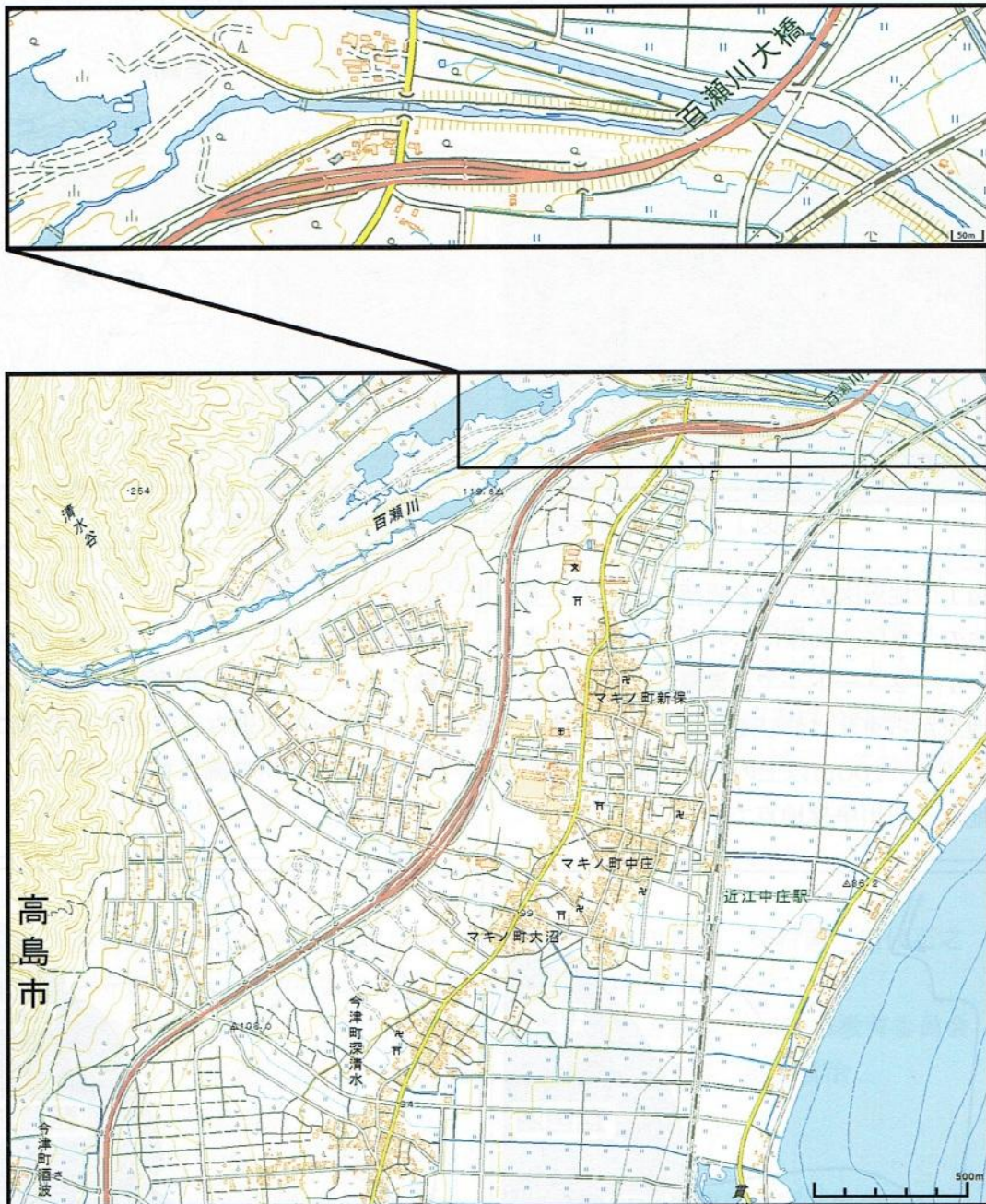


高知地学研究会会報

第49号

平成31年
3月15日発行



滋賀県高島市（旧マキノ町）の百瀬川天井川トンネルと扇状地地形図（国土地理院による）

扇状地の扇端に家屋が集中、国道161号（旧道）も通っている。この旧国道は、百瀬川をトンネルで通過。百瀬川と石田川の河川争奪については、本会報p2-3のレポートを参照のこと。扇状地内の水田は旧河道。

今回の滋賀の地学紹介は、百瀬川と石田川の河川争奪です。河川争奪とは、「河川が流域を超えて隣の河川の水流を奪う現象（新版地学事典，1996）」です。



図1 河川争奪現場地形図（赤線はマキノ断層）

図1の地形図の平池を源流とするのが石田川、上から右下に流れているのが百瀬川です。平池の北東に、異様に広い平坦地があります。これは何なのでしょう。この地の川幅はわずか1～2メートルで、流量の割には広大な河川敷となっています。地形図上489mの表記地点から東北に伸びる小道があります。この小道を500mほど進み、道を外れて北に少し歩くと、100m以上の断崖絶壁に到達します。眼下には百瀬川の流れが望めます。この地点が河川争奪地点です。

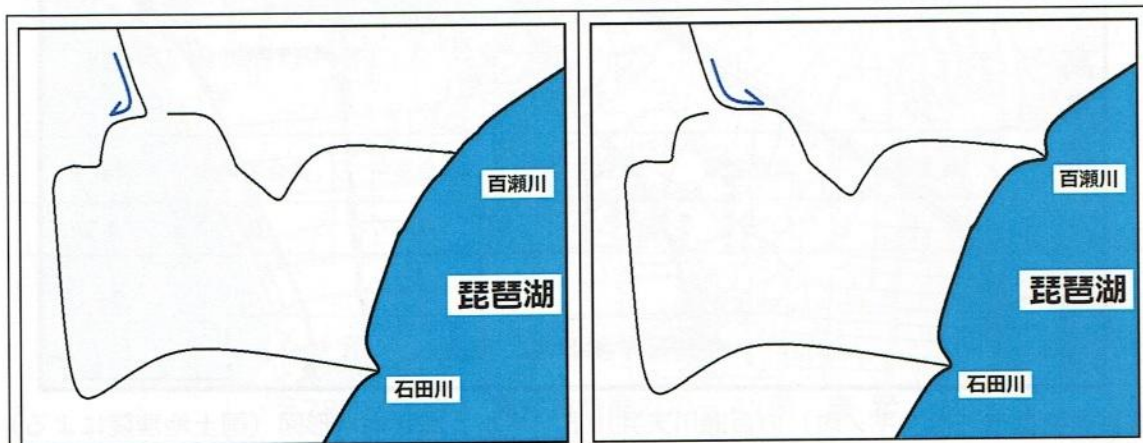


図2 河川争奪前

図3 河川争奪後
百瀬川河口付近の湖岸線に注目！

北からの流れは、かつてはこの地点から西に流れて、石田川となっていました（図2）。

しかし、侵食力が強い百瀬川が石田川の流域に喰い込み、その水流を奪ってしまいました。それ以後、石田川の上流はここから東に流れ、百瀬川に入っています（図3）。上流を奪われた石田川は流量が激減し、広大な河川敷は広い広い平地となりました。また、流量が一気に増えた百瀬川は、侵食量が増し、100m以上、下刻しました。削剥された大量の砂礫は百瀬川を東へ運ばれて扇状地となり、また、琵琶湖の河口に三角州として堆積しました。その河床はたいへん高く天井川となり、車や歩行者用のトンネルが掘られています。

この河川争奪の原因は、この地を北東～南西に走るマキノ断層の活動が考えられます。マキノ断層の活動によって、その西側が隆起し、北から流れてきた水が西から東に流れる向きをかえました。そして川の流量が増えて侵食が進み、100mの断崖になりました。

次に、この争奪がいつ起こったかを説明します。鍵は、地層中に介在する火山灰です。

争奪前に流量の多かった石田川が形成した段丘内に始良Tn火山灰が、また、争奪後に流量が増えた百瀬川が形成した段丘内に鬼界アカホヤ火山灰が介在します。このことから、争奪年代は、始良Tn火山灰降下以降、鬼界アカホヤ火山灰降下以前であると考えられます（森野泰行，2017）。

始良Tn火山灰降下は約3万年前、鬼界アカホヤ火山灰降下は約7,300年前です（地球全史スーパー年表，2014）。これから百瀬川の下刻速度を大雑把に計算すると、

最大 $100\text{m} \div 7,300\text{年} = 1.4\text{cm} / \text{年}$

最小 $100\text{m} \div 30,000\text{年} = 0.33\text{cm} / \text{年}$

となります。ただし、この計算はマキノ断層の活動による沈降速度を考慮しておりませんので、それを入れると、もう少し小さい値になります。

なお、始良カルデラは鹿児島湾北半分、鬼界カルデラは鹿児島県佐多岬の南にあります（図4）。

以上、百瀬川と石田川の河川争奪について見てきましたが、このような河川争奪は高知県でも起こったという説があります。それによると、四万十川は、四万十市西土佐から東流し、興津で土佐湾に注いでいましたが、いつしか、西流に転じ、現在の流れになったそうです。高知大学の満塩先生の説です（満塩他，1990）。インターネットで閲覧ができますので、興味のある方はよろしくお願いします。

文献

新版地学事典（1996）：地学団体研究会編 平凡社

森野泰行（2017）：マキノ断層による流路の変形と石田川・百瀬川の河川争奪プロセス
2017年度日本地理学会発表要旨集

地球全史スーパー年表（2014）：日本地質学会 岩波書店

満塩大洗 山下修司（1990）：四国四万十川の後期第四系，特に形成史に関して，
高知大学学術研究報告 自然科学，39，109－126

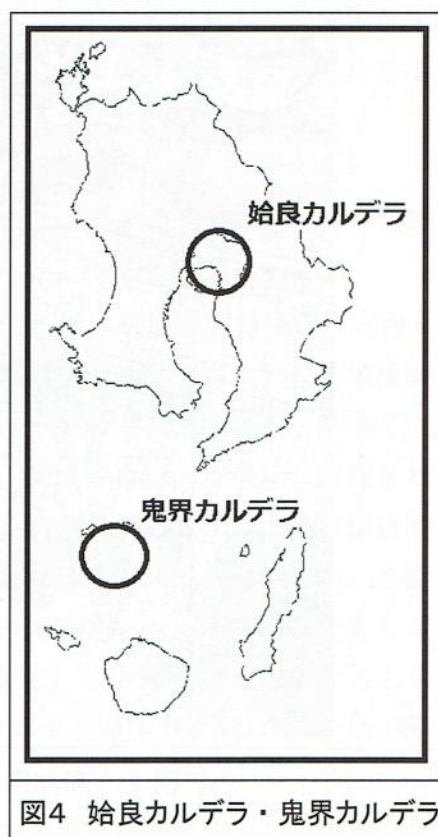


図4 始良カルデラ・鬼界カルデラ

桂浜の地質

南 寿宏

1 はじめに

平成30年6月9日（土）に、本年度の日帰り巡検「桂浜巡検と津波防災研修会」を予定していましたが、当日の天候が悪く、午後の津波防災研修会のみを実施し、桂浜巡検は延期したことは、前回の会報でお知らせしたとおりです。日延べの巡検は、12月2日（日）に行い、成功裏に終了いたしました。以下、報告します。

2 高知市の地質

最初に、高知市の地質図を2つ紹介します。

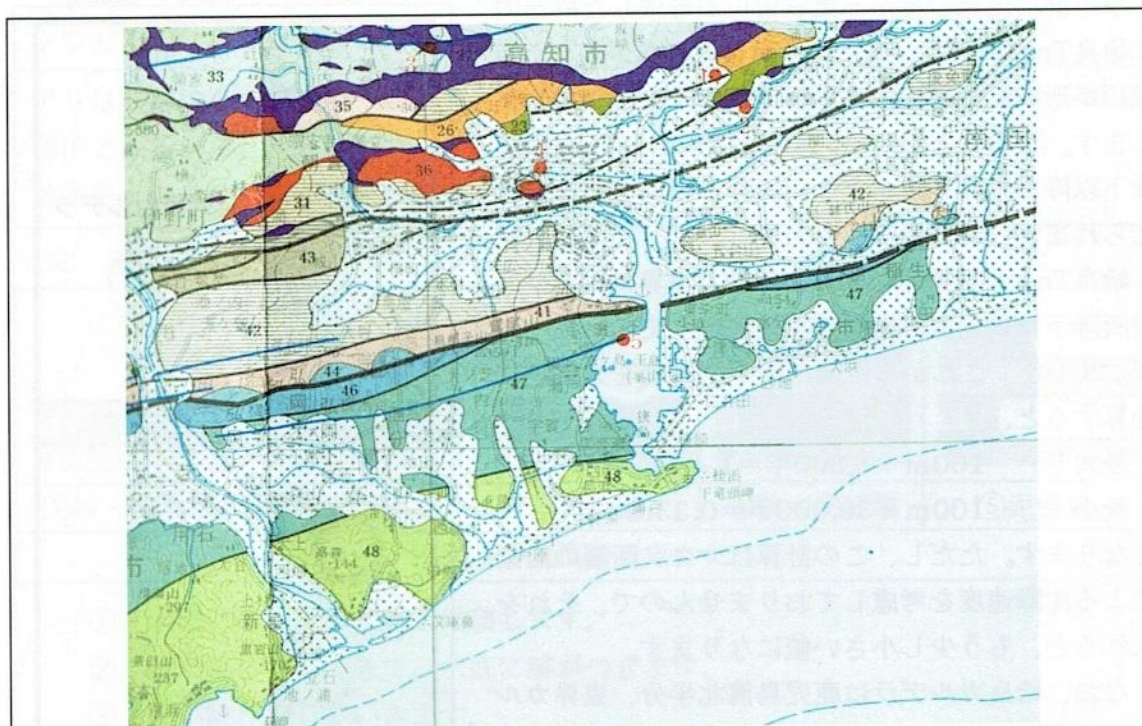


図1 高知県温泉水脈推定基礎地質図(1991)

1 沖積層	42 斗賀野層群（トリ阿斯系中部～ジュラ系中部）
23 南海層群（下部白亜系）	43 高岡層（ジュラ系下部～中部）
26 物部川層群（下部白亜系）	44 石灰岩
31 市ノ瀬層（ペルム系中・上部）	45 堂ヶ奈路層（オーテリビアン～アプチアン）
33 休場層（ペルム系上部）	46 新土居層（時代未詳）
35 横倉山層（シルル・デボン系）	47 半山層（アプチアン～アルビアン）
36 三滝火成岩類・寺野変成岩類	48 須崎層（アルビアン～セノマニアン）
37 蛇紋岩	
41 三宝山層（ジュラ系上部～白亜系下部）	

この図1によると、桂浜は48の須崎層となります。

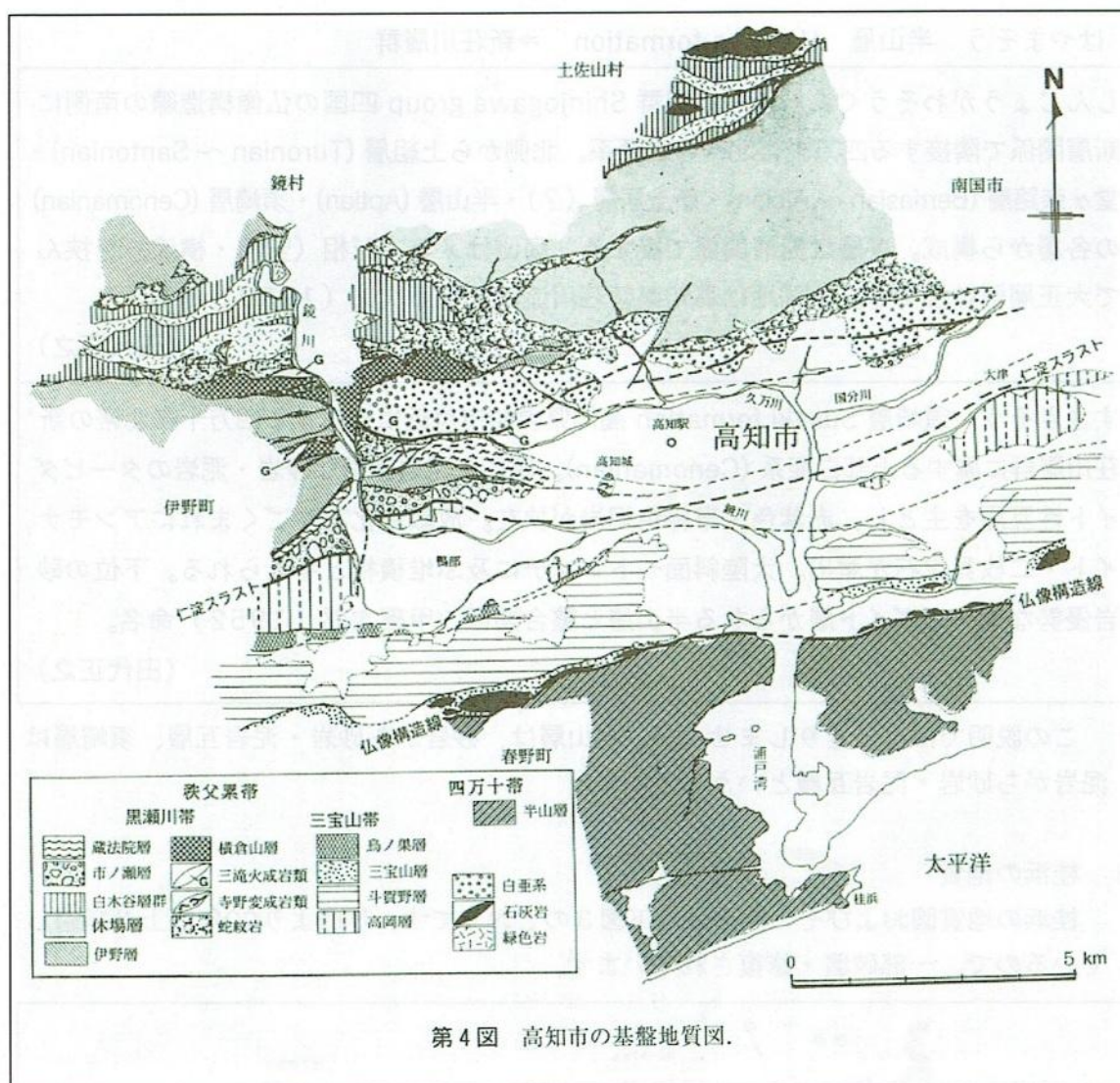


図2 高知市基盤地質図 (1993)

この図2によると、桂浜は半山層となります。ただし、解説本文中に、(その南部に須崎層が分布するかもしれない) と、記されています。

なお、作図時期のため、高知市とは、鏡・土佐山・春野合併前の旧高知市です。

このように、現在入手できる最新の報告が異なる結果を示しているので、いささか困っておりますが、ここでは、半山層もしくは須崎層とっておきましょう。

半山層の地質年代は中生代白亜紀のアプチアン～アルビアン、須崎層はアルビアン～セノマニアンです。それぞれの絶対年代の数値は右表1のとおりです。Maは百万年を示しており、これから、桂浜の年代は1億2,500万年前から9,400万年前ということになります。

アプチアン	125.0～113.0 Ma
アルビアン	113.0～100.5 Ma
セノマニアン	100.5～93.9 Ma

表1 地球全史スーパー年表 (2014)

さて、半山層、須崎層とは、どのような地質帯なのでしょう。この両者について、新版地学事典の記述を見てみましょう。

はやまそう 半山層 Hayama formation ⇒新莊川層群

しんじょうがわそうぐん 新莊川層群 Shinjogawa group 四国の仏像構造線の南側に断層関係で隣接する四万十帯北帯の白亜系。北側から上組層 (Turonian ~ Santonian)・堂ヶ奈路層 (Berriasian ~ Albien)・新土居層 (?)・半山層 (Aptian)・須崎層 (Cenomanian)の各層から構成。各層は断層関係で接する。南側はメランジ相 (安和・横浪) を挟んで大正層群に接する。模式地は高知県新莊川流域。甲藤次郎 (1980) 命名。

(田代正之)

すさきそう 須崎層 Susaki formation 高知県須崎市付近に分布する四万十帯北帯の新莊川層群に属する上部白亜系 (Cenomanian)。暗灰色泥岩優勢な砂岩・泥岩のタービダイト性互層を主とし、赤紫色・帯緑色泥岩が挟在。放散虫化石やごくまれにアンモナイト・二枚貝化石が産出。大陸斜面〜トレンチに及ぶ堆積相と考えられる。下位の砂岩優勢なタービダイト層からなる半山層と整合関係。甲藤次郎 (1952) 命名。

(田代正之)

この説明でははっきりしませんが、半山層は、砂岩がち砂岩・泥岩互層、須崎層は泥岩がち砂岩・泥岩互層ということです。

3 桂浜の地質

桂浜の地質図およびその断面図は下図3のとおりです。作成より20年以上が経過しているので、一部破壊・修復されています。

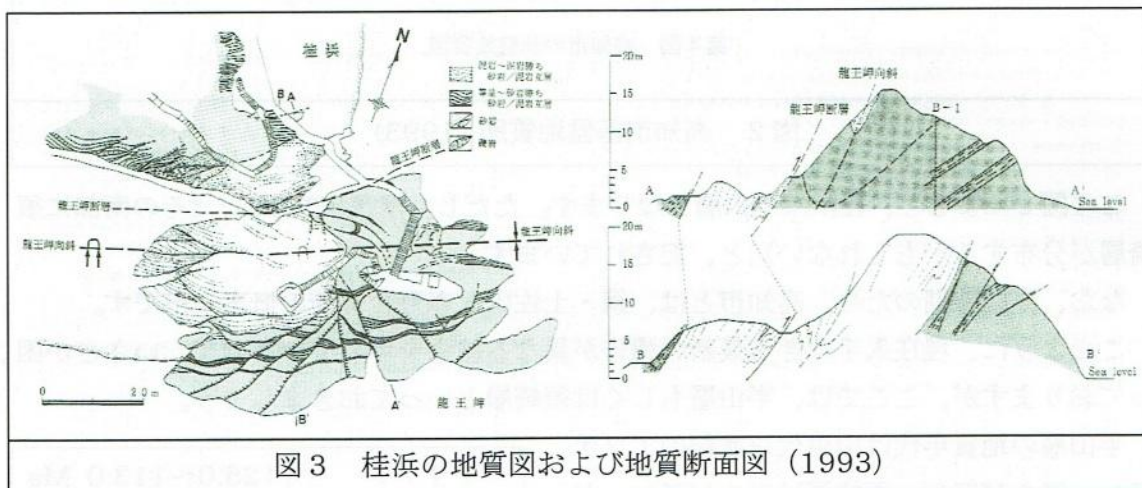


図3 桂浜の地質図および地質断面図 (1993)

地質観察地は、桂浜龍王岬の西側で、桂浜側からは道がふさがれていて、到達できません。遠回りですが、西の花海道側から回り込むことになります。

現地は、満潮時は一部水没するので、潮の干満を調べ、干潮時に観察しましょう。また、少しでも雨が降れば、現地への通路を濁流が流れますので、注意してください。

4 観察される堆積構造

ここでは、いろいろな堆積構造が観察されます。

① タービダイト	混濁流によって運搬・堆積した堆積物。重力流堆積物のうち最も細粒なものにあたる。
② 級化層理	単層において基底から上方に向かって粒度がしだいに低下する成層状態。級化成層とも。上位に粒度が減少することを単に級化(grading)という。級化層理を示す単層が級化層(graded bed)。
③ スランプ褶曲 スランプ	スランピングによって生じた褶曲状の構造。→スランプ 水底地すべり(subaqueous gliding)とほぼ同義語として、未固結または半固結の堆積物が水底の斜面を重力の作用で一団となつてすべり落ちる作用全般のこととして広い意味で使われてきた。現在では堆積物の二次移動の一形式として、すべり面での滑動を主とし、一部に塑性流動を伴い、移動前の層理やラミナが変形あるいは破断しながらも、その多くが保存されたものに限定。
④ クロスラミナ (斜交成層)	→斜交成層 周囲の地層の主要堆積面(層理面)に斜交する堆積面をもつ成層構造。水流や風による堆積物の移動に伴って形成される。
⑤ ソールマーク (生痕化石) (流痕)	砂岩層の下底面(sole)上にみられる堆積構造の痕跡模様。底痕とも。この構造は、本来、直下の泥岩層の表面につくられた堆積構造の鋳型(cast)である。生物の生活活動による生痕と、無機的成因による流痕や荷重痕とがある。生痕の場合、堆積前に形成されていた構造と堆積後に形成された構造とがあるが、流痕は堆積時に、荷重痕は堆積直後に形成された構造である。→生痕化石 流痕 地層や化石に残された古生物の生活の痕跡。行動に関するもの(足跡・匍跡・巣穴・摂食の跡など)と生理・病理に関するもの(排泄物・卵・胃石・生存時にさまざまな原因で変形した骨・歯・殻)がある。 水流の侵食作用によってできた水底堆積物表面のえぐり跡およびこすり跡のすべて。流痕はスコアマークとツールマークとに大別される。前者は、水流自体の侵食作用による水底の泥のえぐり跡で、フルートマークがその代表。後者は、水流により引きずり動かされる物体(貝殻・砂粒・礫など)が水底の泥の表面につくったこすり跡およびえぐり跡で、グリーブマークがその代表。ふつう、砂岩層の下底面上では、マークの鋳型(cast)のソールマークとしてみられる。流痕の大部分は、それらの形態的特徴が堆積物の流向を示し、古流系の復元に用いられる。

以上の説明は、新版地学事典(1996)によります。

5 堆積構造

(1) 級化層理のできかた

静水に碎屑物が堆積するとき、粗粒（大きい粒）の方が細粒（小さい粒）よりも速く沈降します。その結果、堆積粒子の粒度は、上にいくほど小さくなります。

碎屑物の沈降速度は、重力による作用と水の抵抗による作用によって決定されます。

重力は、碎屑粒子の重さ、つまり、粒径の3乗に比例します。

一方水の抵抗は、碎屑粒子の断面積、つまり、粒径の2乗に比例します。

この2つの関係から、沈降速度は粒径が大きいくほど速いという結果が導かれます。

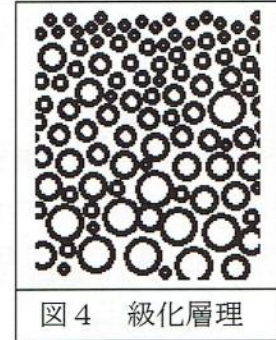


図4 級化層理

トレビア アリは、どんな高いところから落ちて、死なない。

アリは非常に小さいので、落下速度が小さいときに重力と空気抵抗がつりあい、等速落下となるから。

数年前、タモリさんの番組で言っていました。

(2) 礫による流痕のできかた

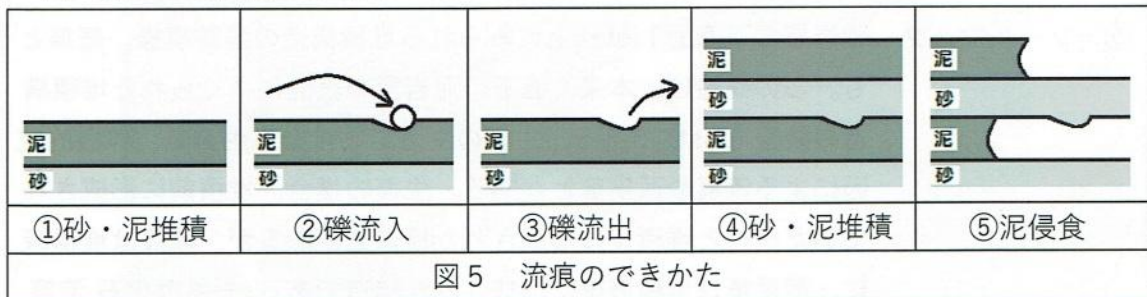


図5 流痕のできかた

- ① 水底に砂・泥の互層が堆積します。
- ② 礫が跳び込んできて。水底に跡がつきます。
- ③ 礫が跳び出していきます。
- ④ 水底に砂・泥の互層が堆積します。

長い年月をかけて水がしぼり出され、砂・泥が固結します。

- ⑤ 泥が侵食されます。

以上の結果、砂層の下底面に、礫の跡が鋳型として残ります。

(3) 級化層理、流痕から読み取れること

- ① 砂岩泥岩の互層を見つけたら、粒の大きさを見極めます。大きい方が堆積時、下位であったことが分かります。下から、砂岩・泥岩のペアが、1回の碎屑物の堆積現象を示します。

- ② 地層の上下関係が分かれば、砂岩層の下底面を調べましょう。流痕や生痕化石などのソールマークが盛り上がり見つかります。逆に、ソールマークが砂岩層の表面に見つかれば、そちらが下位であることが分かります。
- ③ 流痕があれば、その形状をよく見てください。礫はどちらから跳んできていますか。方向が地層堆積時の水底における水流の向きを表しています。



図6 底流の方向

6 おまけ シース褶曲

Sheath folds Return to [Main index] or [Fold index] In regions of large differential flow, such as in thrust zones, some parts of the fold axial regions may advance relative to other parts. The fold axes then become folded, in some cases so markedly that a fold may look like the finger of a glove or the sheath of a knife. When eroded, cross sections resemble eyes and are commonly called eye folds.	1億年前の地球のしわ 図8で中世の年に見られたためらしい地層です。このような同心円状の褶曲(せききょう)は、この他にフランスで1ヶ所発見されているだけで、独特の地殻的動きがわかる世界的にも貴重な資料となっています。歩いて見に行くには案内人が必要。
図7 シース褶曲 (Wikipedia による)	図8 シース褶曲イン沼島 (淡路島観光協会 HP による)

褶曲で地層の一部が飛びだし、先が切断されたものです。沼島は淡路島の南の島。数年前、巡検で訪れましたが、この露頭は到達不可能でした。桂浜にこれに似たものがありますので、探してみましょう。

文献

高知県温泉水脈推定基礎地質図(1991): 甲藤次郎 波田重熙 岡村眞 田代正之 平朝彦 寺戸恒夫, 高知県保健環境部衛生課, 内外地図株式会社

高知市基盤地質図(1993): 波田重熙, 高知市の地質と植生, 高知市教育委員会

地球全史スーパー年表(2014): 清川昌一 伊藤孝 池原実 尾上哲治, 日本地質学会, 岩波書店

新版地学事典(1996): 地学団体研究会編 平凡社

桂浜の地質図および地質断面図(1993): 波田重熙, 高知市の地質と植生, 高知市教育委員会

■ 会報第49号をお届けします。

■ 桂浜巡検てん末記

実は、本年度、桂浜巡検を2回行いました。

6月9日（土）は、天候がすぐれず、雨が予想されました。しかも、南岸に台風が近づいており、午前の巡検は危険と判断して延期、午後の津波地震研修会のみとさせていただきます。それが当日朝のことです。

問題は、皆さま方への延期連絡方法です。

携帯電話の番号をいただいている会員には、ショートメールで連絡しました。固定電話のみの方には電話連絡しました。しかし、どちらもいただいていない方には、連絡できませんでした。連絡が届かず、集合場所にやってくる人がおられることも考え、朝の集合時間に、集合場所の桂浜駐車場に出向きました。

7人の会員が集合。つまり、この7人の方には連絡が取れなかったわけです。（5人にはショートメール連絡をしましたが、今の機械は、それが画面に現れないようで、気づかなかったとか。2人（ご夫婦ですから1組）は私が電話番号を承知しておらず、連絡できませんでした。

幸い、雨はまだ降っておらず、波もそれほど荒れていなかったもので、その方たちと現地に行き、巡検を行いました。結果的には巡検に支障はなかったのですが、主催者の責任としては、延期で正解だったと思います。

午後だけの出席者が1名。その方にも、午後の研修会后、短時間でしたが、露頭を案内しました。

では、緊急時の連絡方法はどうするか。今の段階では答えが出ません。今後の課題とします。

なお、延期分は12月2日に行いました。当日まで、降水確率に一喜一憂しましたが、無事に巡検を行うことができました。

結局、参加者はのべ13名でした。

正会員	大学生会員	中高会員	小学生会員	家族会員	名誉会員	合 計
24	0	0	0	5	3	32