

四万十帯

中屋志津男 = 和歌山県立大成高校教諭

中屋 四万十帯は、御坊 - 十津川断層と本宮 - 皆地断層によって、北から日高川帯、音無川帯および牟婁帯に区分されます。日高川帯には、主に白亜紀後期の日高川層群、音無川帯には暁新世～中期始新世の音無川層群、牟婁帯には中部始新統～下部中新統の牟婁層群がそれぞれ分布しています。これらは四万十帯層群と総称され、チャート、緑色岩類、泥岩、砂岩、礫岩および砂岩泥岩互層の厚い堆積層からなります。

日高川帯

日高川層群は、四万十帯の北半部を占めています。頁砂、岩および砂岩頁岩互層からなる陸源の堆積物に加えて、チャート、緑色岩類、赤色頁岩および緑色頁岩などの遠洋性の堆積物と、酸性凝灰岩を頻繁に伴うのが特徴です。これらの地層は、北上位を示しながら北傾斜のスラストによって、屋根瓦が重なるように一方向に繰り返し、全体として南へ地質時代が若くなる構造、いわゆる覆瓦構造をなし、付加体と呼ばれる地質体を形成しています。またこうした地質体のほか、主として秩父帯の南縁沿いに分布する浅海成の地層も日高川層群に属します。

(1)日高川層群のチャート・緑色岩ユニット
日高川層群は、付加体形成の際に強い変形を受けているため、地層の上下関係や側方への連なりを確かめることがきわめて難しく、岩相層序を立てるのは容易ではありません。しかし詳しい野外調査によって地層の漸移関係を明らかにし、放散虫化石層序をもとに、緑色岩体の上位にチャートや遠洋性泥岩層、さらに碎屑岩層が重なるという層序が復元されています。

図4・4・3は、日高川層群美山層にみられるチャート・緑色岩ユニットの模式柱状図です。図にみるようにチャート・緑色岩類の下位は、断層で切られています。緑色岩体は、1 m程度の小規模なものから数100mに達するものまでさまざまに、暗緑色ないし暗赤色を呈し、玄武岩質の塊状溶岩や凝灰岩からできています。枕状溶岩を伴っていることが多く、枕状

溶岩の間はハイアロクラスタイトや凝灰岩で埋められています。石灰岩を含むこともあります。十津川の日高川層群龍神層の緑色岩の化学組成は、志井田ほか(1971)によれば、海洋性ソレアイトに類似しています。

四万十帯では、層状チャートが多くみられます。一般に厚さ1～20cm程度に成層し、おもに放散虫遺骸とその破片からなる珪質部に、数mm～2cm程度の赤色ないし緑色の泥質部を伴っています。赤色のチャートが多く、灰緑色～暗灰色のものも見られます。

緑色頁岩および赤色頁岩は、細粒の凝灰質頁岩で、弱い成層構造をもっています。チャートや緑色岩に伴う場合と、単独の場合があります。保存のよい放散虫化石を産することがあります。

(2)日高川層群の層序

日高川層群は、有田川および日高川流域では北から花園層、湯川層、美山層および龍神層に区分されています。各層は、それぞれ梁瀬断層、湯川断層、猪谷断層(高津尾 - 川原河断層)で境されます。また寺杣層は、日高川帯の北西部に仏像構造線に沿って分布します。大峰地域には、花園層、美山層、龍神層および伯母谷川層が分布します。各層の地質時代は、主として放散虫化石によってきめられています(3章：化石層序)

《花園層(チューロニアン～サントニアン)》

花園層は、砂岩頁岩互層、砂岩および頁岩が優勢で、チャート・緑色岩類、酸性凝灰岩が頻繁に挟まれます。頁岩は黒灰色のものが多いのですが、凝灰質の緑灰色頁岩および赤色頁岩もみられます。花園層は、断層(スラスト)で境されるH₁～H₄の4つのユニットに区分されます。

《美山層(チューロニアン～カンパニアン前期)》

美山層は、主に頁岩がち砂岩頁岩互層、頁岩、砂岩からなり、チャート・緑色岩類、酸性凝灰岩を伴っています。美山層は、護摩壇山断層、蟻谷谷断層および高津尾 - 川原河断層を境に、北からM₁～M₄の4つのユニットに区分されます。

紀州四万十帯団体研究グループ(1986)によって、中津村付近の美山層の詳しい地質図が作成されていて、美山層の地質の特徴をみることができます(図4・4・1～2)。

美山層M₃層は、八軒道断層によって、三井川部層と八軒道部層に区分されます。各層は北傾斜のスラストで境され、図4・4・2に示すように、下部にはやや変形の強いチャート・緑色岩ユニットを含む地層、その上位には整合関係で、主に砂岩頁岩互層、砂岩からなる陸源碎屑岩層があるのでという層序が組み立てられています。各層に含まれるチャートおよびマトリックスの頁岩の地質年代は、南側に順次若くなる傾向を示します。

《龍神層(カンパニアン～マーストリヒチアン)》
龍神層は、主に頁岩、緑灰色頁岩および頁岩がち砂岩頁岩互層からなり、砂岩や砂岩がち砂岩頁岩互層をはさみます。酸性凝灰岩を頻繁に挟み、緑色岩類を伴っています。龍神層の柱状図を図4・4・4に示します。

日高川流域の龍神層は、徳岡ほか(1981)によると、R₁～R₅部層に分けられます。十津川地域の龍神層は、木村(1986)によってR a、R b、R c層に区分されています。R a層とR b層の境は、東西によく連続する緑色岩類と緑灰色頁岩からなる鍵層によっています。

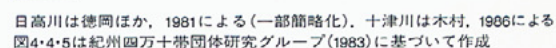
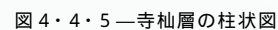
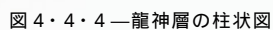
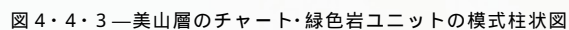
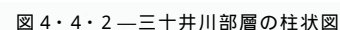
龍神層の緑色岩類は、厚さ5～30mで、塊状溶岩、枕状溶岩からなり、赤色頁岩を伴っていますが、チャートはほとんど見られません。

《伯母谷川層(アルビアン～チューロニアン)》
伯母谷川層は、主に砂岩、砂岩がち砂岩頁岩互層からなり、頁岩がち砂岩頁岩互層を伴っています。高原川地域の伯母谷川層には、泥岩中に秩父帯の地層からオリストリスとして由来したと推定される灰白色の石灰岩、緑色岩類、灰白色のチャート、鳥巢式石灰岩が含まれます(大和大峯研究グループ、1992)。

《湯川層(アルビアン～チューロニアン)》

湯川層は、主に厚層の砂岩、砂岩頁岩互層からなり、頁岩を伴っています。緑灰色の凝灰質頁岩を挟みますが、チャート・緑色岩類はみられません。砂岩と砂岩がち砂岩頁岩互層

〈紀州四万十帯団体研究グループ、1986による〉



が優勢な岩相と、頁岩がち砂岩頁岩互層が優勢な岩相が、数～20m程度の厚さで繰り返すことが多いようです。また浅海性の二枚貝化石を含む砂岩の異地性岩体がみられます。泥質岩には炭質物や材化石は含まれません。

《寺杣層(チューロニアン～サントニアン)》
寺杣層は、砂岩、砂岩頁岩互層および頁岩からなり、酸性凝灰岩を挟みます。アンモナイト、イノセラムスなどの大型化石と放散虫化石を多く産出します(図4・4・5)。

(3)日高川層群の形成環境

四万十帯は、島弧・海溝系で、海洋地殻の沈み込みによって形成された付加体として解釈されています。日高川層群のうち、花園層、美山層および龍神層は、ほぼ東西性の帯状構造をなし、チャート・緑色岩類を含み、北傾斜の覆瓦構造を示すことから、粗粒砕屑物の供給が少ない海溝部からその大洋側での沈み込み帯で形成された付加体と考えられます。大和地帯グループ(1998)は、美山層M₁層について、粗粒砕屑物の供給がより顕著な海溝軸部の大陸寄りの場所で、付加体として形成されたと推定しています。

龍神層は、花園層や美山層とは岩相がやや異なり、緑色岩類にはチャートを伴わず、主に遠洋性の頁岩層および頁岩がち砂岩頁岩互層からなり、酸性凝灰岩層を頻繁に挟みます。また、龍神層のR₂およびR₄層には、砕屑物が東から供給されたことを示す古流系が認

められます(図4・4・13)

《湯川層・伯母谷川層・寺杣層の堆積環境》

湯川層・伯母谷川層・寺杣層は、岩相および地質構造が、付加体である花園層・美山層・龍神層とは明らかに異なります。大半が、砂岩、頁岩および砂岩泥岩互層など陸源の砕屑物からなります。また地質構造においても、湯川層は東西の軸をもつ小～中規模の褶曲が認められ、全体として西にプランジ(褶曲軸が沈下)する複向斜をなしています。寺杣層も西に傾斜する東西の軸をもつ複向斜構造をしています。いずれも緩く開いた褶曲構造が発達します。

これらのことから、湯川層および伯母谷川層は、アルビアン～チューロニアンの大斜面の堆積物(大和地帯研究グループ, 1998)、寺杣層はチューロニアン～サントニアンの前弧海盆の堆積物とされています(紀州四万十帯団体研究グループ, 1983)。

(4)白亜紀の火成活動と酸性凝灰岩

日高川層群、とくに龍神層や寺杣層には、内帯の後期白亜紀の火成活動に由来する火山灰、軽石などが堆積してきた酸性凝灰岩が頻繁に挟まれます。酸性凝灰岩は、厚さ5～30cmの単層が数枚から数10枚程度重なって1～数10mの地層をなしていることが多く、珪質で硬く、緑灰色あるいは灰白色を示します。酸性凝灰岩には、石英、カリ長石、斜長石の結晶片のほか、ガラス片や岩片が含まれます。粗粒な凝灰岩には炭質物片が含まれ、陸上噴火に由来することを強く示しています。成層凝灰岩層には、級化層理や平行葉理、コンボリュート葉理などの堆積構造がみられ、タービダイトの特徴をもっていることから、降下した火山灰や軽石が再堆積したものと考えられます。

木村ほか(1997)によって、龍神層の凝灰岩に含まれるジルコンのフィッシュトラック年代が測定され、69.8±3.7Ma、67.5±3.4Maの年代(後期カンパニアン～マーストリヒチアン)が得られています。龍神層の酸性凝灰岩の供給源は、濃飛流紋岩(95～65Ma)

や隼山火砕岩(65.2±3.9Ma)などの火山活動に求められています(坂本・別所, 1992)。内帯における後期白亜紀の酸性火山活動は、四万十帯の地層中に、凝灰岩層として残されることになりました。

音無川層

音無川層群は、全層厚2、100m以上に達し、泥岩、フリッシュ型砂岩泥岩互層、砂岩、礫岩、緑色及び赤色泥岩・緑色岩からなり、下位より瓜谷累層と羽六累層とに区分されます。音無川帯には、境界断層である本宮・皆地断層や御坊・十津川断層のほかに、規模の大きい走向性逆断層(スラスト)として栃谷断層、果無断層、張安断層、古屋谷断層があります。また、音無川層群には露頭規模ないし波長数10数mの小褶曲がしばしば認められるほか、半波長数10～数100mの褶曲が発達します。

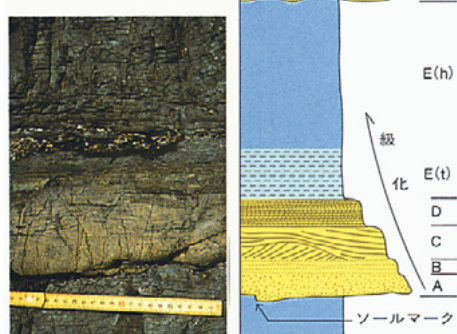
(1)フリッシュ・タービダイト

音無川層群には、砂岩と泥岩がリズムカルに積み重なった、様々なフリッシュ型砂岩泥岩互層が発達します。図4・4・6の地層はその1つで、印南町の海岸でみることができます。砂岩とその上に重なる泥岩で1枚の地層(単層)をつくっています。フリッシュ型砂岩泥岩互層には、級化構造と葉理が図示したように認められ、内部堆積構造に規則性があります。砂岩の底面にはソールマーク、流痕や荷重痕さらに生痕化石がみられます。また、斜交葉理部の上面にはリップルマーク(漣痕)が発達することがあります(図4・4・15)。このような地層は混濁流から形成されたものでタービダイトと呼ばれています。

フリッシュ・タービダイトには、さらに次のような特徴が認められています。

：礫岩や砂岩のような粗粒の堆積岩と、泥岩やシルト岩のような細粒の堆積岩が互層し、その構成している粗粒あるいは細粒物質の多少によって、砂岩が優勢な砂質フリッシュ＝砂岩がち砂岩泥岩互層、泥岩が優勢な泥質フリッシュ＝泥岩がち砂岩泥岩互層、砂岩と泥岩が同程度の割合で互層している等量フリッシュ＝等量砂岩泥岩互層に区分されます。

図4・4・6 フリッシュ型砂岩泥岩互層とその内部堆積構造



A: 級化部 B: 下部平行葉理部 C: リップル葉理部・コンボリュート葉理部 D: 上部平行葉理部
E: 泥岩部 (t): タービダイト (h): 半海洋性
音無川層群羽六累層下部層の泥質フリッシュ(印南町畑野崎)

：砂岩と泥岩が互層をなす以外は、露頭でも堆積物の組成に急激な変化や層厚の側方への変化はほとんどみられません。広域的には運搬方向を横切る方向に層厚や堆積物の著しい変化が認められます。

：乱堆積層、礫質泥岩、外来岩塊を含む泥岩層があります。

：フリッシュの中の化石は比較的まれで、泥岩部の上部は、外洋性が比較的深海の微化石を含むことがあります。

(2) 音無川層群の鍵層と層序

音無川層群の層序区分は、^{うりだに}瓜谷累層と^{はろく}羽六累層の境界部に認められる特徴的な岩相(鍵部層)に基づいています。この鍵部層は、図4・4・7～8示すように、

A：石灰質ノジュールを含む暗緑色ないし暗灰色泥岩層。B：緑色泥岩・赤色泥岩層。

C：中粒～粗粒砂岩層。D：緑色泥岩・赤色泥岩層。E：細粒～中粒砂岩とシルト岩の細互層。F：厚さ5～20cmに成層する砂岩優勢の砂岩泥岩互層。G：泥岩優勢の砂岩泥岩互層からなります。この鍵部層は、シーケンスの一部を欠く場合もありますが、よく連続して追跡でき、音無川層群の有効な鍵層となっています。この鍵部層のD層以下が瓜谷累層、E層から上位が羽六累層です。

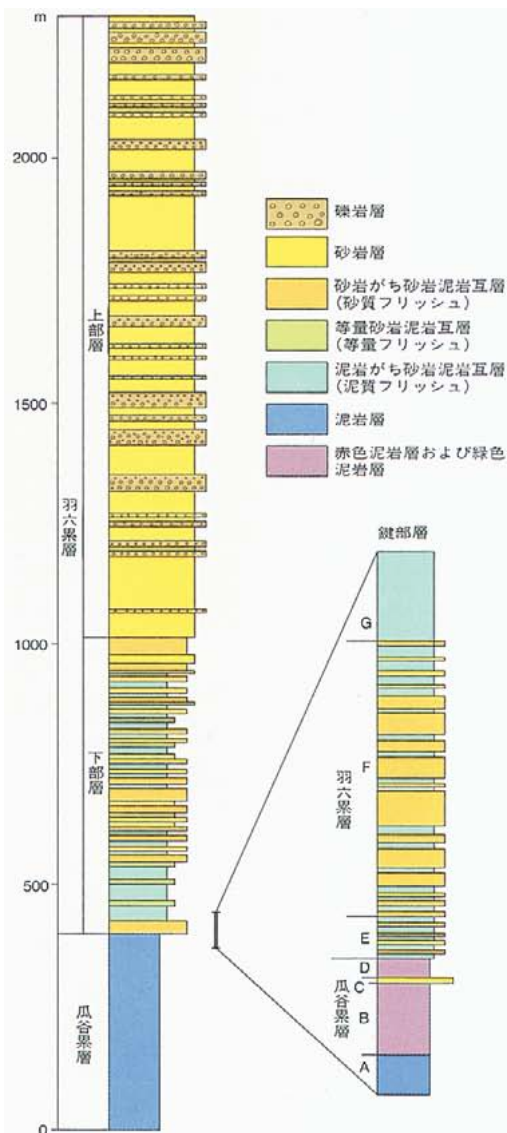
(3) 音無川層群の岩相

音無川層群は、さまざまな規模の走向性の北傾斜逆断層と過褶曲によって、同一層準の地層が繰り返り、複雑な地質構造をなしています。しかし上述した鍵部層の追跡により、地質構造が解析され、層序が組み立てられています(図4・4・7)。

瓜谷累層は、主として暗灰色および緑色の泥岩からなり、上部の一部に赤色泥岩や緑色岩(枕状溶岩を含む)を伴う、半遠洋性ないし遠洋性の堆積物からなります。

羽六累層は、フリッシュ型砂岩泥岩互層、砂岩および礫岩からなります。さらに羽六累層は、主に泥値ないし等量フリッシュからなる下部層と、砂質フリッシュ、砂岩層および礫岩層を主とする上部層に区分されます。

図4・4・7—音無川層群とその鍵部層の柱状図



羽六累層

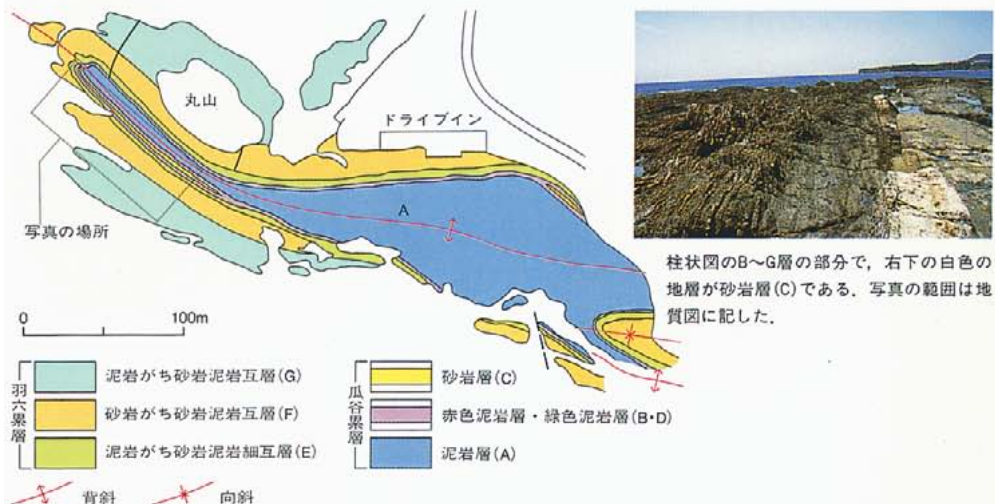
上部層(Ou)：層厚850～1,450m以上、主に成層砂岩層、礫岩層、砂質フリッシュからなる、成層砂岩層・砂質フリッシュにはじまり泥質フリッシュが重なり、厚さ数～数十mの上方細粒・薄層化サクセッションを繰り返しながら、全体として上方粗粒・厚層化シーケンスを示す。上部では次第に礫岩層が挟み、礫岩層・砂岩層にはじまり砂質フリッシュ・泥質フリッシュが重なるサクセッションが見られる。最上部には厚さ1～10数mの礫岩層が頻りに挟み、一部に泥基質の礫岩層や泥岩層が挟み、礫は中～大礫の垂円礫ないし円礫で、しばしば巨礫を含む。礫種は酸性火山岩類、花崗岩などの火成岩類、砂岩、頁岩、チャートが多く含まれ、上部には石灰岩礫を含む厚い礫岩層が発達する。また、含有率は小さいが結晶片岩礫を含み、砂岩や頁岩の同時浸食礫も含む。礫岩層は、丹生の川から上湯川にいたる地域、笠塔山、気絶峠、川湯および篠尾で厚く発達する。

下部層(Om)：層厚250～500m、主に泥質フリッシュ、等量フリッシュ、砂質フリッシュからなる。側方への岩相変化が少なく、音無川帯全域でほぼ同様の岩相を示す。一般に泥質フリッシュは厚さ20～50cm(砂質部15～20cm、泥質部10～25cm)、等量フリッシュは30～50cm(砂質部20～25cm、泥質部20～25cm)、砂質フリッシュは50～80cm(砂質部50～70cm、泥質部10～20cm)に成層する。砂質部は灰色ないし灰白色の中粒～粗粒砂岩からなる。泥質部は暗灰色のシルト岩ないし黒色の泥岩からなり、一部に暗緑色の泥岩を挟むことがある。これらのフリッシュ型砂岩泥岩互層には、級化、平行葉理および斜交葉理がよく発達し、流痕が見られる。最下部は、特徴的な砂岩がち砂岩泥岩互層や泥岩がち砂岩泥岩細互層からなる、多くの生痕化石を産する。

瓜谷累層(Oi)

層厚400～540m以上、主に暗灰色および緑色泥岩層からなり、上部は緑色泥岩層が優勢になる。最上部は緑色岩や赤色泥岩を伴う特徴的な地層がよく連続し、有効な鍵層になる。また厚さ10～20cmに成層する珪質泥岩層が挟み、暗灰色の成層した泥岩を主とし、しばしば石灰質団塊を含む。笠塔山付近および阿田和では枕状溶岩を含む緑色岩類を伴う。放散虫および有孔虫化石を産する。

図4・4・8—印南町丸山の地質図(音無川層群の鍵部層)



柱状図のB～G層の部分で、右下の白色の地層が砂岩層(C)である。写真の範囲は地質図に記した。

羽六累層下部層は、厚さ数～10数mの等量ないし砂質フリッシュに始まり、泥質フリッシュが重なる上方薄層・細粒化を示す地層と、砂質フリッシュに始まり、泥質フリッシュが重なる上方薄層・細粒化を示す地層からなります。

羽六累層上部層は、厚さ数～10数mの砂岩層・砂質フリッシュに始まり、泥質フリッシュが重なる上方薄層・細粒化を示す地層、あるいは厚層の礫岩層・成層砂岩に始まり、等量ないし泥質フリッシュが重なる上方薄層・細粒化を示す地層を繰り返しながら、全体として上方に粗粒・厚層化します。最上部には、泥基質の礫岩や泥岩を伴う厚い礫岩層が発達します(図4・4・7)。

(4)音無川層群の堆積環境

瓜谷累層は、上述のように遠洋～半遠洋性の堆積物で特徴づけられます。さらに音無川層群には、^{ふくが}覆瓦構造が認められることから、瓜谷累層は海溝充填堆積物と考えられます。

羽六累層は、上方に細粒・薄層化を示す地層を繰り返しながら、全体として上方に粗粒・厚層化する岩相をしています。はてなし団体研究グループ(1980)によると、古流系は、下部層では北ないし北東から、上部層では北東ないし東からの流れを示します(図4・4・13)。

羽六累層の堆積深度は、生痕化石群集から半深海と推定されています(Nakazawa et al, 1980)。

したがって羽六累層は、大陸斜面下部から海溝付近に形成された海底扇状地堆積物で、最上部の厚い礫岩層はチャネル堆積物と考えられます。音無川層群の鍵部層は、瓜谷累層の海溝充填堆積物から羽六累層の海底扇状地堆積物へと、堆積環境が変化したことを反映したものです。

牟婁帯

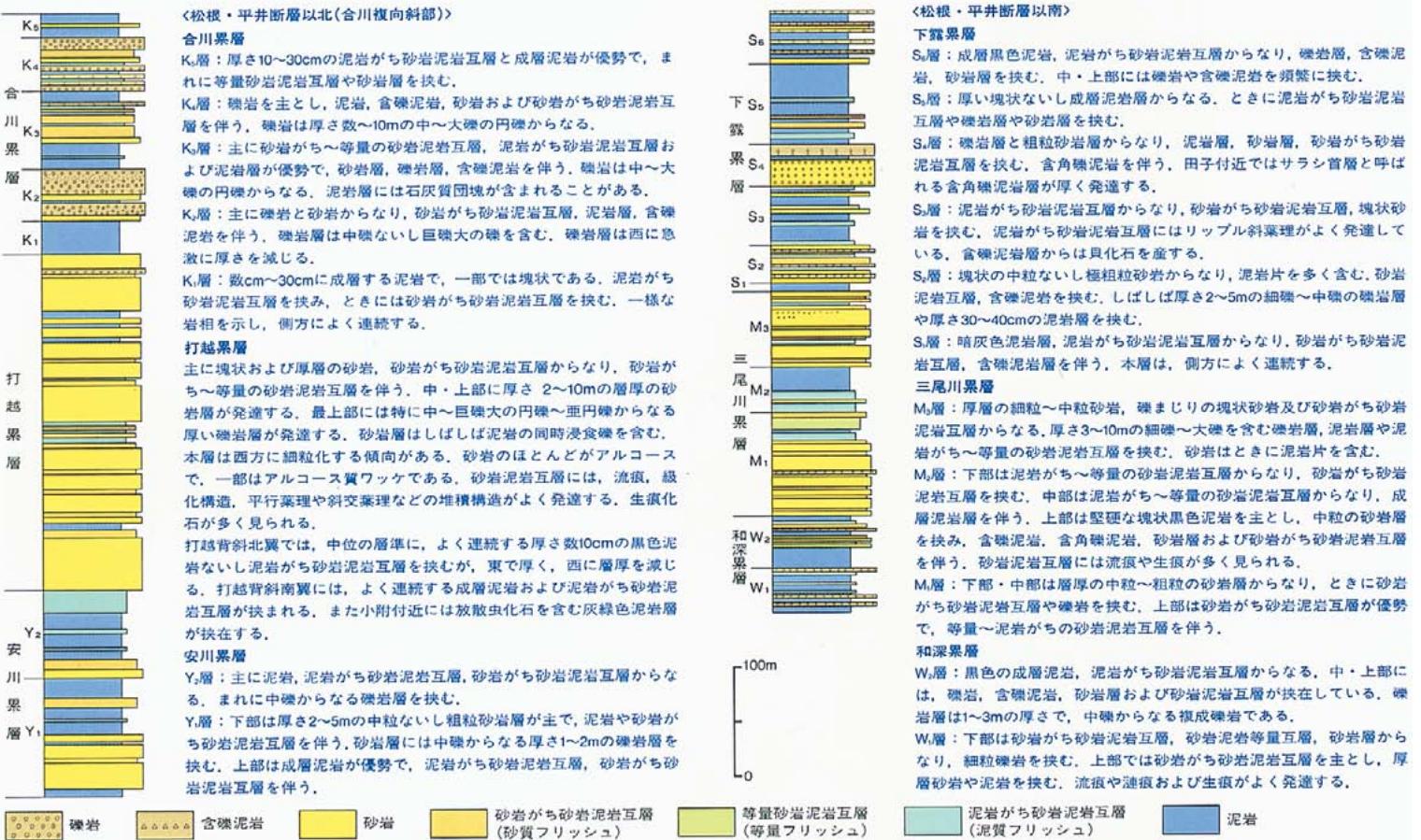
本宮・皆地断層以南は牟婁帯と呼ばれ、始新統～下部中新統の牟婁層群が広く分布します。牟婁層群の層序は、1970年代までの研究成果

に基づいて、紀州四万十帯団体研究グループによってまとめられています。

松根・平井断層以北の牟婁層群は、下位から安川累層、打越累層および合川累層に区分されます。また同断層以南は、下位から和深累層、三尾川累層および下露累層に区分されます。牟婁層群の岩相は、松根・平井断層を境にしてやや異なるので別々の累層名がつけられたものですが、累層区分はそれぞれ対応しており、1/25万地質図でも同一の色で表示してあります。

なお武住谷断層およびダム断層以北の牟婁帯北縁部の牟婁層群は、従来は、合川累層に含まれていました。しかし福田(1996)、はてなし()団体研究グループ(1995)などの調査によって、南側の牟婁層群とは街上断層によって境され、牟婁層群の中でも古いタイプの放散虫化石が産出することが明らかになりました。それで1/25万地質図では安川累層に含めました。

図4・4・9—牟婁層群の柱状図



(1) 牟婁層群の褶曲と断層

牟婁層群の地質構造は、平瀬 - 鮎川断層以北は紀美谷背斜、平瀬 - 鮎川断層と松根 - 平井断層の間は、打越背斜と合川複向斜で支配されています。

紀美谷背斜は、北東 - 南西の軸をもち、北東にブランジします。打越背斜は、北翼が北傾斜で北上位の地層、南翼は北傾斜南上位の逆転層です。やや湾曲しながら東西にのびる褶曲で、大塔山付近から安川に沿って打越を通り、深谷の西に達します。

合川複向斜は、大峰向斜、熊野川背斜、八丁坂向斜からなる複向斜で、北東 - 南西にのび、南西にブランジする褶曲軸をもっています。向斜の軸部には合川累層が広く分布します。松根 - 平井断層以南では、和深背斜がこの地域の地質構造を支配しています。また佐本断層や安指断層などの北東 - 南西走向の断層と周参見背斜および口和深向斜、惣谷背斜など中規模の褶曲が発達しています。

(2) 松根 - 平井断層以北の牟婁層群

《安川累層》

泥質フリッシュ、等量フリッシュを主とし、成層泥岩及び砂質フリッシュを伴います。最下部に石灰質泥岩の団塊をふくむ暗灰色の成層泥岩があり、一部に緑灰色の泥岩を挟みます。岩相からY₁層とY₂層に分けられます。

《打越累層》

塊状ないし厚層の粗粒砂岩、砂質フリッシュ及び礫岩が優勢で、粗粒な碎屑岩層に富んでいます。フリッシュ型砂岩泥岩互層には、ソールマーク、生痕、級化成層、平行葉理、斜交葉理などタービダイトの特徴を示す堆積構造がよくみられます。塊状砂岩は細礫ないし中礫を含む粗粒の砂岩からなり、しばしば泥岩片が密集して含まれます。礫岩層は合川向斜部で厚く、かつ頻繁に挟まれます。全体として、西方に層厚がやや減じ、同時に礫岩や粗粒砂岩が優勢となります。

《合川累層》

主に泥岩、泥岩がち砂岩泥岩互層からなり、粗粒砂岩、礫岩及び含礫泥岩がしばしば挟入します。側方への岩相変化が著しく、多くの場合、急激に層厚を減じています。一部に緑灰色の泥岩が挟まれ、石灰質の団塊を含むことがあります。合川累層はK₁層からK₅層に分けられます。

(3) 松根 - 平井断層以南の牟婁層群

《和深累層》

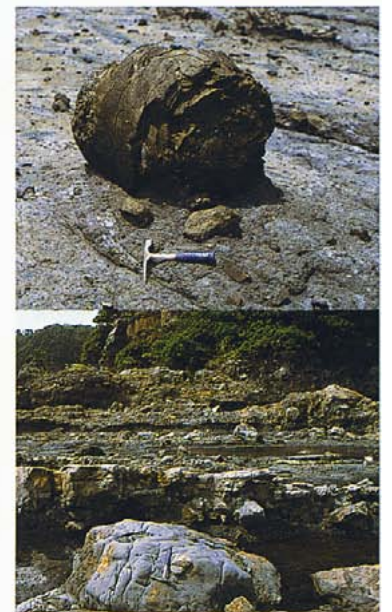
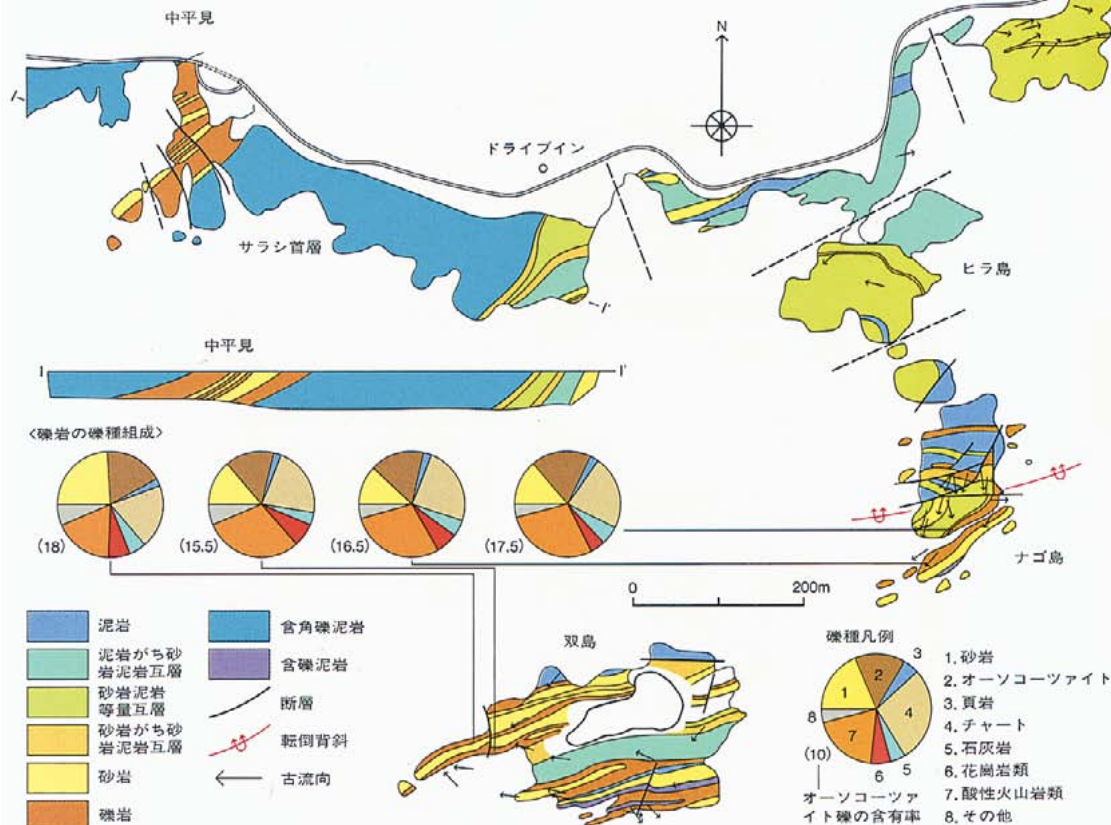
和深累層は、主に泥岩及び泥質フリッシュからなり、砂岩がちないし等量のフリッシュ型砂岩泥岩互層、砂岩及び礫岩層を伴っています。

《三尾川累層》

厚層砂岩、砂質フリッシュおよび礫岩層を主とし、泥岩および泥質フリッシュを伴いません。粗粒砂岩と礫岩層が厚く、粗粒な岩相を示します。中部に厚いフリッシュ型砂岩泥岩互層と成層した泥岩を挟む点で、松根 - 平井断層以北の打越累層とやや岩相が異なってい

図4・4・10—枯木灘海岸の牟婁層群下露累層（中平見付近並びに双島）の地質と礫種構成および古流向

（紀州四万十帯地質研究グループ（1969、1970）による）



上：サラン首層／流動変形によって生じた巨礫
下：海底土流による礫岩層。地質図の中平見付近

ます。三尾川累層はM₁、M₂、M₃層に分けられます。

《下露累層》

泥岩、砂岩、フリッシュ型砂岩泥岩互層、礫岩および含礫泥岩など、柱状図に示すように多様な岩相からなり、S1層からS6層まで細分されます。全体として泥岩が優勢なのですが、礫岩、含礫泥岩および粗粒砂岩が頻繁に挟まれます。

(4)牟婁層群の堆積環境と「さらし首層」

串本町田子や中平見の海岸には、泥質の基質中に、大小の砂岩や泥岩、ときに礫岩の角礫ないし垂角礫を無秩序に多く含んだ特異な含角礫泥岩層がみられます。この含角礫泥岩層のうち、基質の泥岩部が浸食されてできたのが田子や中平見海岸の景観です。この礫岩層は、原田ほか(1964英)や紀州四万十帯団体研究グループ(1968)によって「サラシ首層」と呼ばれることになりました。

サラシ首層は、牟婁層群の末期に形成された

もので、堆積盆が不安定化・浅化した頃に、サラシ首層の下位の地層が崩壊をおこし、固結度の高かったものは角礫化し、低かったものは流動変形をおこしながら、海底の泥質堆積物をまきこんで運搬・堆積したものと考えられています(久富ほか、1980)。

中平見海岸には、サラシ首層の上位に斜交葉理がよく発達し、浅海型の生痕を多産する粗粒砂岩や、中礫ないし巨礫からなる厚さ2～5mの礫岩層が挟まれます。これらは、海底の急崖が崩壊して起こった海底土石流による堆積物と考えられています。

牟婁層群は、フリッシュ型砂岩泥岩互層、砂岩、泥岩及び礫岩の厚い地層からなり、日高川層群や音無川層群下部で見られたような緑色岩やチャート、石灰岩、酸性凝灰岩などを全く含みません。これらのことから、牟婁層群は前弧海盆の堆積物と考えられているわけですが、さらし首層は、その堆積物を示す1つの象徴といえるかも知れません。

(5)主な礫岩層の礫種構成

地層に含まれる碎屑物は、それらを供給した後背地の様子を知る手がかりを与えてくれます。とりわけ礫岩は、多くの確実な情報をもたらします。図4・4・12は、四万十帯累層群の主要な礫岩層の礫種構成を示します。日高川層群龍神層の礫岩には、堆積岩類と石英安山岩・流紋岩などの酸性火山岩類の礫が多く含まれます。音無川層群羽六累層では、このほかに石英片岩や緑色片岩などの結晶片岩礫が普遍的に含まれるのが特徴です。

牟婁層群では、安川累層を除く各層に頻繁に礫岩が挟まれます。粗粒砂の基質の中に中礫～大礫、ときには巨礫の円礫・垂円礫が含まれることが多く、牟婁層群の上部にあたる合川累層・下露累層では、含礫泥岩や含角礫泥岩を伴っています。礫種としては、砂岩、頁岩などの堆積岩類、流紋岩、石英安山岩などの酸陸火成岩類が多く、花こう岩類も普遍的に含まれます。

図4・4・11—オーソコーツァイト礫とその顕微鏡写真



上：オーソコーツァイト礫、スケールは1 cm
右下：オーソコーツァイト礫(中央部の三角形の白い礫)を含む礫岩の露頭写真
左下：オーソコーツァイト礫の顕微鏡写真、スケールは0.1mm(別所孝範氏提供)
試料はすべて牟婁層群下露累層

図4・4・12—四万十帯礫岩層の礫種構成

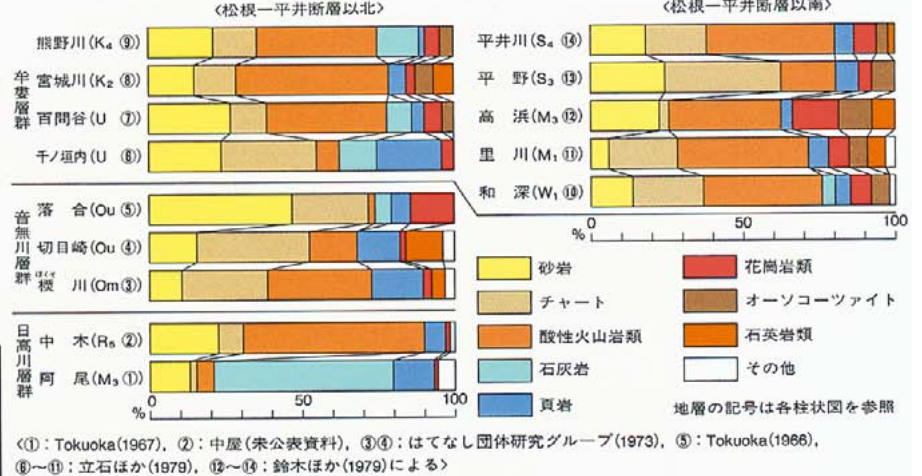
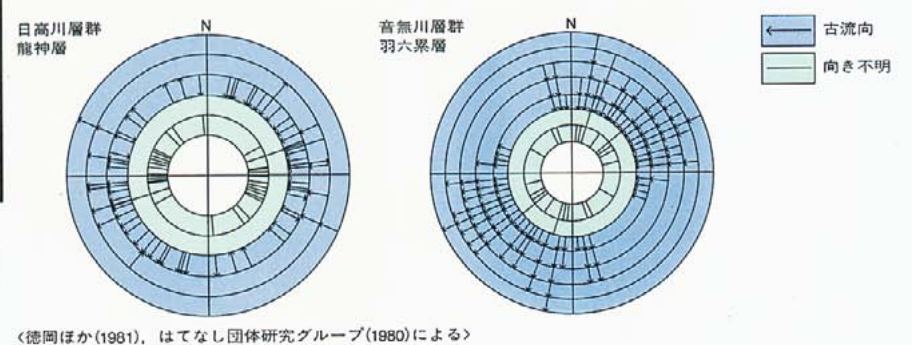


図4・4・13—日高川層群龍神層および音無川層群羽六累層の古流向



〈徳岡ほか(1981)、はてなし団体研究グループ(1980)による〉

(6)黒潮古陸

ところで牟婁層群には、オーソコーツァイトと呼ばれる砂岩礫が含まれるのが特徴です。オーソコーツァイト礫は、平瀬一鮎川断層以南の地層中には数～20%程度の割合で普遍的に含まれ、南部ほどより多く含まれます。とくに枯木灘海岸地域の下露累層ではオーソコーツァイト礫の含有量、礫径がともに大きくなる傾向がみられます。この地帯の礫の大きさは、親指大のものが多く、なかには握りこぶし大のものまであります。

オーソコーツァイト礫は、徳岡・別所(1980)によって詳細な研究がなされています。オーソコーツァイトは、石英が95%以上を占める砂岩で、その多くは、砂粒の殆どが完全なまでに円磨されています。礫の大部分は、塊状の砂岩ですが、弱い平行葉理や級化構造が認められるものもあります。礫の色は、灰白色や赤色・赤紫色のものが多く、このほかにも様々な色調のものがああります。オーソコーツ

ァイト礫の砂粒には、2次成長を示すダストリング(写真)がよくみられます。砂粒はよく円磨され、角ばった砂粒や、やや角ばった砂粒は全く含まれません。

これらの特徴は、オーソコーツァイト礫が大陸的な乾燥気候下で、花崗岩・片麻岩・まれに堆積岩などが、きわめて長期間にわたって浸食・風化されることによって生じた風成砂に由来するものであることを示しています。牟婁層群のフリッシュ型砂岩泥岩互層には、カレントクレスセントカスト、フルートカスト、ブロードカスト、グループカストなどたくさんの流痕が広い地域に認められます。これらの流痕から求められた牟婁層群の古流系は、東ないし北東からの流れに加えて、南ないし南東からの古流系が存在することを明らかにしています(図4・4・14)。

これらの事実から、かつて四万十帯の太平洋側には、オーソコーツァイト礫を含む碎屑物の供給域が存在したとされ、この陸域は黒潮

古陸と名付けられました(紀州四万十帯団体研究グループ, 1970・原田・徳岡, 1974)。

なお古流向の計測においては、四万十帯の屈曲変形(第5章)に伴う補正が必要になってきましたが、この補正を行ったとしても、牟婁層群の古流系では太平洋側からの要素を否定することはできません。

その後、四万十帯の研究が進展する中で、白亜系の一部から海洋地殻の沈みこみに伴う付加堆積体が認めれるようになりました。晩年の原田先生は、黒潮古陸は、南の太平洋側に島弧列をなして存在し、北側の大陸と南側の島弧(黒潮古陸)の間には、四万十の海が広がっていた。この海は、陸源堆積物と海洋性の岩石(緑色岩・チャート)を混在せしめる現在の海溝のような機構をそなえていた可能性があり、四万十の白亜系は、海溝を伴う縁海に堆積し、北側の大陸に順次付加・合体していたのではないかと、という想定をされておられました。

図4・4・14 牟婁層群の古流向 (立石(1976), 立石ほか(1979), 鈴木ほか(1979)による)

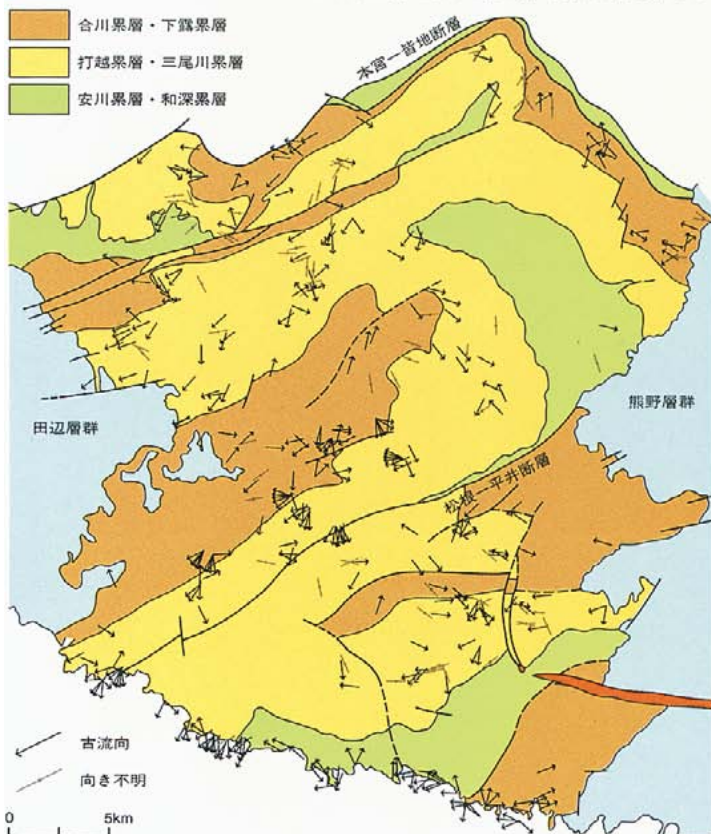
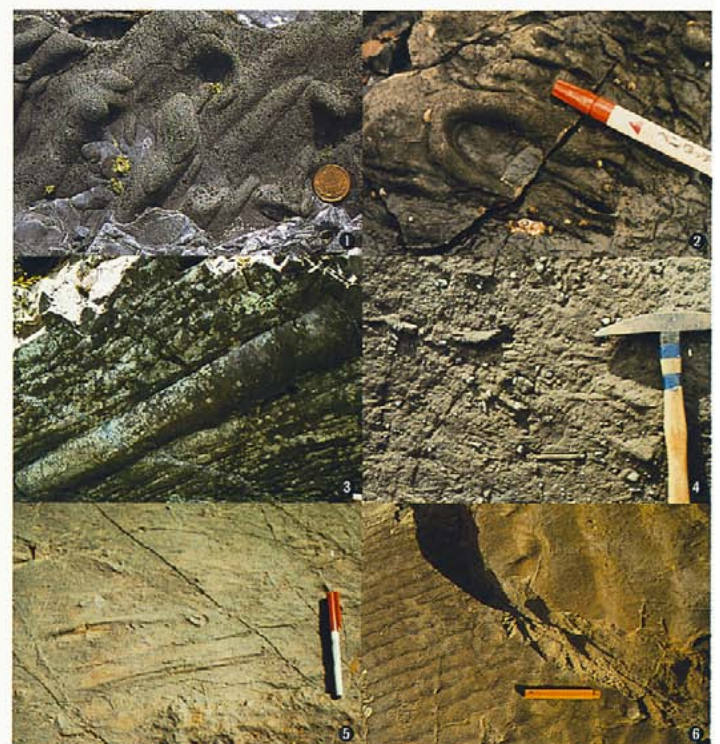


図4・5・15 流痕()と漣痕()



- ①フルートカスト(牟婁層群)
- ②カレントクレスセントカスト(音無川層群)
- ③グループカスト(日高川層群)
- ④ブロードカスト(牟婁層群)
- ⑤バウンスカスト(音無川層群)
- ⑥リップルマーク(田辺層群)