

地質野外実習プログラムの考察とその成果

～付加体堆積物に注目して～

吉 富 健 一
(2012年12月7日受理)

Developing a Field Work Training Program for Understanding of a Formation Process of an Accretionary Complex and its Evaluation

Kenichi YOSHIDOMI

Abstract. Accretionary complex represented by the Shimanto Belt is comprised of both terrigenous sediments and pelagic ones. Unusual facies, being quite different from those of normal deposits, are characteristic of accretionary deposits. Therefore, in order to understand the origin of accretionary deposits, it is necessary to understand that there is a specific process to yield such facies, exclusively in a site of subduction of plate. For university students of training teachers, we have developed a training program for learning and understanding of an accretionary prism, selecting most suitable sites for this purpose.

1 はじめに

日本列島の大部分は、付加体堆積物と付加体堆積物を起源とする変成岩類によって構成されており、現在、我々が生活している足下の大地のほとんどは、海洋プレートの沈み込みにともなって、堆積物が大陸プレートへ付加されることにより形成されているといっても過言ではない。

海洋プレートが大陸プレートに沈み込む場所に、海溝が形成される。ここには海溝を充填する形で、大陸プレート側から陸源性砕屑物が供給される。海洋プレート側からは、長い時間をかけて堆積したチャートやサンゴ礁を含む遠洋性堆積物が、プレートとともに運ばれ、海溝にたまっている陸源性砕屑物とともに大陸プレート側に付加されることにより、付加体堆積物が形成され成長する。

付加体を構成する堆積物は、通常の地層としての堆積物にみられる岩相とは全く異なった特徴を持つ。これら付加体堆積物の成因を理解・学習するためには、地球表面が十数枚のプレートに覆われ、これらのプレートが対流するマントルにのって動き、相互に作用しあうというプレートテクト

ニクスの考え方を理解するとともに、プレートが沈み込む場所に、そのような堆積物を形成する特殊なプロセスがある、ということを理解する必要がある。それゆえ付加体堆積物を理解することで、プレートの運動が付加体の形成のみならず、地震、マグマの発生や火山の形成といった、様々な地質現象の発生につながるということを、より深く理解できるようになる。また、プレートの動きを知ることは、地表で起こる様々な地質現象を理解するだけでなく、それにとともなって発生する地震や津波などの、災害の発生する仕組みを理解する上でも、大変重要なことである。

日本列島を構成する岩石を調べていくと、大陸プレートを起源とするのは、飛驒帯と呼ばれる北陸地方の一部だけであり、それ以外の地域は何かしら付加体堆積物に由来していることがわかる。飛驒帯を取り巻いて分布する飛驒外縁帯と、その延長と考えられる三郡-蓮華変成帯の主体は、石炭紀やペルム紀の年代を示す岩石からなる (Otoh et al., 1990) ことから、海洋プレートの沈み込みは約3億年前以上前から始まっていたと考えられ、現在でもまだ四国沖では新しい付加体が形成

され続けている。

また、現在の海洋地殻の年齢は、最も古いものでも2億年程度であり、それ以前のもはすでに海溝に沈み込んで失われてしまっている。そのため付加体は、2億年より前の海洋プレートの沈み込みの状況を明らかにするための貴重な記録ともいえる。

本論では、教員養成系の大学生に対する、付加体堆積物の学習と観察に主眼をおいた、地質野外実習のための見学地として、教科書等では模式的に表現されているプレートの動きにより、実際どのような堆積物が形成されるのか、見学を行う実習プログラムの開発を行った。観察対象場所としては、高知県の香南市（旧野市町）の三宝山、須崎市横浪半島の五色の浜、室戸市の室戸岬および行当岬の四箇所を設定し、様々な形態の付加体堆積物の観察と、付加体の成長にともなって大地が隆起してきた様子などを観察対象とした。

遠洋性堆積物や陸源性堆積物から複雑に構成される付加体堆積物と、付加体の成長に伴う現象を野外で実際に見学することで、プレートの沈み込みに伴う付加体の形成過程について、実感を得る理解を得ることができたので、それぞれの場所において、観察できる地質現象および観察のポイントについて報告する。

2 主な付加体堆積物

付加体堆積物とは、図1に示すように海洋プレートが大陸プレートの下に沈み込む際に、海洋プレート上に堆積した遠洋性堆積物が、大陸プレート側から供給された陸源性砕屑物とともに、陸側に付加され形成されたものである。付加体堆積物として一括されるものの、その本来の堆積場所や、堆積物の構成、堆積構造などは大きく異なるため、以下に遠洋性堆積物と陸源性堆積物とに分けて説明する。

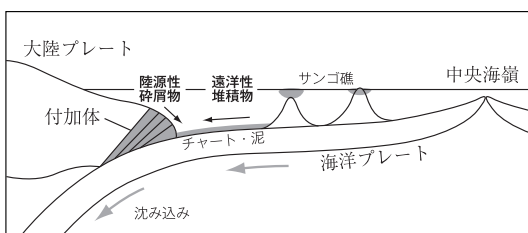


図1 プレートの沈み込みと付加体堆積物

2.1 遠洋性堆積物

遠洋性堆積物は、一般に海洋プレート上に気が遠くなるような長い時間をかけて堆積・形成されたものである。堆積物の種類としては、遠洋性の泥とチャート、海山の頂上付近に形成されていたサンゴ礁が石灰岩となったものなどである。

陸から遠く離れた場所で堆積するため、泥や砂など砕屑物の供給は非常に少なく、堆積速度は極めて遅い。構成物のほとんどは生物に由来するものであるため、堆積速度は生物の活動状況に依存するといえる。

2.1.1 チャート

チャートは、放射虫と呼ばれるケイ酸質 (SiO_2) 成分で構成される殻をもつ、 $40\mu\text{m}$ から数mmの大きさのプランクトンの死骸が、海底に堆積してできたものである。層状のものと塊状のものとがあり、層状のものは数cmの厚さで層を形成し、間に泥の薄い層を挟むため縞状に成層する。

チャートの岩石は、一般に灰白色、他に暗灰色・緑色・赤色など様々な色を呈する。独特の油脂感があり非常に硬い岩石で、硬度が鋼より硬いため、ハンマー等でこすっても傷がつかない。断面をルーペで見ると放射虫の殻が点状に見えるものもある。



図2 チャート露頭（五色の浜）

2.1.2 石灰岩

小学校で塩酸をかけて二酸化炭素を発生させることで有名な石灰岩は、炭酸カルシウム (CaCO_3) を主体とする岩石である。一般にフズリナなどの有孔虫やサンゴ・貝類・石灰藻など、炭酸カルシウムの骨格をもつ生物の死骸が堆積して形成される。

石灰岩の起源となるサンゴ礁は、一般に海山の頂上など、一定の海水温以上で日光のふりそそぐ環境、いわゆる海面付近で最も成長速度が著しいため、海山の沈降にともなって上方に成長する。石灰岩が産出する場所の近くでは、かつてサンゴ礁の基盤となっていた海山の名残の玄武岩を伴うことも少なくない。

炭酸カルシウムの純度が高い場合は白色を呈するが、不純物の含まれる度合いによって灰白色や灰色、茶色や黒色の石灰岩となる。独特の油脂感があり鋼より軟らかいので、ハンマー等でこすると容易に傷がつくことで、チャートと区別できる。ルーペで観察すると、サンゴやフズリナなどの化石を含むことが多い。



図3 石灰岩露頭 (三宝山)

2.2 陸源性堆積物

陸源性堆積物は、陸上の侵食にともなって河川により運搬された土砂が、大陸棚斜面を經由して海溝までもたらされたものである。堆積物の種類としては、砂や泥などの碎屑物を主体とし、強い運搬力を必要とする礫のような粒径の大きなものはあまり含まれない。

一般にタービダイト層と呼ばれる級化層理の発達した砂岩泥岩互層や、岩種や大きさのさまざまな岩塊が無秩序に取り込まれた、オリストストロームと呼ばれる、含礫泥岩の一種から構成される。

2.2.1 タービダイト層

河川により海に供給された砂や泥などの碎屑物は、大陸棚斜面に一旦堆積する。これらの堆積物が、混濁流（タービダイト）となって大陸棚斜面を流れ下り、海溝付近に再堆積したものがタービ

ダイト層である。粗粒な砂から細粒な泥への上方細粒化を示す層が、一度の混濁流の発生により形成される。

混濁流の発生は、台風による暴浪時などの気象学的なイベントや、地震などによって間欠的に発生するため、その発生頻度や規模に応じた砂泥互層がタービダイト層として形成される。

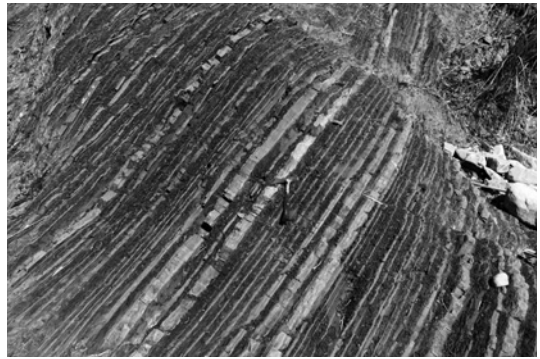


図4 タービダイト露頭 (宮崎県日南市)

また、タービダイト層中にはスランプ構造が観察されることが多い。スランプ構造とは、海底に一旦堆積した堆積物が、半固結状態で斜面を滑り落ち、不規則に破断したり、変形したりしてできた構造である。露頭サイズで地層が褶曲している様子などがみられることが多いが、堆積後の褶曲作用であれば、上位・下位の地層を含め、すべての層が変形する。これに対し、スランプ構造は堆積時の変形であるため、ある層準では褶曲・変形しているが、その下位あるいは上位の層準では同様の変形が認められない、という点において褶曲構造と区別する必要がある。

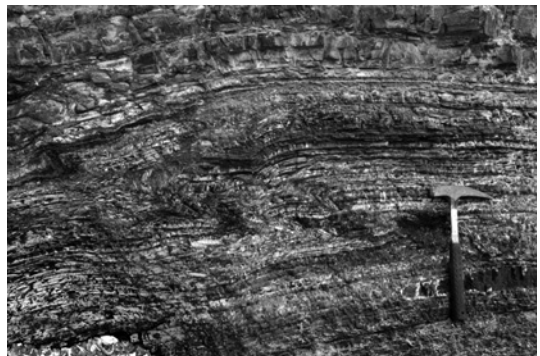


図5 スランプ露頭 (広島県東広島市)

2.2.2 オリストストローム

オリストリスと呼ばれる、岩種や大きさのさまざまな岩塊が、基質となる泥岩の中に無秩序に取り込まれている堆積物を、オリストストローム堆積物と呼ぶ。未固結ないしは半固結の堆積物が、海底で大規模に移動する過程で破碎され、硬いブロックが柔らかい基質に取り囲まれて形成されたと考えられる。含まれるオリストリスは、陸源性のものばかりではなく、チャートや石灰岩などの遠洋性の堆積物が、大小様々な大きさのブロックとして取り込まれていることもある。

同様の言葉として、メランジュという表現がある。メランジュも、泥岩などの基質中に数cmから数kmに達する様々な大きさ・種類の岩塊が含まれるものを指すため、同じ対象に対して、使う人や地域によって、堆積性メランジュと呼んだり、オリストストロームと呼んだりする。“メランジュ”という用語を、成因を問わない岩相の記載用語として用いる (Cowan, 1985) のに対し、“オリストストローム”は、岩相に加え、堆積性としての成因までも含む場合が多い。

四万十帯メランジュの成因に関しては、海溝斜面に堆積している堆積物が、崩壊して海溝軸にもたらされて形成されたと考える説 (平ほか, 1980a) と、メランジュ中に普遍的かつ一定センスの剪断変形作用が確認されることから、構造的な剪断作用を被ったテクトニックメランジュ、として扱う説 (例えば Onishi and Kimura, 1995) がある。



図6 メランジュ相 (五色の浜)

3 地質概説

四国の地質は、図7に示すように徳島県の鳴門

市から三好市、愛媛県の四国中央市から伊予市に抜ける、ほぼ東西方向の中央構造線により特徴的に二分される。北側は西南日本内帯、南側は西南日本外帯と呼ばれ、それぞれの地質帯は、この中央構造線に沿ってほぼ平行した形に分布する。

中央構造線は、西南日本を南北に分断する日本列島で最長の活断層系であり、変異の規模も大きく明瞭である。徳島県内では吉野川の北岸を通り、愛媛県では四国山地北縁に沿って断層崖とされる直線状の地形が認められる。

3.1 西南日本内帯

内帯は、領家帯と和泉帯と呼ばれる和泉層群の分布する地域に区分される。

領家帯は、古期領家花崗岩マグマの大規模な上昇による熱で変成した、高温低圧型の片麻岩を主体とする地帯である。四国地方の領家帯は、おもに花崗岩類から構成され、変成岩類の分布は少ない。南縁部は、和泉層群に不整合に覆われる。

和泉帯は、白亜系最後期の和泉層群が、領家帯を構成する領家変成岩や領家花崗岩類を、不整合に覆って分布する。和泉帯の南限は中央構造線で、三波川帯と断層で接する。

3.2 西南日本外帯

外帯は、北側から三波川帯、秩父帯、四万十帯がほぼ東西方向をもった帯状に配列する。

三波川帯は、低温高圧型の変成作用を受けた結晶片岩から構成される。四国地方では主に、石英片岩を伴う緑色片岩からなる。また、三波川帯の南には、三波川帯と秩父帯との境界に沿って緑色岩類がレンズ状に断続的に分布しており、御荷鉾緑色岩類と呼ばれる。

秩父帯は、おもに中生代ジュラ紀の付加体からなり、東西性の構造線により北帯・中帯・南帯に区分される。特に南帯には全域にわたって多数の石灰岩が含まれており、特に香南市 (旧野市町) の三宝山の石灰岩は、古くから三畳紀の大型化石を含むことで知られており (小林, 1931; Yabe and Sugiyama, 1932)、三宝山石灰岩を含む一連の地層群は、三宝山層と命名されている (鈴木, 1931)。

その後の研究により、三宝山層の泥岩、酸性凝灰岩やチャートは、ジュラ紀中期ないし後期に相



図7 四国地方の主な地質区分と見学地点

当する放散虫を含み、一部の砂岩にはジュラ紀後期型のトリゴニア（二枚貝）が含まれることから、三畳紀の石灰岩はオリストリスであり、オリストストロームのマトリックスの堆積年代としては、ジュラ紀から白亜紀であるとされた（Matsuoka and Yao, 1990）。

四万十帯は、中生代白亜紀から新生代古第三紀にかけて形成された付加体からなり、西部では中筋構造線、東部では安芸構造線により北帯と南帯とに区分される。北帯は、おもに上部白亜系のオリストストロームから構成され、南帯は、おもに古第三紀から新第三紀中新世のオリストストロームから構成される。

四万十北帯は、白亜紀前期に付加したとされる北側の新莊川層群と、白亜紀後期に付加した南側の大正層群とに区分される（平ほか, 1980b）。

須崎湾にそそぐ新莊川流域を模式地とする新莊川層群は、さらに層序や岩相、分布によって北から堂ヶ奈路層・新土居層・半山層・須崎層に区分される（甲藤, 1980；平ほか, 1980b）。地質年代としては、須崎層は泥岩層中から産出するアンモ

ナイトや放散虫化石より、白亜紀後期の最前期にあたる Cenomanian (91.0～97.5Ma) とされる（中世古, 1978；岡村, 1980）。

大正層群は、須崎市から四万十市にかけて広範囲に分布し、厚いタービダイト層と、それに挟み込まれるように分布するメランジュ相から構成される。甲藤（1980）・平ほか（1980b）は、大正層群を岩相の違いによって、横浪メランジ・下津井層・久礼メランジ・野々川層・大用メランジ・中村層・有岡層に区分した。

横浪メランジュの堆積年代に関しては、岡村・宇都（1982）による放散虫化石をもとにした詳細な研究が行われており、岩塊のなかで最も古いのは赤色チャートであり、放散虫化石年代より、白亜紀最前期の Berriasian (138～145Ma) から Valanginian (131～138Ma) と見積もられている。赤色頁岩からは、Cenomanian から Turonian (88.5～91.0Ma)、泥岩からは Coniacian (87.5～88.5Ma) から Campanian (73.0～83.0Ma) の放散虫群集が報告されており（岡村, 1980）、岩相によって堆積年代がそれぞれ異なっていることが明

らかとなっている。また、層状チャートの上部から下部まで堆積年代が詳細に調べられており、チャートの堆積速度は、1mm/1,000年と見積もられている（岡村・宇都，1982）。

四万十帯南帯は、北部の室戸半島層群と南部の菜生層群なまへに区分される（甲藤，1980；平ほか，1980b）。甲藤（1980）・平ほか（1980b）は、室戸半島層群を始新～下部漸新統、菜生層群を上部漸新～下部中新統としたが、室戸半島層群の各層に含まれる化石の地質年代には際だった相違は認められず、ほぼ同じ地質年代のものと考えられる。

4 学習内容と観察ポイント

本論で紹介するのは、秩父帯南帯に属する三宝山層の石灰岩（香南市）と、四万十帯北帯のうち大正層群に分類される横浪メランジュのメランジュ相と縞状チャート（横浪半島）および、四万十帯南帯の菜生層群に属するタービダイト層（室戸岬・行当岬）である。

現地では、図1に示したそれぞれの堆積物の堆積場所・堆積環境と、実際に観察する岩石との対比に重点を置き、どのような場所で、どのように形成された堆積物が、どんな状況で堆積しているかに着目して観察を行った。

4.1 地点1：三宝山

地点1の地形図を図8に示す。香南市（旧野市町）から、香美市香北町美良布にぬける県道385



図8 三宝山周辺の地形図

号線の三宝山の山頂直下に、図3に示すような石灰岩の大露頭が露出している。石灰岩は灰白色で、比較的破碎されている箇所もあるが、化石などが含まれている様子も観察できる。

この石灰岩は、香美市にある国指定の天然記念物「龍河洞」を胚胎する石灰岩体などとともに、秩父帯南帯の付加体堆積物の中に取り込まれた、石灰岩のオリストリスであると考えられる。

図9に示すように、この石灰岩露頭の一部には、変質した玄武岩が露出しているのが観察される。このことは石灰岩体が、三疊紀頃に形成されたホットスポット上の海山（玄武岩）に形成された、生物礁であったことを示している。つまり、昔の海山の頂上と、その上に形成されたサンゴ礁の名残を観察していることになる。



図9 石灰岩と玄武岩の境界

石灰岩の年代が三疊紀を示すのに対し、石灰岩を含む地質体の年代がジュラ紀であることを考えると、三疊紀に繁栄した生物礁を載せた海山が、海洋プレートの移動にもなって海溝付近まで移動した頃には、すでに時代はジュラ紀に変わっていたことが伺える。そして、海洋プレートが海溝に沈み込む時に、生物礁が海山の頂上とともに大陸プレート側に付加されて現在にいたる。

4.2 地点2：五色の浜

五色の浜の横浪メランジュは、北側を新莊川層群の須崎層と断層で接し、南側の下津井層とも断層で接している。海岸沿いで非常に露出がよいことから、古くから詳しく調査・研究が行われ、四万十帯が付加体であることの証明、ひいては日本列島が海洋プレートの移動とそれに伴った付加作

用によって成長してきたことを示す証拠として、平成23年に国の天然記念物に指定された。

地点2の地形図を図10に示す。横浪半島の最東端にあたり、半島を縦断する県道47号線から、五色の浜の看板に従って海岸まで降りると、礫浜が広がっている。あたり一帯で、泥岩の中に大きささまざまな岩石が取り込まれたメランジュ相、すなわちオリストストローム堆積物を観察できる。



図10 五色の浜の地形図

メランジュの基質となっている泥岩は、図11に示すように剪断され、鱗片状ないしスレート劈開が発達して、粘板岩のようにになっている。含まれる礫も変形していることから、比較的強い圧力で変形が行われたことを物語っている。泥岩のマトリックス中には、チャート、玄武岩、石灰岩、珪



図11 劈開の発達した泥岩

質泥岩、砂岩などが塊状～レンズ状に混在する。

海岸を北上すると、メランジュ相と断層で接する須崎層の砂泥互層（図12）や塊状の砂岩層を観察でき、南下すると、横浪メランジュの断面を連続露頭で観察することができる。横浪メランジュの南限は、泥岩・砂岩を主体とする下津井層と断層で接するが、地点2から海岸沿いに移動しても、下津井層との境界まで到達することはできない。



図12 須崎層の砂泥互層

図10の位置図に示した地点では、上記メランジュ相から赤紫色を呈する珪質泥岩へと変化し、所々に玄武岩の枕状溶岩も見られる。もともと南側では、緑色の層状チャートの巨大な岩壁（図2）に阻まれ、これ以上進むことができない。

このメランジュ相から赤紫色を呈する珪質泥岩へと変化する地点が、陸源性碎屑物と遠洋性堆積物の境界部分にあたる。陸側から供給されたメランジュを構成する堆積物と、赤紫色の珪質泥岩や緑色の層状チャートに代表される海洋プレートによって移動してきた全く由来の異なる堆積物が、海洋プレートの沈み込みに伴って海溝でひとつに統合された現場を観察することができる。

4.3 地点3：室戸岬

室戸岬は、四万十帯の堆積物に加え、洪積世の氷河性海水準変動、地震隆起によって形成された海成段丘、完新世の巨大地震によって離水した海岸地形など、付加体の形成と成長に関する地質現象を総合的に見学することのできる場所として、2011年に世界ジオパークに指定された。遊歩道や駐車場、見学用のパンフレット等も整備され、それぞれの見学ポイントでは案内板等が設置され、

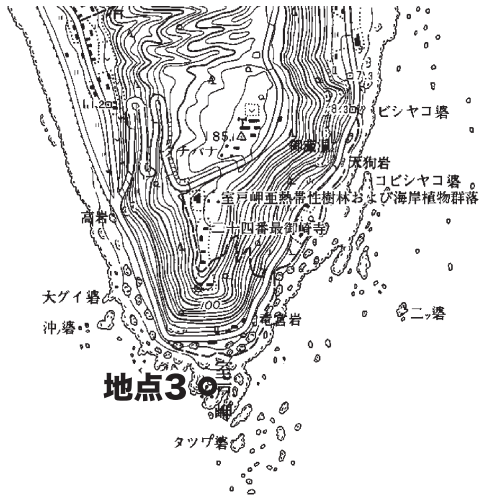


図13 室戸岬の地形図

非常に見学しやすくなっている。

ここで観察できるのは菜生層群のタービダイト層（図14）であり、岩相としては、泥岩と砂岩の互層からなるが、スランプ褶曲と、ブロック化が著しい。また、四万十帯の堆積岩類に対してハンレイ岩が貫入している様子を、観察することもできる。



図14 タービダイト層

室戸岬周辺では、付加体の堆積物とともに、付加体の成長に伴って隆起しつつある大地の証拠を、あちこちに見ることができる。弘法大師行水の池周辺に見られるポットホールは、水中で形成されたものが、現在の高さまで隆起したことを物語る証拠となっている。室戸岬は、切り立った海食崖と平坦な段丘面のコントラストがより明確に

なっており、海岸段丘の模式地として、地理や地学の教科書に取り上げられる場所でもある。

記録が残されている宝永地震（1707年）、安政南海地震（1854年）、昭和南海地震（1946年）など、巨大地震が発生する度に地面が隆起していることが判明しており、特に昭和南海地震では、1.27m隆起した（宇佐美，1966）ことが明らかとなっている。深海に堆積するタービダイトの堆積物を現在、陸上で観察できるのは、新しく付加された堆積物により室戸岬がどんどん隆起しているためであり、四万十帯は、付加体によって形成された最も新しい大地であるといえる。

室戸岬の隆起量に関して前空（1988）は、ヤッコカンザシ棲管化石（図15）の分布高度と、 ^{14}C 年代（メタノール・シンチレーション法）から、数百年～千数百年間の海面高度が相対的に安定する時期と、急激に海面が低下する時期が、後期完新世に6回ほど繰り返されていることを明らかにするとともに、6千年間で約11mの、相対的海水準の変動があったことを示している。



図15 離水したヤッコカンザシの巣化石

4.4 地点4：行当岬

室戸岬の北西にあたる行当岬（図16）では、タービダイト層中に残されている地震の痕跡を観察できる。

室戸岬が度重なる地震によって、次第に隆起して現在の地形となっていることは、室戸岬の地形発達やヤッコカンザシの巣の化石において学習したところである。行当岬では、地震が起こった痕跡が、タービダイト層中に砂岩岩脈という形で記録されている様子を、観察することができる。

行当岬の岩石も、四万十帯の他の地域と同様、



図16 行当岬の地形図

典型的なタービダイト層から構成される。特に、クラスティックダイクと呼ばれる、タービダイト層の砂と泥がなす縞々と斜行して白い岩脈が斜めに横断している場所がある（図17）。通常このような岩脈は、マグマだまりから派生したマグマが、岩脈として貫入したものであることが多いが、行当岬の場合、岩脈を構成している岩石は火成岩ではなく砂岩である。



図17 タービダイト層中の砂岩岩脈

強い地震が発生した際、沿岸部では液状化作用により、地面から砂混じりの水が噴き出したり、マンホールが浮かび上がったりする現象が観察される。行当岬で見られる砂岩岩脈もこれと同様、大きな地震が発生した際に、海底下の未固結の砂層が液状化を起こして、半固結のタービダイト層を割って海底に噴き出した時の通り道が、そのま

ま固まったものであると考えられている。

また、近くにはタービダイト層中の泥岩層がきれいに剥がれて、砂岩層の表面が露出している箇所がある。砂岩層の上位面には漣痕がくっきりと残っており（図18）、タービダイトが深海に流れ下る際に、堆積した砂の表面にリップルマークを形成するような水の流れが存在したことを示す貴重な証拠である。



図18 砂岩上位面に残る漣痕

行当岬では、その他、大小様々な生痕化石も見つかっており、二枚貝が移動した跡とみられる洗濯機のホースのような痕跡などを、観察することもできる。

5. まとめ

地質野外実習プログラムを通して、実際の付加体堆積物が露出している現地で、陸源性堆積物や、遠洋性の堆積物、そしてそれらが接している様子などを観察した。付加体堆積物は、いわゆる普通の地層と呼ばれる一次堆積物とは異なり、溜まった堆積物がプレートに沈み込みに伴って、陸側プレートに付加されて形成された二次堆積物である、という点において、通常の地層の観察とは異なる視点での観察と理解が求められる。

今回の実習プログラムでは、それぞれの堆積物の本来の堆積場所と、海溝における付加作用によって形成された現状について整理して観察を行うことで、元来、深海の出来事であるはずのそれぞれの堆積物の形成、海洋プレートの沈み込みにともなう大陸プレートへ付加された様子、付加体堆積物の成長に伴って大地が隆起する様子などの一連の流れを、堆積物の厚さや広さなどのスケール

感を伴った形で理解し、学習することができた。

プレートテクトニクスという考え方が取り入れられる前の状況では、なぜ深海底に陸源性のものと遠洋性の堆積物が共存するのか、メランジュはどのように形成されるのか、そして地震がおこる度に陸地が隆起し、深海底の堆積物が陸上に現れるのはなぜか、理解することができなかった。現在主流となっているプレートテクトニクス理論も、最初はなぜ?どのようにして?このような堆積物が形成されたのか、という疑問から始まっている。

教科書に掲載されているような、海嶺でプレートが生まれて海溝で沈み込んでいく、という模式断面図を学習した上で、地点1から4までの見学地点で観察を行い、それぞれ堆積物の形成過程とその意義を自ら考えることで、ますます付加体堆積物を理解し、大地の営みを肌で感じることができるようになると考える。

引用文献

- Cowan, D. S., (1985) Structural styles in Mesozoic and Cenozoic melanges in the western Cordillera of North America. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **96**, 451-462.
- 甲藤次郎 (1980) 四万十帯化石層所学の最近の進歩. 四万十帯の地質学と古生物学, 299-318, 林野弘済会高知支部.
- 小林貞一 (1931) 土佐国佐川三疊紀層の層序と構造とに就いて. *地質学雑誌*, **38**, 223-246, 361-380.
- 前杵英明 (1988) 室戸半島の完新世地殻変動. *地理学評論*, **61A**, 747-769.
- Matsuoka, A. and Yao, A (1990) Southern Chichibu Terrane. In Ichikawa, K. ed. *Pre-Cretaceous Terranes of Japan*, 203-216. Nippon Insatsu Shuppan, Osaka.
- 中世古幸次郎・西村明子・菅野耕三 (1979) 四万十帯の放散虫化石の研究. 大阪微化石研究会誌, 特別号, **2**, 1-49.
- 日本ジオパークネットワーク (2012) <http://www.geopark.jp/geopark/muroto/>.
- 岡村 真 (1980) 高知県四万十帯北帯 (白亜系) の放散虫化石. 四万十帯の地質学と古生物学, 147-152, 林野弘済会高知支部.
- 岡村 真・宇都秀幸 (1982) 高知県横浪半島に分布する下部白亜系チャート岩体中の放散虫の層位的分布 (予察). 高知大学学術研究報告, **31**, 87-94.
- Onishi, C. T., and Kimura, G., (1995) Change in fabric of melange in the Shimanto Belt, Japan: Change in relative convergence?, *Tectonics*, **14**, 1273-1289.
- Otoh, S., Yamakita, S. and Yanai, S. (1990) Origin of the Chichibu Sea, Japan: Middle Paleozoic to Early Mesozoic plate construction in the northern margin of the Gondwana Continent. *Tectonics*, **9**, 423-440.
- 鈴木達夫 (1931) 7万5千分の1地質図幅「高知」および同説明書. 地質調査所, 37p.
- 平 朝彦・岡村 真・甲藤次郎・田代正之・斉藤靖二・小玉一人・橋本光男・千葉とき子・青木隆弘 (1980a) 高知県四万十帯北帯 (白亜系) における“メランジェ”の岩相と時代. 四万十帯の地質学と古生物学, 179-214, 林野弘済会高知支部.
- 平 朝彦・田代正之・岡村 真・甲藤次郎 (1980b) 高知県四万十帯の地質とその起源. 四万十帯の地質学と古生物学, 249-264, 林野弘済会高知支部.
- 宇佐美龍夫 (1996) 新編日本被害地震総覧. 東京大学出版会, 416p.
- Yabe, H. and Sugiyama, T. (1932) Upper Triassic Spongiomorphoid Coral from Sanpozan, Province of Tosa, Japan. *Japan. J. Geol. Geogr.*, **10**, 5-9.