定条件にあてはまらないため、解析結果の信頼性が他の箇所よりは低い。

距離程 210m から 240m 付近の、深度 2m 以浅は、S 波速度が 250m/s ~ 300m/s となり、測定範囲内の浅部では最も S 波速度が速い。しかし、ごく表層の耕作土の S 波速度が 250m/s 以上であることは現実的ではない。従ってこの速度構造は、S 波速度の遅い耕作土等の層が、この範囲では測線の他と比べて、より薄いことを反映した結果であると推定する。

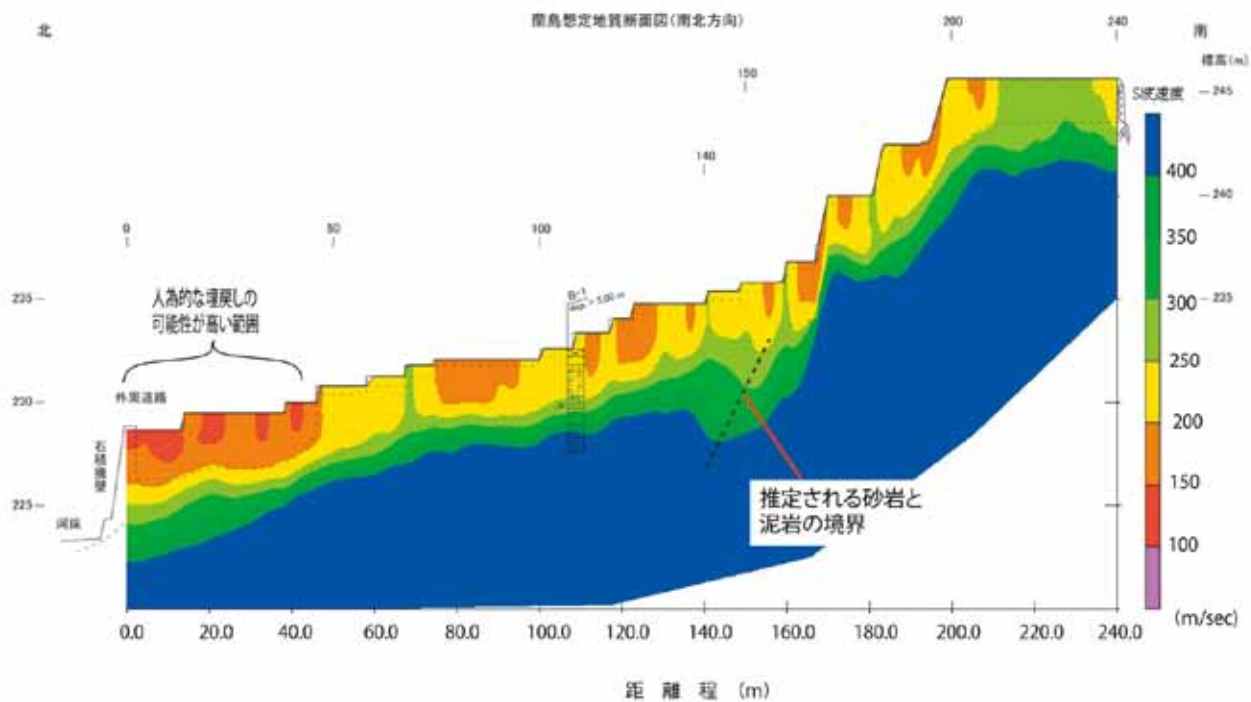
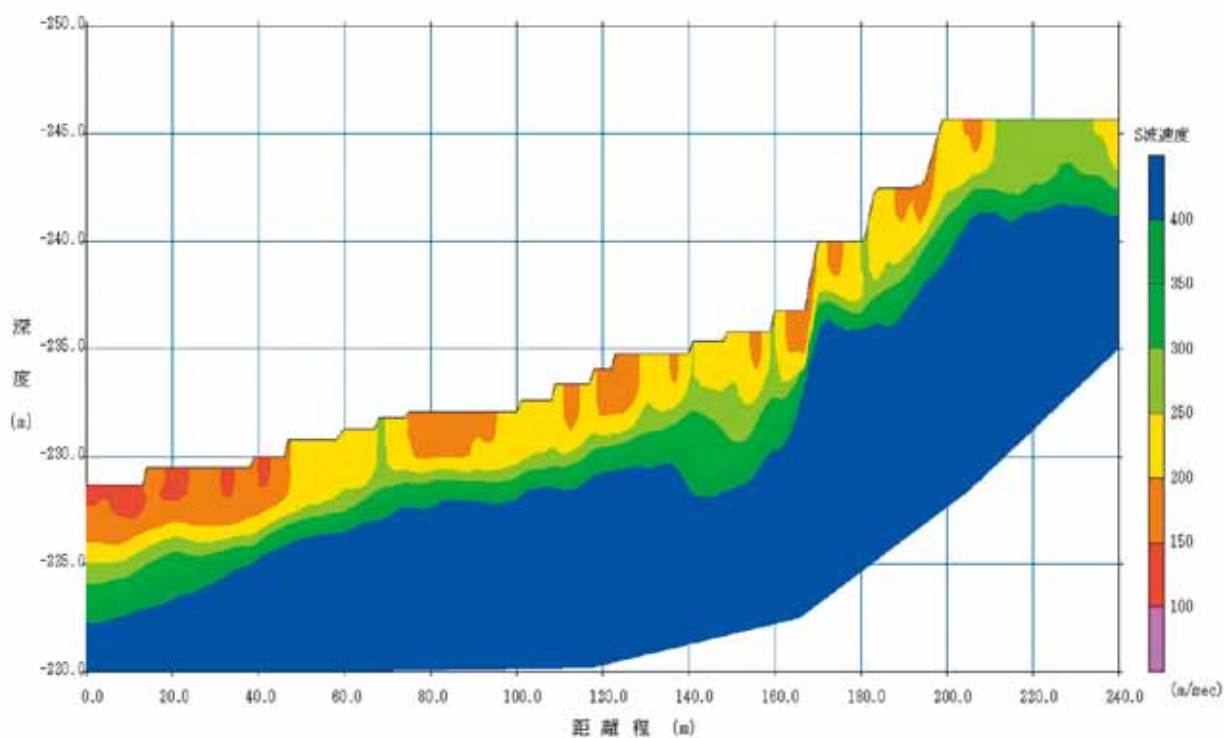


図 2-8 高精度表面波探査解析結果（S 波速度分布断面図）縦横比 5:1

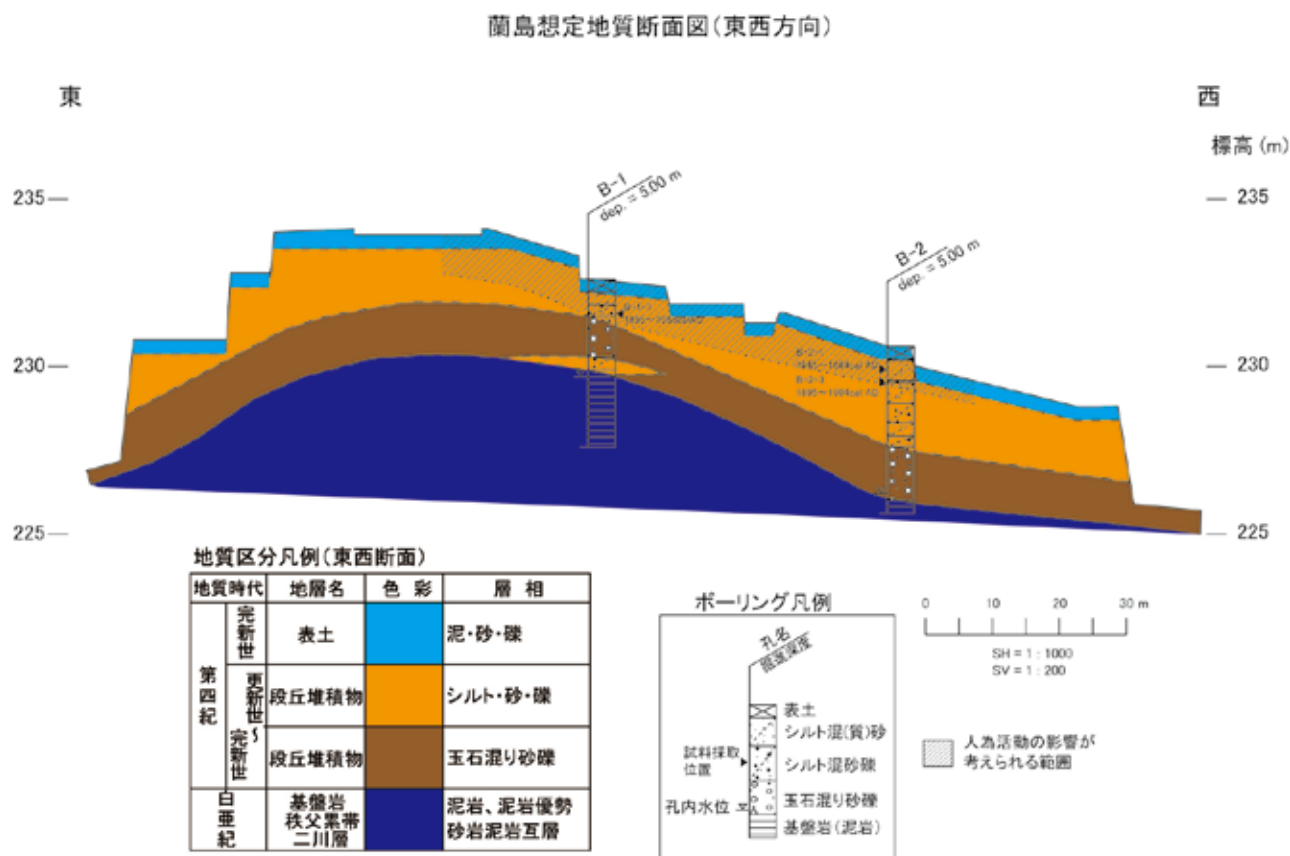
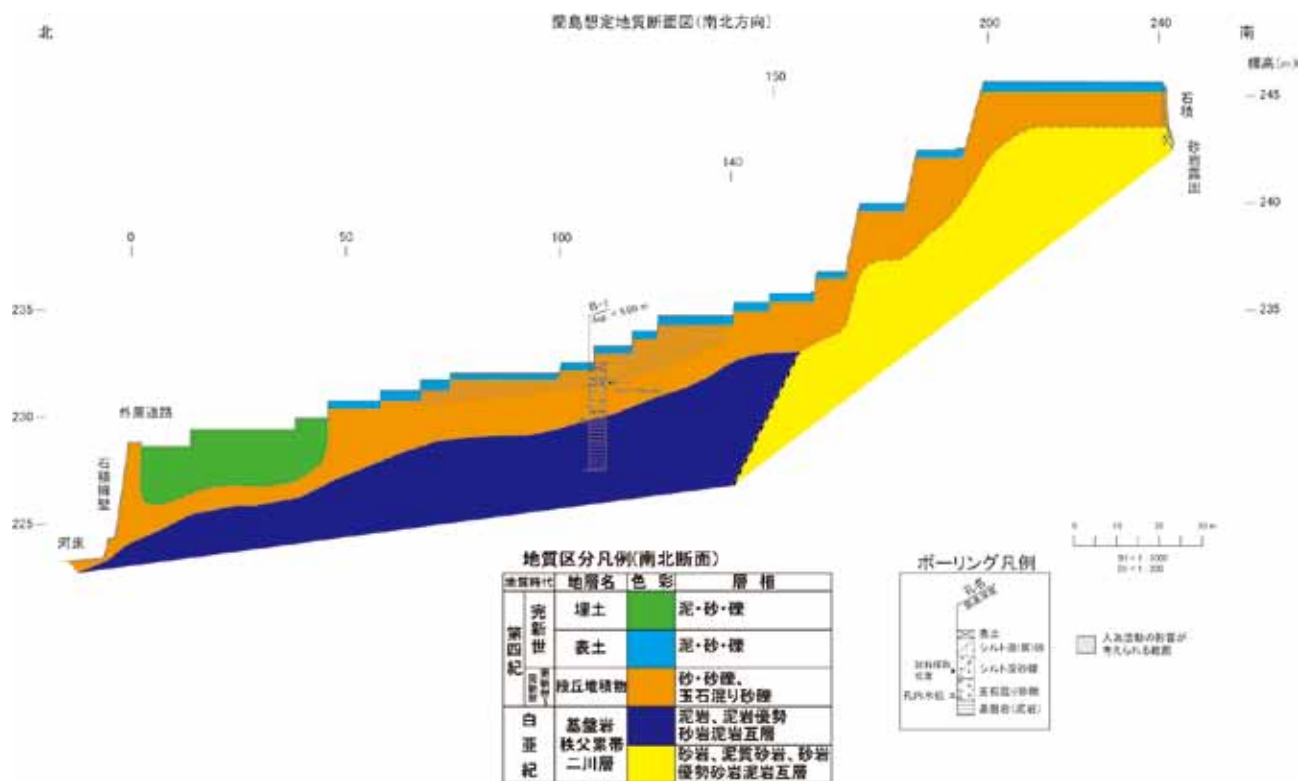


図 2-9 各調査結果を加味した蘭島の南北断面と東西断面

(3) 蘭島周辺の地形の形成と重要性について

一般的に穿入蛇行は自由曲流していた河川が地盤の隆起などで河床が浸食するものの、蛇行をそのままにしているために穿入蛇行という地形になっている。この時に下への浸食よりも側方への浸食が大きければ、川は側方へ振れることになり河岸段丘の形成につながる。側方へ移動ができなければ、そのまま浸食し、段丘を伴わない谷地形になってしまう。

和歌山県ではこのような穿入蛇行地形は主要な河川で観察することができる。たとえば和歌山県では保護すべき地形としてレッドデータブックを2012年に改訂版を発行した。その地形・地質編（吉松，2012）によると穿入蛇行の地形として表2-5のように14カ所を示している。その表からも示されているように、段丘を伴う地域とほとんど存在しない地域が示されている。特に和歌山県南部ではほとんど存在しなく、和歌山県中部の日高川、有田川では広く河岸段丘を伴っている。それだけ和歌山県南部は隆起が相対的に発達している可能性が読み取れる。さて蘭島周辺は清水付近の有田川に位置するが、他の地域との比較記載すると複数の河岸段丘が見られ、また段丘の面積が広いことがわかる。

表 2-5 和歌山県レッドデータブックからみる県内の貴重な穿入蛇行地形と特徴（吉松，2012）

名称	所在地	地名	カテゴリー	延長 km	屈曲数	標高 (注1)	川幅 (注2)	備考
大塔川	田辺市	熊野川支流	C	19.5	35	60	60	平坦面が川沿いに比較的多く存在し、棚田も存在する。
古座川峡	東牟婁郡古座川町	真砂～雨	C	18	12	40	80	段丘らしき平坦面が散点的に発達し、棚田も一部で発達。
押手付近の有田川	伊都郡かつらぎ町～有田郡有田川町	梁瀬～杉の原	D	8.5	15	320	50	段丘が広く発達。棚田発達
清水付近の有田川	有田郡有田川町	久野原～打井原	D	4	6	250	80	段丘が複数段存在し、段丘面積が広い。
安井下流の日高川	田辺市龍神村	安井～甲斐川	D	16.5	17	300	100	平坦面は川沿いに広く分布するが、無い川沿いも存在する。
五味付近の日高川	日高郡日高川町・田辺市龍神村	大瀬～小滝浦	D	10	14	210	50	低位段丘らしき平坦面は川沿いにぞって分布している。(注3)
川原河付近の日高川	日高郡日高川町	小滝浦～下越方	D	16	15	140	100	段丘らしき平坦面は散点的に確認でき、集落や棚田らしきものが確認できる。(注3)
高津尾付近の日高川	日高郡日高川町	上田原～坂本	D	20	15	50	100	段丘らしき平坦面が川沿いにより分布する。平坦面では棚田が確認できる。
市鹿野下流の日置川	西牟婁郡白浜町	市鹿野～安宅	D	32	24	40	100	段丘らしき平坦面は散点的に確認でき、集落や棚田らしきものが確認できる。
下木守から串にかけての前ノ川	田辺市	下木守～串	D	19.5	30	180	20	一部で平坦面が確認できる。棚田らしきものが確認できる。
上野下流の日置川	田辺市	上野～向山	D	7.5	16	150	50	川から高い位置に一部で平坦面が確認できるが、棚田は確認できない。
佐本川溪谷	西牟婁郡すさみ町・東牟婁郡古座川町	佐本根倉～古座川合流付近	D	6.8	12	100	30	平坦面は一部のみで棚田らしきものが確認できる。
北山川	新宮市熊野川町		D	16.5	6	50	200	段丘らしき平坦面は一部であるのみでほとんど確認できない。
小川峡	東牟婁郡古座川町	直見～小森川	D	31	50	80	50	平坦面は一部のみで棚田らしきものが確認できる。

表の記載項目のうち名称、所在地、地名、カテゴリー、延長、屈曲数は「和歌山県レッドデータブック：和歌山県、2012年改訂版」の地形・地質の項目のうち「穿入蛇行」のから抜粋した。標高、川幅、備考欄は筆者が国土地理院の地形図、航空写真から読み取りして追加記載した。

なおカテゴリーは以下のように定義されている。C ランク：和歌山県として貴重なもの、D ランク：地域的（市町村単位）に貴重なもの

注1：標高は周辺の平均的な標高で目安のものである。

注2：川幅は砂州を含めた堤防間、崖間のおおよその平均幅である。

注3：現在は椿山ダムがあるため、過去の1966年の航空写真を参考に記載した。

(4) まとめ

1) 蘭島周辺の地形の形成

地質的に段丘形成に影響する川の横への側方浸食が重要である。蘭島より上流である久野原の穿入蛇行は二川累層のF3層に広く分布する。この地質は泥岩、泥岩優勢砂泥互層の地質である。泥岩主体であるため、浸食が他の砂岩などに比べ早く浸食しやすいと考えられる。図2-5にあるようにF3層の中で蛇行しているように推測することができる。そのため蛇行が最上位の段丘時代より蛇行し、段丘の形成につながったのであろう。

2) 蘭島のボーリング調査試料よりB-1ボーリングでは基盤岩の上位に砂層が挟まれているが、これは蛇行河川にはある曲流の内側で存在するポイントバー堆積物であると考えられる。有田町史では、「蘭島の水田の一部もかつてはポイントバー堆積物をなしていたと考えられる」と述べているがそれを裏付ける資料となった。

【参考文献】

- 平山 健・田中啓策 『5万分の1地質図幅「動木」及び同解説書』地質調査所 1956年 37p
- 小泉武栄・青木賢人 『日本の地形レッドデータブック第1集 危機にある地形』古今書院 2000年 210p
- 栗本史雄 「和歌山県清水-美里地域の秩父累帯北帯」『地質雑 92』1986年 737-748
- 松本繁樹・北川光雄 『日本の地形レッドデータブック第1集 新装版（小泉武栄・青木賢人編）』古今書院 2000年 210P
- 坂 幸恭・高木 秀雄 「和歌山県有田川上流域における黒瀬川構造帯」『地質雑 89』1983年 223-237
- 吉松敏隆 「地形と地質」『清水町史』清水町 1995年 6-98
- 吉松敏隆 「紀伊半島の地質-3秩父帯」『アーバンクボタ, No.38, 特集 = 紀伊半島の地質と温泉』1999年 p.16-19
- 吉松敏隆 『保全上重要なわかやまの自然—和歌山県レッドデータブック 2012 年改訂版』 和歌山県 2012 年 442 p