

平成 20 年度 現地検討会資料

『応用地質学的ジオパーク豊島』

平成 20 年 10 月 4 日（土曜日）

日本応用地質学会中国四国支部

目 次

	ページ
1 . はじめに	1
2 . 現地検討会の行程と見学地点	2
3 . 豊島の地形 , 植生	4
4 . 豊島の地質	8
5 . 現地検討地点	14
5.1 STOP ・ , 産業廃棄物の不法投棄現場と廃棄物の処理	14
5.2 STOP , 豊島石製鳥居をもつ家浦八幡神社	18
5.3 STOP ・ , 春日川上流域のキャップロック地すべり	19
5.4 STOP , 民俗文化財片山邸と豊島石の採掘 , 加工品	23
5.5 STOP , 土庄層群とオリーブ園	27
5.6 STOP ・ , 唐櫃地区の清水霊泉と古期地すべり地形	30
5.7 STOP , 土庄層群基底礫岩と花崗岩	38
5.8 安山岩の採石跡地	40
5.9 瀬戸内火山岩類とアルカリ骨材反応	41
【参考文献】	43

【資料作成者】

香川大学工学部 長谷川修一
(株)四電技術コンサルタント 田村栄治
(株)ナイバ 山本和彦
応用地質(株) 田村浩行

【案内者(話題提供)】

香川大学工学部 長谷川修一
(株)四電技術コンサルタント 田村栄治
荒谷建設コンサルタント(株) 内田澄夫
(株)ナイバ 山本和彦
復建調査設計(株) 松木宏彰
応用地質(株) 田村浩行

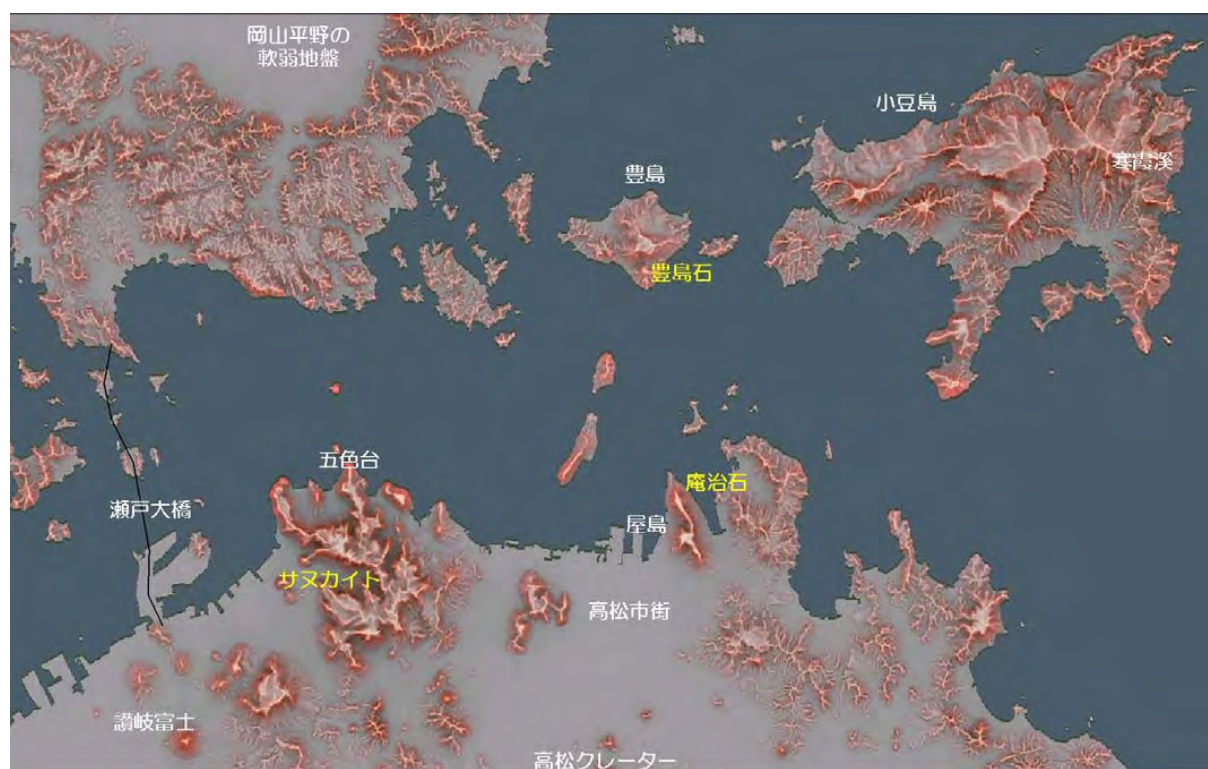
1. はじめに

今回の現地検討会は以下の項目を目的とした。

- (1) 20世紀末の負の遺産である産廃不法投棄現場を見学し、跡地利用を考える。
- (2) 豊島を構成する花崗岩，土庄層群，讃岐層群の応用地質学的特徴を観察する。
- (3) 室町時代から利用されている豊島石の現状と将来を考える。
- (4) キャップロック地すべりの対策と土地利用・地下水利用を考える。
- (5) 応用地質学的ジオパークとしての豊島の魅力を紹介する報告書を作成する。



写真 1.1 豊島の空撮全景（讃岐のせとの島々HP から）。
写真下部の土が露出している箇所が産業廃棄物の不法投棄現場。



注) 本図は復建調査設計(株)小笠原洋氏編集，赤色立体画像はアジア航測(株)千葉達郎氏作成。

図 1.1 豊島とその周辺地形の赤色立体画像

2．現地検討会の行程と見学地点

【行 程】

平成 20 年 10 月 4 日（土）8:00-16:20

08:00 JR 岡山駅前集合，貸切バスで宇野港へ

08:50 宇野港着

09:00 宇野港発（海上タクシーによる）

09:30 家浦港着：STOP ，豊島交流センター

09:35 - 09:40 バス移動

09:40 - 11:40 STOP ，産廃不法投棄現場見学

11:40 - 11:45 バス移動

11:45 - 11:55 STOP ，家浦八幡神社（室町時代の石鳥居，香川県最古）

11:55 - 12:00 バス移動

12:00 - 12:45 STOP ，豊島交流センター2 階にて昼食（弁当）

12:45 - 12:50 バス移動

12:50 - 13:00 STOP ，春日川上流地すべり地区を遠望

13:00 - 13:05 バス移動

13:05 - 13:25 STOP ，片山邸（樹齢 600 年のソテツ，豊島石製の井戸・祠）

13:25 - 13:35 バス移動

13:35 - 13:50 STOP ，稲塚地区（土庄層群の露頭，県道沿いから瀬戸内海を遠望）

13:50 - 14:00 バス移動(途中 STOP 遠景)

14:00 - 14:20 STOP ，唐櫃地区の清水霊泉（名水の利用形態と地すべり地形）

14:20 - 14:30 バス移動

14:30 - 15:00 STOP 豊島中学校北の海岸（土庄層群基底礫岩）

15:00 - 15:05 バス移動

15:10 家浦港発（海上タクシーによる）

15:40 宇野港着 貸切バスで岡山駅へ

16:20 JR 岡山駅着 解散

行事委員への連絡先

- ・ 田村栄治 090-8972-1683
- ・ 内田澄夫 090-7977-7500

3. 豊島の地形，植生

3.1 豊島の概観

香川県豊島（てしま）は，瀬戸内海の東部に位置し，行政区分では香川県小豆郡土庄町にあたる。島の面積は 14.49km² で，香川県内では小豆島に次いで二番目に大きい島である。島の周囲の距離は 19.8km，世帯数は 562 世帯（2,000 年時点），人口は 1,327 人（2,000 年時点）である。“豊島へ行こう” 公報チラシによれば，豊島の名前の由として，豊島は古来から稲作が盛んで恵み豊かな島という説があるらしい。

3.2 豊島の地形

豊島の中央部には標高 339.8m の壇山（だんやま）があり，やや平坦で讃岐岩質安山岩を山頂に載せる溶岩台地となっている。特に，山頂部の南端と西端では安山岩が急崖をなして，安山岩から下の斜面は下方ほど傾斜の緩い緩傾斜となっている。海岸から緩傾斜部では，海岸沿いには広島型花崗岩が分布し，その上位に土庄層群，讃岐層群の凝灰角礫岩などからなる。

島の北東斜面は勾配 10 度の緩傾斜からなり，唐櫃（からと）集落が発達している。この緩傾斜は崖錐状の堆積物に覆われ，香川県（1975）の表層地質図では低位段丘相当の堆積物として表示されている。同じく，香川県（1975）の地形分類図によれば，高位砂礫台地として区分し，関東地方の多摩丘陵面に対比され，隆起波食台起源と推定している。しかし，唐櫃の緩傾斜は，崖錐堆積物状の円磨されていない礫で覆われていることも報告されており，緩傾斜の地形的特徴からは，古期の地すべり地が段丘化した地形と考えられる。

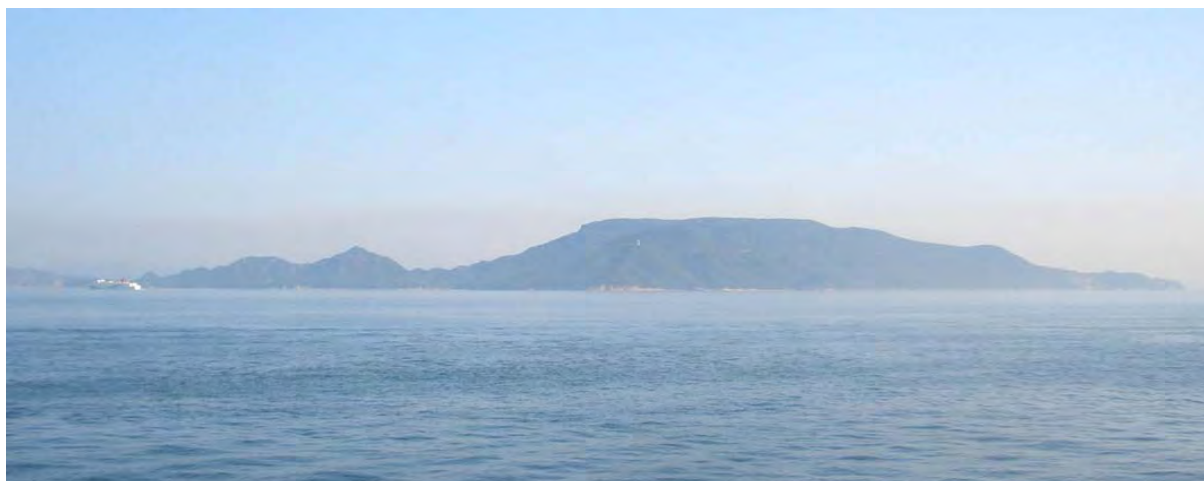


写真 3.1 高松（南）側から望む豊島の全景

3.3 植生とその変化

豊島の年平均気温は 16℃，年平均降水量は 1,200 mm以下の地域である。

森定ほか(2003)によれば，全島がアカマツ，コナラ，アベマキの生育する代償植生に広く覆われ，自然植生はカナメモチ - コジイ群集，トベラ - ウバメガシ群集がわずかに残されるのみである。さらに，1982 年版，2000 年版の植生図の違いから，20 年間で全島ではアカマツ群落は約半分に減少，コナラ群落は約 5 倍に増加し，植生遷移の進行が確認されている。また，地質別では，1982 年にアカマツ群落であった場所のうち，花崗岩地域は約 8 割がアカマツ群落のままであったが，塩基性凝灰角礫岩地域は約 8 割がコナラ群落へと変化し，地質により変化の状況が異なっていたことが報告されている。

また，森定ほか(2003)は，地質，地形と植生との関係について，1)花崗岩地域では全体にアカマツ群落とネズ - アカマツ群落が広がり，特に急傾斜地(40 度以上)ではネズ - アカマツ群落が卓越する，2)讃岐岩質安山岩地域ではネズ - アカマツ群落は見られず，緩傾斜地にアカマツ群落が，急傾斜地にコナラ群落が多く分布する，3)花崗岩地域でも山頂に讃岐岩質安山岩が分布する山塊の場合，花崗岩のみの山塊に比較して，コナラ群落の分布割合が増加するとしている(図 3.1)。3)の成因として，上部の地質から供給される崖錐が，下部の地質に影響しているため(キャップロック効果)と考えられ，キャップロックの存在が植生の発達に大きく影響している可能性を指摘している。

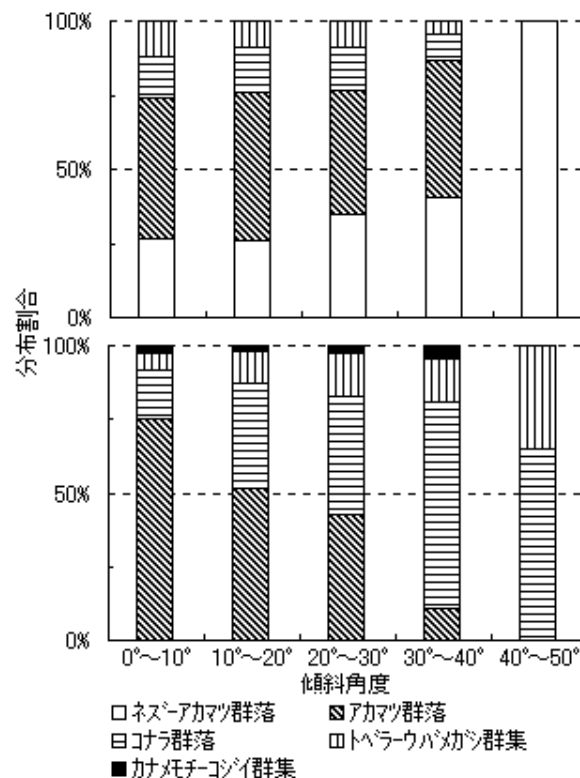


図 3.1 傾斜角度別植生分布割合 (上：全花崗岩地域，下：讃岐岩質安山岩地域，森定ほか，2003)

3.4 豊島の考古学資料

豊島は考古遺跡が豊富であり，現在 18 の先史時代の遺跡が報告されている。旧石器時代のそれが 2 つ，縄文時代が 6 つ，弥生時代が 5 つ，古墳時代が 5 つであり，縄文時代の遺跡がまとまって出土する事例は瀬戸内海域では少ない。縄文時代中期から弥生時代の土器と石器を出土する神子ヶ浜遺跡（図 2.1）について，遠部ほか（2008）により以下紹介する。

神子ヶ浜遺跡は，豊島西部の海岸に接する神子ヶ浜に位置する。本遺跡では，鉢からなる 14 点の深鉢を主体とする縄文土器，2 点の壺からなる弥生土器が出土している。

石器としては，1 点の石鏃（未製品），2 点の石錘の計 3 点が出土しており，石器の岩石種はサヌカイト，サヌカイト質安山岩，石英斑岩からなる（図 3.2，表 3.1）。

サヌカイト製の石鏃について，産地の同定のための蛍光 X 線分析が行われている（遠部ほか 2008）。分析試料は蒸留水中で超音波洗浄によりあらかじめ石器表面の汚れの除去と，110℃ で乾燥させる前処理を施したうえ，波長分散型蛍光 X 線分析装置（日本電子製）を用いて，Nb，Zr，Y，Sr，Rb，Zn，Ni，Fe，Mn，Ti の 10 元素について分析されている。Rb-Sr-Zr 比の特徴から，サヌカイト製の石鏃は金山・国分台産と推定されている（図 3.3）。

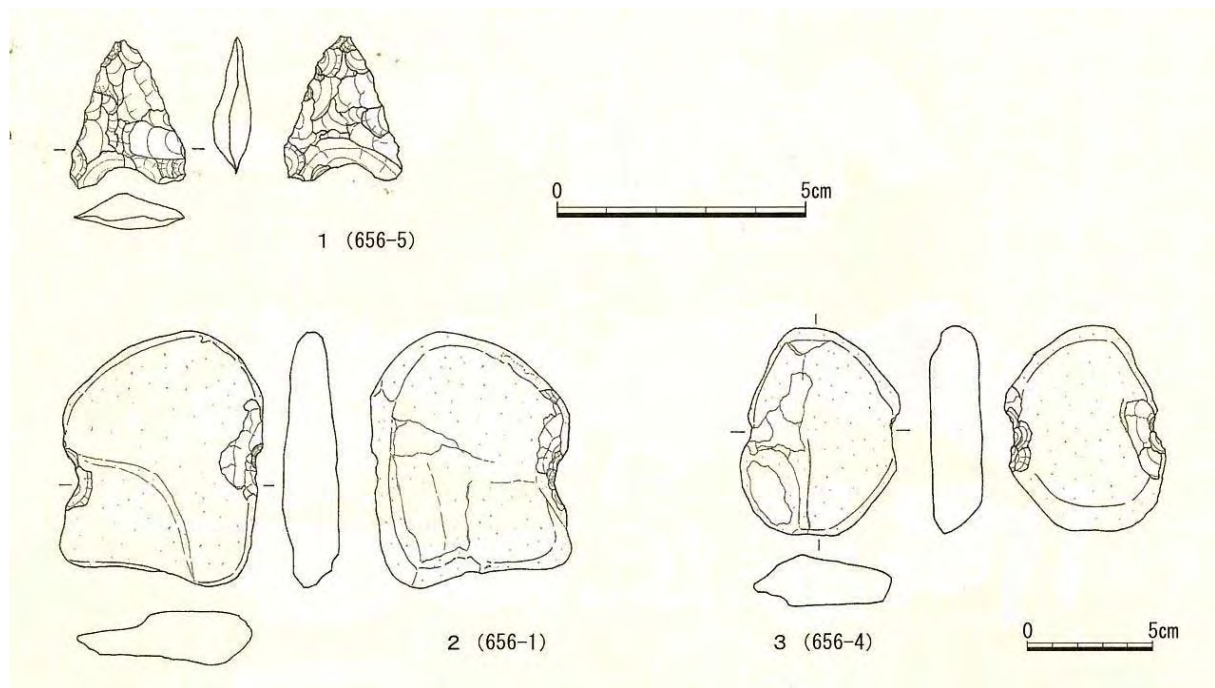


図 3.2 神子ヶ浜遺跡からの出土石器（遠部ほか，2008）

表 3.1 神子ヶ浜遺跡からの出土石器観察表（遠部ほか，2008）

図版No.	ラベル	注記	種別	長さ	幅	厚み	重量	石材	備考
1	656-5	なし	石鏃	2.6	2.4	0.7	3.15	サヌカイト	
2	656-1	F272	石錘	9.8	8.3	2.3	220.64	石英斑岩	
3	656-4	F272	石錘	8.3	6.4	2	39.8	輝石安山岩(サヌカイト質)	
	656-2	F272	磔	5.8	4.3	1.4	39.78	アプライト	
	656-3	F272	磔	6.9	4.6	0.7	23.92	角閃石ヒン岩	

Nb/Zr	0.0371
Y/Zr	0.1351
Sr/Zr	0.9251
Rb/Zr	0.3008
Zn/Zr	0.1177
Ni/Zr	0.0468
Fe/Zr	11.4235
Mn/Zr	0.3007
Ti/Zr	0.1845
Rb/Sr	0.3252
Rb%	13.5
Sr%	41.6
Zr%	44.9

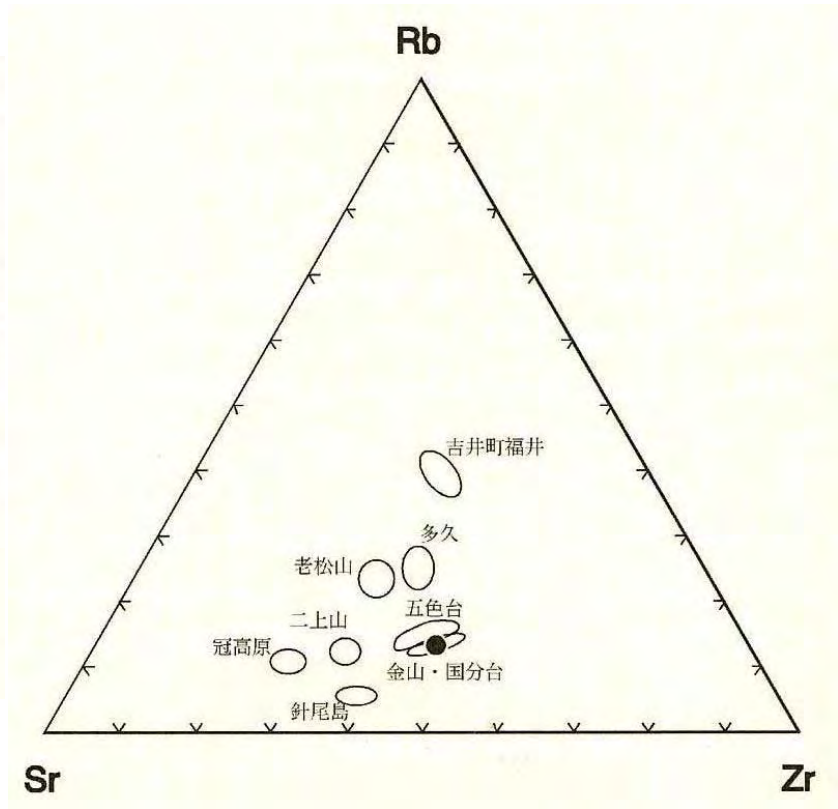


図 3.3 神子ヶ浜遺跡産サヌカイト製石鏃の Rb-Sr-Zr 比 (遠部ほか, 2008)

4 . 豊島の地質

豊島の地質は白亜系の広島型花崗岩を基岩に，古第三系の土庄層群（堆積層），中期中新世の塩基性凝灰角礫岩がほぼ水平に層状に分布し，島中央部の壇山（339m）山頂には讃岐岩質安山岩がキャップロックを形成している（図4.1）。

4.1 花崗岩

豊島には 80Ma 前後の領家花崗岩類より少し新しく，白亜紀後期の黒雲母花崗岩からなる広島型花崗岩が分布している。広島型花崗岩は領家花崗岩に比べて，一般にピンク色のカリ長石を多く含んでいる。

石原（1980）は，花崗岩類の分類方法の一つとして，不透明鉱物の種類と量に着目し，花崗岩の帯磁率の違いをもとに磁鉄鉱系列とチタン鉄鉱系列に分け，野外では磁鉄鉱の有無や携帯型帯磁率計による帯磁率を用いて両者を識別した（表4.1）。この違いは，花崗岩マグマの生成に関与した物質の性質を反映している。それぞれの系列の特徴を表4.1に示す。山陽帯に属する広島型花崗岩はチタン鉄鉱系列に属する（石原，1980）。

花崗岩類は風化を受け，地表付近では所により厚さ数10mに及ぶマサになっている。このような花崗岩類の風化殻は，讃岐層群や三豊層群との不整合下にも発達しており，これらの地層の堆積前から風化殻が広範囲に形成されていたことが指摘されている。このような花崗岩の風化殻は，瀬戸内火山岩類および湖成層の堆積（第三紀鮮新世頃）以前に既に形成され，その上部が削剥された後，瀬戸内火山岩類等によって被覆された結果，現在まで保存されたと推定されている（長谷川・斎藤，1989）。

マサ土は腐植含量が少なく保水力，保肥力に乏しく，痩せた薄い土壌であり，豊島でも畑，樹園地として利用されている。

表 4.1 磁鉄鉱系列とチタン鉄鉱系列の諸元

項目	磁鉄鉱系列	チタン鉄鉱系列
不透明鉱物	磁鉄鉱（0.2～2容量%），チタン鉄鉱，赤鉄鉱，黄鉄鉱（黄銅鉱），くさび石，緑れん石	チタン鉄鉱（0.2容量%以下），磁硫鉄鉱，（グラファイト）
黒雲母（角閃石）の性質	Fe^{3+}/Fe^{2+} ， Mg/Fe が高く，屈折率低い．	Fe^{3+}/Fe^{2+} ， Mg/Fe が低く，屈折率高い． ザクロ石 - 白雲母 - 黒雲母花崗岩，白雲母花崗岩はこの系列．
簡易識別方法	研磨片，薄片上の低倍率観察による磁鉄鉱の有無． 野外における磁石鑑定法では，肉眼的に磁性を持つことが分かれば磁鉄鉱系列としてよい．	
化学的性質	塩基性に富み，酸性岩でも親石元素（K,Rb,F, Li, Sn, Beなど）に乏しい．	一般に酸性で，親石元素に富む．
同位体組成	^{18}O は小さい．	^{18}O は大きい．
	^{34}S は大きい．	^{34}S は小さい．
	$^{87}Sr/^{86}Sr$ 初成値は低い．	$^{87}Sr/^{86}Sr$ 初成値は高い．
産出位置	縁海側（大陸側）の産出．	大洋側の産出．
形成過程	上部マントルや地殻下部のような深所で発生し，地殻物質と反応しにくい機構（割れ目を充填上昇するなど）で上昇固結したと予想される．	大陸地殻の頁岩を含む岩石の溶融により生成したか，深所で発生したマグマが上昇過程で堆積岩類と反応した可能性が大きい．
代表的産地	北上山地，山陰帯	日高中軸部，領家帯

出典）石原舜三（1980），帯磁率の地質工学への利用HP

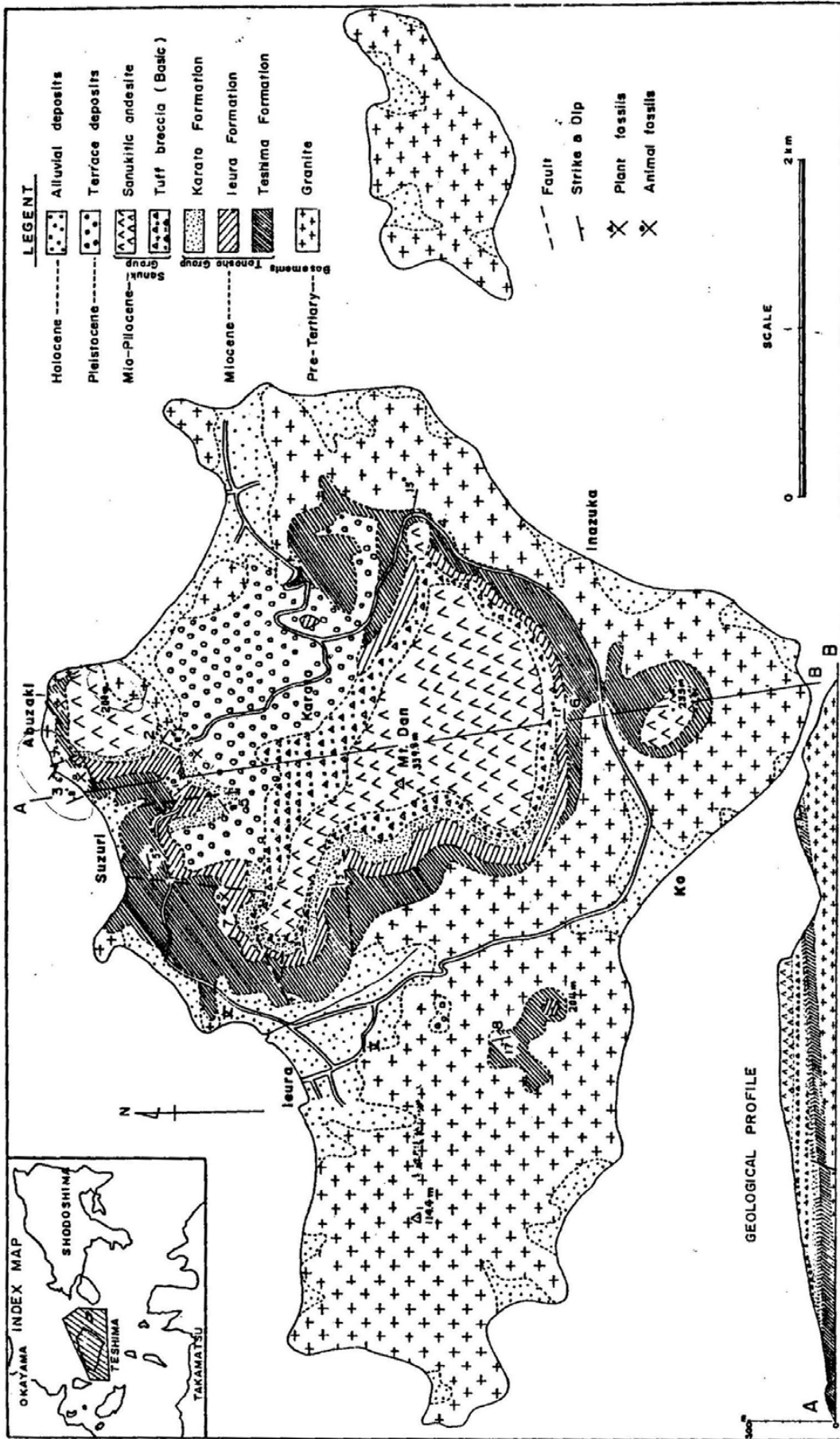


図 4.1 豊島の地質図 (坂東ほか, 1979)

4.2 土庄層群

香川県下では，従来，海成の中新統として，小豆島や豊島に分布する土庄層群が知られている（斎藤ほか，1962）。本層群は，第一瀬戸内累層群の堆積物で，中国地方の備北層群や兵庫県下に分布する神戸層群に対比されてきたが，近年のフィッション・トラック（FT）年代や，渦鞭毛藻やナンノ化石の研究によって，西南日本の内帯に分布するこれまで中新統と考えられてきた地層の一部が古第三系であることが明らかになっている（図 4.2）。

小豆島の土庄層群四海層では，栗田ほか（2000）により始新世を示す渦鞭毛藻化石が発見され，山砂利層からなる吉備層群では，鈴木ほか（2003）により FT 年代が 27.1～35.8Ma で古第三系であることが，神戸層群では，尾崎ほか（1988），尾崎ほか（1996）により FT 年代が 31.0～36.9Ma で古第三系であることがそれぞれ明らかにされた。従って，豊島に分布する土庄層群も古第三系まで逆上る。

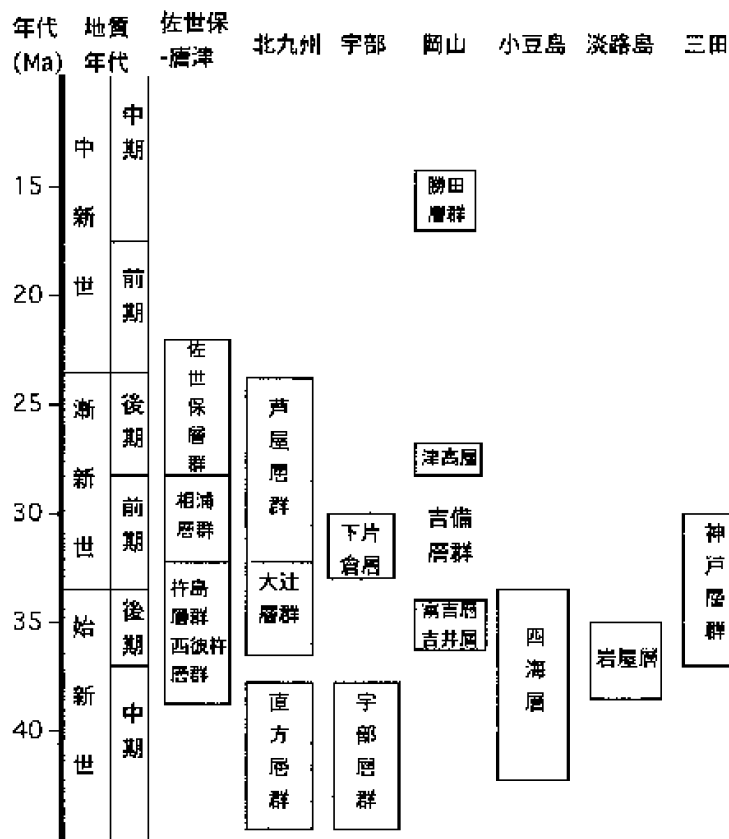


図 4.2 西南日本内帯の主な第三系の対比（鈴木ほか，2003）

豊島の土庄層群は，基盤の黒雲母花崗岩を不整合に被覆し，讃岐層群によって不整合に被覆される（長谷川・斎藤，1989）。豊島では，土庄層群は壇山を取り巻くように北東方向にひらいた馬蹄形の分布を示す（図 4.1）。北部では走向 N30～45°E・傾斜 8～20°SE，西部では走向 N12°W・傾斜 5°E，南部では走向が東西・17°N で，全体として緩い盆状構造をなし，層厚が 60～130m で，北部が厚く，南部に向かった薄くなる（日本の地質・四国地方，1991）。さらに，坂東・古市（1978）により，豊島の土庄層群は，下位から豊島層，家浦層，唐櫃（からと）層に区分されている（図 4.3）。

1) 豊島層：模式地は豊島の虻崎（あぶさき）海岸。花崗岩を不整合に覆い，その層厚は

20～80m である。豊島北部の虻崎海岸では，下位から基底礫岩，中粒～粗粒アルコース砂岩，細粒～中粒砂岩をはさむ泥岩の順に重なり，全体として海進相を示している。基底礫岩は礫径 3～30cm の円礫からなる。礫種はホルンフェルス，流紋岩，ひん岩，花崗岩，結晶片岩からなる（5.7 章参照）。

虻崎海岸の不整合面近くの炭質層からは，メタセコイア，クスノキ，カシなどの植物化石が採取された（坂東ほか，1979）。

2) 家浦層：模式地は豊島中学校の南東 0.5km。下位から礫岩層・中粒砂岩層の順に重なる。礫岩層は礫径 3～26cm の円礫からなり，層厚は 2～3m，礫種は豊島層のそれと同様である。砂岩層は凝灰質で白色の軽石を含み，層厚は 20～30m。

3) 唐櫃層：模式地は豊島の唐櫃から硯にいたる峠。主に，砂岩と泥岩の互層からなり，上部ほど砂岩がちで，泥岩は灰緑色の凝灰質。層厚は約 20m。斎藤（1962）は本層を讃岐層群に含めている。

坂東ほか（1978）は，豊島の豊島層を小豆島の伊喜末層～四海層下部，家浦層を四海層中部，唐櫃層を四海層上部に対比している。

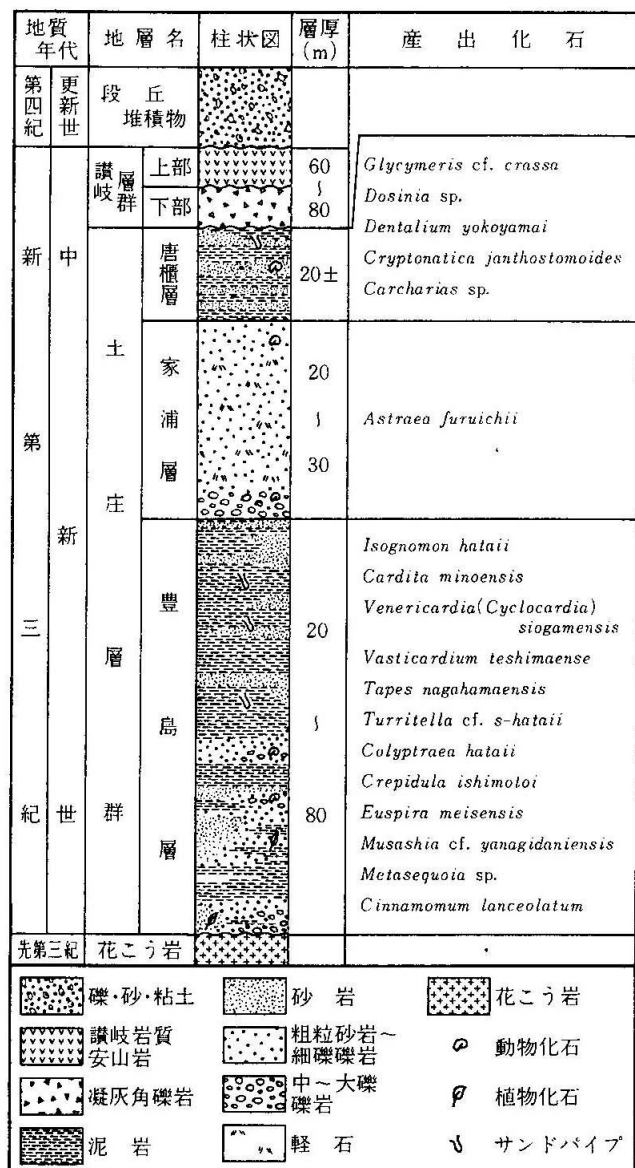


図 4.3 香川県豊島の土庄層群の模式柱状図（坂東ほか，1978）
注）地層年代は，小豆島の土庄層群との対比から，新第三系ではなく，古第三系と考えられる。

4.3 讃岐層群

香川県内の瀬戸内火山岩類とそれに伴う淡水性の堆積層は讃岐層群と呼ばれ、豊島では標高 150～180m 付近より高い箇所に壇山を取り囲むように分布する（図 4.1）。

坂東ほか（1978）によれば、豊島の讃岐層群下部を構成する塩基性凝灰角礫岩は、層厚 60～80m で、土庄層群を不整合を被覆する。塩基性凝灰角礫岩は全体に灰白色を呈し、角礫は小豆～卵大のスコリア、かんらん石安山岩、花崗岩からなり（上部の讃岐岩質安山岩は認められなかった）、豊島稲塚では水平な層理が発達し、水中に堆積したことを示している。本層は東西走向で僅かに北に傾斜している。

豊島の讃岐層群上部を構成する讃岐岩質安山岩は、平滑な壇山山頂に広く分布しメサ状地形をなし、山頂周辺には安山岩が山頂を取り巻くように急崖を形成し、キャップロック構造を呈している（写真 5.3.2）。斎藤ほか（1975）によれば、讃岐岩質安山岩は班晶として古銅輝石、単斜輝石、斜長石および角閃石、石基としてはハリ、斜長石、古銅輝石、単斜輝石および磁鉄鉱からなる。

香川県に分布する瀬戸内火山岩類では、デーサイト、流紋岩類から 14Ma、讃岐岩質安山岩及び讃岐岩から 13～11Ma の K-Ar 年代が報告されている（巽，1983）。これらの溶岩の一部は水中堆積したことから明らかにされているので、讃岐地区の瀬戸内火山岩類は湖水域で噴出したと考えられている。

香川県地質図説明書（1962）によれば、讃岐層群に属する凝灰岩類のうち、塩基性角礫凝灰岩は“黒豊島石”（一般的な豊島石）と呼ばれ石燈籠等の石材として採掘された。酸性の白色凝灰岩は“白豊島石”と呼び、島石の家浦付近で磨き粉用に採掘されていたことがある。さらに、讃岐岩質安山岩は道路工事用バラスやコンクリート用骨材として利用されていたが、1990 年代頃からアルカリ骨材反応が問題となり、現在、豊島では安山岩の採掘は行われていないようである（5.8 章参照）。

4.4 地すべり堆積物

図 4.4 で香川県の地すべり防止区域を概観すると、県南部の和泉層群を中心とする地域と、島嶼部で第三系の土庄層群が分布する小豆島と豊島に集中している。豊島では、硯地区、今宮地区（家浦岡の北東）、春日川上流地区、唐櫃地区がそれぞれ地すべり防止区域に指定されている。硯地区のみ農林水産省の所轄、その他は国土交通省の所轄となっている。

豊島の地すべりは、第三紀層地すべりないし上部に安山岩が載るキャップロック型地すべりと考えられる。

キャップロック型地すべりとは、上部に硬質な火山岩、下部に第三系などの軟質岩からなる地質構造をなし、上部の硬質層が貯留層として作用し、下方斜面に多量の地下水が供給され下部の新第三系で地すべりが発生するようなタイプである。山口県北西部の油谷半島の地すべり地では、尾根部に後期中新世の玄武岩がキャップロックとして第三系中新統～漸新統の砂岩・泥岩互層を覆う地質構造をなし、キャップロック型地すべりが多発している（久永ほか，2001，岩永ほか，2003 など）。

豊島のキャップロック型地すべりのうち、春日川上流の地すべり地は急傾斜地で地すべり地形が比較的新しい。一方、唐櫃地区の地すべり地は緩傾斜で谷の発達もあり、その地形の特徴から古期の地すべり地と考えられ、その一部箇所に新しい動きがあり、集水井な

どが施工されている。

豊島の北東部，唐櫃地区の標高 100m 付近を中心に，一部平坦部を含む緩斜面が分布し，図 4.1 では更新統の段丘堆積物として図示されている。坂東ほか（1978）では，この段丘堆積物は，最大厚さ 50m 程度で，讃岐岩質安山岩，塩基性凝灰角礫岩，花崗岩，凝灰質砂岩の垂角礫，垂円礫からなり，崖錐性段丘堆積物と評価されているが，古期の地すべり堆積物とその段丘化による可能性がある。

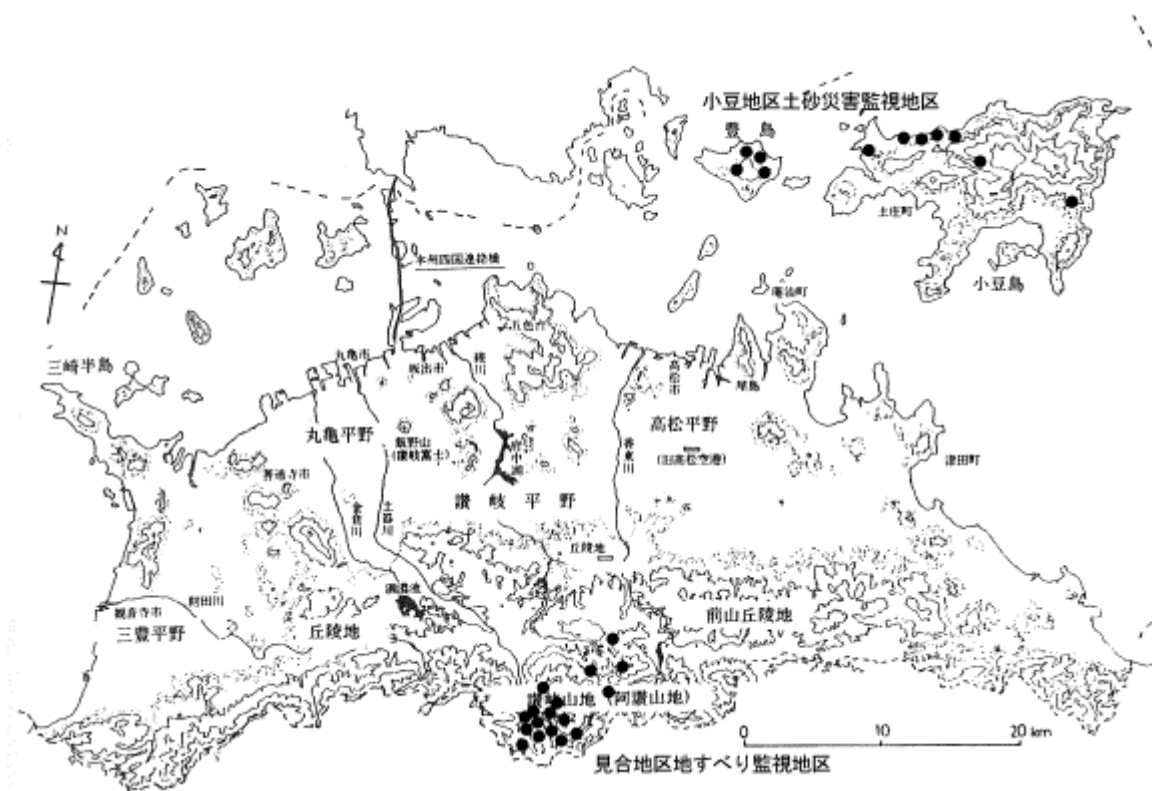


図 4.4 香川県内の地すべり防止区域の分布
((社)斜面防災対策技術協会 HP, 香川県の地すべりより)

4.5 段丘堆積物・沖積層

豊島の家浦，甲生，唐櫃浜地区などの臨海部には砂がち堆積物を主とする沖積層が分布している。

5 . 現地検討地点

5.1 STOP ・ ，産業廃棄物の不法投棄現場と廃棄物の処理

1990 年（平成 2 年），香川県小豆郡土庄町の島，豊島で産業廃棄物の不法投棄が摘発された。様々な経緯を経て，現在，廃棄物の撤去と無害化処理が行われている。廃棄物の撤去に要する時間は約 10 年，その処理費用は施設整備と維持費用を合わせて 300 億円と言われており，豊島の不法投棄事件は多くの「負の遺産」を残した。

主に，豊島問題ホームページ（香川県）から，以下，産業廃棄物の不法投棄の経緯，廃棄物処理について，その一部を紹介する。

1) 不法廃棄物に係わる経緯

平成 2 年 11 月，兵庫県警察の廃棄物処理法違反容疑で，豊島開発の処分地の強制捜査により産業廃棄物の不法投棄が明るみとなった。廃棄物は，自動車のシュレッダーダスト，廃プラ，廃油などさまざまなものからなり，その量は 60 万トンを超える（写真 5.1.1）。また，廃棄物からは，鉛，トリクロロエチレン，ひ素，ダイオキシンなどの有害物質も検出されている。

平成 5 年 11 月，豊島住民 438 名が，公害紛争処理法に基づく調停申請を行った。住民による主張は，豊島開発及び経営者の責任，香川県の責任，排出事業者の責任を問うものであった。

平成 9 年 7 月には，香川県と住民との間で中間合意がなされ，技術検討委員会の設置と中間処理方法を検討することとなった。平成 11 年 5 月，技術検討委員会の最終報告がなされ，

平成 12 年 3 月には直島町（三菱マテリアル株）で焼却・熔融することを直島町が受け入れた。



写真 5.1.1 不法投棄された廃棄物の断面剥ぎ取り試料の展示物

2) 廃棄物の処理事業

【環境保全のための遮水工と遮水シート】

豊島の処分地においては、廃棄物層から浸出する有害物質を含む地下水・浸出水が北海岸から海域へ流出するのを防止するため、海岸線に沿って長さ約 360mにわたり深さ 2～18m で遮水壁が設けられている（次頁，図 5.1.1，図 5.1.2）。また、廃棄物等の飛散を防止し、雨水の流入を排除するとともに、乾燥効果のある透気・遮水シートを廃棄物層全体に敷設されている（写真 5.1.2）。遮水壁によって流出を防いだ地下水・浸出水は、ポンプで汲み上げられ 高度排水処理施設で浄化される。



写真 5.1.2 北海岸の遮水壁工（深さ約 18m）のある道路と右手の産廃物掘削地（シート部）

【廃棄物の掘削方法について】

シュレッダーダストや汚染土壌など多様な処理対象物が不均一に混在する廃棄物等の焼却・熔融処理を効率的に行うため、以下の手順で掘削・運搬作業が行われている（図 5.1.3）。

掘削区域に、ドラム缶等の危険物が埋まっているか、金属物探査を実施し異常箇所を確認。

土砂主体の箇所とシュレッダーダスト(SD)主体の箇所とを重機を使って掘削。

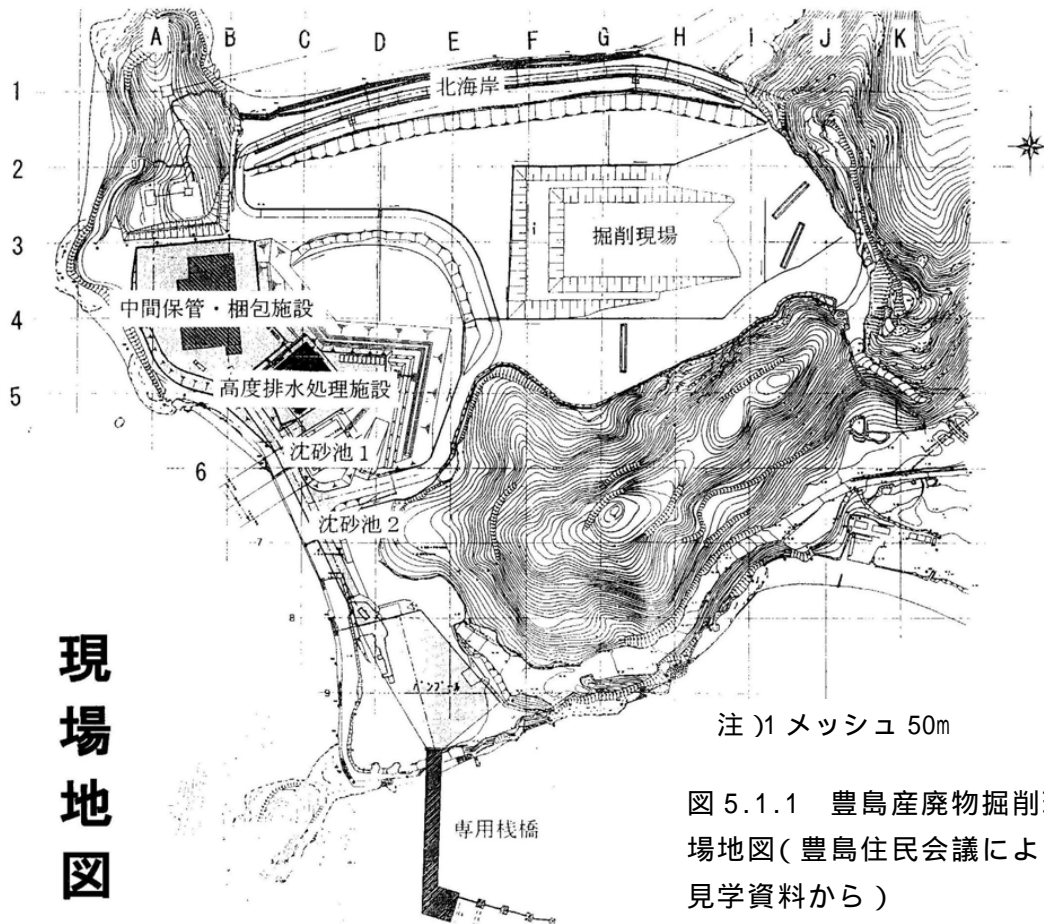
の作業にあわせて、一定の大きさ以上の金属、岩石等の特殊前処理物の選別、除去。

直島での中間処理を効率的に行なうため、土砂主体の山に熔融助剤（生石灰又は炭酸カルシウム）を添加し、重機を使って混合。

熔融助剤を混合した土砂主体の山と、シュレッダーダスト主体の山を重機を使って混合。

土砂とシュレッダーダストの混合後、化学反応による水素の発生を考慮し、約 2 日間養生。

養生済みの廃棄物等を中間保管・梱包施設へ、また、特殊前処理物を特殊前処理物処理施設へ搬入。



現場地図

図 5.1.1 豊島産廃物掘削現場地図(豊島住民会議による見学資料から)

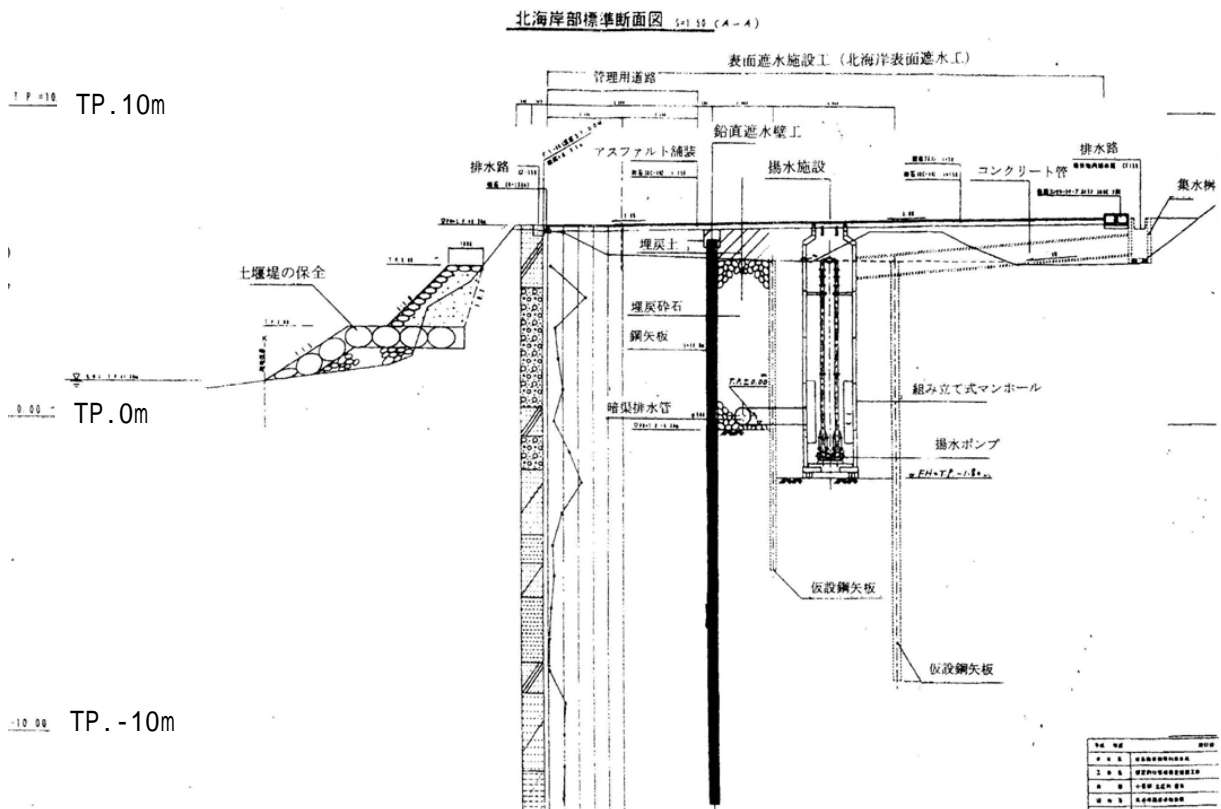


図 5.1.2 豊島産廃物掘削現場地図(豊島住民会議による見学資料から)

【豊島における中間保管と梱包施設】

掘削現場から運ばれた廃棄物等を一時保管し、コンテナダンプトラックに積み込む施設として、豊島現場内に中間保管・梱包施設が建設され、稼働している（写真 5.1.3，図 5.1.4）。また、大きな岩石，金属やシート，ホース等の長尺物などの前処理を行う特殊前処理物処理施設が併設されている。



写真 5.1.3 廃棄物不法投棄現場内に設置された廃棄物の中間保管と梱包施設

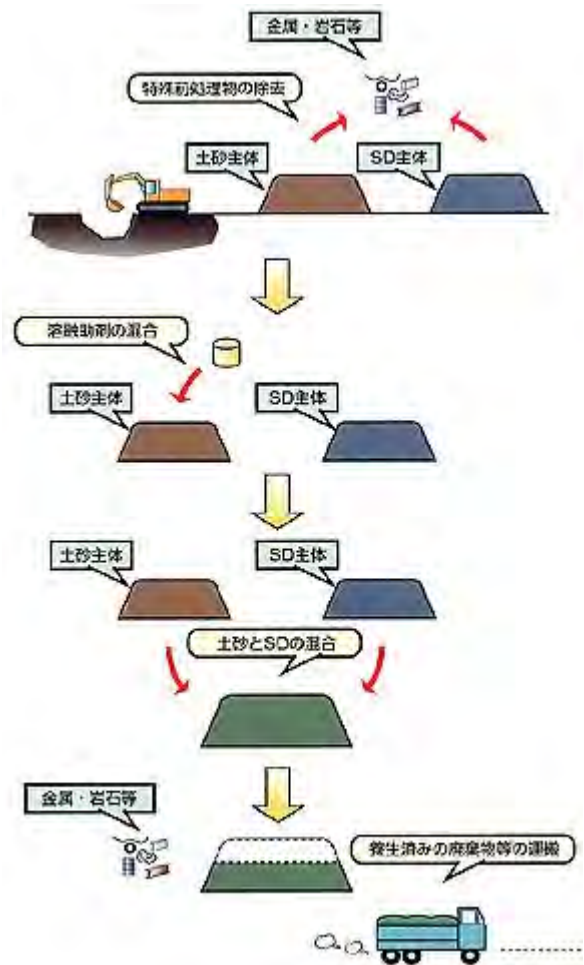


図 5.1.3 不法廃棄物の掘削方法（香川県・豊島問題ホームページより）

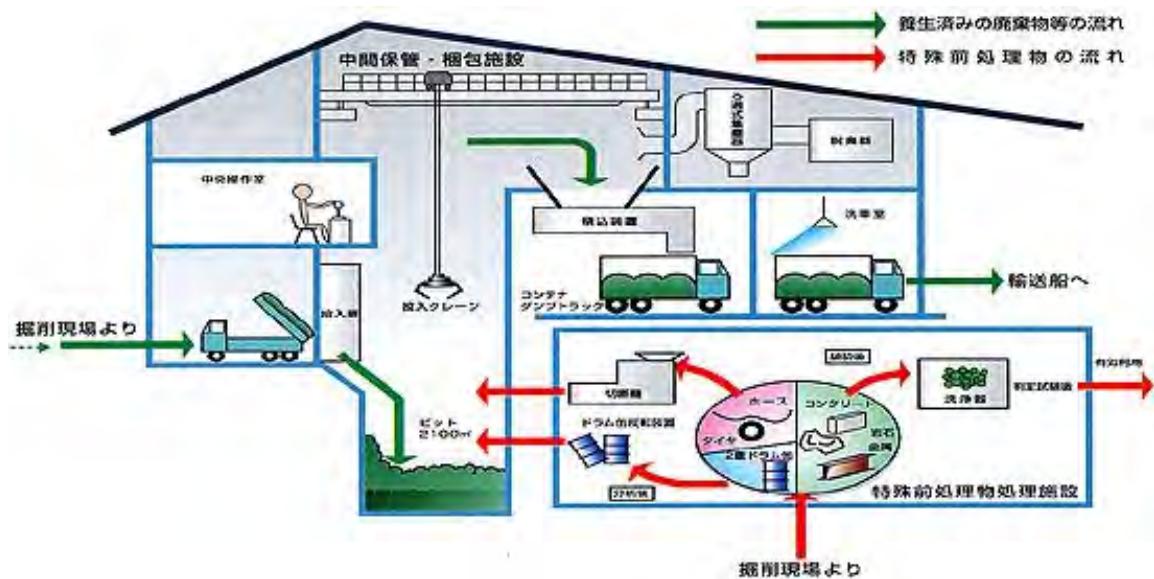


図 5.1.4 廃棄物の中間保管・梱包施設（香川県・豊島問題ホームページより）

5.2 STOP ，豊島石製鳥居をもつ家浦八幡神社

『家浦八幡神社』の鳥居は室町時代に建てられ、豊島石で造られた香川県では最古の石鳥居であり、香川県指定文化財にも指定されている（写真 5.2.1）。柱は太く適当なころびがあって上方で細くなる。また、柱には「于時文明六天（1474年）甲午霜月十五日」と刻まれ、室町時代の建築様式とも一致している。豊島石の淡い感じが神社の静寂さとマッチしている。

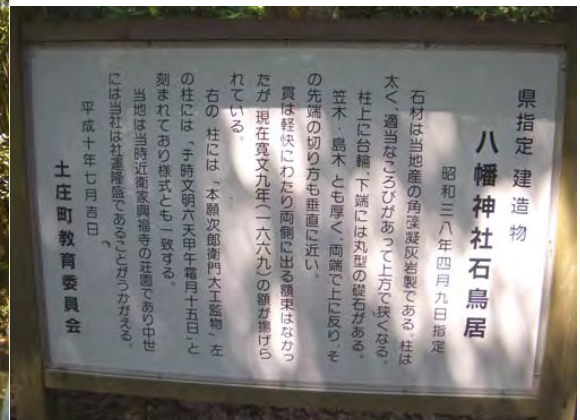


写真 5.2.1 家浦八幡神社の豊島石製石鳥居と土庄町教育委員会の案内板。

左下：石鳥居の石材の接写。角礫と思われる粒が多数認められる。

豊島石製の石鳥居は、岡山市宍甘にある往来神社にもあり、岡山県指定の文化財となっている（写真 5.2.2）。鳥居の島木と笠木は一石でできており、左右の端は真反りをみせ、両端を垂直に切っている。向かって右側の柱には「延徳二年（1490）庚戌閏八月吉日」と造立年代が刻まれている（岡山市の石造物 HP）。



写真 5.2.2 岡山市にある往来神社の豊島石製の石鳥居（岡山市の石造物 HP より）

5.3 STOP ・ ，春日川上流域のキャップロック地すべり

1) 地すべりの概要

香川県土庄町豊島の春日川上流地区には，上部に安山岩のキャップロックが発達した地すべり地がある（写真 5.3.1，写真 5.3.2）。地すべりは標高 300m 付近の山頂急崖付近から標高 100m 付近にまで，大小の地すべりブロックで幅 160～240m 規模の地すべり地を形成している。地すべりの深さは最上部の安山岩域では深さ 30m 程度，中腹の土庄層群分布域では深さ 10～20m 規模であり，地すべりは花崗岩までには及んでいないようである。



写真 5.3.1 春日川上流域のキャップロック地すべり全景



写真 5.3.2 左：春日川上流域のキャップロック地すべり地末端の排水ボーリング
右：地すべり地頭部のキャップロックを構成する安山岩の急崖，
地すべり地の南東方向から望む。

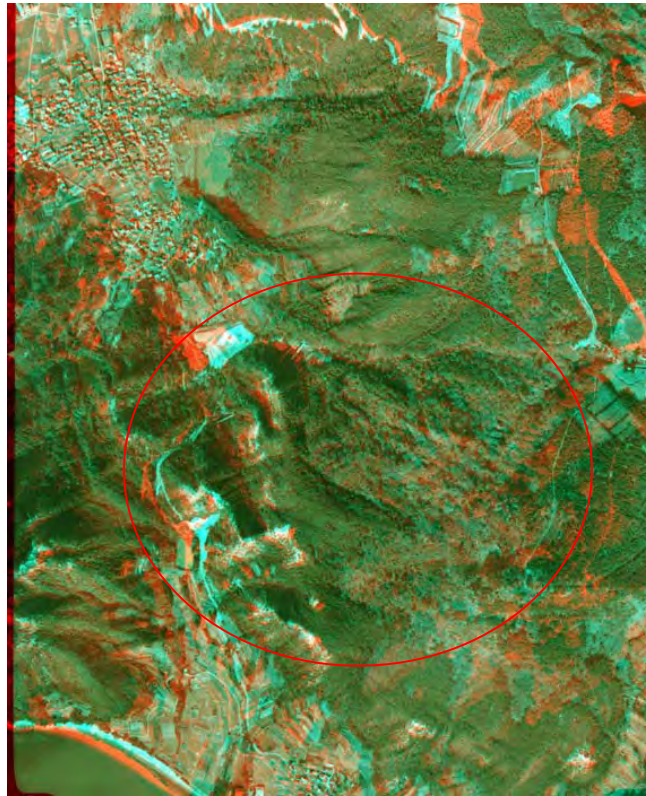


図 5.3.1 春日川上流域のアナグリフ画像（小笠原洋氏作成）

（注：赤青メガネで見ると立体的に見えます。アナグリフ画像とはステレオ撮影された 2 枚の画像より赤青メガネで鑑賞できる立体画像のことです。画像の作成にはフリーソフト Anaglyph Maker を使用。）

2) 本地すべりの特徴

本地点の地すべりは、上部のキャップロック地すべりと下部の崩積土地すべりに大別される（図 5.3.2）。

<キャップロック地すべり>

本地すべりは、低角度な讃岐層群 / 土庄層群境界の凝灰質泥岩をすべり面として、上部の安山岩が座屈し、後方へ倒れながらつま先が前面へすべり移動する地すべりである。滑落崖は柱状節理を分離面とする深さ十数 m のクレバスが発達し明瞭な段差を有する。土塊内部の構成物は、頭部は岩盤状を呈した安山岩と火山礫凝灰岩からなるが、末端部では岩盤形状を崩した巨礫群からなる。土塊内部では元々の地質層序は保たれている。

<崩積土地すべり>

本地すべりは、土石流や崩壊によって、高位のキャップロック地すべりから供給された岩屑が、ある規模で一体化してすべり移動する地すべりである。すべり面は崩積土内部または崩積土 / 基盤岩境界部にある。土塊内部は、本来の地質層序は保たれず、讃岐層群の岩片と土庄層群の砂や泥が混在している。

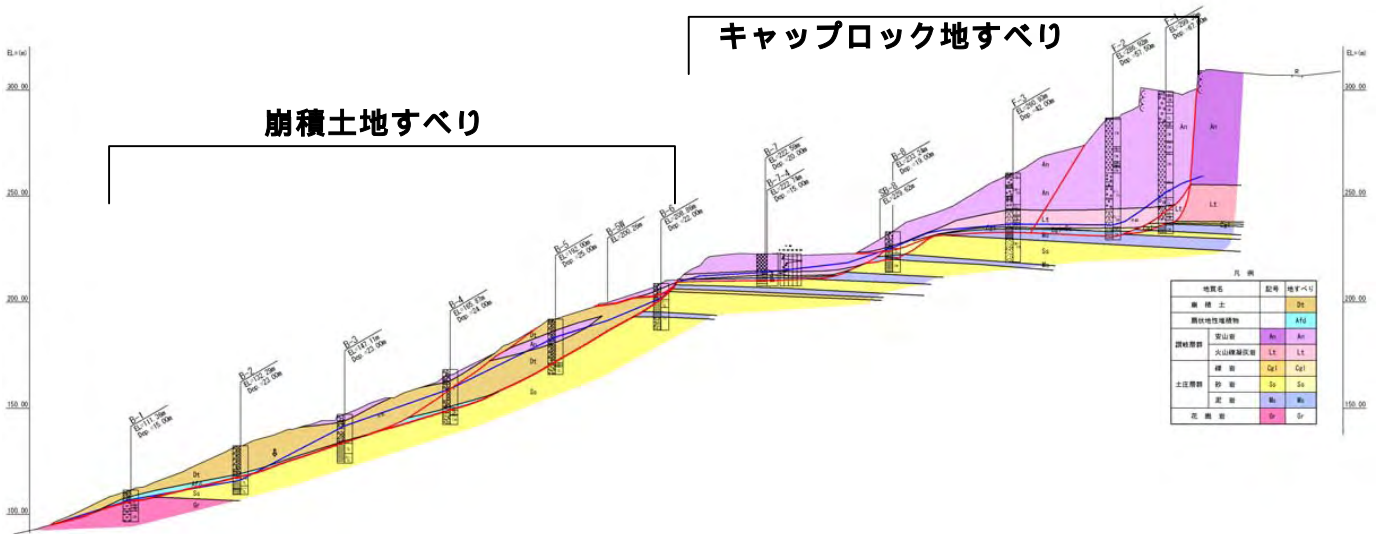
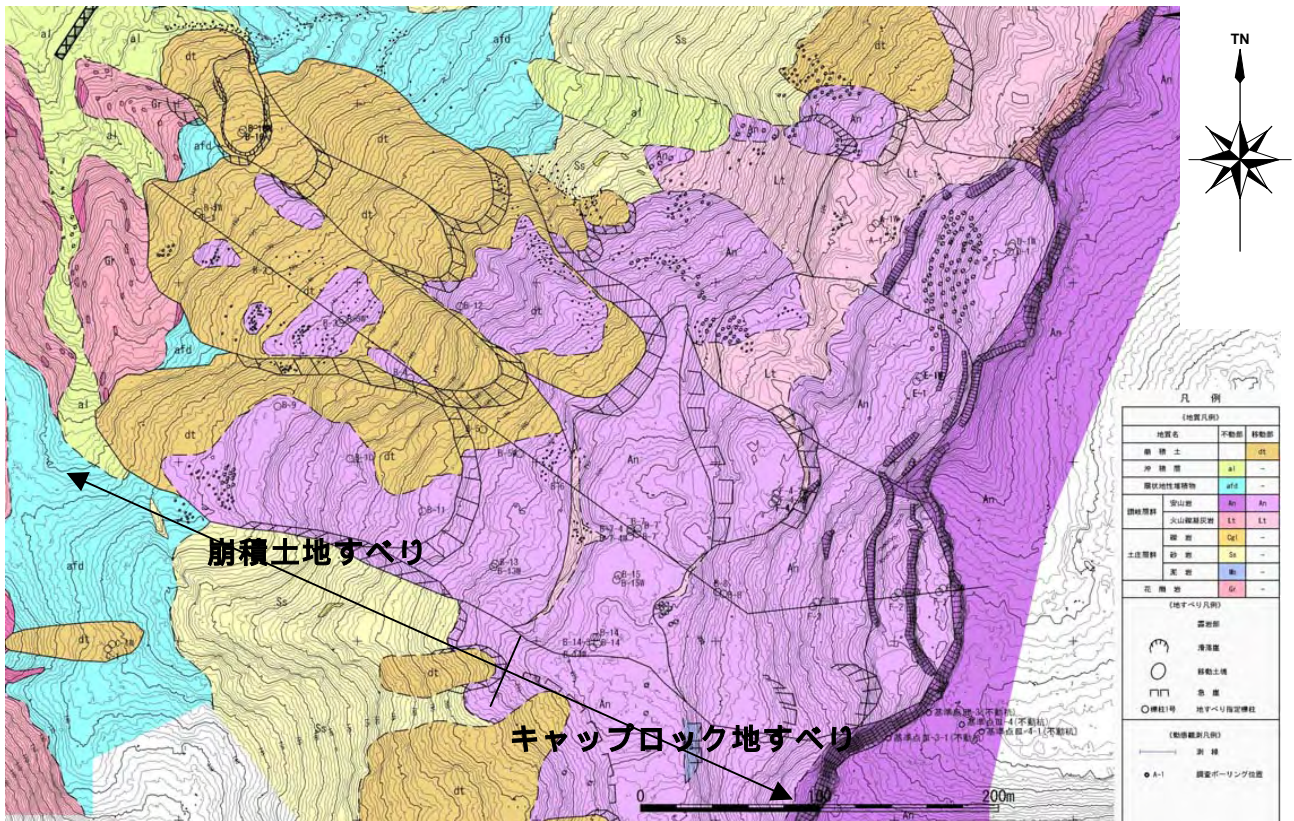


図 5.3.2 春日川上流地区地質平面図(上)と地質断面図(下)(香川県調査資料による)

3) 地すべりの発達史

本地すべりは、メサ地形縁辺部の緩みの発生 キャップロック地すべりの形成 キャップロック地すべりの拡大と崩積土地すべりの発生に至ったものと推定される(図 5.3.3)。

メサ地形縁辺部の緩みの発生

土庄層群の半固結凝灰質泥岩層の上位は、讃岐層群の安山岩類が厚く分布したキャップロック型の地質構造であるため、メサ地形の縁辺部では安山岩が不安定化した。この時、讃岐層群/土庄層群の境界部は塑性変形し、すべり面を形成し始めた。

キャップロック地すべりの形成

安山岩の緩みが進むと、讃岐層群 / 土庄層境界の平坦な面をすべり面とするキャップロック型地すべりが形成される。地すべり上部では安山岩と凝灰角礫岩は斜面後方へ倒れながら座屈、沈下していく。安山岩層の下部では巨礫状に壊れていくが、安山岩 / 火山礫凝灰岩の本来の層序関係は保たれた。下方斜面には、この地すべりから供給された岩屑が厚く堆積し始めた。

キャップロック型地すべりの拡大と崩積土地すべりの発生

キャップロック型地すべりの発達によって、そのすべり面は土庄層群内部にまで達し、土塊を下方斜面へ吐き出すため薄化する。この時、背後には新たなキャップロック地すべりが発生する。下方斜面の岩屑は上位からの供給によって厚みを増し、基盤岩との境界部をすべり面とする崩積土地すべりに発展した。この地すべりの末端部は、粘性の高い扇状地性堆積物を覆っており、これをすべり面として地すべりの分化が起きた。

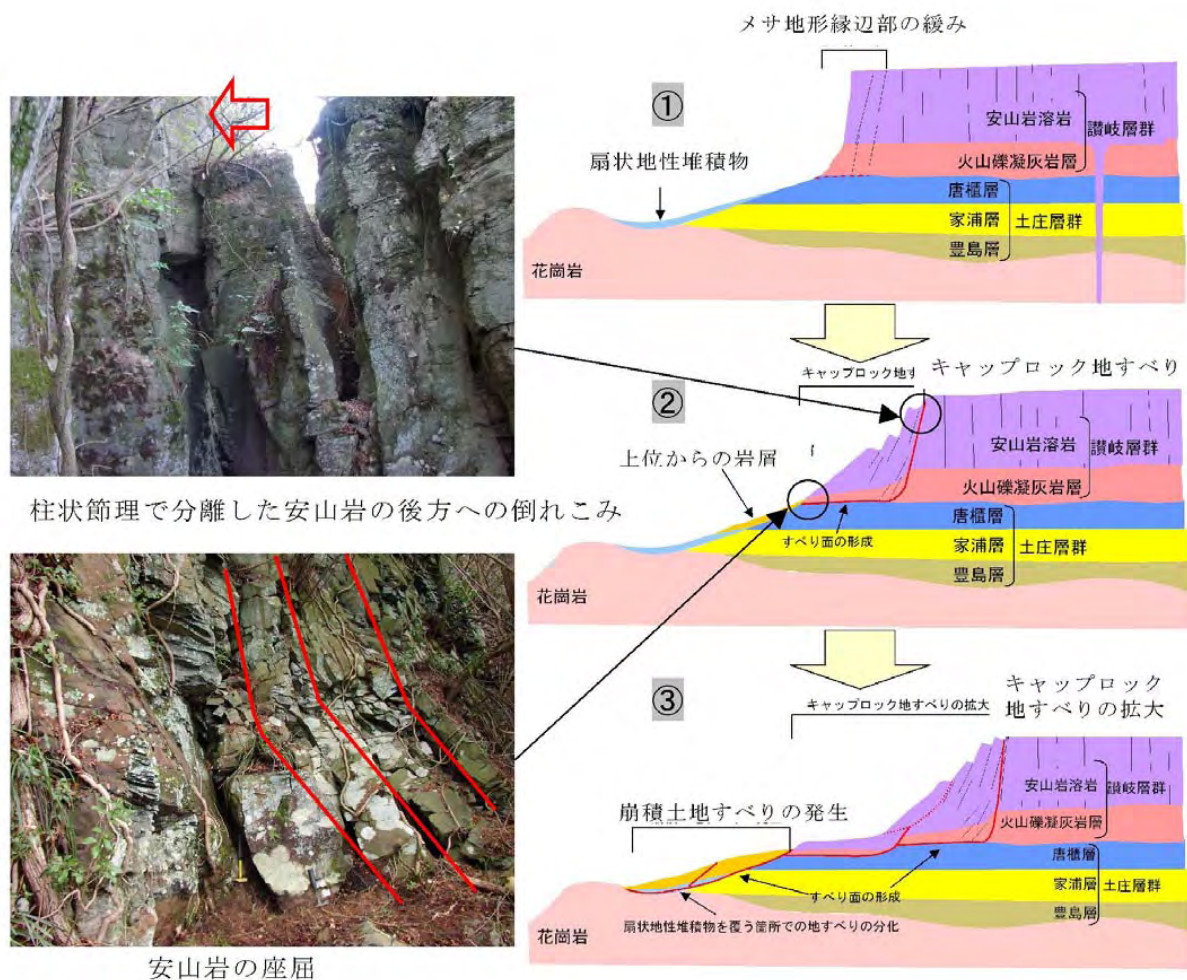


図 5.3.3 春日川上流地区の地すべり発達史 (香川県調査資料による)

5.4 STOP ，民俗文化財片山邸と豊島石の採掘，加工品

1) 民俗文化財片山邸のソテツ

豊島甲生地区には、幕末から明治にかけて西日本屈指の材木商であった片山家の江戸時代後期に建てられた“片山邸”が土庄町有形民俗文化財として、そして邸内にある巨樹の“ソテツ”は香川県指定天然記念物として保存されている(写真5.4.1)。

片山邸は地方富豪家の代表的な建物で、母屋、茶室、土蔵、離れ、納屋などからなり、約200年以前の建築習俗を今に残す貴重な邸宅である。大型石を配した枯れ山水の庭には、ソテツの巨樹がある。ソテツの樹齢は600年で、琉球王国からもってきたらしい(“豊島へ行こう”公報チラシ)。

県道を挟んだ片山邸の反対側には、豊島石製の井側やお地蔵様の祠がある(写真5.4.2)。



写真 5.4.1 左：土庄町有形民俗文化財片山邸，右：外塀からはみ出したソテツ



写真 5.4.2 豊島の島内道路沿いに見られる豊島石製品，左上：お地蔵様を守る祠(左端)，右上：左上の拡大，左下：井筒と流し，右下：お地蔵様を守る祠

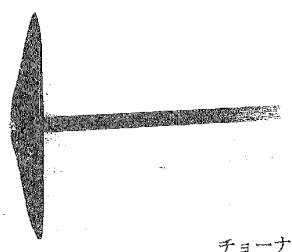
2) 豊島石の概要

香川県小豆郡土庄町豊島から産出する角礫凝灰岩は、その独特の色調（灰白色ないし黒色に近い）や風合いと加工しやすく火に強いという特性をもち、“豊島石”と呼ばれて江戸時代から世に広く知られ、各種の作品と製品が生み出されてきた（石の民族資料館，2003）（写真 5.4.3）。豊島石は桂離宮を代表する庭園の燈籠など美術的価値が高い一方（写真 5.4.4），多くは井筒や火炉，かけい，かまどなどとして人々にとって身近な生活用品を作る石でもあった。

桂離宮の石燈籠の半分は豊島石で作られたものであると言われるほどである。また，島内のあちこちに，豊島石製の燈籠や鳥居（5.2章参照），祠をみることができる。豊島石は柔らかくて加工が容易で，火や炎に強い特性から，主に燈籠や茶釜の炉などに利用されてきた。豊島石による工芸品は，香川の伝統工業品に指定されているが，最近大丁場が閉鎖され，その伝統が途絶えようとしている。



写真 5.4.3 左上，右上：豊島石の坑道掘削の坑口，左下：坑道内の掘削面，右下：豊島石製燈籠の製作状況（写真は香川大学・長谷川修一が2002年に撮影）



チョーナ

図 5.4.1 豊島石の掘削と細工に使われたチョーナ（さぬき石物語展資料，2003）



写真 5.4.4 豊島石の石燈籠（瀬戸の島々ホームページから）

3) 豊島石の歴史

豊島石の歴史は古い。伝承によると、平安時代末期ごろ香川県観音寺の某僧が、細工が容易であることを発見し、六地藏を彫刻したのがはじまりと言われている（石の民族資料館，2003）。

5.2 章では、室町時代の名のある豊島石製の石鳥居を 2 例示した。

1799 年（寛政 11 年）に発刊された『日本山海名産図会』（平瀬補世著，部関月挿画）には、“讃州豊島石細工所”として紹介されている（若山，2006）。そこには、「豊島石の石理（いしめ）は、石くずが集まり固まったようなもので、軽石に似て石理は粗い。そのため水たらいなどに用いては水が漏ってしまう。しかし、火に強く損壊しない。」と紹介されている。図 5.4.2 の山海名産図会には“讃州豊島石細工所”と記され、チョーナ（図 5.4.1，先が尖ったハンマー）を使って井筒などの製作の様子が描かれている。

4) 豊島石の坑道と掘削方法

さぬき石物語展資料（2003）により、坑道の規模と坑道の掘削方法を紹介する。

豊島石は露天掘りとともに規模の大きい坑道による掘削地（アナ丁場とか大丁場と呼ばれる）がある。

坑道掘削地（大丁場）は、壇山の南側山腹，標高約 230m にあり，明治 42 年に開口し，4 つの坑口が並列しているが，奥で連結しており，奥行きは 250m である。中央部の最初に開口した坑道の高さは約 15m である（写真 5.4.3 の左上，右上）。

豊島石の石は軟質なのでチョーナで溝を掘ると同時にヤ（鉄のクサビ）とゲンノウを用いて石を割る。大丁場では，コベリと呼ばれる職人が上部から奥行き 1 尺，高さ 8 尺ほどを幅 7，8 寸角，奥行 1 尺を基準に切り取る。その後，カブトリと呼ばれる職人がつづいて寸法に応じた石を切り取る。コベリには石質を見る目と坑道を開いていく技術が求められた。また，掘削時にはキズがある箇所では，キズを利用して掘削された。



図 5.4.2 江戸時代発刊の日本山海名産図会中の豊島細工所（若山,2006）

5) 豊島石の物性

長谷川（2004）によれば，凝灰質礫岩からなる豊島石は，かさ密度が 2.35g/cm^3 ，S 波速度が 1.29km/sec ，P 波速度が 2.66km/sec であり，点載荷強度は 1.81kN/mm^2 の堆積軟岩である（表 5.4.1，表 5.4.2）。

表 5.4.1 香川県産の岩石試料（長谷川ほか，2004）

記号	石材名	岩石名	採石地	提供
Gm	庵治石(中目)	黒雲母花崗岩	庵治町	(有)高橋石材
Gf	庵治石(細目)	黒雲母花崗岩	庵治町	(有)高橋石材
S	サヌカイト	古銅輝石安山岩	坂出市金山	(株)興仁
T	豊島石	凝灰質礫岩	土庄町豊島	(有)豊島石材
A	鷺の山石	角閃石安山岩	国分寺町鷺の山	(株)興仁
R	高松クレーターの石	流紋岩質凝灰岩	高松市	マツノイパレス

表 5.4.2 香川県産岩石試料の基本物性（長谷川ほか，2004）

試料名	密度 (g/cm^3)		吸水率 (%)	S 波速度 (m/s)		P 波速度 (m/s)		点載荷強度 (kN/mm^2)	
	乾燥	湿潤		乾燥	湿潤	乾燥	湿潤		
庵治石	中目	2.64	2.65	0.36	2098	2036	4406	5047	9.41
	細目	2.63	2.64	0.33	2191	2205	4761	5284	11.85
サヌカイト	2.60	2.60	0.04	2337	2367	6030	5922	12.92	
鷺の山石	2.35	2.42	3.18	1530	1360	3025	3351	5.09	
豊島石	1.71	2.02	18.25	1292	1168	2666	2643	1.81	
高松クレーターの石	1.72	2.01	16.72	1483	1276	2887	2625	1.81	

5.5 STOP ，土庄層群とオリーブ園

豊島を周回する県道沿いの東部には，栽培面積日本一のオリーブ園があり，県道の切土のり面では土庄層群の露頭を観察することができる。また，この付近から南側に広がる瀬戸内海と屋島等が望め，その眺望も素晴らしい（写真 5.5.3）。

1) 土庄層群と古期崖錐堆積物の露頭

豊島東部の「稲塚」地区では，県道に沿って切土のり面が連続しており，ここでは古期の崖錐堆積物や土庄層群が露出する（写真 5.5.2）。

崖錐堆積物は壇山の中腹斜面に広く分布するもので，讃岐岩質安山岩の転石を多く混える礫質土であり，礫や転石の突き出た不陸の多いのり面を形成している。崖錐堆積物の締まりは良好であり，古期の崖錐堆積物と考えられる（写真 5.5.1）。

ここに分布する土庄層群は，豊島の中で最下層を構成する豊島層である。写真 5.5.2 に示すように，全体としては固結した中・粗粒のアルコース砂岩層であり，数 cm の花崗岩等の円礫を混在する。

この付近ののり面は，古期崖錐堆積物，豊島層，いずれも粘土分が乏しいために，植生工が根付きにくく裸地が目立っている。



写真 5.5.1 古期崖錐堆積物と安山岩転石



写真 5.5.2 土庄層群（豊島層）の露頭

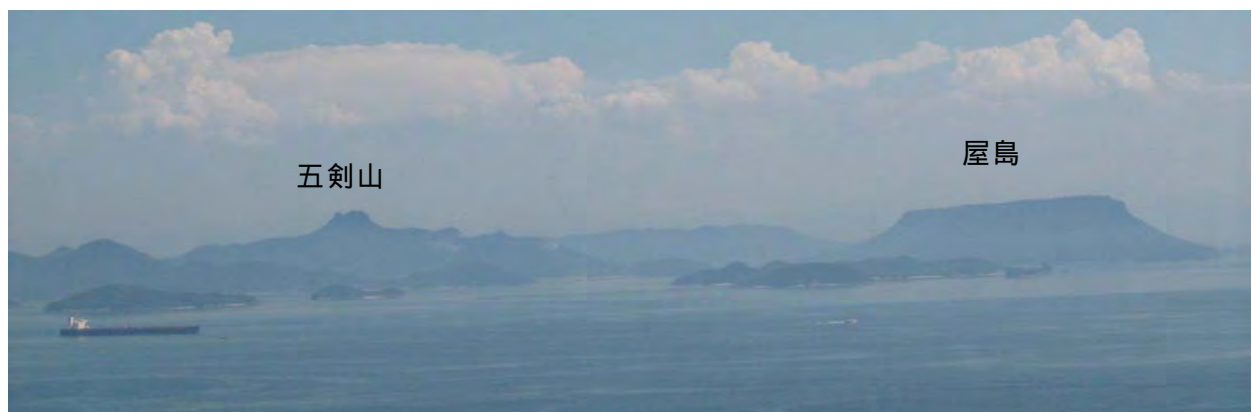


写真 5.5.3 豊島から見る五剣山と屋島

2) オリーブ園

豊島東部の「稲塚」地区には、東洋でも最大の“東洋オリーブ園”がある。単園の面積としては、日本一の規模を誇る。世の中に出回っているオリーブ製品のほとんどは、小豆島とここ豊島のオリーブ園からのものである。



写真 5.5.4 オリーブ園と檀山を取り巻く安山岩急崖（右手奥）

以下、小豆島オリーブ公園ホームページ資料を中心に、日本のオリーブの起源について紹介する。

オリーブは地中海地方東部が原産とされ、比較的乾燥に強いことから、スペインやイタリアなどの地中海地域で広く栽培されている。日本での栽培は、香川県小豆島で 1910 年頃 はじめて成功した。穏やかな地中海性気候に類似した小豆島や豊島の気候は、オリーブ栽培に適していたようである。

紀元前 14～12 世紀の間には、シリアからトルコを経てギリシャへ広がり、15 世紀末のアメリカ大陸発見とともに、オリーブの栽培は大西洋を越えて南アメリカの国々まで伝わったとされている。現在では南アフリカ、オーストラリア、中国、そして日本においても栽培されている²⁾。

小豆島に初めてオリーブがやってきたのは明治 41 年のことで、当時の農商務省が三重、鹿児島、香川の三県で、アメリカから輸入した苗木を使って試作を行ったのが始まりのようである。

他の地域が木の成長に伸び悩み栽培を断念する中、小豆島の西村地区に植えたオリーブだけが順調に育ち、大正の初めには搾油が出来るほど実をつけるまでになった。日本にしか生息しないオリーブアナアキゾウムシの被害にも悩まされ続けてきましたが、栽培管理を担った地元農家のたゆまぬ努力の積み重ねが、栽培の成功へとつながった。その後、一般の農家でも栽培されるようになり、栽培面積は徐々に広がってきた。その間、昭和 29

年には香川県の県花，昭和 42 年には県木にも指定された。

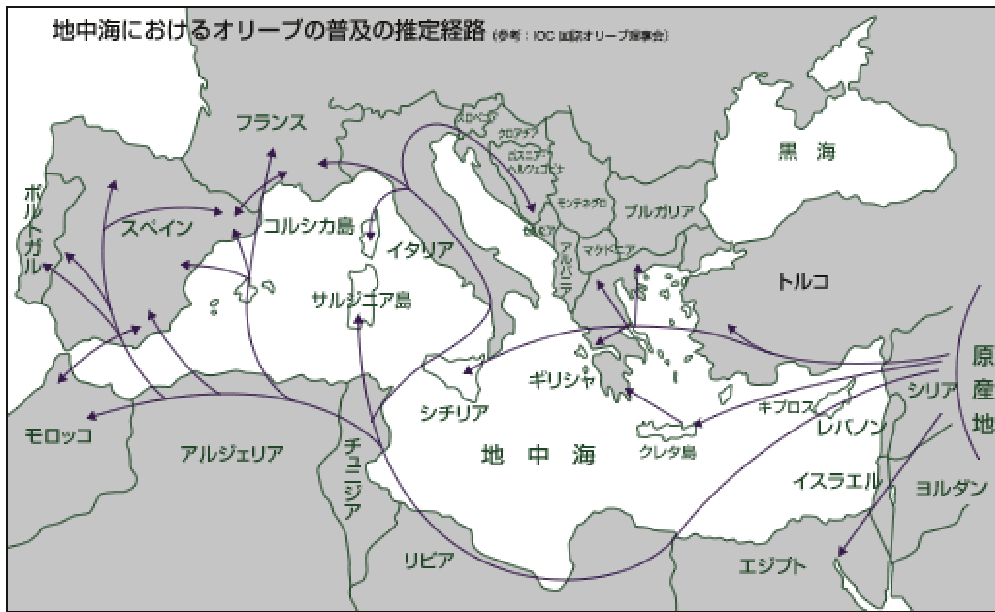


図 5.5.1 地中海におけるオリーブの普及の推定経路
(小豆島オリーブ公園ホームページより)

5.6 STOP ・ ，唐櫃地区の清水霊泉と古期地すべり地形

1) 唐櫃地区の概要

豊島の東側，檀山の北東山麓の唐櫃（からと）地区には，『唐櫃の清水』あるいは唐櫃の『清水霊泉』と呼ばれる湧水地がある（写真 5.6.1）。この湧水地は，山頂近くに古い滑落崖を有し，幅 1,000m，比高差約 240m の古期地すべり地形の中腹，標高 110m 付近に位置する（図 2.2）。湧水箇所の地質は，凝灰角礫岩と岩土庄層群と境界付近に相当するものと思われる（図 5.6.1）。

この『清水霊泉』弘法大師が喉の乾きを覚え，自ら地面を掘ったところ，清らかな水がこんこんと湧き出たと伝えられている。この湧水地は，水道がないころに使われていた流し台や洗濯場の跡が保存されており，かつての住民の水に係わる生活の姿が覗える。



写真 5.6.1 唐櫃の霊泉，上：全景，写真下部には洗濯場の跡が保存されている。下：湧出口の近景，湧出口は不明瞭ながら，凹地地形に位置している。



写真 5.6.2 唐櫃地区の清水霊泉と古期地すべり地形，東側の海上から望む。

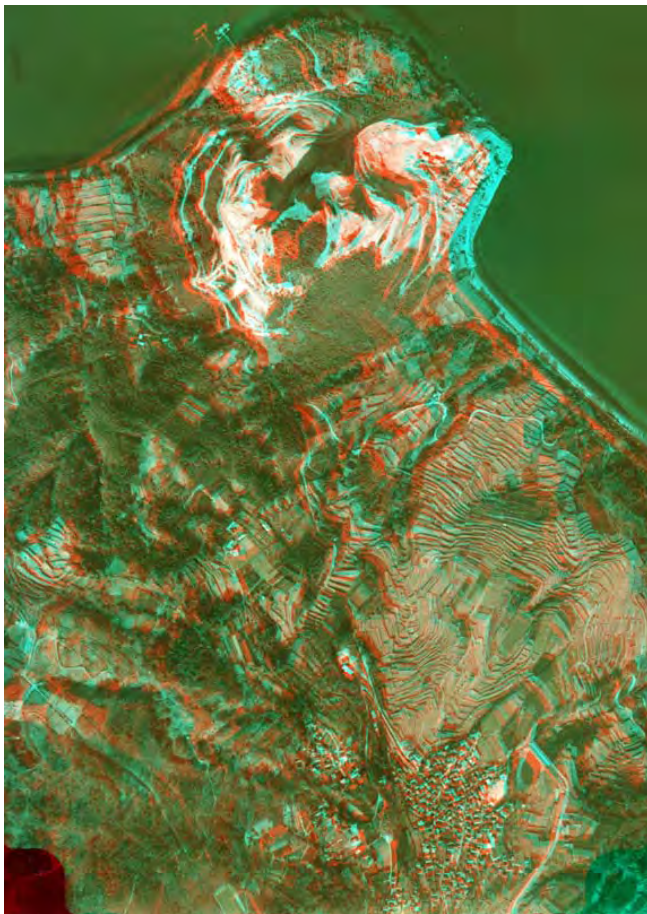


図 5.6.2 唐櫃地区のアナグリフ画像（小笠原洋氏作成）
（注：赤青メガネで見ると立体的に見えます。）

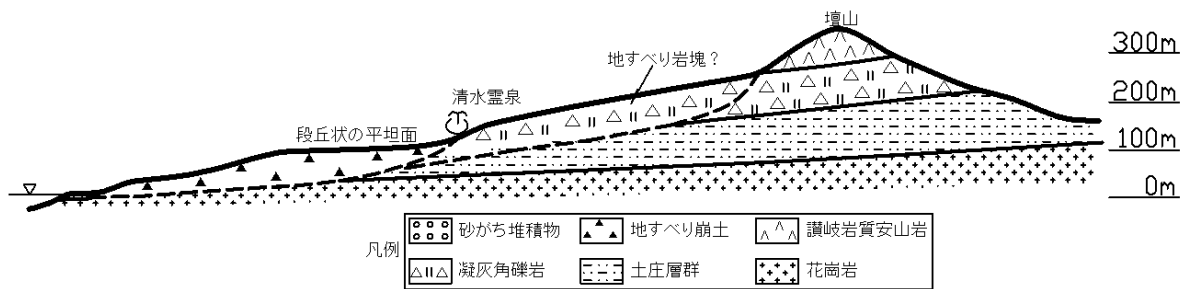


図 5.6.2 唐櫃地区の地すべり地形断面と湧水箇所（断面位置は図 1.1 に示す）

2) 霊泉の水質分析

2008年7月12日の湧水試料を用いて、pH、電気伝導度と Na^+ 、 K^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 Fe^{2+} 、 Mn^{2+} の陽イオン、 SO_4^{2-} 、 Cl^- 、 HCO_3^- の陰イオンの組成を調査した。pHは7.3でほぼ中性、電気伝導度は16.5mS/mと一般河川水より大きな値を示す(表5.6.1)。

唐櫃湧水の水質組成は、陽イオンが Ca^{2+} 、 Na^+ イオンを主とし、陰イオンが HCO_3^- 、 SO_4^{2-} を主とし、トリリニアダイアグラムでは $\text{CaSO}_4 \cdot \text{CaCl}_2$ 型に区分され温泉水に近い組成を示すがその濃度は小さいようである(図5.6.3)。

なお、唐櫃地区の清水霊泉地点から海(東)側下方の標高90m付近を見ると、平坦面が認められ(写真5.6.3)、海岸段丘面の可能性があり、地すべりの発生を含む地形発達史についての説明が望まれる。なお、香川県(1975)は、唐櫃地区の標高220m以下にある緩斜面は崖錐堆積物状の円磨していない砂礫で覆われるが、その一部は河成礫らしい部分があり上位台地(高位段丘相当)と分類している。



写真 5.6.3 唐櫃地区の清水霊泉から東(海)側の平坦面を望む。

表 5.6.1 唐櫃湧水の水質分析結果

分析項目	単位	分析値	単位	分析値	分析方法と分析基準 ²⁾	
pH	-	7.3 ¹⁾	-	-	ガラス電極法	分析基準, -5.3.1
電気伝導度	mS/m	16.5	-	-	白金黒電極法	分析基準, -4.3.1
Na ⁺	mg/L	11.3	meq/L	0.49	ICP発光分析法	分析基準, -39.3.2
K ⁺		2.43		0.06	ICP発光分析法	分析基準, -40.3.2
Ca ²⁺		10.6		0.53	ICP発光分析法	分析基準, -41.3.2
Mg ²⁺		4.86		0.40	ICP発光分析法	分析基準, -42.3.2
Fe ²⁺		0.15		0.01	ICP発光分析法	分析基準, -31.4.4
Mn ²⁺		<0.1		<0.1	ICP発光分析法	分析基準, -32.4.3
SO ₄ ²⁻		19.8		0.41	イオンクロマトグラフ法	分析基準, -48.3.1
Cl ⁻		14.1		0.40	イオンクロマトグラフ法	分析基準, -45.3.1
HCO ₃ ⁻		30		0.49	赤外線分析法	分析基準, -57.3.2

注1)分析は20℃での分析値

注2)分析基準は国土交通省監修, 河川水質試験方法(案)-1997によった)

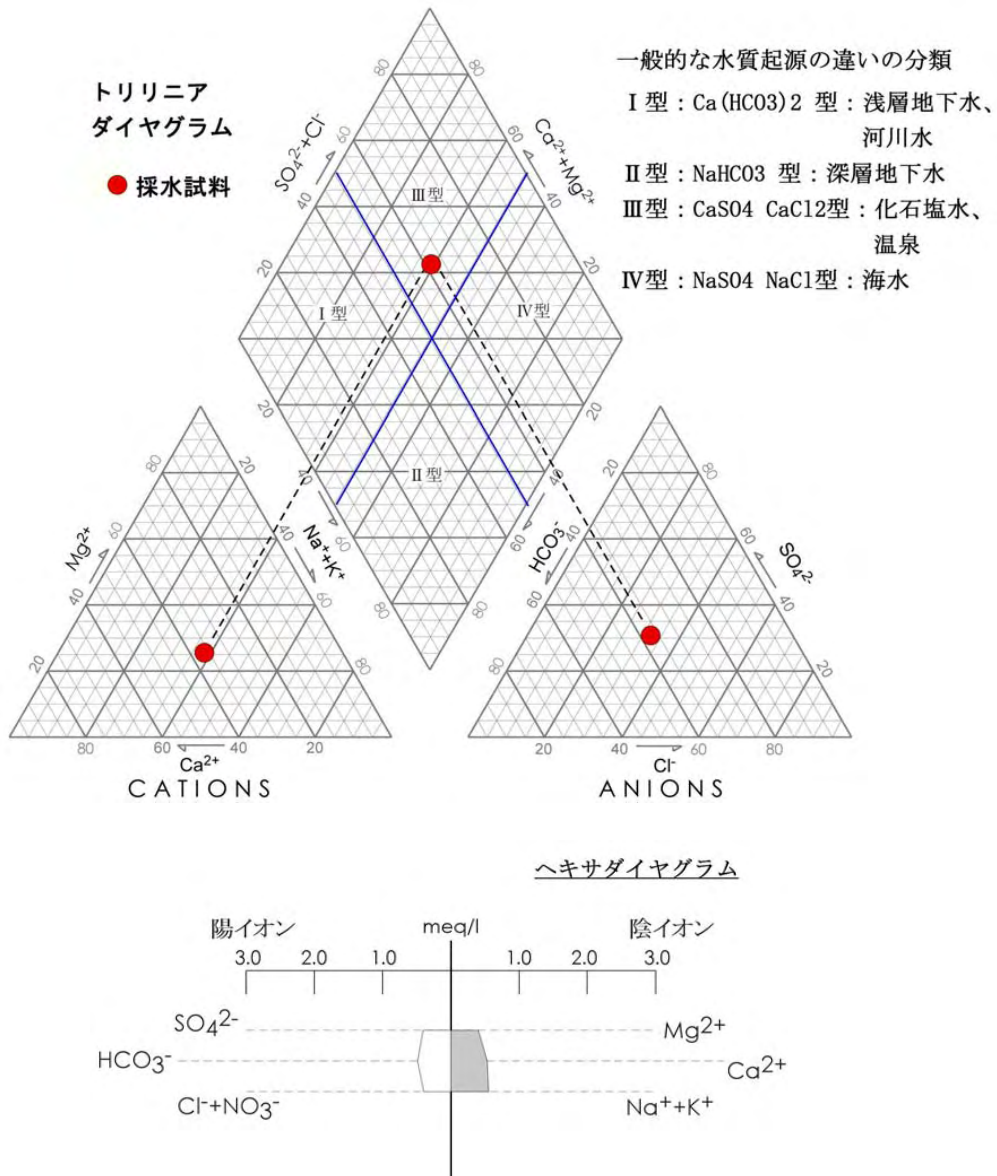


図 5.6.3 唐櫃湧水のトリリニアダイアグラム, ヘキサダイアグラム

3) 唐櫃地区の地すべりの特徴

本地すべり地は山頂の壇山から供給された崩積土が、複数のブロックに分化して移動する地すべりと考えられる(図5.6.4)。

壇山の台地縁辺部には急崖斜面が連続しており、その下部に緩斜面が断片的に認められる。この急崖斜面は、キャップブロック型の古期地すべりによる古い滑落崖と考えられ、下部の緩斜面は、その移動部の一部と考えられる。さらに下方の緩斜面～平坦面にも、いくつかの滑落崖が認められ、その形状から推定される地すべりの移動方向は、いずれも唐櫃川へ向かって収束している。最末端部は、谷幅の狭いボトルネック部に位置している。唐櫃地区の地すべりは、春日川上流地区の地すべり地に比較して、開析の進んだ地すべり地形を呈している。

地すべり土塊の構成物は、土庄層群起源の砂や泥をマトリクスとし、讃岐層群起源の安山岩や火山礫凝灰岩の角礫～亜角礫のほか、土庄層群から洗い出された円礫が混在した崩積土からなる。地すべりの深部では、岩盤状を呈した土庄層群が土塊の一部をなしている。

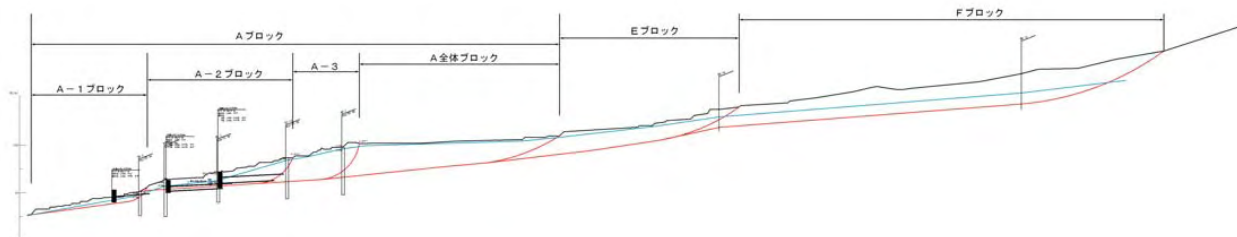
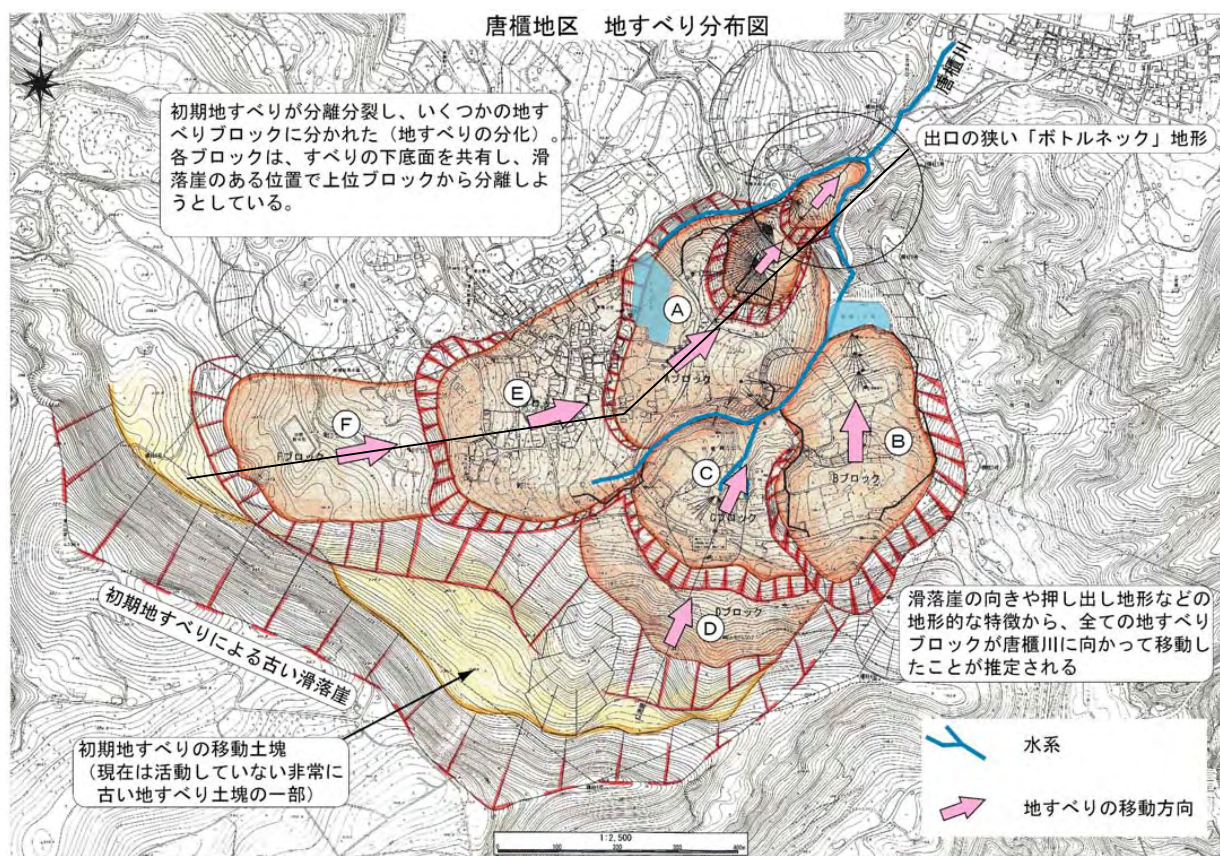


図 5.6.4 唐櫃地区地すべり平面図(上)と断面図(下)(香川県調査資料による)

なお、唐櫃岡集落のある極めて平坦な地形面は段丘堆積物とする見解（香川県，1975）がある一方、長谷川・斎藤（1989）の崖錐堆積物とする見解もある。堆積物中には土庄層群起源の円礫のほか、讃岐層群起源の安山岩や火山礫凝灰岩の角礫～亜角礫が多数含まれ、インプリケーション等の堆積構造に乏しいようである。地すべり地形の発達史と併せて、今後の研究が望まれる。

4) 唐櫃地区の地すべり機構

唐櫃地区の地すべりの地質的素因は、上部のキャップロック構造と非常に緩い流れ盤構造にあるものと考えられる（図 5.6.5）。

土庄層群を基盤とする崩積土地すべりであるが、上位のブロックほど岩盤状の安山岩が含まれることから、春日川上流地区と同じく、地すべり初期の段階ではキャップロック地すべりが存在していたものと推測される。地すべりの発達に伴って分化を繰り返しながらすべり面は土庄層群の深部へと達し、現在の形へ姿を変えていったものと考えられる。また、春日川上流地区の地すべりに比較して規模が大きいことも特徴の一つであり、この理由として、土庄層群が緩い流れ盤をなすこと、より古い時代から活動した地すべりであることが挙げられる。

唐櫃地区では、「唐櫃の清水」に代表されるように湧水が多い特徴がある。唐櫃川の源頭部付近では、常に湧水が認められ、周辺ではこれを利用した水田が広がっている（図 5.6.6）。このような地下水は、壇山の柱状節理の発達した安山岩が貯留層になっているものと考えられる。

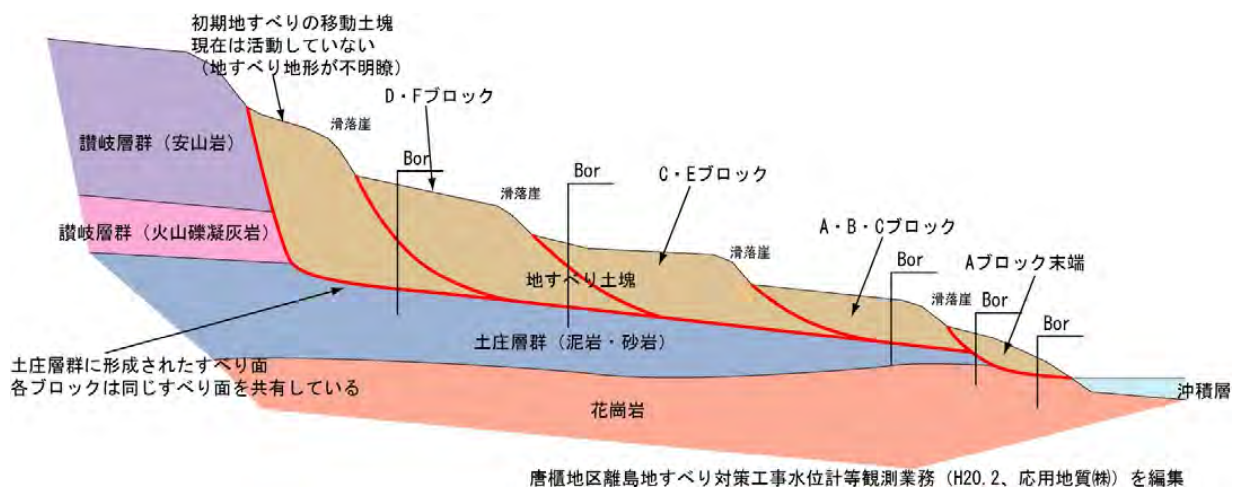


図 5.6.5 唐櫃地区の地すべりの模式断面図（香川県調査資料による）

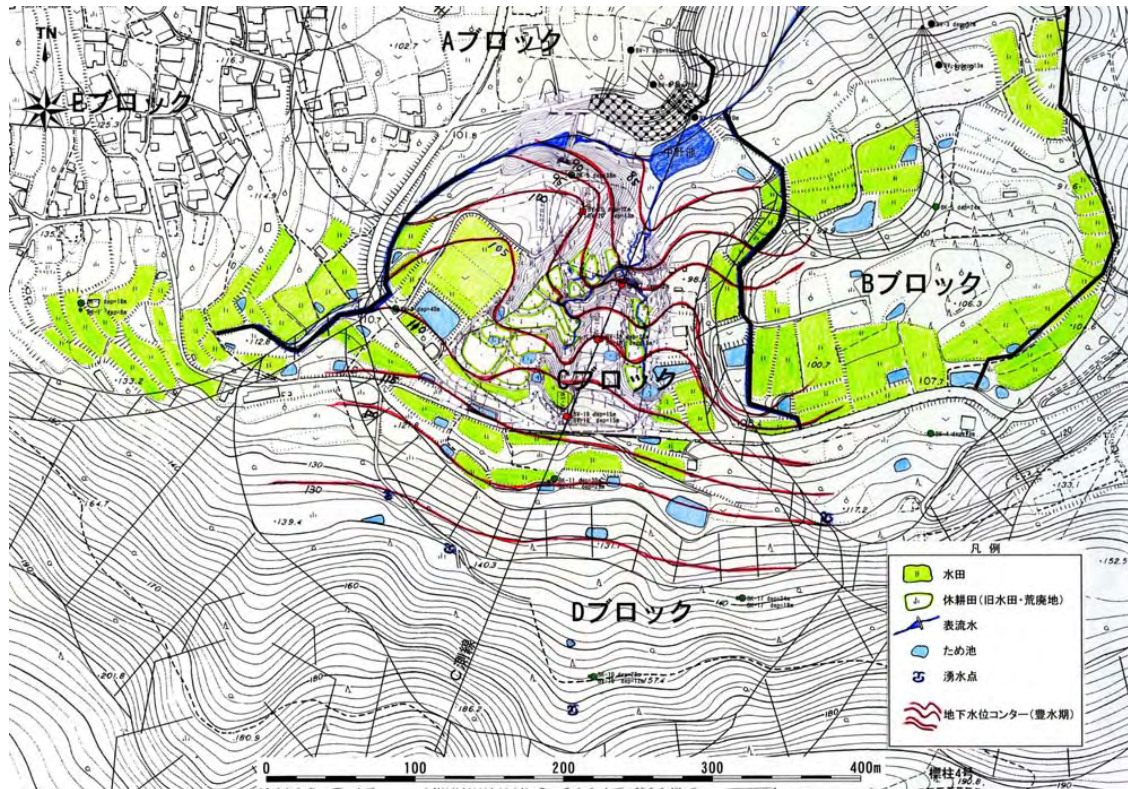


図 5.6.6 唐櫃地区Cブロック周辺の湧水・ため池・水田の分布図
(香川県調査資料による)

5) 唐櫃地区地すべり地における集水井の工事事例

唐櫃地区地すべりについては、一部で集水井による地すべり対策工事が実施、報告されているので(森, 2005), その工事事例を紹介する。森(2005)によると、唐櫃地区の南東部にある地すべりブロックの地質は、花崗岩類の上面に層準として最上位の安山岩類の硬質礫が含まれる地すべり性の岩屑が挟在し、その上部に移動したと推測される土庄層群(砂岩・泥岩)が分布している(図 5.6.7)。このように層序が逆転するため、地すべりはすべり厚さ 50m に及ぶ古期の大規模地すべり跡地であることが判明したとしている。現在、活動しているのは、厚さ 20m 程度(幅 200m × 長さ 350m)の二次すべりである。さらに、集水井の掘削中、ルーズな地すべり土塊が多量の湧水により崩壊し、集水井の井壁が変位したことを報告している。

このような地層の逆転については、規模の大きい崩壊や地すべりによる擾乱の可能性が高いが、その形成プロセスは不明で、大変興味深い。

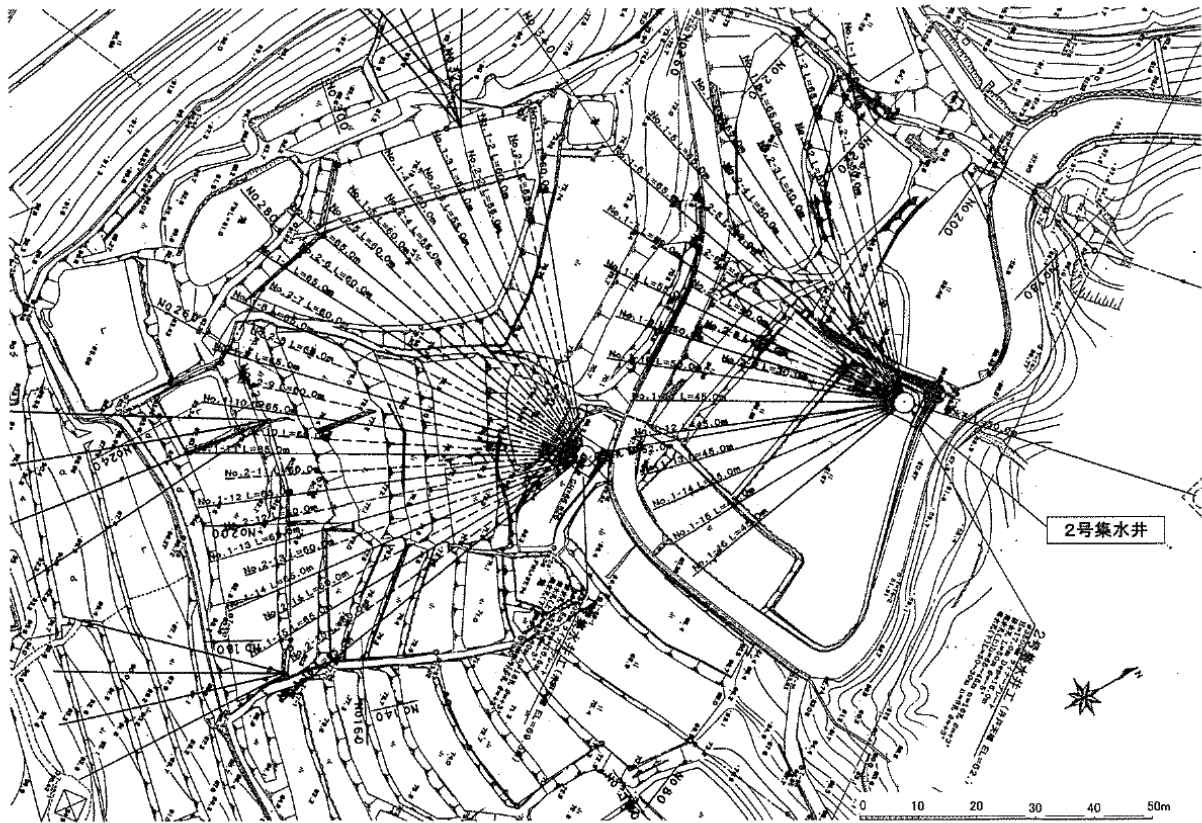


図1 工事平面図

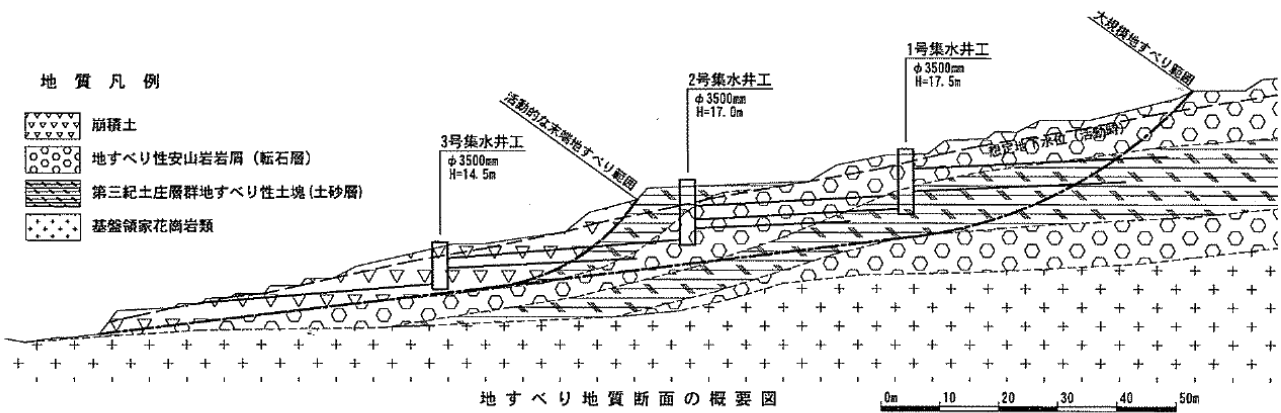


図2 断面概略図

図 5.6.7 唐櫃地すべり南東部の集水井と地質断面図 (森, 2005)

5.7 STOP , 土庄層群基底礫岩と花崗岩

1) 土庄層群と花崗岩の不整合露頭

豊島中学校の北側の海岸には、白亜系の花崗岩と基底礫岩層の発達する土庄層群との不整合の露頭がある。基底礫岩層中の礫は、径3~30cmの円礫からなり、マトリックスはアルコース、礫種はホルンフェルス、流紋岩、ひん岩、花崗岩、粘板岩と結晶片岩からなる（日本の地質8・四国地方、1991）。結晶片岩の起源については不明とされている。



写真 5.7.1 花崗岩と土庄層群の不整合（下写真は上写真の部分拡大）。
一見、接触面は断層のようにも見えるが、花崗岩との接触面の上方延長部には、断層面は認められない。



写真 5.7.2 土庄層群の基底礫岩に介在されるアルコース砂岩。

2) 花崗岩の露頭

海岸沿いでは、ピンク色のカリ長石を多く含む広島型花崗岩の露頭が見学できる。花崗岩はやや風化し、シーティング部に凹みと鉛直節理に沿うように形成されたタフォニが観察できる(写真 5.7.3)。



写真 5.7.3 広島型花崗岩のシーティングとタフォニ。

5.8 安山岩の採石跡

豊島の北東端、虻山の東側には安山岩の採石場跡を確認できる(写真5.8.1)。坂東ほか(1979)によれば、この付近の安山岩は讃岐岩質安山岩からなり、柱状節理は3~6角柱を呈し、土庄層群と讃岐岩質安山岩との接触部では、柱状節理が接触面にほぼ垂直な方向にできていることを報告している(図5.8.1)。



写真 5.8.1 虻山東側の安山岩の露頭と採石場跡。写真右手の海岸沿いの露頭では鉛直方向の柱状節理が認められる。

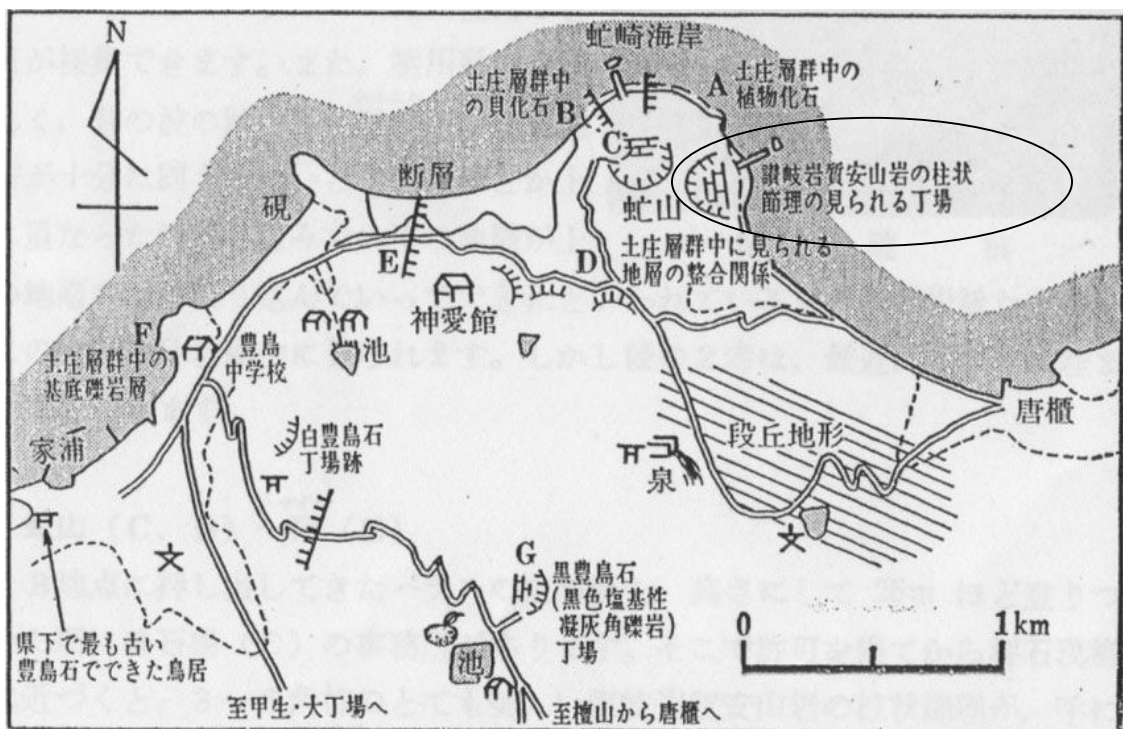


図 5.8.1 讃岐岩質安山岩砕石場他豊島案内図(坂東ほか, 1979)

5.9 瀬戸内火山岩類とアルカリ骨材反応

アルカリ骨材反応とは、セメント中に含まれている Na_2O 、 K_2O のアルカリ成分と反応性のある骨材中のシリカ成分が化学反応し、生成されるアルカリシリカゲルが水分の供給により膨張する現象で、コンクリートが膨張圧でひび割れを生じ強度低下をもたらす。アルカリ骨材反応には、骨材の主成分によってアルカリ・シリカ反応とアルカリ・炭酸塩反応に分けられるが、日本で問題となったそれは、大半がアルカリ・シリカ反応と考えられている。

瀬戸内火山岩類のうち、安山岩はコンクリート骨材として用いるとアルカリ骨材反応が発生することがある。安山岩骨材に含まれる反応性鉱物は、クリストバライト、トリジマイト、火山ガラス、チャート質骨材に含まれる反応性鉱物は、潜晶質石英、玉髄、非晶質シリカである(岩月ほか、1998)。

石英のような結晶質シリカは、低アルカリ性であれば安定で pH10 以下では 100ppm 程度の溶解に比べて、結晶度が悪い非結晶質のシリカの溶解度は pH10 以下では 1000ppm に達する(ひかり化成 HP)。

岩月ほか(1998)は、瀬戸内火山岩区(豊島も含まれる)に属する斜方輝石安山岩などを骨材とする 10 年に及ぶモルタルバーの貯蔵結果を報告している。ただし、岩月ほか(1998)の論文では産地は明記されていない。岩月ほか(1998)によると、瀬戸内火山岩区に属する斜方輝石安山岩は、化学法(JIS A5308)の結果では、“無害ではない”に属すること(表 5.9.1)、X線回折による定量分析から、安山岩中にはクリストバライト、トリジマイト、火山ガラスの反応性鉱物が 13~20%程度、一部は 52%含有されていることを報告している(表 5.9.2)。さらに、10 年に及ぶモルタルバー貯蔵(初期の 2 年間は 38 度の恒温、以後室温)における膨潤結果(図 5.9.1)では、貯蔵 6 ヶ月~2.3 年でほとんど主要な膨張を終えるが 10 年経ても若干の膨張を示すものがあること、骨材中の安山岩混入率では 20~60%で最大膨張率を示すこと、モルタルバー膨張率が 0.2~0.5%であること、セメント中のアルカリ量が多いほど大きな膨張率を示すことを報告した。

骨材	化学法の結果 (mmol/l)			
	Sc	Rc	Sc/Rc	判定
安山岩A	493	203	2.43	無害でない
安山岩B	544	177	3.07	無害でない
安山岩C	502	169	2.97	無害でない
安山岩E1	592	89	6.65	無害でない
安山岩E2	882	202	4.37	無害でない
チャートYo	391	88	4.44	無害でない
チャートSe	116	58	2.00	無害でない
黒曜石	61	50	1.22	無害でない
パルクガラス	840	131	6.41	無害でない
珪砂	12	27	0.43	無害

骨材	反応性鉱物の含有量(%)		
	クリストバライト(Cr) +トリジマイト(Tr)	火山ガラス (Vg)	Cr+Tr+Vg
安山岩A	10.0	3.2	13.2
安山岩B	7.4	12.7	20.1
安山岩C	10.4	7.0	17.4
安山岩E1	7.3	51.9	59.2
安山岩E2	11.4	9.0	20.4
黒曜石	0	80.0	80.0

表 5.9.1 (左) 斜方輝石安山岩等の化学法試験の結果(岩月ほか、1998)

注) 安山岩はすべて瀬戸内火山岩区に属する斜方輝石安山岩。安山岩 A,B,C は砕石工場の製品置き場から採取した試料, 安山岩 E1,E2 は同一砕石場の切羽からの試料。

表 5.9.2 (右) 斜方輝石安山岩等の反応性鉱物の含有量(岩月ほか、1998)

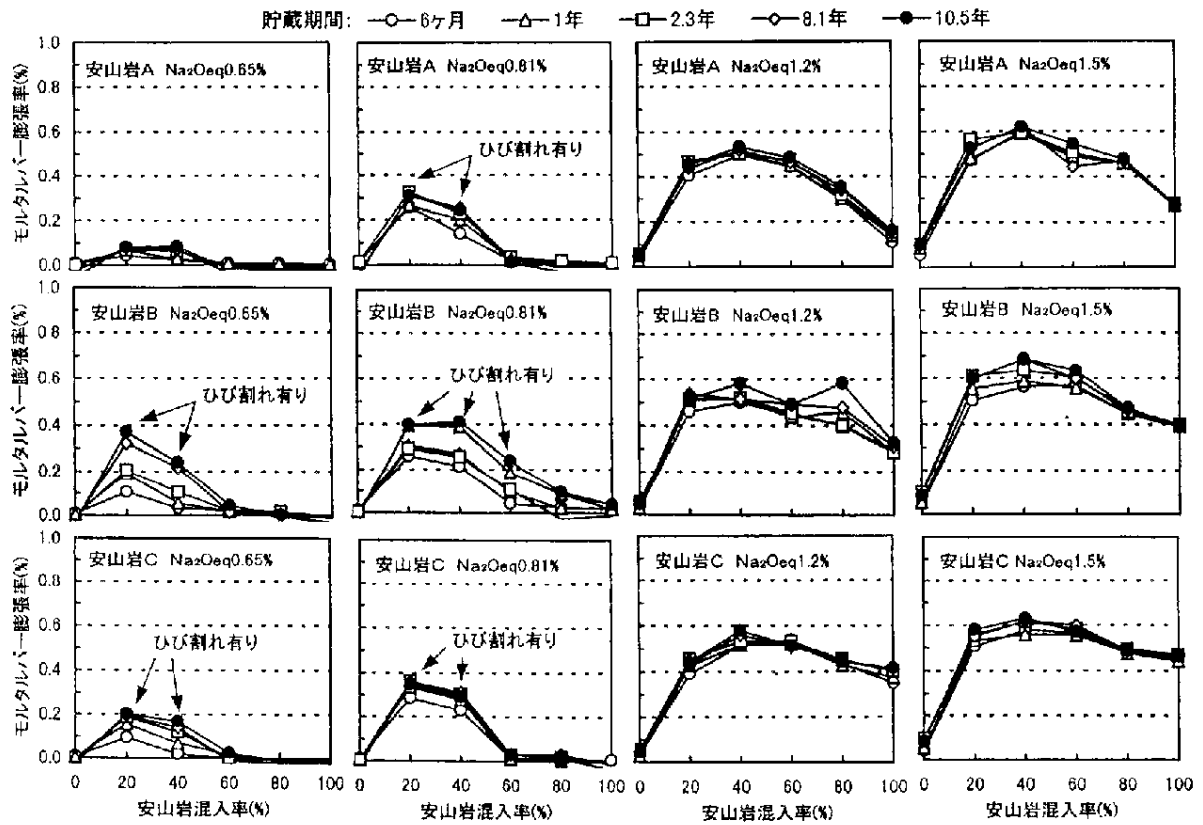


図 5.9.1 斜方輝石安山岩を用いたモルタルバーの各貯蔵期間の膨張率 (岩月ほか, 1998)

【参考文献】

1. はじめに

さぬき瀬戸しまネッ島 HP (2008 閲覧): 豊島, 香川県観光交流局にぎわい創出課.

3. 豊島の地形, 植生

香川県 (1975): 土地分類基本調査『高松・草壁・西大寺・寒霞溪』の5万分の1表層地質図, 地形分類図および説明書.

森定 伸・山崎 通敬・能美洋介・波田善夫 (2002): 香川県豊島の植生 - 地質・地形と植生の関わりについて, 植生学会第7回大会講演要旨集, pp9.

遠部 慎・松本安紀彦・酒井雅代・角縁 進 (2008): 香川県豊島神子ヶ浜遺跡, 広島県歴史博物館研究紀要, 第10号, pp1-9.

4. 豊島の地質

阿子島功・古市光信・鹿島愛彦・須鎗和巳 (1991): 日本の地質 8 四国地方, 日本の地質『四国地方』編集委員会, p128-130.

栗田祐司・松原尚志・山本裕雄 (2000): 香川県小豆島の第三系土庄層群四海層の渦鞭毛藻化石年代 (始新世) とその意義, 日本古生物学会第149回例会講演予稿集, pp.5-7.

坂東祐司・古市光信 (1978): 香川県豊島の海成新第三系 (土庄層群) について, 香川大学教育学部研究報告, 28, 2, pp65-80.

地質と土木をつなぐ HP (2008 閲覧): 帯磁率の地質工学への利用,

<http://www.asahi-net.or.jp/~gf7m-isi/magnetization.html>

長谷川修一・斎藤 実 (1989): 讃岐平野の生い立ち, アーバンクボタ 28『古瀬戸内海と瀬戸内火山岩類』, pp.52-59.

久永喜代志・金折裕司 (2001): 応用地質学的見地に立った総合的な地すべり調査 - 山口県油谷半島を例として -, 応用地質, vol.41, no.6, pp.363-370.

石原舜三 (1980): 花崗岩と流紋岩, 岩波講座「地球科学」15.日本の地質, pp.105-141.

岩永正志・金折裕司・福塚康三郎・吉原和彦 (2003): 山口県北西部, 油谷半島中南部に発達する第三系地すべりの地形・地質学的特徴, 日本応用地質学会平成15年度研究発表会講演論文集, pp.5-8.

香川県 (1975): 土地分類基本調査『高松・草壁・西大寺・寒霞溪』の5万分の1表層地質図, 地形分類図および説明書.

尾崎正紀・松浦浩久 (1988): 三田地域の地質, 5万分の1地質図幅及び説明書, 地質調査所.

尾崎正紀・松浦浩久・佐藤善男 (1996): 神戸層群の地質年代, 地質学雑誌, vol.102, pp.73-83.

斎藤 実・坂東祐司・馬場幸秋 (1962): 香川県地質図説明書, 内場地下工業株式会社発行, pp.65-66.

沢井 誠・佐藤隆春 (1989): 瀬戸内火山岩類 - 設楽と二上山を中心に -, アーバンクボタ 28『古瀬戸内海と瀬戸内火山岩類』, pp.34.

鈴木茂之・檀原 徹・田中 元 (2003): 吉備高原に分布する第三系のフィッシュン・トラック年代, 地学雑誌, 112(1), pp.35-49.

社団法人斜面防災対策技術協会 HP (2008 閲覧): 県別地すべりの紹介, 香川県, 青葉工業(株)作成

巽好幸(1983): 小豆島の火山地質 - 瀬戸内火山岩類の噴出環境 -, 地質学雑誌, vol.89, no.12, pp.693-706.

5. 現地検討地点

坂東祐司監修・落合重仁編(1979): 18. 豊島, 香川県地学ガイド, (株)コロナ社, pp.151-157.

長谷川修一・斎藤 実(1989): 讃岐平野の生い立ち, アーバンクボタ 28『古瀬戸内海と瀬戸内火山岩類』, pp.52-59.

長谷川修一・前田 仁・前田宗一(2004): 香川県産岩石の基本物性からみたサヌカイトの特徴, 日本応用地質学会中国四国支部, 平成 16 年度研究発表会発表論文集, pp.21-24.

ひかり化成 HP (2008 閲覧): コンクリート物語,

<http://yonaka4.hp.infoseek.co.jp/rc.htm#top>

石の民族資料館(2003): さぬき石物語展～匠の技・豊島石～(さぬき石物語展資料), 平成 15 年 3 月 20 日～4 月 6 日開催, pp.1-10.

森 一郎(2005): - 私の経験した現場 - 集水井建設中に発生した井壁の変位事例, 地すべり技術, vol.31, no.3, pp.46-49

岡山市の石造物(2008 閲覧): 10. 往来神社石造鳥居, 岡山市企画局情報政策部情報政策課, <http://www.city.okayama.okayama.jp/museum/sekizou1/10.html>

豊島問題 HP (2008 閲覧): 香川県環境森林部 廃棄物対策課 資源化・処理事業推進室作成 <http://www.pref.kagawa.jp/haitai/teshima/>

岩月栄治・森野奎二・皿井剛典(1998): 長期間貯蔵した ASR モルタルバーの膨張に及ぼす反応性鉱物の影響, コンクリート工学年次論文報告集, vol.20, No.2, pp.943-948.

須鎗和巳(1991): 3.4 海成の中新統・鮮新統, 日本の地質 8「四国地方」, 共立出版(株), pp.128-130

小豆島オリーブ公園 HP (2008 閲覧): <http://www.olive-pk.jp/olive/index.html>

若山秀夫(2006): 古典の図鑑ホームページ, 日本山海名産図会, 7. 豊島細工所, <http://www3.starcat.ne.jp/~koten/index.html>