



ルの高さを視覚的に理解できる天然ガスの自然湧出現場での見学の様子と主な見どころなどについて紹介したいと思います。そして次に、地下で天然ガスやヨウ素を含むかん水の供給源、母胎となっている上総層群<sup>かずさ</sup>が地表に露出しているところ(露頭)での地層の見学先のうち、最も多く見学してきたいすみ市文化とスポーツの森周辺にみられる地層の特徴について紹介したいと思います。

## 2. 瑞沢川西門橋<sup>ちようせい むつざわ</sup>(長生郡陸沢町大上):天然ガスの自然湧出現場の見学

この場所は、瑞沢川<sup>みずさわ</sup>沿いに延びる県道 150 号線沿いにあり、バスから降りてすぐに観察できる地点であることから、特別見学会(地質編)では合計 12 回(したがって毎年)訪問してきました(位置は第 1 図参照)。ここではほぼ東西に延びる県道 150 号線に南から県道 151 号線がほぼ直交する形で合流する三叉路になっています。そして合流する直前に横断するのが瑞沢川であり、そこに架けられた橋が西門橋<sup>さいかど</sup>です。

ここではまず、西門橋の欄干越しに直下を流れる瑞沢川の表面を眺めると、川面のあちこちで泡が連続的に吹き出す発泡現象がみられます。この後橋を渡って左手の堤防を 10 m ほど歩いたあたりから川辺に降りますが、滑らないように一歩一歩慎重に降りる必要があります。この場合、事前に関係者がスコップなどで堤防の斜面にステップをつくっておくと、安全にかつスムーズに川辺に降りることができます(第 2 図)。次に、川沿いに露出する泥岩層の上を川辺に沿って歩いて橋の下付近まで進みます(第 3 図)。この泥岩層は上総層群梅ヶ瀬層<sup>うめがせ</sup>の最上部の地層ですが、表面がツルツとしていて、川辺に向かってゆるく傾いているので、ゆっくりと一歩一歩前進することが重要です。橋の下あたりまで来たところで、瑞沢川の表面をながめると、川底から川面に向かって連続的に泡が噴出し発泡している様子をあちこちでみることができます(第 4 図)。また、川辺に露出する梅ヶ瀬層の泥岩層には、橋の延びる方向(南北方向)にほぼ平行する節理(割れ目)が何本も延びているのを観察できます(第 4 図)。よく見ると、川面の発泡現象の中には一列に並ぶものもあり、このような節理と関係があるのかもしれませんが。発泡の様子を写真に撮る際には、滑って川の中に落ちたりひっくり返って頭を打ったりしないように、水際から少し離れたところで足元をきちんと固定した上で撮影することが大切です。動画での撮影もお勧めです。

川辺から近くの発泡個所に着火バーなどで火を近づける



第 2 図 瑞沢川の堤防斜面のステップを降りているところ(2017 年度特別見学会(地質編))

右端は、事前にステップを掘られた世話人の岩本広志氏。周辺住民の方々による一斉草刈り作業の後なので、堤防周辺は歩きやすくなっています。



第 3 図 西門橋の下付近での見学風景(2018 年度特別見学会(地質編))



第 4 図 瑞沢川の川面のあちこちにみられる発泡現象  
向こう岸の岩盤は、上総層群梅ヶ瀬層の泥岩層。西門橋にほぼ平行する節理(割れ目)が多数発達し、その延長上に発泡が見られることも多い。

と泡が出るたびに一瞬ポッと燃えることから、泡の原因が可燃性ガス(メタン)であることがわかります。ただ、広い範囲でメタンの発泡現象が起きており、火傷をしたり周りの枯れ葉などに延焼する危険性もありますので、決して試みないでください。見学会では、メタン濃度レーザー検知器を用いてのメタンの濃度の測定なども試みられてきました(第5図)。

なおこの西門橋付近では、夏から冬の時期には通常川の水位が低く、上記のように泥岩層からなる川辺の露岩部分に降りてそこから観察することができます。しかし、周辺の田んぼで田植えが行われる時期から植えられた苗の成長期の頃、すなわち、春～初夏の時期には、田んぼに水を引くために下流側で水をせき止めることから、瑞沢川の水位があがり、川幅全体が水に覆われます。したがって、この時期には川辺に降りることはできませんが、西門橋の上から眺めると川幅全体に発泡現象が起きているのを観察できます。

すなわち、秋の特別見学会(地質編)の折に立っていた川辺の露岩(泥岩)部分からも、実際には活発な発泡現象が起きていることが実感できます。事実、足元の泥岩層の節理部分に上記のメタン濃度レーザー検知器を当てて測定すると、この検知器が反応することを確認できます(第6図)。このように天然ガスの自然湧出は水の存在がないと認識できないのですが、特にメタンガスの場合は無味無臭無色であるために、人間の五感では認識できないという特性もっています。ただ、第1部でも紹介しましたように、メタンガスは空気よりも軽いので(空気の重さを1とすると0.56です)、野外のような開放系では、地上に湧出したメタンはすみやかに上方に拡散し、生物に危害を与える心配はありません。特別見学会(地質編)の際には、このこともお話して、メタンガスの特性を理解してもらっています。なお、このように地表に湧出するガスのことを、地元の天然ガス業界では“<sup>うわ</sup>上ガス”と呼んでいます。

### 見学の際の注意点

1) 瑞沢川西門橋は、T字型の三叉路に位置している上に交通量もけっこう多いので、道路を横断する場合は、左右をよく確認してから渡ることが重要です。特に集団での見学の際には、サポーターなど係の人が道路の両側に位置して横断を誘導することが望ましいといえます(第7図)。

2) 前述していますように、川辺の露岩(泥岩層)の表面は川面に向かってゆるく傾いている上に滑りやすいので、歩いたり川辺に近寄る際は、くれぐれも滑って倒れたり川の中に落ちたりしないように、慎重にゆっくりと行動する



第5図 レーザー検知器を使ったメタンガス濃度測定を試み(2012年度特別見学会(地質編))  
測定しているのは、サポーターとして参加された村本良幸氏。



第6図 足元の泥岩層の節理(割れ目)からもメタンガスが出ているか、レーザー検知器で確認しているところ(2017年度特別見学会(地質編))  
検知器を持っているのは、サポーターとして参加された河野憲二郎氏。



第7図 安全な横断のために、指示棒を使って車の往来を制御しているサポーターのお二人(2018年度特別見学会(地質編))  
手前は国末彰司氏, 向こう側は河野憲二郎氏。

必要があります。写真を撮る際も、川辺に近寄りすぎないように、足元に注意を払う必要があります。また、事前に滑りにくい靴を用意しておくことも大切です。案内者や世話人が先に川辺に降りて歩き方を注意するとともに、川辺に近寄りすぎないように注視する必要があります。

3)メタンガスが出ているかどうかを確かめるために火を使うのは、思わず火傷をしたり周りの枯れ草に飛び火する可能性がありますので、厳禁です。

4)この地点での見学時間は、通常10分から15分程度ですが、この間バスには、事前に定期運行バスの時刻表を調べた上で(1日の運行本数は非常に少ない)、T字路突き当たりにある定期運行バスのバス停で待ってもらっていたり(第3図)、あるいは、瑞沢川の南側に分布する田んぼの中を延びる広い道路(農道)で待ってもらったりしています。事前の下見の際に決めておく必要があります。

### 3. 地層の観察

地層の観察としては、南関東ガス田の地下で最も重要な貯留層となっている上総層群中部の<sup>おおただい</sup>大田代層や梅ヶ瀬層が地表に露出し、それらのタービダイト砂岩泥岩互層の特徴とともに、その空間的広がりや上下の積み重ねが観察できる場所として、毎年、いすみ市文化とスポーツの森(大田代層)か養老溪谷中瀬遊歩道(梅ヶ瀬層と大田代層)のいずれかを必ず訪問してきました。また、梅ヶ瀬層のタービダイト砂岩泥岩互層が厚く積み重なる様子やそのなかのいくつかの代表的な火山灰鍵層を観察できる大多喜町沢山林道も何度か訪問しました。この他に、上総層群中部のタービ

ダイト砂岩泥岩互層とは少し特徴を異にする上総層群上部の地層(長南層や笠森層)の観察を見学コースに加えたこともあります。いずれの場合も、ねじりガマを使って地層の表面を削ってもらうなど、地層に直接接触してもらいながら観察することを重視しました。ここでは、過去に最も訪問回数の多かったいすみ市文化とスポーツの森での主な見どころを紹介したいと思います。

## 4. いすみ市文化とスポーツの森(いすみ市深谷):上総層群大田代層の観察

### 4.1 本見学地点の特徴

こちらは12回の見学会で8回も訪れているように、地層の見学では大変お世話になっているところです。こちらは平坦な高台上に、いすみ市が運営する夷隅文化会館や多目的グラウンドやテニスコートなどの運動施設とともに、広い駐車場があり、バスでの見学にも大変便利なところです。ここでは、高台に上っていくためのV字型に曲がった道路沿いや高台のグラウンド周辺などで大田代層の地層や断層を観察することができます。特にこちらは、地質学の基礎である地層や断層の見方から、タービダイト砂岩層とデブライト層あるいはスランプもどきデブライト層といったやや複雑な特徴を有する堆積物が混在する様子の観察とこれらの堆積物の相互の成因的関係の考察まで、初心者から専門家まで楽しめる場所であることから、ここでは特に詳しく紹介することにします。この文化とスポーツの森周辺の全体的な配置図を第8図に、またここに分布する地層の総合柱状図を第9図に示します。

### 4.2 ここで見られる地層の種類と特徴

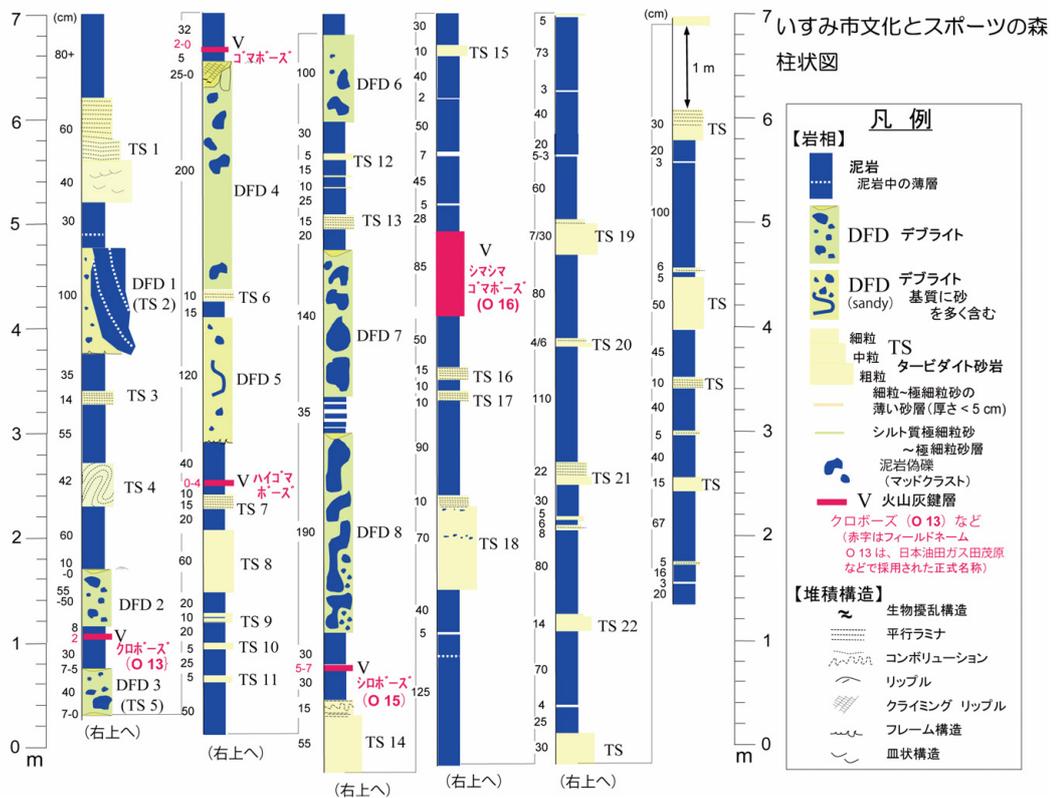
ここでは、第1部(徳橋, 2022a)で紹介した半遠洋性泥岩層、すなわち、現在の地層の厚さにして1年に1mm前後(1,000年に1m前後)の堆積速度で、時間をかけてゆっくり堆積した均質塊状の泥岩層に、次のような地層が挟まれています。

#### (1) タービダイト砂岩層(TS)

タービダイト砂岩は、第1部で紹介しましたように、海底を流れる混濁流(タービディティー・カーレント)によって堆積した堆積物で、上方に細粒化する級化構造や流れの化石ともいえる模様(葉理構造などの堆積構造)を持っているのが基本的な特徴です。また、混濁流が海底面を流下する際に海底の泥層を削って生じた破片(泥岩片)が、その断面に含まれていることがあります。その量は少なく、基本的な特徴はあくまで砂岩層です。第9図では、タービダ



第8図 いすみ市文化とスポーツの森周辺における断層や火山灰鍵層等の分布図  
徳橋秀一・岩本広志原図. Google Maps 使用.



第9図 いすみ市文化とスポーツの森周辺でみられる地層の総合柱状図  
徳橋秀一・岩本広志原図.

イト砂岩(turbidite sandstone)を略して TS と表現しています。

## (2) デブライト層 (DFD)

1枚の地層の大部分が、大小の泥岩片の集合体から構成されており、これらの泥岩片の間(基質)は、淘汰の悪いやや粗粒な砂岩や泥質な砂岩から構成されています。通常、このような特徴を有する堆積物は、専門的には debris flow deposits と呼ばれていることから、第9図では、略して DFD と表記しています。日本語では、デブライトとかデブライト層と呼ばれています。

## (3) 火山灰層 (V)

泥岩層に挟まれるもう一つの地層は火山灰層(テフラ)です。火山灰層は、volcanic ash layer と表現されることから、第9図では、略して V と表現しています。火山灰層が固まっている場合は、凝灰岩層ともいいます。第1部で紹介しましたように、上総層群には火山灰層が挟まれていること、その中で特徴的な火山灰は火山灰鍵層と呼ばれ、広い範囲に追跡されていることが、地質図などから明らかにされています。そして、このような火山灰鍵層には、含まれている地層の名称の頭文字(大田代層の場合は O になります)に上位から順に番号がつけられ、それが正式名称になっていることを紹介しました。この付近を含む地質図によると、このいすみ市文化とスポーツの森には、O 13 から O 16 と名づけられた大田代層中の火山灰鍵層が分布しているということです。

ただこのような正式名称は、大局的に上総層群のどの地層に含まれる火山灰鍵層であるのか、あるいは鍵層相互の上下関係を知る上ではわかりやすいのですが、すべての火山灰層をカバーしているわけではない上に、番号であるためにどういった特徴を有する火山灰層であるのかをイメージ(記憶)しにくいのが弱点です。こういった弱点を補うために、実際の調査などでは、個々の火山灰層やそれらの組み合わせに対して、ニックネーム(通称名、フィールド名)をつけて作業を行うということもよく行われます。そこで、特別見学会(地質編)では、ここで観察される火山灰層に対して独自のニックネームをつけ、正式名称との対応がわかる場合は、その関係がわかるようにしてきました。

ここでは、火山灰層の見目の特徴から、上位から、クロボーズ(O 13)、ゴマボーズ、ハイゴマボーズ、シロボーズ(O 15)、シマシマゴマボーズ(O 16)と名づけました。ゴマボーズ、ハイゴマボーズのどちらかが O 14 に対応すると思いますが、もうひとつははっきりしなかったためここでは対応関係を示していません。語尾にボーズという名前をつけていますが、これはこのいすみ市文化とスポーツの森

で観察される火山灰層の厚さが比較的薄いことと、お互いの表現を統一したためです。これらはいくまで特別見学会(地質編)で使っているニックネームであり、正式名称ではありません。ただ、覚えやすく親しみやすいことから、見学会などでの野外での説明の際には、正式名称ではないことを了解してもらいながら、主にこちらの名称を使っています。実際、野外でこれらの火山灰層を見てもらいながら説明すると、直感的に名前の由来がわかってもらえます。

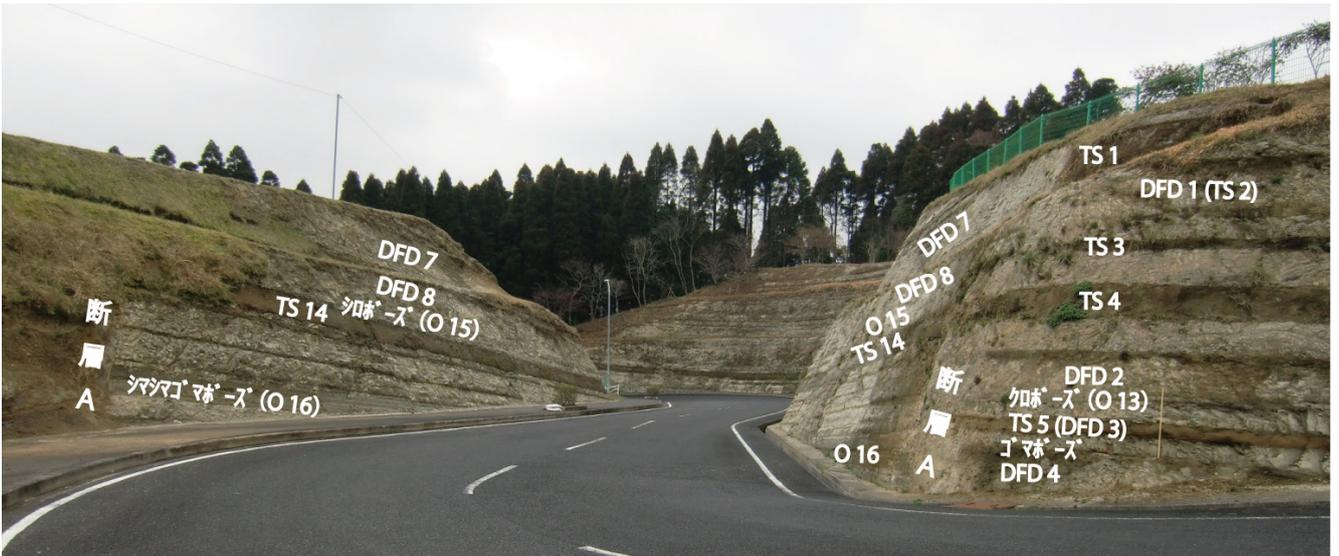
また見学会では、これらの火山灰鍵層の存在を確認してもらうとともに、このような火山灰鍵層を活用することによって、断層による地層の変位量の推定や個々のタービダイト砂岩層やデブライト層の横方向での変化の様子あるいは相互の関係の解明に重要な役割を果たすことを理解してもらうようにしています。

## 4.3 断層の観察

ここではまず断層について紹介したいと思います。第1部で紹介した上総層群の地質図(第1部第8図)をみると、房総半島の東部域には、上総層群の分布域に数多くの南北性の断層が発達していることがわかりますが、これらはほとんどが正断層です。これと同じ性質の断層をいすみ市文化とスポーツの森では、高台に上っていく道路沿いで観察することができます。ここには、主なものとして断層 A と断層 B という2つの断層があります(第8図)。

まず、グラウンド南側の道路沿いの崖にみられる地層の配置と断層 A と B の位置を俯瞰図で示します(第10図、第11図)。次に、グラウンドすぐ南側の崖でみられる断層 A と断層 B 付近の拡大図をそれぞれ第12図と第13図に示します。第12図の断層 A の両側では、下盤側(左側)の火山灰鍵層シマシマゴマボーズ(O 16)のトップと、上盤側(右側)のデブライト層 DFD 4 のトップがほぼ同じ高さで接していることがわかります。この両者の間の地層の厚さは約 16 m あります(第9図)。このことから、断層 A の上盤側が断層に沿って約 16 m ずり落ちていることがわかり、また正断層であることがわかります。正断層とは、断層の上盤側の地層が下盤側の地層よりも下方にずれている場合の断層で、断層の両側に引っ張りの力が働いたときに生じます。一方、逆断層とは、断層の上盤側の地層が下盤側の地層に対して上方に移動している断層で、断層の両側に圧縮の力が働いた場合に起きる断層です。

次に第13図の断層 B の両側では、上盤側(右側)のデブライト層 DFD 8 の基底と下盤側(左側)の火山灰鍵層シマシマゴマボーズ(O 16)の基底がほぼ同じ高さで接していることがわかります。この両者の間の地層の厚さは約 4 m



第10図 グラウンド(右上)南側の道路両側における地層と断層Aの配置状況



第11図 グラウンド(左上)南側の崖を構成する地層及び断層Bの配置状況

であることから(第9図), 右側の上盤側が約4mずり落ちていることがわかるとともに, やはり正断層であることがわかります。この写真は, 見学会に参加された学生さんが, この断層が正断層である根拠を説明しているところです。見学会では, このように火山灰鍵層の存在と利用が, 正断層か逆断層であるかの判定や断層による変位量の見積もりに役立つことを理解してもらいます。なお, 断層Aや

断層Bの近傍には, 断層発生に伴って形成されたとと思われる破砕帯(幅は1m以下)も観察されます。

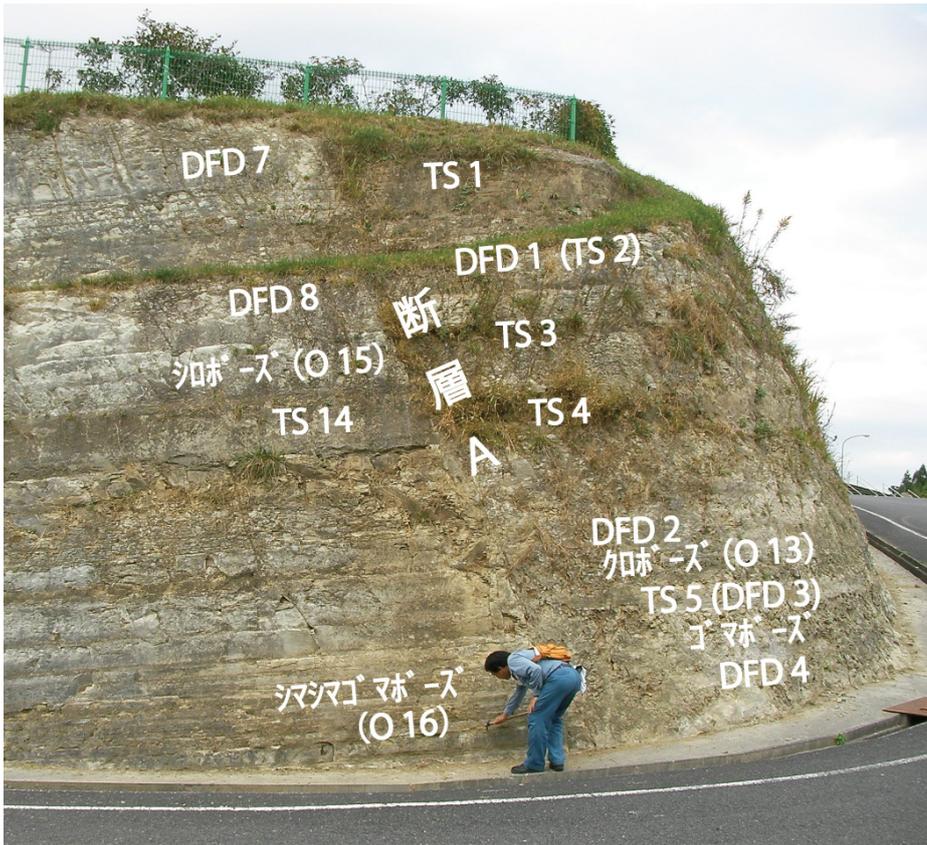
#### 4.4 地層の観察

##### 4.4.1 グラウンド西側の崖での観察

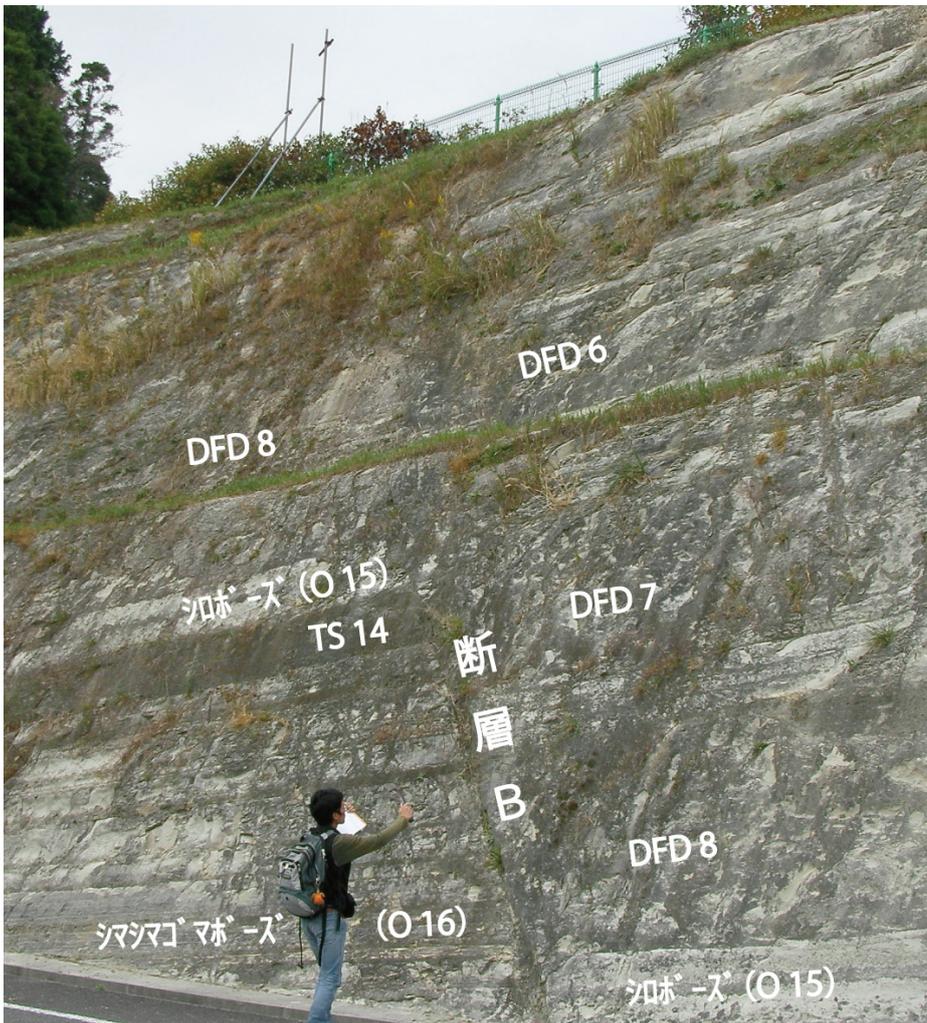
見学会では, 通常まずグラウンドの西の端に延びる低い崖沿いに露出する地層を北の端付近(第8図の物置北側付近)からみていきます。この付近の地層の走向は北から45°東, 傾斜が15°北西であることから, グラウンド西端を南に向かって歩くと, ゆっくりと下位の地層が出てくることになります。物置北側の南北の崖付近では, タービダイト砂岩層TS1から同TS2が分布しています(第14図)。TS1は厚さ1m余りのタービダイト砂岩層で, 上方に向かって細粒化する級化構造を示すとともに, 上部には波状の葉理構造が観察されます(第15図)。一方その下位のTS2も厚さ1m前後のタービダイト砂岩層ですが, 横方向に大小の泥岩片が密集したデブライト層(DFD1)に急変しているのを観察することができます(第16図)。

次に物置の少し南側に移ると, タービダイト砂岩層と泥岩層の互層が現れますので, ここでタービダイト砂岩層の表面をねじりガマで削ってもらいながら, タービダイト砂岩層内部の堆積構造を観察してもらいます(第17図)。

さらに南の方に進むと, タービダイト砂岩層TS4より下位のDFD2, DFD3といったデブライト層が現れてきます(第18図)。このうちDFD2は, クロボーズと名づけられた厚さ1cmから2cmの黒色細粒のスコリア火山灰層(正式名称はO13)の直上にある厚さ70cm前後のデブライト層で, 他のデブライト層と同じく, 大部分が大小の泥岩片



第 12 図 グラウンド南東端の崖を構成する地層及び断層 A の配置状況



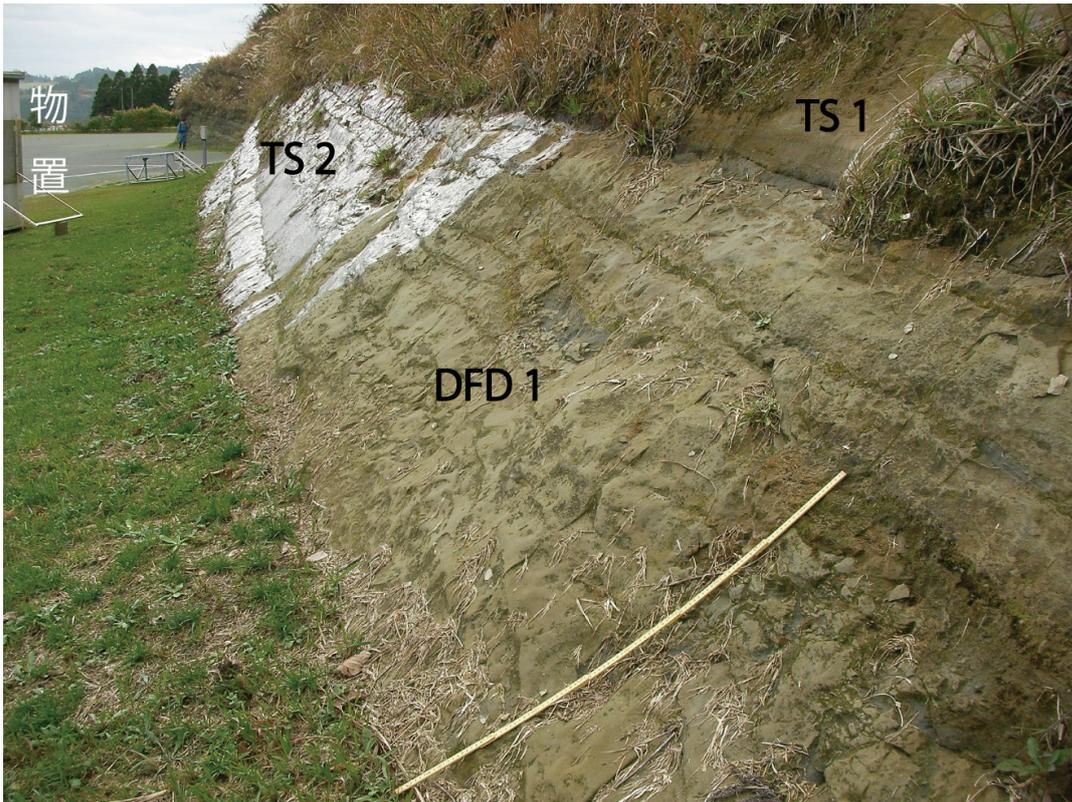
第 13 図 グラウンド南側の崖のところで、断層 B が正断層である根拠を見学会の参加者（学生さん）が指名されて説明しているところ（2009 年度特別見学会（地質編））



第14図 グラウンド西側の物置北側付近で見られるTS1及びDFD1とTS2



第15図 タービダイト砂岩層TS1の断面にみられる堆積構造

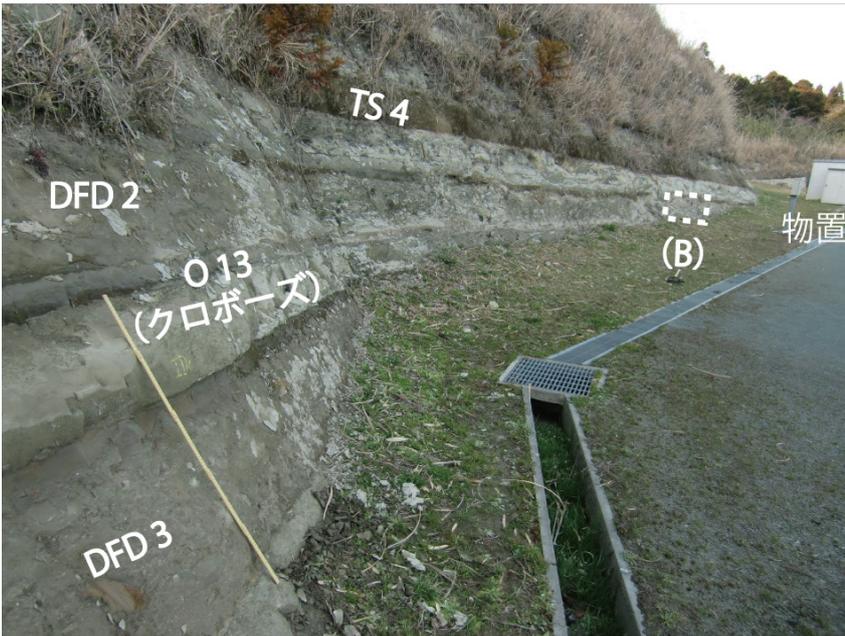


第 16 図 デブライト層 DFD 1 がタービダイト砂岩層 TS 2 に変化する境界付近



第 17 図 グラウンド西側の物置のすぐ南側でみられるタービダイト砂岩層の堆積構造をねじりガマを使って観察している様子 (2011 年度特別見学会 (地質編))

(A)



(B)



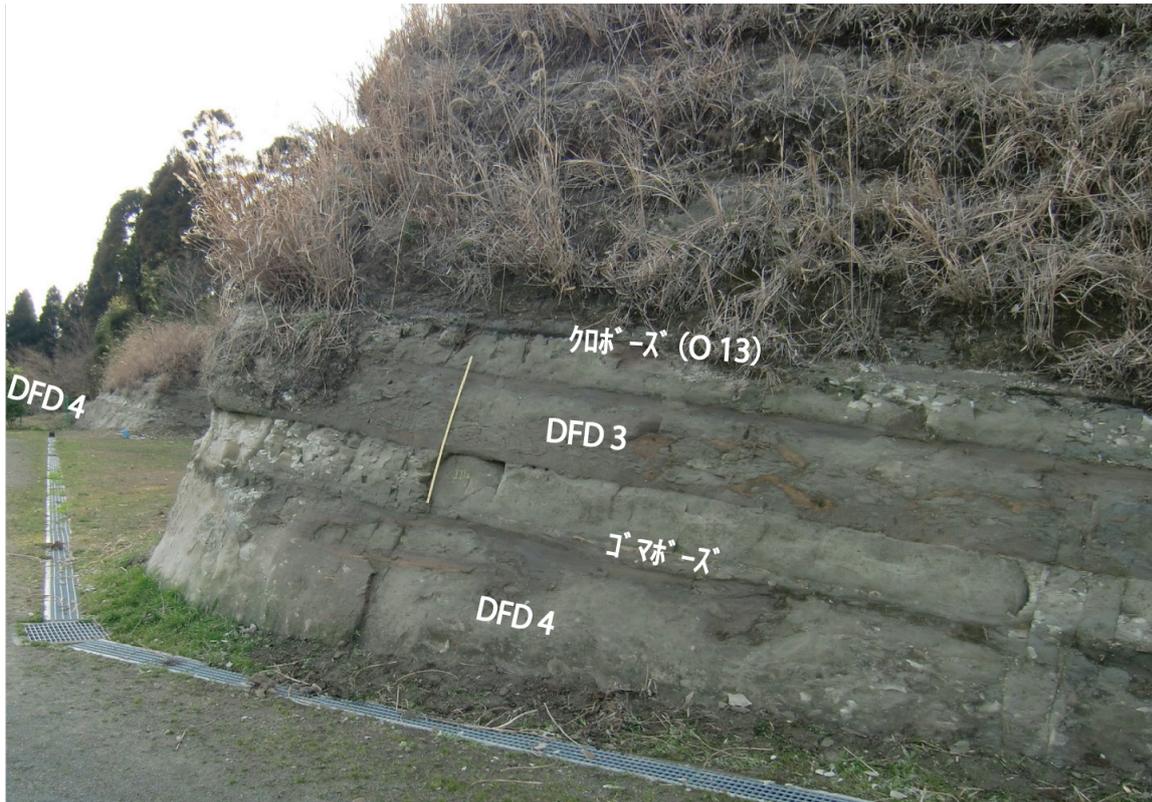
第18図 グラウンド西側の物置南側に分布するデブライト層 DFD 2 と DFD 3 の配置状況 (A) と、DFD 2 にみられる直下のクロボーズ (O 13) を含む泥岩の多重折畳み構造 (B)  
DFD 2 直下のクロボーズ (O 13) は、ここでは地表面より下にもぐっているために、観察できません。

の密集体から構成されています。ところが、この DFD 2 の分布域のほぼ北端部のグラウンドの地面に潜り込む少し手前の付近(第 18 図 (A) 中の (B) 地点付近)では、この DFD 2 の本体は、直下の泥岩層に挟まれた火山灰層クロボーズが折り畳まれたように上下に何度も現れる大きな泥岩片から構成されています(第 18 図 (B))。

このことは、この部分の泥岩片は、クロボーズを挟む上下の泥岩層が、DFD 2 を運搬・堆積した流れによって、クロボーズとともに、シート状もしくはトラフ状(細長い溝状)に浸食されて流れに取り込まれ、運搬の過程で上下に何度も折り重ねられて形成されたことが暗示されます。したがって、デブライト層には、いろいろなプロセスで形成されたいろいろな形態・大きさの泥岩片が含まれていること

が想像されます。また、デブライト層中の泥岩片密集体は、どこでもその上位を薄い細粒のタービダイト砂岩層に覆われるという共通の特徴を有していますが、ここでもこの大きい泥岩片は、茶褐色をした薄いタービダイト砂岩層に覆われるという共通の特徴を有しています(第 18 図 (B))。

さらにもう少し南に進むと、クロボーズ(O 13)とともに、その下位にゴマボーズと名づけた火山灰層を観察することができます(第 19 図)。この火山灰層は、厚さ 2 cm から 0 cm(レンズ状)で、細粒の白色鉱物と黒色鉱物が混じったいわゆるゴマシオ状の粒子群で特徴づけられることから、ゴマボーズと名づけられました。このゴマボーズの正式名称は不明ですので、こちらはニックネーム(フィールド名)だけで呼ぶことにしています。これら 2 枚の火山



第19図 グラウンド西側の南部でみられるクロボーズ(O13)とゴマボーズ付近の露頭の様子

灰層は、ほとんど厚さも特徴も変えずに、いすみ市文化とスポーツの森周辺で追跡できますので、同一時間面を示す鍵層として大変重要です。

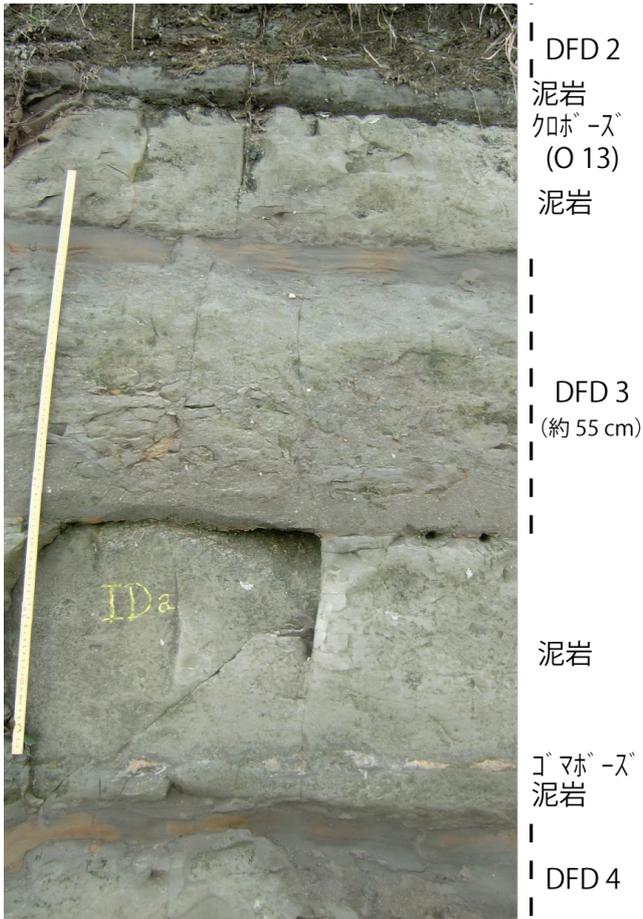
このクロボーズとゴマボーズの2枚の火山灰鍵層の間には、厚さ55cm前後のデブライト層DFD3が1枚挟まれています(第20図)。このDFD3の断面をみると、大部分が大小の泥岩片から構成されており、泥岩片の間(基質)は、やや粗粒で軽石片の混じった淘汰不良の凝灰質砂岩から構成されていることがわかります。一方最上部には、葉理の発達した細粒のタービダイト砂岩層が、薄いながら下位の泥岩片密集部を少し削りながら発達している様子を観察することができます。このように、デブライト層の最上部、すなわち本体を構成する大小の泥岩片密集体の上位にみられるこのようなタービダイト砂岩層の存在は、デブライト層の厚さの大小にかかわらず、ほとんどのデブライト層に共通してみられる特徴です。このDFD3は、グラウンド西側では、2枚の火山灰鍵層に挟まれる形で、またその厚さをほとんど変えずに広く分布しています。

次にグラウンド西の崖を南端まで進むと、ゴマボーズ直下のデブライト層DFD4を観察することができます(第21図)。このDFD4は、厚さ1.5m以上の少し厚めのデブライト層ですが、ここでは、デブライト本体は、厚さ10cm

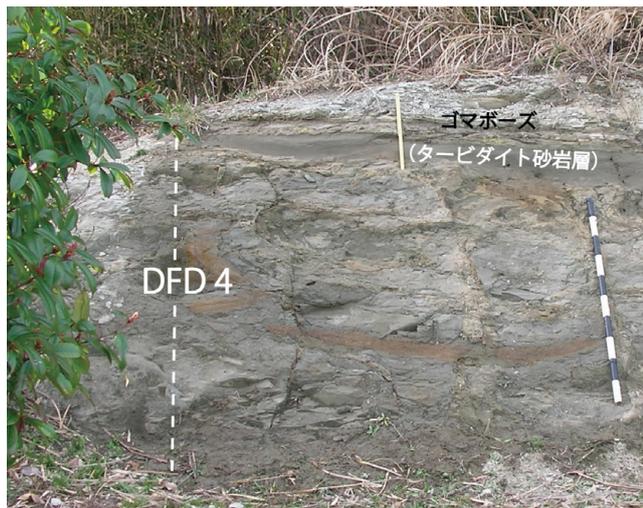
前後のタービダイト砂岩層を挟んだ泥岩の変形体から構成され、最上部はやはり淘汰のよい細粒のタービダイト砂岩層によって覆われています。この最上部のタービダイト砂岩層の断面では、下位の泥岩塊を削りながら覆っていることや、上部にはカーレントリップル斜交葉理が発達している様子を観察できます(第22図)。このカーレントリップル斜交葉理の傾きの向きから、このタービダイト砂岩層の流れの向きは、右方向すなわち北(北東)方向であることがわかります。この方向はグラウンド西側でみられるデブライト層最上部のタービダイト砂岩層に共通していることがわかっています。

#### 4.4.2 グラウンド南側の道路沿いでの観察

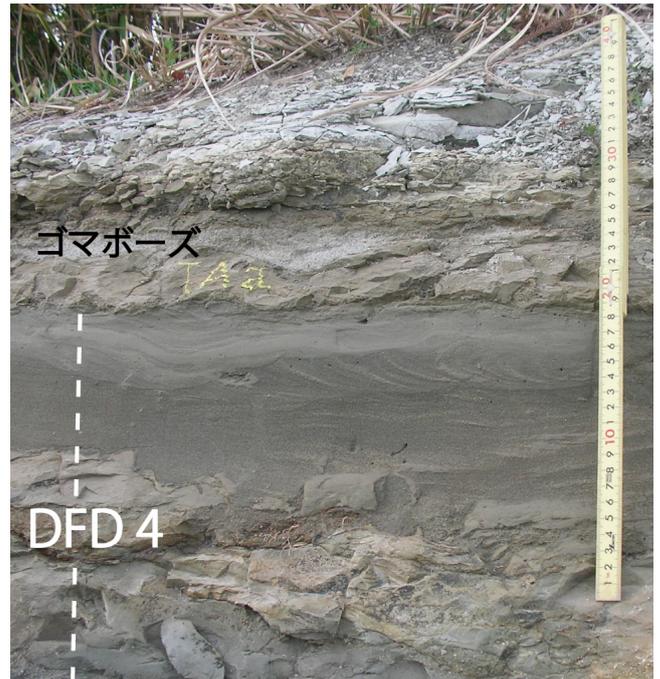
グラウンド西側での地層の観察を一通り終えると、今度はグラウンドを横断して東側の道路に降り、少し下りながら歩いて最初の曲がり角付近でグラウンド南東角の下の崖に露出する地層を観察します(第23図)。断層の観察のところで説明したように、この曲がり角を曲がってすぐのところには正断層Aが存在し、この断層の手前の上盤側(東側)が約16mずり落ちています。その結果、この曲がり角のすぐ手前(東側)付近では、グラウンド西側で観察した火山灰鍵層のクロボーズ(O13)とゴマボーズを、目の高さ付



第20図 クロボーズ (O 13) とゴマボーズの間に挟まれたデブライ  
ト層 DFD 3 の断面の様子 (長さ 1 m の折尺の位置は、第  
19 図と同じ)



第21図 グラウンド西側の南端部でみられるゴマボーズ直下のデブ  
ライト層 DFD 4 の内部の様子  
白黒のボールの長さは 1 m です。

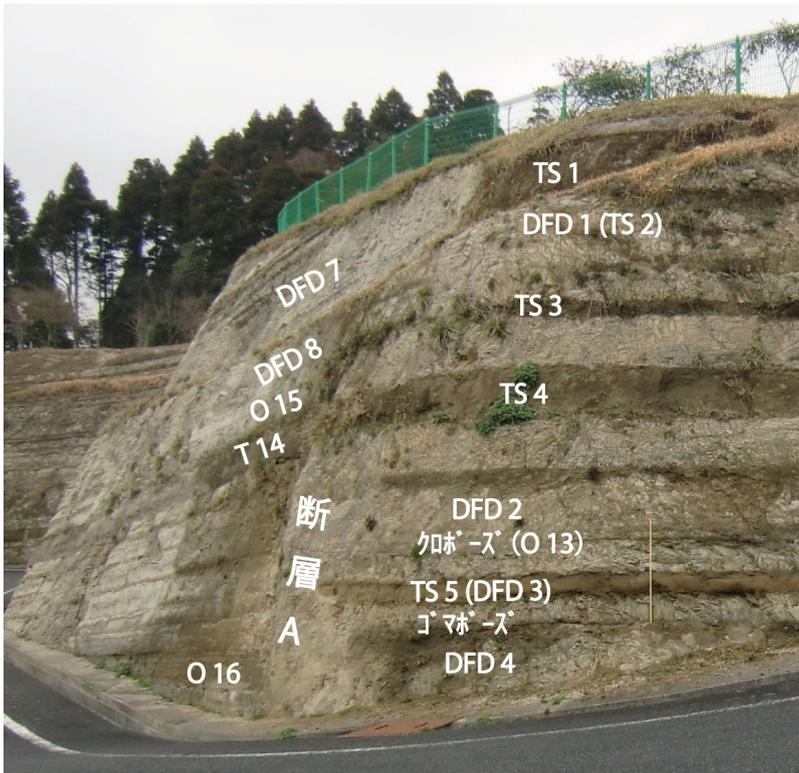


第22図 DFD 4 の最上部のタービダイト砂岩層にみられるカーレ  
ントリップル斜交葉理などの堆積構造  
折尺の位置は、第21図と同じです。

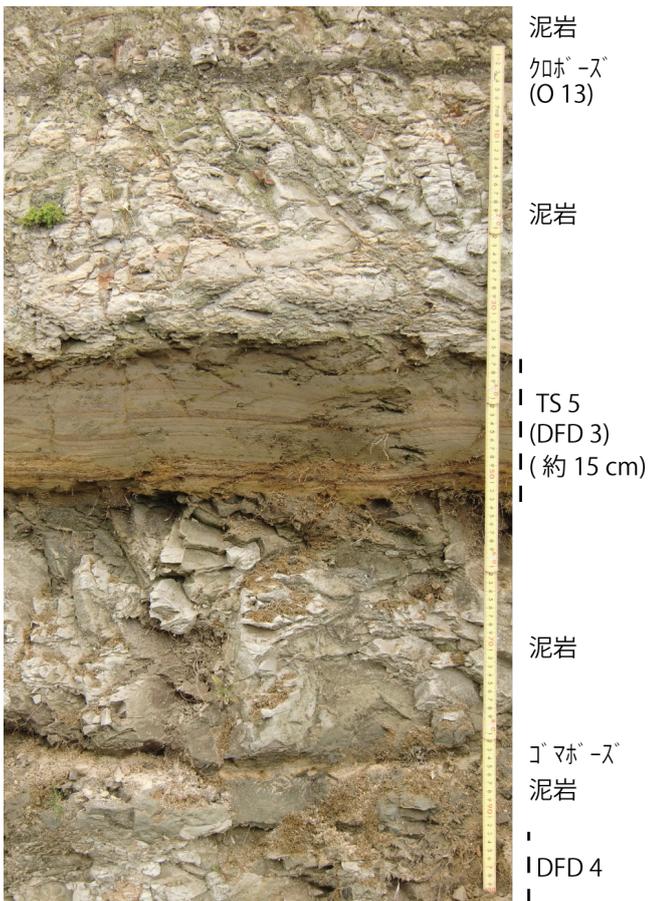
近で再び観察することができます。この2枚の火山灰鍵層  
の間の地層をより詳しく観察すると、グラウンド西側では、  
この2枚の火山灰鍵層の間に厚さ 55 cm 前後のデブライ  
ト層 DFD 3 がほぼ安定した厚さで広がっているのを観察し  
ましたが、ここ道路沿いの崖では、厚さ 15 cm 前後の葉理  
の発達した細粒のタービダイト砂岩層に変化していること  
がわかります(第24図)。

グラウンド西側で観察される DFD 3 の最上部に分布す  
るタービダイト砂岩層の断面で観察されるカーレントリッ  
プル斜交葉理から求められる流れの古流向は、ほぼ北北東  
～北東方向の向きを示していることがわかっています。そ  
れに対して、この古流向にほぼ直交する方向(ほぼに東南  
東～南東方向)に位置するグラウンド南東端の崖では、厚  
さ 15 cm の細粒のタービダイト砂岩層 (TS 5) に変化して  
いることとなります。また、デブライト層が横方向にター  
ビダイト砂岩層に変化していることから、両者は同時異相  
の関係にあることがわかります。このように火山灰鍵層の  
存在は、断層の特性(正断層か逆断層か)やずれの大きさの  
推定に役立つのみならず、個々の地層(単層)の広がりや特  
徴の変化の解明にも役立つことがわかります。

この道路曲がり角付近でみられた地層の特徴は、道路反  
対側のテニスコート横の崖でも観察することができます  
(第25図)。ここではクロボーズとゴマボーズの間にみら

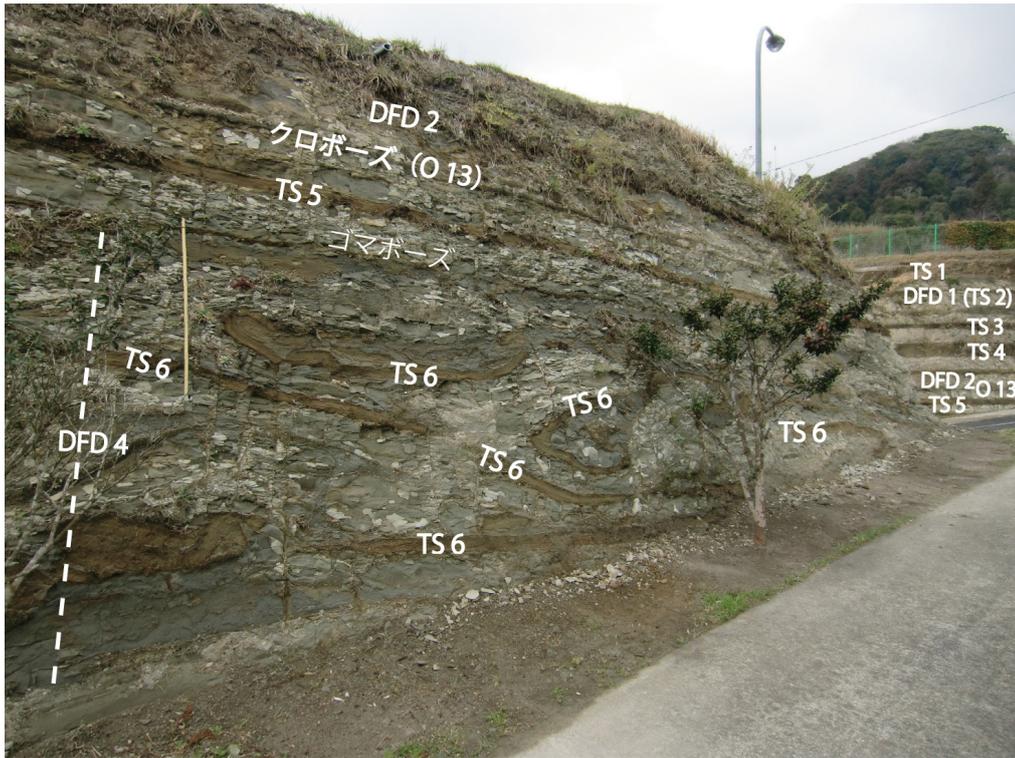


第 23 図 グラウンド南東部角の道路沿いにみられる断層 A と地層の配置



第 24 図 グラウンド南東部角の道路沿いでみられるクロボーズ (O 13) とゴマボーズの間のタービダイト砂岩層 TS 5 (グラウンドの西側の DFD 3 に相当)

れたタービダイト砂岩層 TS 5 は、厚さ 10 cm 前後とさらに薄くなっています。また、ゴマボーズ直下のデブライイト層 DFD 4 の本体部分は、厚さ 2 m 以上の大きな泥岩の塊から構成され、その中には横臥褶曲状に折り曲げられながら上下に何度も出現する厚さ 10 cm 前後の凝灰質タービダイト砂岩層が挟まれていることから、この大きな泥岩塊は、同じように横臥褶曲状に変形し上下に重なって形成されたものと思われます。このような横臥褶曲状の変形体は、通常スランプあるいはスランプ堆積物と呼んでいるものによくみられる特徴であることから、このような変形の激しい泥岩片やその集合体からなるデブライイトをスランプもどきデブライイトと呼んでいます (徳橋・岩本, 2010)。また、この大きな泥岩塊に含まれる厚さ 10 cm 前後の凝灰質タービダイト砂岩層と同じ特徴を有するタービダイト砂岩層は、すぐ横の道路側に面した崖で、デブライイト層 DFD 4 の直下に削られずに残っているのが観察されます (第 26 図)。このことから、DFD 4 の大きな泥岩塊の中に複雑に変形しながら取り込まれている砂岩層は、このタービダイト砂岩層 TS 6 であることがわかります。この TS 6 を含んだ DFD 4 の中の泥岩塊は、DFD 4 を形成した流れ (混濁流) によって、より上流側で TS 6 を挟んだ上下の泥岩層とともに削られ流れの中に取り込まれて、運搬途中の流れの中で横臥褶曲状に折り曲げられながら運搬され堆積した、混濁流中の巨大な泥岩偽礫 (リップアップ・クラスト) であるといえます。



第 25 図 テニスコート西側の崖にみられる露頭

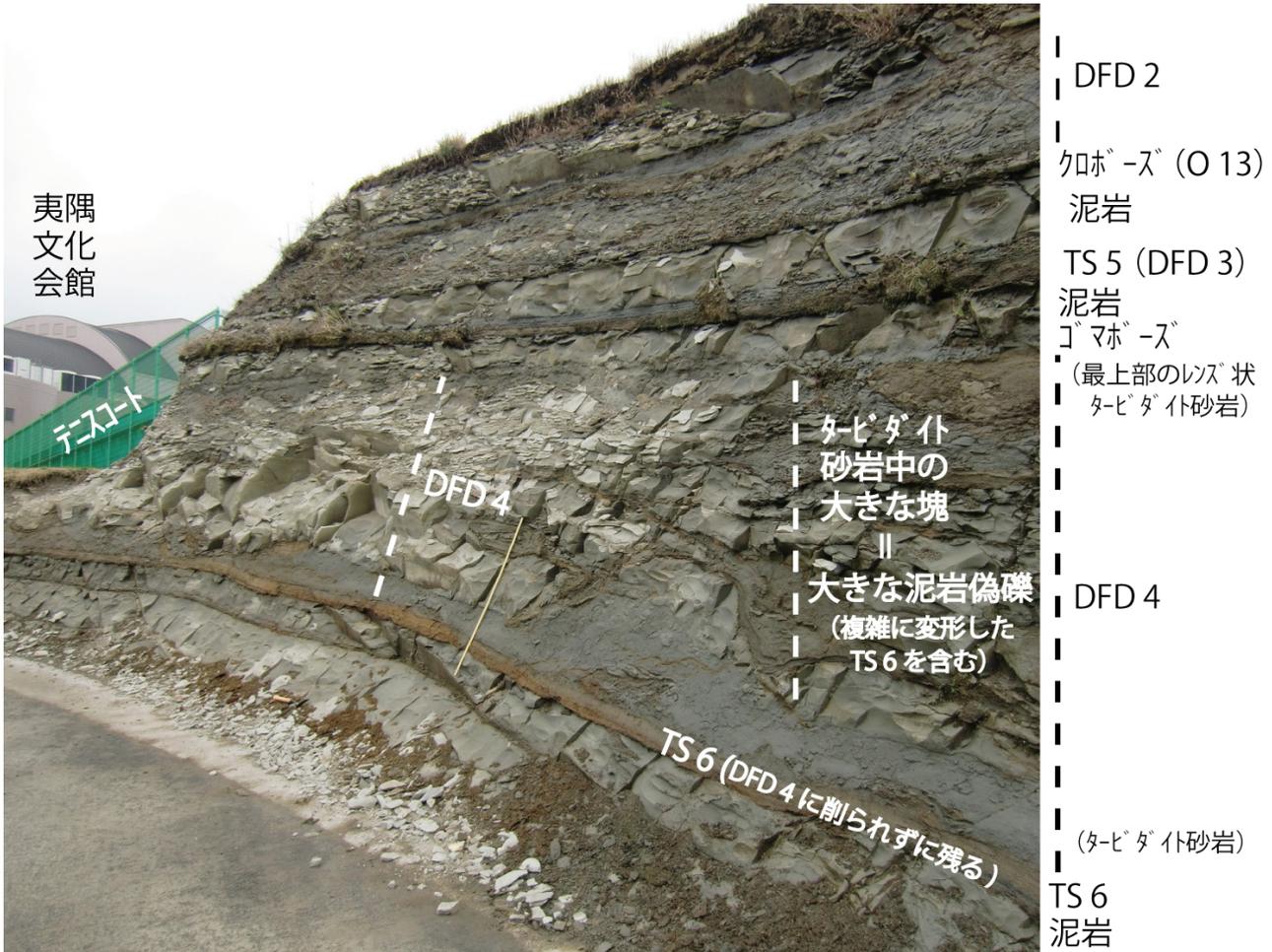
右前方の道路の向こう側にみられる崖は、第 23 図に示した崖の一部です。こちらのテニスコート西側の露頭では、クロボーズ (O 13) とゴマボーズの間のタービダイト砂岩層 TS 5 は、厚さ 10 cm 前後とさらに薄くなっています。ゴマボーズ直下のデブライト層 DFD 4 は、横臥褶曲状に幾重にも折曲がった厚さ 10 cm 前後のタービダイト砂岩層 TS 6 を含む巨大な泥岩塊から構成されています。

次に、DFD 4 を観察したグラウンド南側の道路沿いの崖に沿って、断層 A を超えてさらにそのまま下っていくと、シロボーズと名づけられた火山灰鍵層 (正式名称は O 15) 付近の地層を観察することができます (第 27 図)。シロボーズ火山灰層は、厚さ数 cm の白色～灰白色の極細粒の火山灰層であることから、このような名前と呼んでいます。このシロボーズの上位には、1.8 m 前後の厚さのデブライト DFD 8 が分布しています。この DFD 8 の本体は、下位のシロボーズを挟む大きめの泥岩片 (泥岩ブロック) の集合体で構成されており、いずれの泥岩片もいろいろな方向に変形しながら伸びるシロボーズを含んでいることから、やはり一種のスランプもどきデブライトといえます (第 28 図)。この DFD 8 の最上部には、やはり細粒のタービダイト砂岩層が、下位の泥岩片密集体の一部を削り、レンズ上に厚さを膨縮させながら発達しているのを観察することができます。

この火山灰鍵層シロボーズ (O 15) の約 30 cm 下位には、厚さ 70 cm 前後のタービダイト砂岩層 (TS 14) が連続して観察できますので、ねじりガマでこの表面を削ることによって、中ぐらいの厚さのタービダイト砂岩層の堆積構造を観察することができます。第 29 図には、この崖の西端

の曲がり角のところで TS 14 の堆積構造を示します。まず、全体を通してタービダイト砂岩層の基本的な特徴である上方に細粒化する級化構造が観察されます。次に模様 (堆積構造) の変化に注目すると、下部～中部は塊状の砂岩から構成され、その下部には、小さなお皿を上下に重ねたような皿状構造 (ディッシュ・ストラクチャー) がみられます。これは、砂岩が急速に堆積した際に、間に取り残された水が上方に移動する際にできる脱水構造の一種と考えられています。塊状砂岩の上部には、泥岩片が浮かぶように存在しています。この泥岩片のすぐ隣では、塊状砂岩中の間隙水が上方に抜ける際にできたと思われる峰状の脱水構造も観察できます。塊状砂岩の上位の細粒砂岩部には、弱く波打ったものから山形に大きく波打ったものまでいろいろな葉理構造が発達しています。

通常、特別見学会 (地質編) では、このあたりまでの地層を観察しているとかかなりの時間が過ぎていきますので、この先の道路の V 字部を廻った下り坂沿いの地層は、やや急ぎ気味に観察することが多くなります。この下り坂沿いの道路沿いには、火山灰鍵層シマシマゴマボーズ (O 16) より下位の地層が露出しています。ここでは、デブライト層はほとんど観察されず、全体として泥岩優勢なタービダイト



第 26 図 第 25 図のテニスコート西側の露頭とつながる道路沿いの露頭  
 ゴマボーズ直下のデブライト層 DFD 4 には、上下を砂岩層で挟まれた大きな泥岩偽礫が観察されます。また、DFD 4 の下位には、削られずに残った厚さ 10 cm 前後のタービダイト砂岩層が観察できます (TS 6)。このタービダイト砂岩層の特徴から、第 25 図の DFD 4 中の大きな泥岩塊の中で横臥褶曲状に変形して含まれているタービダイト砂岩層と同一のものであることがわかります。このことから、上記の泥岩塊の中で横臥褶曲状に変形したタービダイト砂岩層が、この TS 6 砂岩層であることがわかります。

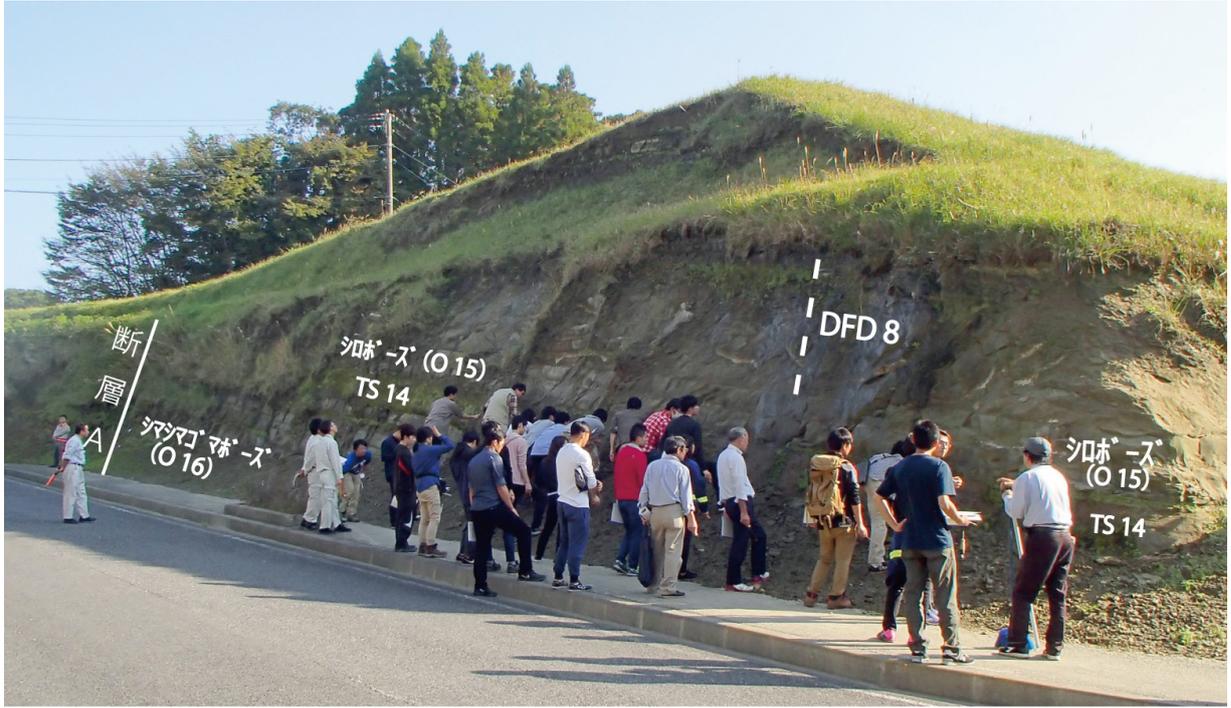
砂岩泥岩互層 (泥勝ち互層) から構成されており、厚さ 1 m 以下のタービダイト砂岩層の堆積構造を観察することができます (第 30 図)。

この道路をさらに降りていくと表通りとの合流地点近くで、断層 A を再び観察することができます。ここでは、厚さ数 cm のゴマシオ状火山灰の上位に 80 cm 前後の灰色～灰白色の縞状もしくは板状の火山灰質泥岩層が重なることから名付けられたシマシマゴマボーズ (O 16) が、断層 A の上盤側 (東側) の基底付近 (足元付近) に存在しています (第 31 図)。このことは、V 字状の坂道の下りが始まるグラウンド南東側の道路沿いでは、断層 A の下盤側に存在したシマシマゴマボーズが (第 12 図)、この V 字状の下りの坂道の終点 (本道との分岐点) 付近では、断層 A の上盤側の基底付近 (本道の高さ付近) に位置していることになり、両者の

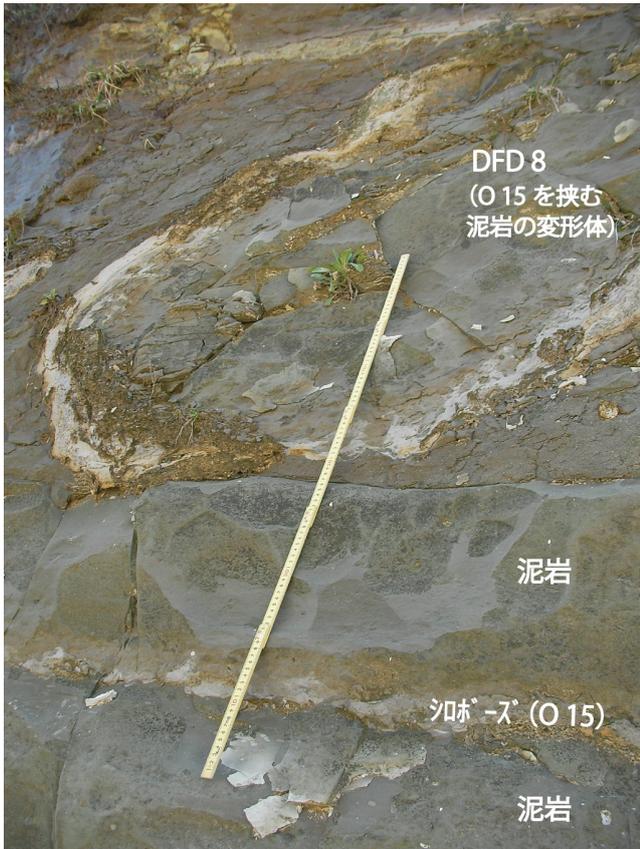
高度差からやはり上盤側がかなりの量 (16 m 前後) ずり落ちていることを示しているといえます。そして断層 A が観察できる本道との分岐点付近まで降りてきたところで、いすみ市文化とスポーツの森での地層の観察も終わり、バスの待つ高台の駐車場に戻ることにになります (第 32 図)。

#### 4. 4. 3 地層の観察のまとめ

いすみ市文化とスポーツの森周辺で観察される地層には、ゆっくりと堆積した均質塊状の泥岩層 (半遠洋性泥岩層) と、それに挟まれてタービダイト砂岩層、デブライト層、火山灰層の 3 種類の地層が存在することを紹介しました。これら 3 種類の地層は、泥岩と違って、厚さに関わらず半日から数日という非常に短い時間で堆積し形成されたことが明らかになっています。



第27図 グラウンド南側のV字カーブ手前の道路沿いの崖の観察風景(2019年度特別見学会(地質編))



第28図 泥岩層中のシロポーズ (O15) とその直上にあるデブライト層 DFD8  
DFD8は、さまざまに変形したシロポーズを含む泥岩ブロックの集合体から構成されています。



第29図 タービダイト砂岩層 TS14 の断面にみられる堆積構造



第30図 V字カーブを過ぎた下り坂沿いの地層  
ここでは、シマシマゴマボーズ (O16) より下位の地層が露出します。灰白色は泥岩層で、褐色部はタービダイト砂岩層です。デブライト層はほとんど挟まれていません。



第31図 表通りからいすみ市文化とスポーツの森に入る分岐点付近でみられる断層 A と断層 A の上盤側 (右側) にみられるシマシマゴマボーズ (O16)  
説明しているのは、世話人・案内人として参加された岩本広志氏。断層 A の下盤側 (左側) には、幅 1 m 以内の破砕帯が観察されます。(2009 年度特別見学会 (地質編))



第32図 表通りとの分岐点周辺 (2009 年度特別見学会 (地質編))  
ここまで来たところで見学は終了し、バスの待つ駐車場へもどります。右端の人は、交通事故が起きないように監視しているサポーターの村本良幸氏。

### 火山灰鍵層の役割

このうち火山灰層は、それぞれが個性的な特徴を有していて、個別に認識でき、広い範囲に追跡し対比することができることから、それぞれに名前をつけ鍵層(時間面)として利用できること、このような火山灰鍵層の活用によって、断層の上盤側と下盤側との間のずれの大きさの見積もりやずれの方向から断層の特性(正断層か逆断層か)の判定に役立つこと、また、地層の横方向への広がりや大きさや特徴の変化(タービダイト砂岩層とデブライト層の関係など)を知る上で、大変有用であることが観察を通して学ぶことができました。

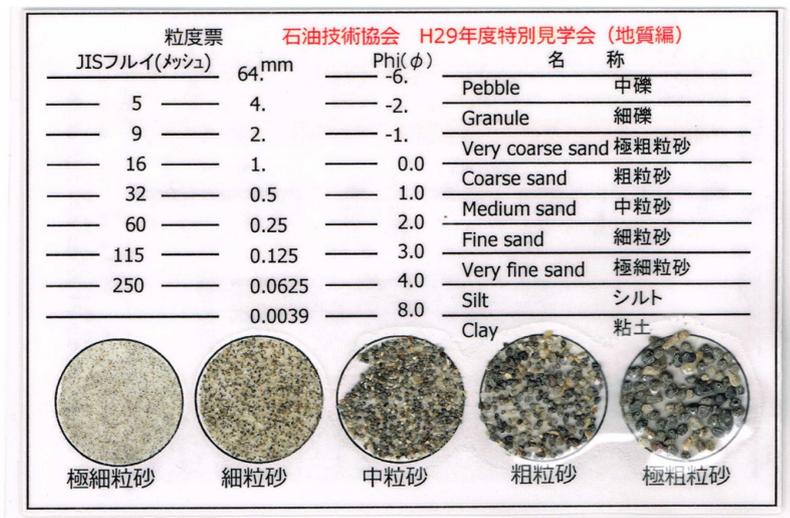
### タービダイト砂岩層の特徴

タービダイト砂岩層については、グラウンド西側でTS 1砂岩層、グラウンド南側の道路沿いでは、TS 5砂岩層やTS 14砂岩層についてそれらの特徴を観察しました。最も基本的な特徴として、いずれのタービダイト砂岩層の場合も、上方に細粒化する級化構造が認められることが指摘されます。またここでは、厚さが概ね40cm以下の比較的薄いタービダイト砂岩層の場合には、全体に葉理構造(平行葉理、波状葉理、山形に変形したコンボルト葉理、カーレントリップル斜交葉理など)が発達する細粒～極細粒砂から構成されています。一方、それよりも厚いタービダイト砂岩層の場合には、上部は上記の比較的薄いタービダイト砂岩層と同じ特徴を有していますが、下部は通常粗粒砂ないし中粒砂から成る塊状砂岩から構成されています。この塊状砂岩の基底では、下位の泥岩層を削ったためにできたと思われる不規則な境界面がしばしば観察されます。また、塊状砂岩部(特にその上部)には、下位の泥岩層を削っ

てできたと思われる泥岩片(泥岩偽礫とかリップアップ・クラストとよばれます)が、塊状砂岩中にまるで浮いているように散在している様子がしばしば観察されます。また塊状砂岩中には、堆積中か堆積直後に形成されたと考えられる脱水構造(皿状構造など)が観察されることもあります。

ある観察地点におけるタービダイト砂岩層の厚さの変化は、これを運搬・堆積した混濁流(タービディティエー・カーレント)の規模の大きさを反映したものと考えられます。すなわち、規模の小さな混濁流ほど、より上流側で塊状砂岩部を構成する粗粒な砂粒子群を堆積しつくしてしまうために、下流側では細粒の葉理部のみで薄いタービダイト砂岩層が形成されるのに対して、規模の大きな混濁流ほど、より下流域まで粗粒な砂粒子群を大量に運搬して塊状砂岩部を形成し、その後、細粒の砂粒子群を運搬しながらその上を通過した混濁流の後部が、塊状砂岩部の上位に葉理に富んだ細粒砂層を形成していったものと考えられます。

ところで、タービダイト砂岩層を構成する砂の粒度は、極粗粒なものから極細粒なものまで変化に富みます。これらの粒度を現場で半定量的に判定する際には、肉眼で比較できる粒度票というものが大変便利です。特別見学会(地質編)では、第1回目より第12回目まで、粒度ごとの実際の砂を張り付けて現場で実際のタービダイト砂岩層と比較することができる携帯用の粒度票というのを作成し、参加者のみなさんに差し上げてきました(第33図)。この粒度票は、世話人・案内人を何回もされてきた特別見学会(地質編)の主要メンバーで関東天然瓦斯開発(株)に勤務されていた岩本広志氏が考案し、自ら作成されてきたものです。参加者のみなさんにとっては、記念のおみやげにもなるので、大変喜ばれてきました。



第33図 参加者に毎年配布された砂粒子の粒度票(岩本広志氏の考案・作成による) 粒度票を手にするのは、ほとんどの参加者のみなさんにとって初めてであり、おみやげとしても喜ばれてきました。大きさは約10.5cm×7cmで、ビニールでラミネートされています。

## デブライト層の特徴とタービダイト砂岩層との関係

いすみ市文化とスポーツの森の周りでみられる地層の一番の特徴は、タービダイト砂岩層の他にデブライト層とよばれる地層が頻りに観察されることで、タービダイト・デブライト・サクセッションとも呼ばれます(徳橋・岩本, 2010)。デブライト層については、グラウンド西側で、火山灰鍵層クロボーズ(O 13)の直上にある DFD 2 やクロボーズとゴマボーズの間にある DFD 3 について、またグラウンド西側の南端にあるゴマボーズ直下の DFD 4 について、次にグラウンド南側の道路沿いでは、DFD 4, DFD 8 について、それらの特徴を観察しました。

基本的な特徴は、地層の大部分(本体)が大小の泥岩片の密集体から構成されていることです。そしてこの密集する泥岩片と泥岩片の間は、粗粒で淘汰の悪いやや泥質な砂粒子群で充填されています。さらに、デブライト層の本体を占める泥岩片密集体は、薄くて細粒のタービダイト砂岩層によって覆われています。その際、本体の泥岩片密集体のトップは大なり小なり上位のタービダイト砂岩層によって浸食され、その境界は平坦ではないのですが、それを覆うタービダイト砂岩層によって平坦化されています。このようにデブライト層の最上部は、細粒で淘汰のよいタービダイト砂岩層によって占められているのが共通した特徴となっています。またこのタービダイト砂岩層の断面では、種々の葉理構造が観察されます。たとえば、カーレントリップル斜交葉理も頻りに観察され、それによると、ここでのタービダイト砂岩層の古流向はいずれも北北東～北東方向の向きを示すことがわかっています。この古流向は、これまでに知られているこの地域一帯の大田代層のタービダイト砂岩層のそれとほぼ同じであるといえます(平山・鈴木, 1968; Hirayama and Nakajima, 1977; Ito, 2008)。

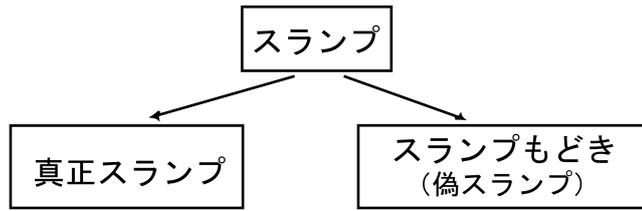
デブライト層の一番の特徴である泥岩片は大小さまざまですが、大きい泥岩片には、薄いタービダイト砂岩層や火山灰層が挟まれていることがしばしば観察されます。そしてそこに挟まれている砂岩層や火山灰層は、いずれもそのデブライト層の直下の泥岩層に挟まれているものです。たとえば、グラウンド南側の道路沿いで観察したゴマボーズ直下のデブライト層 DFD 4 の大きな泥岩片に挟まれた薄いタービダイト砂岩層の TS 6 層や DFD 8 層の泥岩片に挟まれた火山灰鍵層シロボーズ(O 15)などです。グラウンド西側で観察したクロボーズ(O 13)とゴマボーズの間に挟まれた DFD 3 の場合も、場所によっては、下位のゴマボーズを挟んだ泥岩片を観察できます。これらのことから、デブライト層の主体をなす泥岩片集合体を形成する泥岩片は、このデブライト層を堆積した流れが、観察地点よ

り上流側で直下の泥岩層を浸食し、流れに取り込んで形成したものであることがわかります。

デブライト層中の泥岩片に、薄いタービダイト砂岩層や火山灰層が挟まれている場合には、それらの分布形態から泥岩片が回転するなど変形している様子を観察することができます。場合によっては、これらのタービダイト砂岩層や火山灰層が、横臥褶曲状に折り曲げられたり(第 25 図)、あるいは、多重折り畳み状構造に変形している様子が観察され(第 18 図)、一見スランプにみえることもあることから、こういったものはスランプもどきデブライトなどと呼ぶこともあるという話をしました。このことは、スランプもどきデブライトを形成した流れが、大なり小なり細長いシート状もしくはトラフ状(細長い溝状)に下位の泥岩層を浸食して流れに取り込み、そして運搬する流れの中で、横臥褶曲状や多重折り畳み状に変形させながら堆積したことを暗示しています。したがって、これらの堆積物は一見スランプ堆積物のようにみえますが、第 1 部で紹介したスランプ堆積物(真正スランプ)とは形成機構、成因を全く異なる別物(スランプもどき、あるいは偽スランプ)であるといえます。このようにスランプ様の堆積物には 2 種類あり、注意をする必要があります(第 34 図)。

また、流れに取り込まれたシート状あるいはトラフ状泥岩片は、運搬途中で変形するとともに、一方で大小の泥岩片への破断も進み、これらの変形体と大小の泥岩片が流れの中で集合して複雑な混合体が形成され、それらが堆積してデブライト層の本体が形成されたものと推測されます。したがって、デブライト層本体の泥岩密集体の特徴は側方に変化に富むことが予想されますが、このことは実際の観察事実と合致しているといえます。そしてこれらのデブライト層の本体(多様な泥岩片の密集体)が形成された後、この流れの後部を流れてきた混濁流が、堆積したばかりの泥岩片密集体の上を流れ、多少それらを浸食しながら、細粒～極細粒のタービダイト砂岩層を堆積し、個々のデブライト層を完成したものと考えられます。

ところで、グラウンド西側の物置北側の崖では、厚さ 1 m 前後の泥岩片密集体(DFD 1)が、横方向に急速に通常のタービダイト砂岩層(TS 2)に変化する様子を観察しました。またグラウンド西側で、火山灰鍵層クロボーズ(O 13)とゴマボーズの間に挟まれて存在した厚さ 55 cm 前後のデブライト層 DFD 3 が、グラウンド南東角下付近の道路沿いでは、厚さ 15 cm 前後の細粒のタービダイト砂岩層に変化しているのを観察しました。このようにデブライト層はタービダイト砂岩層と同時異相の関係にあることがわかります。すなわちデブライト層は、混濁流の堆積物(タービ



**基本的な形成機構（成因）：**

大陸斜面などの斜面を構成していた未固結～半固結の堆積物が、突発的な斜面崩壊によって、一塊り (mass) となって大規模な塑性変形や破碎を受けながら下方に移動し、斜面麓や堆積盆底に再堆積した堆積物（海底地すべり堆積物）。

**堆積物の基本的な特徴：**

- ・内部は、さまざまな変形物質（過褶曲や横臥褶曲構造、スラスト構造など）や破碎物質（大小のブロック）の複雑な集合体から構成されている。
- ・これらの物質は、下位の地層と特徴が似た近場のものから、特徴を異にする遠来のものまで、起源は様々であることが多い。
- ・変形物質や破碎物質の上面は凹凸に富むが、その上位はしばしばタービダイト砂岩に覆われ、平坦化。
- ・上下には、正常な成層構造を有する正常層が発達。
- ・通常、規模が大きい（厚さ5～10 m以上）。
- ・通常、単にスランプ、スランプ堆積物と呼ばれることが多い。

**基本的な形成機構（成因）：**

海底を流下してきた混濁流が、海底面を構成する未固結～半固結の泥層や砂泥互層をシート状もしくはトラフ状（細長い溝状）に浸食し、運搬する流れの中でこれらの浸食物質を変形・破断しながらより下流域に形成された堆積物（デブリーフロー堆積物）。

**堆積物の基本的な特徴：**

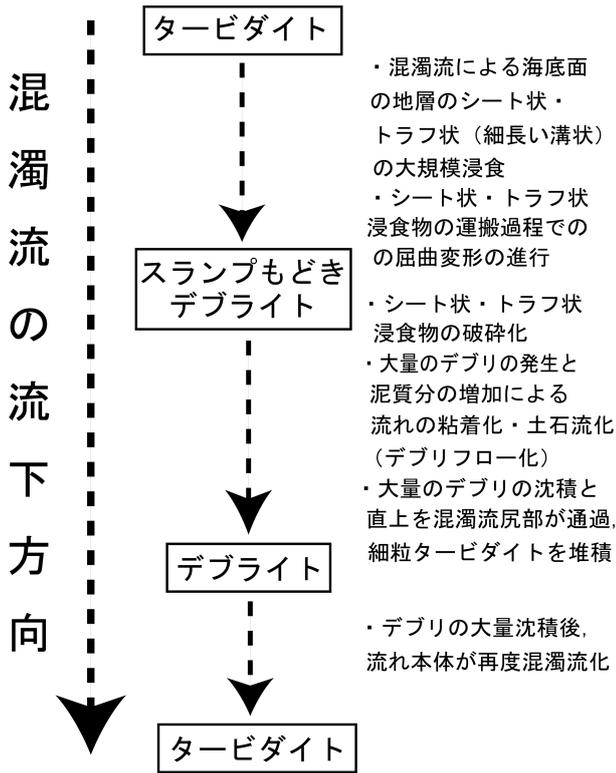
- ・さまざまな変形（地層の回転や横臥褶曲状あるいは多重折畳み状変形）や破碎を受けた大小さまざまな泥岩片（内部に薄い砂岩層や火山灰層を挟むことがある）の密集体。
- ・これらの泥岩片は、その特徴から、近場の直下の地層に由来。
- ・泥岩片密集体の最上部は凹凸に富むが、その上位は、細粒のタービダイト砂岩に覆われ、フラット化（平坦化）。
- ・通常、規模が小さい（厚さ数m以下）。
- ・通常、スランプもどきデブライト、スランプもどきタービダイト、スランプもどき堆積物、あるいは単にタービダイトもどきと呼び、真正スランプと区別することが多い。

第34図 2種類のスランプとそれぞれの特徴

ダイト)の一部であること、混濁流が下位の泥岩層をかなり大規模、あるいはかなり広範囲に削った場合に、その浸食域の下流側周辺域に限って形成された特異な堆積物であると考えられます。大田代層の火山灰鍵層07下位の層準のタービダイト砂岩泥岩互層中の個々のタービダイト砂岩層を、砂岩泥岩互層の泥岩層中に挟まれるマイナーな火山灰鍵層を使って広範囲に対比したところ、東西に30 km前後にわたって連続することが知られています(平山・鈴木, 1968; Hirayama and Nakajima, 1977)。このようにタービダイト砂岩層は、広範囲の広がりをもっていることが知られていますから、その一部でデブライト層のような、特異な堆積物が形成され、分布しているものと考えられます(第35図)。

ではなぜ、このいすみ市文化とスポーツの森周辺では、大小の泥岩片が密集したデブライト層が頻りに形成されたのでしょうか。これについて、大田代層上部の側方方向での堆積物の特徴の変化を堆積学的に研究した千葉大学の伊藤

慎先生は、次のような解釈を行っています(Ito, 2008)。すなわち、これらの地層が形成された時期に、比較的急な海底斜面上に発達したチャンネル状の通路を北東方向に高速で流れてきた混濁流は、このいすみ市文化とスポーツの森周辺で傾斜のゆるい平坦な堆積面に移行したこと、それとともに、このあたりで混濁流が高速の射流(フルード数が1以上)から低速の常流(フルード数が1以下)に変化したために、いわゆるハイドロリック・ジャンプ(hydraulic jump: 跳水)がこのあたりで生じたためとしています。その結果、下位の泥岩層を大規模に浸食する現象が起き、浸食した大量の泥岩片を流れの中に取り込むとともに、流れの中での泥質分の含有量も増大して流れの特性が高濃度のデブリー流(debris flow)に代わり、その下流側にこれらの泥岩片を大量に堆積させてデブライトが形成されたと説明しています。そして、それらの大量の泥岩片が堆積し流れから取り除かれると、流れは規模を縮小しながら元の混濁流の流れに戻り、より下流側に比較的薄くて細粒のタービダ



結論：全体がひとつのタービダイトであり、スランプもどきデブライトもデブライトも、広域的に広がるタービダイトの一部である。

第 35 図 タービダイトとデブライトの関係

イト砂岩層を堆積するようになったと説明しています。

すなわち、広域的にみた場合、上流から下流方向（北東方向）に向かって、チャンネル内部からその周辺で堆積した厚くて粗粒なタービダイト砂岩層（いわゆるプロキシマル・タービダイト）、そして次にゆるい勾配の平坦な面で形成されたデブライト層、最後にその下流域に堆積した薄くて細粒のタービダイト砂岩層（いわゆるディスタル・タービダイト）へと変化していることを、この前後の地層の側方方向での岩相の変化から説明しています。このような広域的な変化、特にタービダイト砂岩層とデブライト層との関係は、いすみ市文化とスポーツの森周辺で観察される事実とも合致しているといえます。つまり、デブライト層は、広域的に広がるタービダイト層の一部地域でのみみられる特異な堆積物であること、すなわち、元は同じ混濁流で形成されたタービダイトの一部であることがわかります。このようにいすみ市文化とスポーツの森周辺は、タービダイト層の七変化を楽しめる場所でもあるといえます。

#### 4.5 いすみ市文化とスポーツの森での見学の際の注意点

1) いすみ市文化とスポーツの森周辺の地層を見学する際には、事前に同所にある夷隅文化会館の事務室に、見学の日程と予定時間、見学者の予定人数などを連絡して許可を得る必要があります。見学会当日は、ご挨拶を兼ねて、見学の最初と最後に同事務室に連絡します。ただ稀に、グラウンドで何かの行事（ゲートボール競技や消防訓練など）が行われている場合があります。そのような場合は、その場で行事の責任者の方に、事前に事務室の許可を得ていることや、行事の邪魔にならないようにグラウンドの周辺で地層の見学をするのでよろしくお祈いしますと了解を得ておく必要があります。

2) グラウンドの南側のV字状の道路沿いで地層を観察する際には、交通事故が起きないように複数のサポーターの方が監視し、大きな声で注意を促すことが大変重要です。一度事故を起こすと、その後の見学の許可を得ることがむずかしくなる可能性があります。さらに、他の団体の見学にも影響を及ぼす可能性があります。

3) ねじりガマなどを使って地層表面を観察する際には、特に道路際の崖で観察する場合、削りくずの量を加減し、側溝に落とさないように、あるいは、道路上まで広がらないように注意を促す必要があります。関係者が大きめのホウキなどを持参して、道路上に散らばった削りくずをその場で掃き清められればなおいいでしょう。

#### 5. おわりに

本報告（第4部）では、特別見学会（地質編）の代表的な見学先として、合計12回、すなわち毎年訪問した瑞沢川西門橋付近でみられる天然ガスの自然湧出現場の見どころと8回訪問したいすみ市文化とスポーツの森周辺に分布する上総層群の特徴と見どころについて紹介しました。特に後者のいすみ市文化とスポーツの森では、訪問しやすい上に、泥岩層中に挟まれるタービダイト砂岩層、デブライト層、火山灰層といった地層のそれぞれの特徴を、ねじりガマなどを使って直接観察しながら学ぶことができます。またここでは、火山灰層を鍵層として使うことによって、正断層か逆断層かといった断層の特性判定や変位量の見積もりといった基礎的なことから、タービダイト層とデブライト層相互の関係（タービダイト砂岩層の岩相の多様性、タービダイト砂岩層の七変化）の解明といったかなり高度な内容まで、楽しく学ぶことができます。すなわち初心者から専門家まで、それぞれのレベルに応じて楽しめる大変貴重な見学先であるといえ、そのことを考えて特に詳しく説明

しました。その結果、今回は2ヶ所の見学先の紹介で終わらせていただきました。次回(第5部)では、その他の主な見学先について、紹介する予定です。

なお、これまで何度も地層の見学で訪問させていただいたすみ市文化とスポーツの森(夷隅文化会館)のみなさまには、その都度快く許可していただきました。本報告の作成にあたっては、世話人・サポーターとしてこれまで何度も参加されてきた関東天然瓦斯開発(株)の国末彰司氏が撮影された写真を何枚か使わせていただきました。また、長年特別見学会(地質編)の世話人・案内人として参加されてきた関東天然瓦斯開発(株)元職員の岩本広志氏には、事前に原稿に目を通していただき、貴重なコメントなどをいただきました。これらの機関と個人の方々に厚くお礼を申し上げます。

## 文 献

Hirayama, J. and Nakajima, T. (1977) Analytical study of turbidites, Otadai Formation, Boso Peninsula, Japan. *Sedimentology*, **24**, 747-779.

平山次郎・鈴木尉元(1968)単層の解析—その実際と堆積学的意義について—。地球科学, **22**, 43-62.

Ito, M. (2008) Downfan transformation from turbidity currents to debris flows at a channel-to-lobe transitional zone: the lower Pleistocene Otadai Formation, Boso Peninsula, Japan. *Journal of Sedimentary Research*, **78**, 668-682.

徳橋秀一(2022a)資源産業と地質との関わりを直接学べる南関東ガス田での見学会の魅力とは—石油技術協会

の見学会での実施経験を振り返って(温故知新の旅) — 第1部 南関東ガス田とは:その概要. GSJ地質ニュース, **11**, 73-89.

徳橋秀一(2022b)資源産業と地質との関わりを直接学べる南関東ガス田での見学会の魅力とは—石油技術協会の見学会での実施経験を振り返って(温故知新の旅) — 第2部 春季講演会後の見学会:ユニークな見学会に焦点を当てて. GSJ地質ニュース, **11**, 131-146.

徳橋秀一(2022c)資源産業と地質との関わりを直接学べる南関東ガス田での見学会の魅力とは—石油技術協会の見学会での実施経験を振り返って(温故知新の旅) — 第3部 特別見学会(地質編):経緯・概要と代表的生産施設の見学. GSJ地質ニュース, **11**, 265-285.

徳橋秀一・岩本広志(2010)タービダイト・デブライト・サクセッションに現れる多数の mud-clasts を含む debris flow deposits (debrites) の成因に関する一考察—特に、スランプ状 mud-clasts の産状と成因について—。日本堆積学会2010年茨城大会, 020.

---

TOKUHASHI Shuichi (2022) What is the attractiveness of geologic excursions by JAPT (the Japanese Association for Petroleum Technology) in the Southern Kanto Gas Field? Part 4: Visiting the active seepage site of natural gas near the Saikado Bridge of Mizusawa River and the public park of Isumi City to observe the Otadai Formation, Kazusa Group.

---

(受付:2022年4月20日)