

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5部 特別見学会(地質編)3：養老溪谷中瀬遊歩道と 大多喜町沢山林道での梅ヶ瀬層や大田代層の見学

徳橋 秀一¹⁾

1. はじめに

これまでに、第1部(徳橋, 2022a)では南関東ガス田の概要について紹介しました。第2部(徳橋, 2022b)では、関東地区で開催された石油技術協会の春季講演会後の見学会の中で、南関東ガス田での見学会とはかなり趣を異にするいくつかの見学会について、その訪問先や見学内容について紹介しました。

第3部(徳橋, 2022c)では、石油技術協会が、地質系や資源系などの学生(学部生, 院生双方, 以下同じ)や一般人など主に会員以外を対象にして、2008年度(平成20年度)より12年間、毎年秋に南関東ガス田地域(千葉県)で実施してきた特別見学会(地質編)について、その始まりの経緯や特徴、これまでの見学会の概要について前半で紹介しました。そして後半では、南関東ガス田の貴重な資源である水溶性天然ガスとヨウ素の生産施設の見学に焦点を当て、関東天然瓦斯開発(株)七井土プラントと(株)合同資源千葉事業所での見学の様子を紹介させていただきました。

第4部(徳橋, 2022d)では、まず南関東ガス田の天然ガスのポテンシャ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として、毎年訪問してきた瑞沢川西門橋での見学の様子や見どころを紹介しました。次に、天然ガスやヨウ素資源の代表的な貯留層である上総層群大田代層に焦点を当て、いすみ市文化とスポーツの森周辺に広く分布する大田代層の特徴と見どころについて、やや詳しく紹介しました。

今回第5部では、上総層群の主な貯留層である大田代層や梅ヶ瀬層の特徴を観察できる代表的な2つのルートに焦点を当てて紹介したいと思います。2つのルートとは、養老溪谷中瀬遊歩道と大多喜町沢山林道です。過去12年間に行ってきた特別見学会(地質編)での見学先等をまとめた地図上での位置を第1図に示します。

2. 養老溪谷中瀬遊歩道(大多喜町葛藤)での見学：上総層群梅ヶ瀬層と大田代層の観察

2.1 本ルートの概要

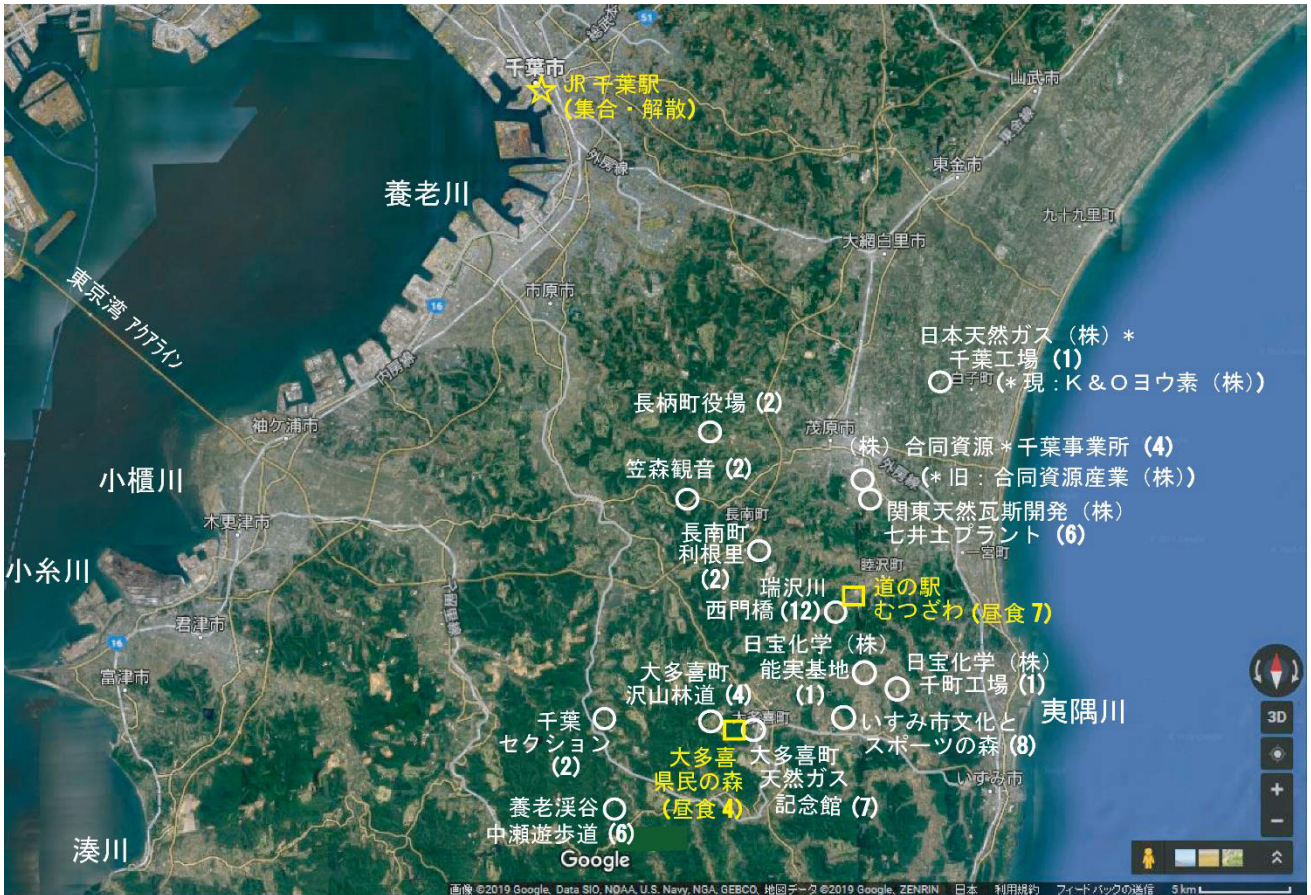
この遊歩道は、過去の特別見学会(地質編)では6回訪問しています(位置は第1図を参照)。この遊歩道沿いのルートマップを第2図に示します。この遊歩道では、蛇行しながら北流する養老川を上流側に向かって歩くことによって、梅ヶ瀬層の最下部からその下位の大田代層上部の砂岩泥岩互層を構成する厚層理から薄層理のタービダイト砂岩層の特徴を観察できます。また、地層が上下方向に厚く積み重なる様子や横方向に広がる様子を、すなわち地層の空間的広がりを実感することができます。また、コンクリート製の飛び石の上を歩きながら養老川を3回横断するという野趣も味わうことができます。さらにこの遊歩道沿いでは、整然と上下に積み重なる砂岩泥岩互層が織りなす幾何学模様(縞模様)を楽しむことができるとともに、一部では、砂岩層と泥岩層が複雑に変形し破断した状態で密集して産出するスランプ堆積物(海底地すべり堆積物)とよばれる地層を、河床面でも遊歩道沿いの側壁でも観察することができます。

2.2 駐車場(Pn)から最初の飛び石①へ：タービダイト砂岩優勢互層(梅ヶ瀬層最下部)の大露頭の観察

見学会では、通常、清澄養老ラインに沿ってほぼ南北に延びる養老溪谷温泉郷のほぼ北の端に位置する旧ホテル岩風呂の北側にあり、トイレもある広場(簡易駐車場:第2図のPn:北側の駐車場)に車(バス)を置かせてもらいます。そしてここから道沿いを少し南方に歩いて観音橋の横を過ぎると中瀬遊歩道入口という看板が出てきます。ここを右折して遊歩道沿いに100mほど歩くと養老川が上流方向

1) 産総研 地質調査総合センター 元職員

キーワード：南関東ガス田, 上総層群, 梅ヶ瀬層, 大田代層, 養老溪谷, 中瀬遊歩道, 大多喜町沢山林道, タービダイト, スランプ, 石油技術協会



第1図 特別見学会(地質編)12年間で訪問した主な見学地点等の位置
括弧内の数字は訪問回数を表します。Google Maps 使用。

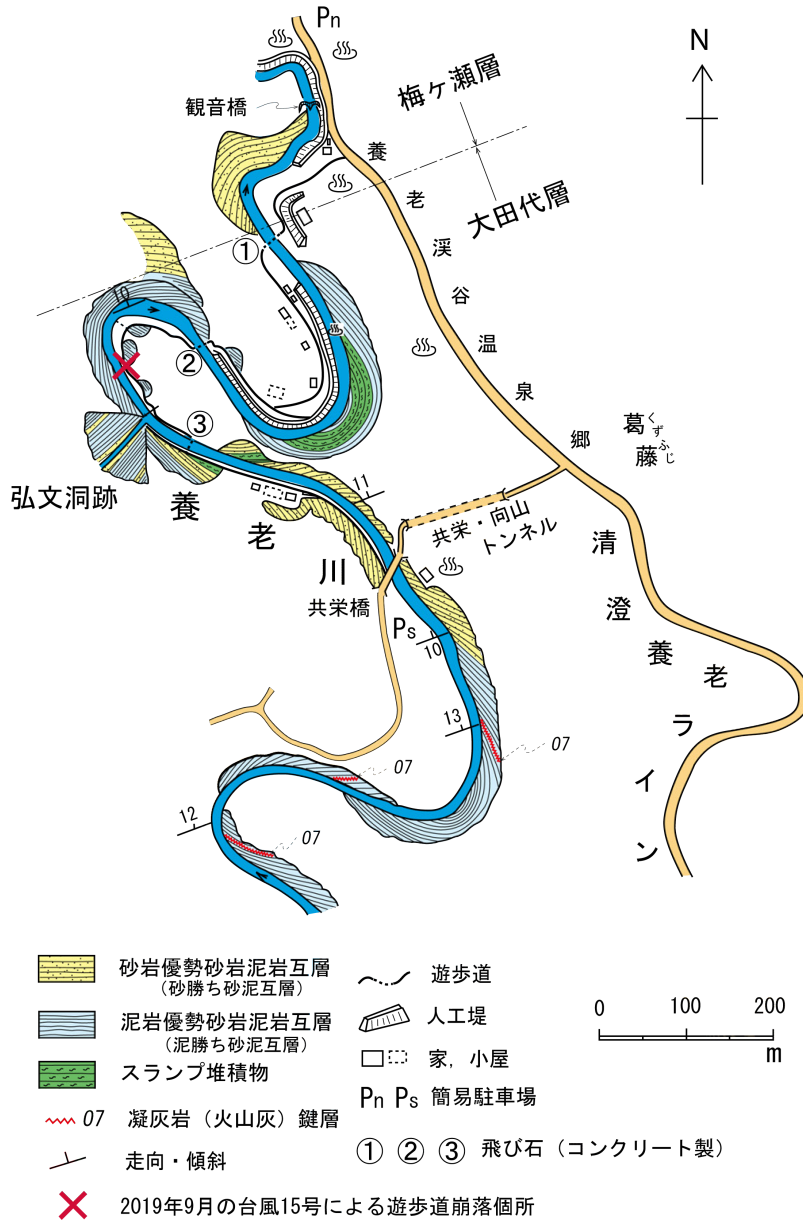
左側に90度ほど曲がる大きな曲流部に出ます。そして、この曲流部の外側(攻撃斜面側)を取り囲むように発達した大きな崖が目前に現れます。この崖では、厚さ1m~5mほどの褐色~灰褐色のタービダイト砂岩層と厚さ10cm~50cmほどの灰白色の泥岩層が上下に重なる厚さ30m前後の典型的なタービダイト砂岩優勢互層(砂勝ち互層ともいいます)が発達しているのが観察できます(第3図)。この地層は、厚さ500m前後の全体としてタービダイト砂岩優勢互層から成る梅ヶ瀬層の最下部の地層にあたります。

見学会では、遊歩道から曲流部内側のポイントバーとか突洲とかいわれる川沿いの高まり部に降りて、ここから対岸の地層を眺めながら詳しく観察してもらいます。一見すると砂岩層も泥岩層も同じ厚さ(層厚)で横に整然と広がっているように見えますが、よく観察すると、砂岩層の下の泥岩層がところどころ削られてその厚さが変化したり、場所によっては泥岩層全体が削られて、泥岩層上位の砂岩層が下位の砂岩層と合体(癒着)している現象も観察されます。また、場所によっては、削られて取り込まれたと思われる泥岩層の破片が砂岩層中に浮いているように散在して

いる様子も観察できます(第4図)。また、個々の砂岩層の最上部には、白色の軽石片や黒く炭化した植物片など密度が小さくて浮力を受けやすいと思われる物質が横方向に並んで配列し、いわゆる葉理構造を形成しているのを観察することもできます。このように詳しく観察すると、砂岩層は砂が混濁流によって運搬され堆積したタービダイト砂岩層であるという証拠を見つけることができることをここでは説明します。実際には、砂岩層が流れによって形成されたタービダイト砂岩層であるとなぜいえるのか、その証拠をこの大露頭を前にしてクイズ形式で考えてもらっています。

2.3 飛び石①から飛び石②へ：泥岩優勢互層とスランプ堆積物(大田代層上部)の観察

この大露頭の見学後は遊歩道にもどり、すぐ近くの最初の飛び石(第2図の①)の上を歩いて養老川を横断した後(第3図)、川沿いに上流方向(南方)に向かって歩きます。そうするとこの飛び石から南側には、先の大露頭のタービダイト砂岩優勢互層とは全く異なる泥岩優勢互層(泥勝ち



第2図 養老溪谷中瀬遊歩道沿いのルートマップ (徳橋原図)

互層ともいいます)が養老川の対岸の側壁を構成していることがわかります(第5図)。第2図の走向・傾斜に表現されているように、この付近の地層は10数度と北方にゆるく傾いているので、南方に向かって歩くと下位の地層が、逆に北方に向かって歩くと上位の地層が順に現れることになります。したがって、この泥岩優勢互層は、最初の大露頭のタービダイト砂岩優勢互層の下位の地層ということになります。実はこの飛び石①付近から下位の泥岩優勢互層は、第2図にも示されているように、梅ヶ瀬層の下位に横たわる大田代層と呼ばれる地層になります。厚さ数10cm以下(大部分は20cm以下)の薄いタービダイト砂岩層を挟む泥岩優勢互層で特徴づけられています。

さて、養老川に沿って中瀬遊歩道をさらに南下していくと養老川が大きくU字型に湾曲しますが、このU字型の先端部付近の川底では、地層が複雑に変形しているゾーン(層準)を観察することができます(第6図)。このゾーンは第1部で紹介したスランプ堆積物が川底に現れた現象で、このスランプを覆う整然層(泥岩優勢互層)の分布域になると、川底は走向方向に平行に延びる直線的な模様が変わり、両者の川底での模様のコントラストを楽しむことができます。併せてここでは、地質学の世界では、スランプ堆積物は必ず終わってすぐ整然層に覆われることがわかっているので、地質学の理解があればスランプに陥っても楽天的に考えられるようになるなど、地質学を学ぶことは人生



第3図 養老川沿いに露出する梅ヶ瀬層最下部のタービダイト砂岩優勢互層
手前は、養老川を横断するためのコンクリート製の飛び石(第2図の①)。
2008年度(平成20年度)特別見学会(地質編)(2018.11.15実施)にて。



第4図 第3図の崖の拡大写真(説明は本文参照)
2008年度(平成20年度)特別見学会(地質編)(2018.11.15実施)にて。

にも役立ちます(?)と強調しています。

この南方に突き出したU字型の底を過ぎると今度は北方に向かって歩くことになりますので、スランプ層より上位の泥岩優勢互層を再び見ることになります。飛び石②のある川岸に降りる手前では、遊歩道沿いの小さな崖の部分に、この泥岩優勢互層が露出しますので、そこに挟まれる厚さ10 cm前後の薄い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。

2.4 飛び石②から飛び石③へ：泥岩優勢互層(大田代層上部)と弘文洞跡(川廻し地形)の観察

次に、飛び石②で養老川を横断し、川岸沿いの遊歩道沿いに上りながら歩いていくと、今度は養老川が北方に突き出したU字型の頭部分を歩くことになります。この遊歩道の崖沿いにも大田代層最上部の泥岩優勢互層が露出していますので、ここでもそこに挟まれる厚さ20 cm以下の薄いタービダイト砂岩層の断面の模様(堆積構造)を観察することができます。この北方に突き出したU字型部分を過ぎると再び南方に向かって歩くことになり、再び下位の地層を順に見ていくことになります。

養老川に沿って延びる遊歩道を南方に少し歩いていきますと、養老川に直交する形で支流が合流します(第7図)。ただここは自然の合流箇所ではなく、今から160年ほど



第5図 養老川沿いに露出する大田代層最上部の泥岩優勢互層（第3図の飛び石のすぐ南側に位置する対岸の崖：説明は本文参照）

前、新たな耕地（新田）の開拓を目的に、近くを蛇行する支流の筒森川（蕪来川や夕木川ともよばれます）を人工的にショートカットして養老川本流につないでできたものです。元は下部だけをくりぬいてつなげた隧道式の合流地点であったので、弘文洞とよばれこのあたりのローカルな名所となっていたところですが（第8図、第9図）。しかし、1979年（昭和54年）5月24日の未明、一大音響とともに隧道上部が崩壊して現在のような形になり、弘文洞跡とよばれるようになったということです。このように新田開発などを目的に蛇行する河川を人工的にショートカットして流路を変更することを川廻しといい、養老川沿いだけでも数多く行われているということです。

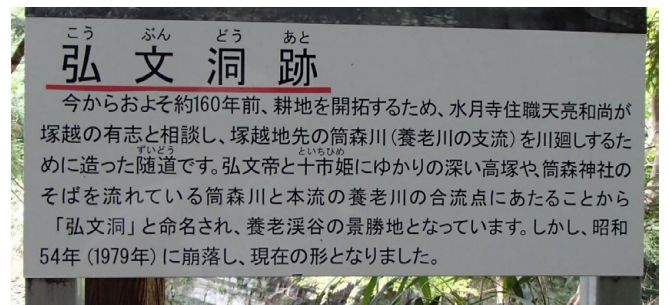
ところで見学会では、この弘文洞跡に流入する支流の両側の崖を中瀬遊歩道から眺めながら、ひとつのジオクイズを皆さんに出して楽しんでいます。すなわち、弘文洞跡の両側の崖には大田代層上部の同じ層準の泥岩優勢互層が露出しているのですが、いつも向かって左側の崖の表面は濡れているのに対して、右側の崖の表面はいつも乾燥していることを指摘して、何故そうなるのか、考えてもらうわけです。しばらく考えてもらった後に、ヒントは地層の傾き（向かって左から右側にゆるく傾斜）にありますというので、わかったと手を挙げる人が出てきますので、出てきたアイデアについて述べてもらいます。ベストアンサーとしては、地層の中に入った雨水などの地表水が地層の傾く方向



第6図 養老川の河床にみられるスランプ堆積物
右側は、スランプ堆積物を覆う整然層（泥岩優勢互層）で、直線的で平行な層理面が観察されます。



第7図 養老川本流(手前)に川廻しの目的で人工的につながれた弘文洞跡
ジオクイズ：両側の崖に露出するのは、大田代層上部の泥岩優勢互層ですが、いつも左手の崖の表面は濡れており、一方、右手の崖の表面が乾いています。それはなぜでしょうか(詳細は本文参照)。



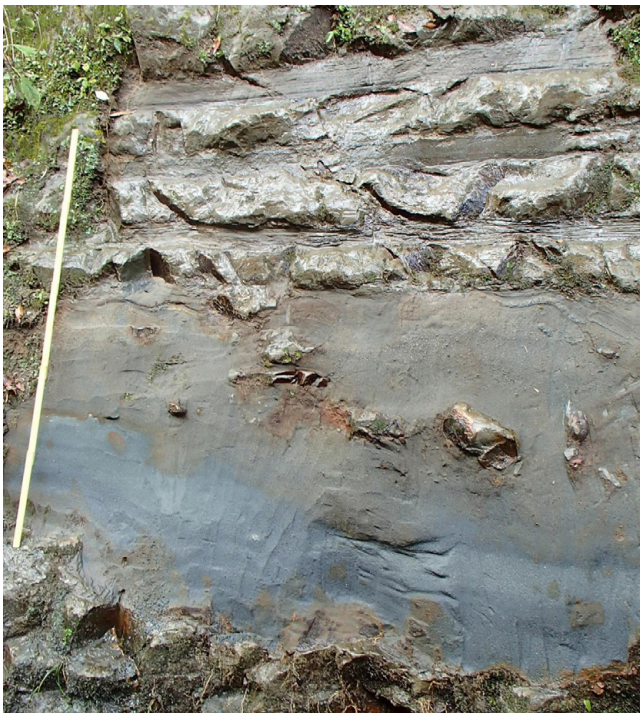
(左) 第8図 弘文洞当時の写真と弘文洞跡といわれるようになったいわれについて説明する看板(2019.9.25撮影)

(上) 第9図 第8図の看板の下部に書いてある説明部分(2019.9.25撮影)

にゆっくり流れていくと考えられるので、下り勾配(ダウンディップ)側に位置する弘文洞跡の左側の崖は地層から染み出す水分でいつも表面が濡れ、一方地層の傾きの上り勾配(アップディップ)側に位置する弘文洞跡の右側の崖の表面は、地層から水分が染み出すことはないので表面が乾燥していると考えられると説明しています。

この弘文洞跡の崖の砂岩泥岩互層を観察すると、最下部あたりの砂岩泥岩互層には、厚さ1m前後のタービダイト砂岩層も挟まれています。上方にタービダイト砂岩層が薄くなり、泥岩優勢互層に変化していく様子が観察されま

す。この最下部付近の砂岩泥岩互層部の表面をピッケルやねじりガマなどで削り、その上をたわしで磨きバケツなどで水をかけると、厚さ 50 cm 以上の比較的厚いタービダイト砂岩層と厚さ 10 cm 以下の薄いタービダイト砂岩層の断面の模様(堆積構造)の違いなどを浮き彫りにすることができます(第 10 図)。厚さ 10 cm 以下のような薄い砂岩層の場合は、全体が平行葉理や斜交葉理といった葉理構造が発達した極細粒の砂岩層からできています。また、これらの砂岩層の基底はほぼ直線的で、下位の泥岩層を削っている様子うかがえませんが、厚さ 50 cm ~ 80 cm の比較的厚い砂岩層の場合は、ごく最上部に波打った波状葉理が観察されますが、大部分は模様(葉理構造)のない塊状の砂岩から構成され、その中に下位の泥岩層を削って取り込んだと思われる大小の泥岩の破片(泥岩片)が散在している様子うかがえます。さらに、砂岩層の基底面は、下位の泥岩層を削り込んで不規則になっています。また、砂岩層全体を通して、上方に細粒化している様子(級化構造といいます)がうかがえます。このように薄い砂岩層と厚い砂岩層の断面にみられる堆積構造の違いは、これらの砂岩層を運搬し堆積した混濁流の規模の違い、エネルギーの違いを反映したものと考えられます。



第 10 図 弘文洞跡の北側(第 7 図の右側)の崖の最下部付近にみられる砂岩泥岩互層(説明は本文参照)

2.5 飛び石③から共栄橋(中瀬遊歩道終点)、そして駐車場へ：スランプ堆積物とタービダイト砂岩優勢互層(大田代層上部)の観察

この弘文洞跡を対岸に眺める場所を過ぎてさらに遊歩道を南東方向に進むと飛び石③に到着します。ここで養老川を再度横断します。この飛び石③の周りの河床にスランプ堆積物がみられますが、これは最初に河床面でみたスランプ堆積物(第 6 図)の延長で、飛び石③を渡った遊歩道正面の側壁でも観察することができます(第 11 図)。ここでは、変形した大小の泥岩片の集合体から成るスランプ本体部分のこぼこした上面を、厚さ 1 m 弱のタービダイト砂岩層がならすように覆って最上面がフラット化する様子や、さらにその上位が泥岩優勢互層から成る整然層に覆われている様子を観察することができます。

飛び石③で養老川を横断した後は、遊歩道に沿って共栄橋に向かって南方向に歩きますが、そうすると、遊歩道の側壁沿いにスランプ堆積物より下位の地層を順に見学することになります。しばらくは厚さ 1 m 以下のいろいろな厚さのタービダイト砂岩層が出現しますので、表面のコケをねじりガマで削ることによって、これらのタービダイト砂岩層の断面の模様(堆積構造)を観察できます(第 12 図)。また、共栄橋方向に養老川の対岸の側壁をながめると、全体としてタービダイト砂岩優勢互層に変わっていく様子を観察できます(第 13 図)。共栄橋手前の遊歩道側壁では、2 m を超すような厚さのタービダイト砂岩層が、下位の地層を大きく削っている様子も観察できます(第 14 図)。

次に、共栄橋に到着したところで、ここまで歩いてきた方向とは逆に、共栄橋から北方の弘文洞跡方向(層位学的に



第 11 図 スランプ堆積物の上部とそれを覆う整然層(泥岩優勢互層)説明は本文参照。この崖の向こう側が弘文洞跡の入り口に当たります。



第12図 中瀬遊歩道沿いに露出するタービダイト砂岩層の堆積構造を、ねじりガマで表面のコケを落としながら観察している様子
2018年度(平成30年度)特別見学会(地質編)(2018.11.8実施)にて。



第13図 中瀬遊歩道終点の共栄橋手前の養老川対岸に露出する大田代層上部のタービダイト砂岩優勢互層
厚さ2m前後のタービダイト砂岩層(表面がのっぺりしコケが発達している部分)と厚さ数10cm以下の泥岩層(出っ張っている部分)が、養老川に沿って分布する様子がうかがえます。

上位方向)に向けての岩相変化を振り返ると、大局的には、厚さ2m以上の厚いタービダイト砂岩層が卓越する砂岩優勢互層から、厚さ1m前後のタービダイト砂岩層が主体となるタービダイト砂岩優勢互層を経て、弘文洞跡の崖の上部の厚さ10cm以下の薄いタービダイト砂岩層が主体となる泥岩優勢互層へと変化していることがわかります。ここでみられるこのようなタービダイト砂岩層の上方薄層化現象について、Ito *et al.* (2006)では、地質時代に繰り返されてきた氷河性の海水準変動によって、海水面が低い低海



第14図 共栄橋手前の中瀬遊歩道側壁に露出する厚さ2m前後のタービダイト砂岩層
砂岩層底面に深さ50cm前後にわたる浸食痕が観察されます。表面がのっぺりしている部分がタービダイト砂岩層で、出っ張っている部分が泥岩層です。

水準期から高い高海水準期へと変化していったことに対応しており、泥岩優勢互層から成る弘文洞の崖の上部あたりが、海水面が最も高かった時期(最大海進期)に相当すると解釈しています。このことは、気候的には、氷期の寒冷な時期から間氷期の温暖な時期へと変化した時期に対応しているということになります。このように深い海で形成されたタービダイト砂岩泥岩互層の上下方向への積み重なり方の大局的な変化を、当時の氷河性の海水準変動もしくは地球環境の変動と結び付けて考えられるということは面白いことです。

さて、中瀬遊歩道の南の端に当たる共栄橋に到着したら、遊歩道沿いでの地層の見学は終わりです。あとは共栄・向山トンネルを通過して表通りに出、養老溪谷温泉郷の中を通り抜け、バスの待つ北側の駐車場に向かい、そこで終了となります。

2.6 注意：中瀬遊歩道の一部欠損について

ところで、一つ重要な点を指摘しておく必要があります。



第15図 2019年9月の台風15号で中瀬遊歩道が路肩ごと崩落した現場
崩落地点は、第2図に×印で示しています。左側の約10m下に養老川の河床があります。2019.9.25に南側から撮影。

実は2019年9月の台風15号が通過した際の大雨により、弘文洞跡を対岸に眺める中瀬遊歩道の地点から少し北に向かったところの、養老川の河床から10mほどの高さのところ崖にへばりつくように細く延びていた遊歩道が、10mほどの長さにならなくなって路肩ごと崩落してしまい、それ以後通行不能となっています(第15図;第2図の×印の箇所)。地元の知り合いからの情報によると、2022年6月末現在まだ通行止めとなっているということです。したがって、弘文洞跡前に到着するには、共栄橋横の中瀬遊歩道の南側入り口から入っていく必要があります。その場合は、共栄橋の少し南側にある簡易駐車場(第2図のPs駐車場:南側の駐車場)を利用できます。ただ、途中の共栄・向山トンネルは、マイクロバスは通行可能ですが大型バスは通行できませんので、注意する必要があります。

中瀬遊歩道は、新緑や紅葉の観賞をはじめ、夏場の川べりでの水遊びなど、自然に親しめるコースとして多くの人が毎年訪れてきた人気の散策コースです。また元のように歩けるように、一日も早い修復を望みたいと思います。な

お、崩落した箇所では遊歩道そのものがすべて崩落し崖しかありませんので、絶対に近寄らないでください。手前の規制線より先には進まないようにしましょう。

2.7 中瀬遊歩道見学の際の注意点

2.7.1 現場状況の事前の確認

上記のような遊歩道そのものの崩落といった大規模な障害の発生は大変珍しいといえます。ただ、台風シーズンや梅雨時の大雨による河川の増水現象は、毎年発生します。特に増水の規模が大きく、河川の濁流化・激流化が顕著なときは、大量の流木が発生し、それらが川を横断する飛び石にせき止められているということがときどきあります。その結果、その衝撃で飛び石の一部が破損したり、流木で歩きにくくなるということが、ときどき起きているようです。私も、見学会の前の下見などで何度か遭遇しています。ただ、これくらいの被害の場合は、新緑や紅葉の時期、それに夏休みの時期など、観光目的などの見学者が多く訪問する時期の前に、河川の管理者によって修復されていたように思います。いずれにせよ、遊歩道が問題なく歩けるかどうか、事前に下見をしておくことが大変重要です。

2.7.2 ハチ対策

また直前の下見の際には、スズメバチなどのハチが飛んでいないか、飛んでいた場合は、ハチの巣などが遊歩道沿いにはないか確認することも重要です。また、見学会実施の際には、万が一スズメバチなどに遭遇した場合の注意点(落ち着いて行動し、手を挙げて威嚇するような素振りをしたり、走って逃げ出したりするなどハチをびっくりさせるような行動をとらないこと、など)を事前に参加者に確認しておく必要があります。また、黒色系の衣服は、天敵のクマと間違えて攻撃する可能性が高いということですので、できれば白色系の衣服や帽子で参加することがより望ましいと事前に参加者に伝えておけばなお良いと思います。特別見学会(地質編)では、幸いこれまでハチに遭遇したことはありません。スズメバチに刺されたような場合は、大至急救急車に来てもらって病院で処置してもらうのが基本ですが、特別見学会(地質編)では、念のため、万が一刺された場合の応急処置用に、刺された箇所当てて毒を含んだ血をすぐに抜くための市販の携帯用毒抜きセット(ポイズン・エクストラクター:吸入口の形態・大きさが何種類もあり、傷口の状況に最適なものを選択して使用)を案内者が持ち歩いていました。これは、毒蛇にかまれた場合も利用可能です。

2.7.3 ヤマビル対策

川沿いの遊歩道を歩きますので、下履きは長靴やブーツ状のものなど、濡れにくくてかつ滑りにくいものを履いて参加するのが望ましいといえます。この種の下履きの利用は、音もなく忍び寄り皮膚に吸着して血を吸うヤマビル(ヤマビルあるいは単にヒルともいいます)対策としても有効です。特に雨の日や雨上がりで地面や草むらが濡れているような場所は要注意で、簡易ズックなどの場合は被害にあいやすいといえます。このような場所を通る際は、ヤマビルがないか先頭の案内者が注意しながら歩くとともに、通った後で足回りなどについていないか、立ち止まってお互いで入念に観察し合うといいでしょう。その結果、今まさに血を吸われているというような場合は、無理に手でつかんではがそうとすると、ヤマビルの顎の部分が食い込んだまま皮膚に残って炎症をひどくする可能性があります。塩や塩水をかけると縮んですぐに落ちるといった性質がありますので、案内者は塩や塩水が入った小瓶などを持ち歩くことをお勧めします。また、家に帰って靴下を脱いだときやお風呂に入ったときに血を吸われた跡を見つけるといった場合もあります。このような場合は患部がかゆくてもかか

ないことが大事です。なお、上記のような注意さえしていれば、被害にあうことはほとんどありません。

3. 大多喜町沢山林道(大多喜町沢山)での見学：上総層群梅ヶ瀬層の観察

3.1 沢山林道の概要

3.1.1 沢山林道の位置

養老溪谷中瀬遊歩道沿いで見られる地層は、大部分が上総層群の大田代層でその上位の梅ヶ瀬層は、その最下部を、それも川向こうの対岸側から眺めることができます。一方、これから紹介する大多喜町沢山の沢山林道沿いでは、梅ヶ瀬層中部の地層をほぼ連続的に観察することができます。沢山林道の大体の位置を第1図に示します。より詳しい位置をGoogle Maps上に破線で囲んで示します(第16図)。大多喜町の北端部付近をほぼ東西に延びる県道172号線(大多喜里見線)の南側に位置し、西側にはマクレガー・カントリークラブ(ゴルフ場)が、東側には大多喜県民の森が広がっています。沢山林道は、ほぼ北北西—南南東方向に延びています。沢山林道は、大多喜町が管理



第16図 大多喜町沢山の沢山林道の位置(破線の括弧内)
右手(東側)には、大多喜県民の森が広がります。Google Maps 使用。

する未開通の林道であり、通常は関係者以外立ち入り禁止です。見学するには、事前に大多喜町(担当は農林課)の許可を得ておく必要があります。

3.1.2 沢山林道のルートマップ

沢山林道沿いの観察地域のルートマップを第17図に示します。この図は、特別見学会(地質編)の主要メンバーの一人として、長年世話人や案内人をされてきた元関東天然瓦斯開発(株)の岩本広志氏が作成されたものです。そして、沢山林道が見学会のコースに含まれる際には、毎回参加者用テキストに掲載され、見学の際に活用されてきました。今回、岩本氏の許可を得て、本報告でも活用させていただくものです。ただ、本文で用いている用語の表現法と一致させるために、凡例の表現の一部を修正させていただきました。また、位置を示すために本文で用いている地点Aから地点Gという表現も、元のルートマップに加えさせていただきます。この他の点は、元のルートマップをそのまま活用させていただいています。

このルートマップから、沢山林道がほぼ南北に延びており、ルート沿いの地層の延びの方向(走向)はほぼ北東-南西方向で、地層の傾き(傾斜)は北西方向に 8° ~ 16° 傾いていることがわかります。また、ルート沿いには、いくつかの断層が発達していることもわかります。このルートマップには、ルート沿いに出現する火山灰鍵層についても、火山灰鍵層の名称(正式名称)とともに、それぞれの鍵層の構成物質の特徴も簡潔に記載され、それによって現場で間違いなく同定できるようになっています。上総層群中の火山灰鍵層の正式名称は、第4部(徳橋, 2022d)のいすみ市文化とスポーツの森周辺に分布する大田代層中の火山灰鍵層の説明の折に紹介していますように、それを含む地層名(今回は梅ヶ瀬層)のアルファベットの頭文字(梅ヶ瀬層はU)に、下位に行くほど大きくなる数字(場合によってはその後アルファベットも付与)をつけたものが採用されています。このルートマップから、沢山林道の見学対象範囲には、U3.6~U6.5が分布し、基本的に南に行くほど番号部分が大きくなっていることから、南に向かって下位の層準の地層が出現することがわかります。このルートマップには、ルート沿いに分布する地層の特徴(岩相)が詳しく表記されています。このことから、厚層理砂岩層(厚い塊状のタービダイト砂岩層)が卓越するとともに、砂岩優勢互層や砂岩泥岩等量互層(単に等量互層ともいいます)、あるいは、泥岩優勢互層や塊状泥岩層(厚い泥岩層)がところどころに分布していることがわかります。このように本ルートマップは、たくさんの情報を盛り込んだ大変優れたルー

トマップであるといえます。

3.1.3 沢山林道でみられる火山灰鍵層

第18図に、沢山林道でみられる火山灰鍵層の露頭写真をまとめて示します。火山灰鍵層の近くには、わかりやすいように鍵層名を書いたラベル(高さ約3cm, 幅約6cm)が貼られています。これらのラベルの貼付は、関東天然瓦斯開発(株)の岩本氏が中心になって、同社の同僚の方の協力を得ながら実施したものです。このような露頭におけるラベルの存在は、見学会参加者のみなさんに、火山灰鍵層の位置や名称、そしてその特徴を認識してもらう上で大変有用であるとともに、写真を撮った後で整理する際にも大変重要な役割を果たします。これらの写真によって、沢山林道沿いで観察される火山灰鍵層は、いずれも概ね厚さ20cm以下の比較的薄い火山灰層であるとともに、互いの特徴がかなり異なっていることがわかります。

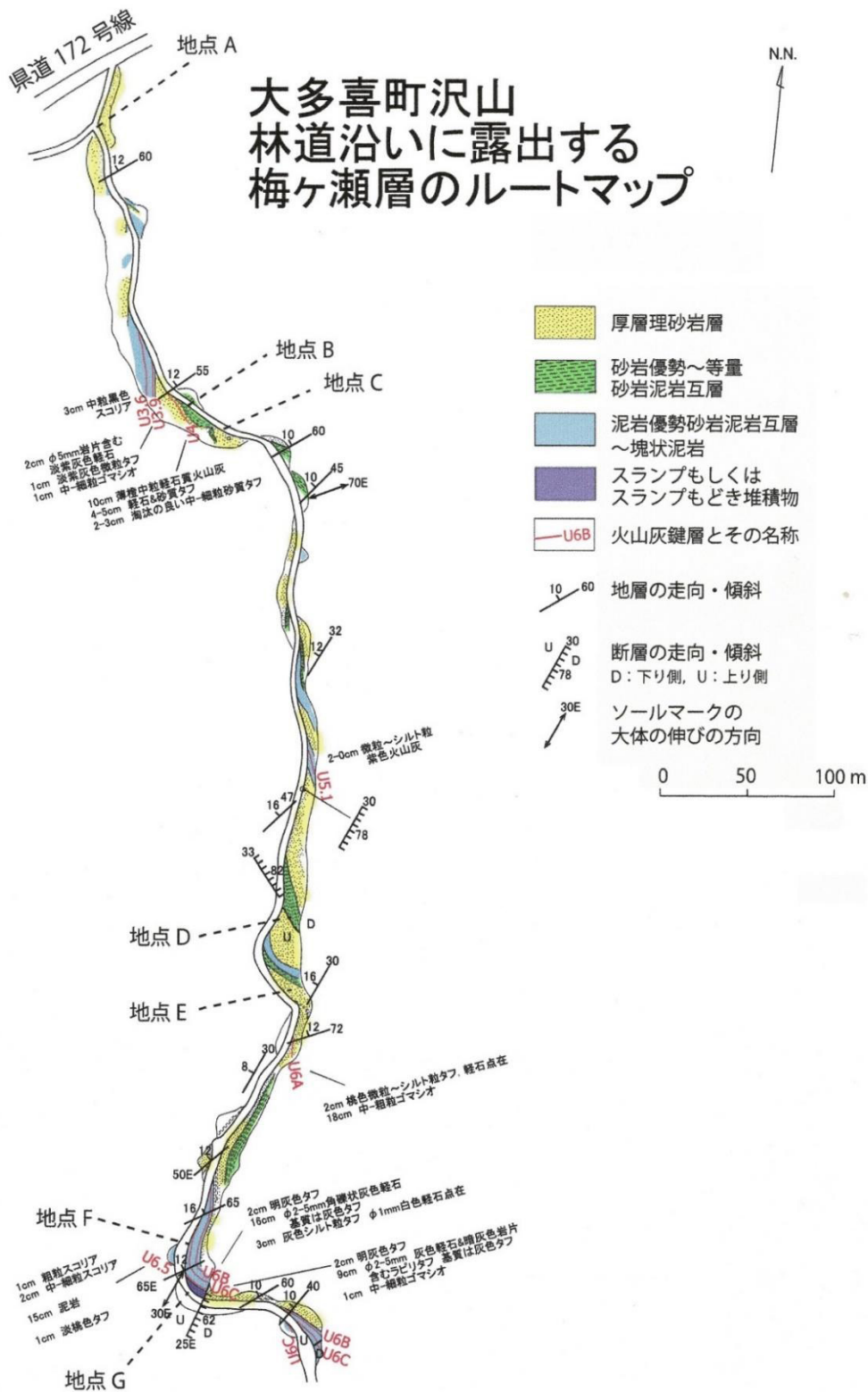
ここからは、沢山林道沿いを南方向に歩きながら、いくつかの地点に焦点を合わせ、そこで見られる地層の様子・特徴等について紹介していくことにします。

3.2 地点A:入口付近の厚層理タービダイト砂岩層の観察

この地点は、沢山林道の入り口にあたる場所ですが、未開通林道であるため関係者以外は立ち入り禁止になっており、通行できないようにゲートが置かれています。見学会では、もちろん事前に管理する大多喜町農林課の許可を得た上で入らせてもらっています(第19図)。このゲートを過ぎてすぐ右手のところには、厚さ5m以上の厚い塊状砂岩層が露出しています(第20図)。基本的には特徴のない塊状砂岩層ですが、よくみると、砂岩中に泥岩偽礫あるいはリップアップクラストとよばれる泥岩片が含まれているのが観察されます。これらは、大量の砂粒子を運搬する混濁流が流下してきた際に、海底を形成していた泥層が浸食され、流れに取り込まれた後、砂粒子と一緒に堆積し形成されたものと考えられます。すなわちこの厚い塊状砂岩層は、混濁流によって運搬され堆積して形成された厚いタービダイト砂岩層の一部であることがわかります。

3.3 地点B:タービダイト砂岩優勢互層中の火山灰鍵層U4の観察

地点Bは、地点Aから200m弱南に進んだところにあります。この付近では少し出っ張った薄い泥岩層と表面がコケや草に覆われた厚い砂岩層が互層する砂岩優勢互層がみられます(第21図)。この砂岩優勢互層を構成するタービダイト砂岩層の中の厚さ150cm前後のタービダイト砂



第 17 図 沢山林道沿いのルートマップ
 原図は、特別見学会（地質編）の主要メンバーの一人で、元関東天然瓦斯開発（株）の岩本広志氏作成（2012.10.22 付）。凡例の表現の一部を本文の表記に合わせて修正。地点 A～地点 G の表現を追加。他は原図のままです。N.N.: Net North の略で、真北もしくは地理上の北とほぼ同じ意味です。

U3.6



U6A



U3.9



U6B



U4



U6C



U5.1



U6.5



第 18 図 沢山林道で見られる火山灰鍵層の露頭写真一覧 (ラベルの大きさ：横が約 6 cm, 縦が約 3 cm)



第19図 沢山林道の入り口付近(地点A)
関係者以外立ち入り禁止のため、通常はゲートで閉められています。事前に管理する大多喜町の許可を得た上で入ります。2015年度(平成27年度)特別見学会(地質編)(2015.10.20実施)にて。

岩層の直下に、火山灰鍵層 U4 が存在します(第21図で人が指で指している付近)。このU4と直上のタービダイト砂岩層との境界部には、特徴的な模様が横方向に広がっているのがみられます(第22図)。火山灰鍵層 U4 の最上部は、淡い橙色の細粒の火山灰が占めていますが、この部分が上位の灰褐色のタービダイト砂岩中に炎の先端部のように伸びたり、あるいは変形した破片となって散在している

様子が観察されます(第23図)。一方、この露頭に向かって左側(アップディップ側)では、上記の厚さ150cm前後のタービダイト砂岩層と火山灰鍵層 U4 との間には、厚さ数cmの泥岩層が浸食されずに残っているのが観察されます(第24図)。このように地点Bでは、U4とタービダイト砂岩層の境界部で上記のような特徴的な模様が観察でき、露頭に向かって右側(ダウンディップ側)に向かって、このタービダイト砂岩層による浸食量が徐々に増す様子も観察できます。

このような模様は専門的にはフレーム構造(flame structure：火炎構造)と呼ばれています。一般的には、細粒堆積物(この場合は火山灰鍵層 U4 最上部の淡い橙色の細粒火山灰部分)の上を砂岩層のような粗粒な堆積物が急速に堆積すると、下位の細粒堆積物に荷重圧がかかりますが、その荷重圧がなんらかの理由で面的に不均質な場合には、過重圧の弱い部分に下位の細粒堆積物が巻き上げられて(吸い上げられて)、このような模様が形成されると考えられています。すなわち、荷重痕の一種と考えられています。ただ、直上の砂岩層を堆積させた混濁流は、下位の細粒物質を浸食しながら大量の砂粒子を堆積させていることから、浸食の過程で下位の細粒物質を巻き上げ運搬中の大量の砂粒子のなかに取り込んでできた浸食痕の可能性もあると思います。どのようにして形成されたのか、是非現場で観察しながら考えていただければと思います。



第20図 地点Aの沢山林道の入り口を入ってすぐの右手にみられる厚層理タービダイト砂岩層
厚さ5m以上ののっぺりした塊状砂岩から構成されています。沢山林道沿いでは、このような厚層理タービダイト砂岩層が頻繁に観察されます。



第 21 図 のっぺりしたタービダイト砂岩層と薄い泥岩層（出っ張った部分）との互層から成るタービダイト砂岩優勢互層（地点 B）
厚さ約 150 cm のタービダイト砂岩層の基底付近に、火山灰鍵層 U4 が観察されます（指さしている付近です）。2010 年度（平成 22 年度）特別見学会（地質編）（2010.11.6 実施）にて。

3.4 地点 C: 変形構造やタービダイト砂岩偽礫の観察（メタンハイドレートの痕跡か？）

地点 C は、地点 B より 30 m 前後南東方向に進んだところにあります。沢山林道沿いの地層は、大部分がタービダイト砂岩層と泥岩層が互層する整然とした地層から構成されていますが、より詳しく観察するとところどころで地層が大きく変形していたり、タービダイト砂岩層の中に水抜けなどに伴って形成されたと考えられる各種の脱水構造などが観察されることがあります。堆積学を専門とする元山口大学理学部の宮田雄一郎先生は、沢山林道沿いにみられるこのような地層の変形構造やタービダイト砂岩中の水抜け構造の形成機構、あるいは厚層理タービダイト砂岩層の大部分を占める塊状砂岩の形成機構について、長年にわたって研究されてきました。特別見学会（地質編）に、この沢山林道コースを取り入れたのも、宮田先生の紹介がきっかけになりました。

一般に、特別見学会（地質編）では、堆積学や地質学が専門ではない学生さんや一般の人が数多く参加することから、地層や断層の見方など基礎的なことの体験や理解に重



第 22 図 第 21 図の火山灰鍵層 U4 付近を整形して拡大した写真（地点 B）
2015 年度（平成 27 年度）特別見学会（地質編）（2015.10.20 実施）にて。



第 23 図 第 22 図の火山灰鍵層 U4 付近をさらに拡大した写真（地点 B）

点をおいて説明を行っています。しかし、2010 年（平成 22 年）秋の特別見学会の折には、宮田先生とその指導の下で研究を積極的に進めておられた山口大学大学院修士課程の学生（当時）であった佐々木政和氏に特別参加していただき、沢山林道沿いを歩きながら最新の研究成果を紹介していただく機会がありました。その中のひとつのハイライト地点が、この地点 C です。

この地点 C では、砂岩泥岩互層を構成する泥岩層が向斜軸部のように凹型に変形する構造が観察されます（第 25 図）。そして、この泥岩層と互層する砂岩層もこの泥岩層に沿うように並行して同じように変形している様子がうかがえます。ただ、向斜軸部のように変形している泥岩層は、向斜状軸部の下部では砂岩によって途切れている様子も観



第24図 地点Bの崖の向かって左側(アップディップ側)の火山灰鍵層 U4 付近の様子
ここでは、U4 (大部分が白色と灰白色の縞模様部から構成)直上に厚さ数 cm の泥岩層が、上位のタービダイト砂岩層に削られずに残っています。

察できます。このような変形構造がどのようにしてできたと考えられるのか、佐々木氏による詳しい説明がありました(第26図)。

この地点Cでは、露頭に向かって上記の変形体の観察地点のすぐ左側数mのところ(上記の変形体の地層の直下の層準)で、もうひとつ面白い現象がみられます。通常、タービダイト砂岩層中の偽礫といえ、泥岩片か粒子がシルト・粘土サイズの細粒の凝灰岩片で、これらは、海底面かその直下を構成していた堆積物が、その上を流下してきた混濁流によって浸食され破片として流れに取り込まれて、タービダイト砂岩中に保存されたものです。これらの堆積物は粘着力が強く、海底面を構成していた時期にそれなりに固結が進んでいたと考えられています。ところがこの地点Cのタービダイト砂岩層中には、砂岩の偽礫が観察されるのです(第27図)。この部分の拡大写真を第28図に示します。ここで観察される砂岩の偽礫は、現在でも半固結状態ですが、海底かその直下付近に存在した堆積後間もない時期には、特別な事情がない限り、構成する砂粒子相互の間に粘着力が働いて固結が進んでいたとは考えられません。このような砂層が、海底面を流下してきた混濁流によって浸食された場合には、取り込まれた混濁流の流れのなかで粉々に砕け散って跡形もなく分解してしまい、タービダイト砂岩中に偽礫として保存されることはほとんど考えられ



第25図 すりこぎ鉢もしくは向斜軸の断面のように変形した砂岩泥岩互層(地点C)
2010年度(平成22年度)特別見学会(地質編)(2010.11.6実施)にて。

ません。実際私はこれまで数多くのタービダイト砂岩層を観察してきましたが、砂岩の偽礫というのを見たことがなく、この沢山林道の地点Cで佐々木氏の案内で見たときが初めてでした。

ではなぜ、このような砂岩の偽礫が形成されたのでしょうか。何か、特殊な状況が考えられるのでしょうか。これに対して、山口大学の宮田先生の下で指導を受けてきた



第 26 図 変形構造の形成機構について説明する山口大学理学部大学院生(当時)の佐々木政和氏(地点 C)
2010 年度(平成 22 年度)特別見学会(地質編)(2010.11.6 実施)にて。



第 27 図 タービダイト砂岩層の下部にみられる砂岩偽礫について説明する佐々木政和氏(地点 C)
2010 年度(平成 22 年度)特別見学会(地質編)(2010.11.6 実施)にて。



第 28 図 第 27 図の砂岩偽礫の拡大写真(地点 C)
この砂岩偽礫は、下位の砂岩層に由来するということです。砂岩偽礫の断面には、ほぼ垂直方向に延びた葉理状構造が観察されます。

佐々木氏は、ユニークな解釈、斬新なアイデアを披露し、参加者一同をびっくりさせました。それによると、これらの地層が形成されていた海盆(上総海盆)の海底付近はメタンハイドレートの安定領域にあり、砂岩偽礫の元となったタービダイト砂岩層は、当時の海底でハイドレート化して全体が一種の固結状態にあったのではないかと思います。すなわち、固結状態であったために、混濁流によって浸

食されても完全分解されず、偽礫としてタービダイト砂岩層中に保存されたのではないかと思います。また、偽礫化した砂岩は、内部の特徴から下位の砂岩層に由来しているということです。このようなアイデアは、既に学会でも報告しておられます(佐々木・宮田, 2009)。

低温高圧下で形成されるというメタンハイドレートは、日本周辺の海底に広く存在することが知られています。た

例えば、西日本の太平洋岸沖合に広がる南海トラフの水深500 m～1,000 m(もしくは2,000 m)の斜面域の海底下数百 m以浅の海底の堆積物(特にタービダイト砂岩層)に広く存在することが知られています(砂層型メタンハイドレートと呼ばれています)。一方日本海では、水深500 m以深の海底の表面や表層近くの主に泥層中にメタンハイドレートの塊が存在しているところがあることも確認されています(表層型メタンハイドレートと呼ばれています)。

南関東ガス田で最も重要な貯留層となっているのは、第1部(徳橋, 2022a)で紹介していますように、概ね水深500 m～2,000 mの半深海環境で形成された上総層群の大田代層や梅ヶ瀬層中のタービダイト砂岩層であり、これらのタービダイト砂岩層には、地下ではメタンガスに富むかん水が豊富に含まれていることが知られています。したがって、これらのタービダイト砂岩層の堆積時には、メタンに富む間隙水(かん水)がメタンハイドレート化し、その結果、タービダイト砂岩層の固結化が進行していたとしてもおかしくないかもしれません。千葉県茂原市周辺で、大田代層や梅ヶ瀬層を対象に仕上げた天然ガス生産井には、茂原型とよばれる異常に高いガス水比を示す生産井が存在することを第1部(徳橋, 2022a)で紹介しましたが、このような茂原型天然ガス鉱床の存在・成因は、上記のようなガスハイドレートの形成に由来するのではないかというアイデアがかつて公表されたこともあります(名取, 1997)。

沢山林道における山口大学の宮田先生や大学院生の佐々木氏による研究成果の紹介は、他の地点でもありました。これらは主に、タービダイト砂岩泥岩互層中にみられる砂粒子や泥粒子の堆積後の二次的な移動によって形成されたとみられる現象や水やガスといった流体の移動に関連した現象に焦点を当てたもので、その原因としてメタンハイドレートの形成や溶解と関係しているのではないかということだったと思います(佐々木・宮田, 2009, 2010)。ただ、内容が専門的である上にその議論にはかなり精密な観察を必要とすることから、今回は紹介を省略させていただきます。いずれにせよ、2010年度の沢山林道での見学の際のキーワードがメタンハイドレートであったことから、この年の見学会のタイトルは、第3部(徳橋, 2022c)の第1表に示すように、「水溶性天然ガスの生産施設の見学とタービダイト貯留層の堆積構造の多様性の観察—メタンハイドレートの痕跡は見つかるか?—」ということになりました。

3.5 地点D：断層面の測定法

地点Dは、地点Cの約250 m南に移動したところに位

置しています。先に、沢山林道沿いではいくつかの断層がみられるというお話をしましたが、断層として最もわかりやすいのが、この地点です(第29図)。ここでは、断層を境に砂岩優勢互層(崖に向かって左側)と厚層理砂岩層(厚い塊状の砂岩層)が接しています。ルートマップ(第17図)をみるとこの断層の断層面の延びの方向(走向)がN33°Wで、北東側に82°傾いていることから、かなり高角の断層であることがわかります。そして断層の走向方向の両側にDという文字とUという文字が書いてありますが、Dは断層面の反対側の地層に対して地層がダウン方向(下方)に移動したことを意味し、一方Uは断層面の反対側の地層に対して地層がアップ方向(上方)に移動したことを意味します。この場合は、断層面が傾く側にDの文字があることから、断層の上盤側の地層がダウン方向に移動していることがわかり、この断層が正断層であることがわかります。

見学会では、この断層を対象に断層面の走向・傾斜の測定法を、走向板とクリノメーターを使ってデモンストレーションすることもあります(第30図)。この場合、まず断層面をピックルやねじりガマを使って削り出し、その後、断層面に走向板を当て、次にクリノメーターを使って断層面の走向や傾斜を測定します。断層面の走向・傾斜の測定法は、層理面の走向・傾斜をはかる場合と同じです。なお、断層面がゆるく波打っている場合もありますので、走向板の置き方が断層面全体の延びの方向を正しく反映しているか、十分注意した上で測定することが重要になります。

3.6 地点E：厚いタービダイト砂岩層中の皿状構造の観察

次の地点Eは、地点Dから左手の崖に沿って30 mほど南下しながら、次に左手方向(南東向き)にゆるく曲がったところに出てくる崖の部分に当たります。ここでは、泥岩優勢互層の下位に厚さ3 m以上の厚いタービダイト砂岩層が分布するのですが、この砂岩層の断面を削ると、この砂岩層上部に独特の様子が発達していることがわかります(第31図)。この模様は、大小のお皿を上下左右に積み重ねたときの断面のようにみえるので、通常、皿状構造(dish structure)と呼ばれています(第32図)。このような皿状構造は、タービダイト砂岩層下部の塊状砂岩の部分で観察されますが、厚さ数mといった厚いタービダイト砂岩層の場合には、その大部分を占める塊状砂岩部のいろいろな部位で観察されることがあります。この皿状構造は、塊状砂岩中の水分が上方に抜けていく際にできる脱水構造の一種とされています(辻・宮田, 1997)。タービダイト砂岩層中の塊状砂岩は、混濁流によって運搬されてきた大量の砂



第 29 図 断層の観察 (地点 D)
沢山林道沿いで最もわかりやすい断層で、砂岩泥岩互層 (左手) と厚層理砂岩が高角の断層で接しています。2013 年度 (平成 25 年度) 特別見学会 (地質編) (2013.11.8 実施) にて。



第 30 図 走向板を使った断層面の測定法の実演 (地点 D)
指導しているのは、世話人・案内人の岩本広志氏。詳細は本文参照。2015 年度 (平成 27 年度) 特別見学会 (地質編) (2015.10.20 実施) にて。

粒子が急速に堆積することによって形成されたと考えられていますので、堆積したばかりの塊状砂岩部にはより多くの水分が残されていることが想定され、脱水構造が発達しやすいものと考えられます。見学会では、この厚い砂岩層の前に並んでもらい、ねじりガマを使って砂岩表面のコケ



第 31 図 厚いタービダイト砂岩層の断面に観察される皿状構造 (地点 E)
砂岩層表面のコケを除いているのは、世話人・案内人の岩本広志氏。2015 年度 (平成 27 年度) 特別見学会 (地質編) (2015.10.20 実施) にて。



第32図 厚いタービダイト砂岩層の断面にみられる皿状構造の拡大写真(地点E)



第33図 ねじりガマを使いながら皿状構造を観察する様子(地点E) 好みのマイカップならぬマイディッシュはみつかるか? 2015年度(平成27年度)特別見学会(地質編)(2015.10.20実施)にて。

の部分削って新鮮な断面を出してもらって、皿状構造の模様を各自で観察していただいています(第33図)。いわば、マイカップならぬ好みのマイディッシュを探してもらうというところでしょうか。

3.7 地点Fと地点G：泥岩優勢互層中の火山灰鍵層と厚いタービダイト砂岩層中の変形構造の観察

地点Fは、地点Eから右方向(南向き)にカーブして150mほど進んだ付近にみられるややまとまった泥岩優勢互層です(第34図)。この泥岩優勢互層中には、U6B、U6C、U6.5といった火山灰鍵層が含まれています(第18図参照)。そして、この泥勝ち互層を見ながら林道を南下して左方向(東向き)にカーブすると、この泥勝ち互層の下位に、大きくうねった変形模様が発達した厚さ3m以上の凝灰質な粗粒砂岩層を観察することができます。この場所が地点Gです(第35図)。一見すると、いわゆるスランプ堆積物に見えますが、1枚の厚い砂岩層のなかの変形体にも見えますので、スランプもどきの可能性もあります。スランプ(真正スランプ)とスランプもどき(偽スランプ)との特徴や形成機構の違いについては、第4部(徳橋, 2022d)のいすみ市文化とスポーツの森周辺に分布する大田代層の紹介のところで詳しく解説していますので、そちらをご参照ください。なお、地点Gにおける変形模様をもった砂岩層の東端は、南北性の断層で切られています(第36図)。

この断層を超えてさらに東に進むと再び地点Fで見た泥勝ち互層が現れ、火山灰鍵層U6B、U6Cなども再度見ることができます。そして、沢山林道沿いで観察が可能な地層の露出もこのあたりで終了となりますので(第17図のルートマップ参照)、このあたりまで来てから引き返すこととなります。特別見学会(地質編)は、大体10月下旬から11月中旬の時期に行ってきましたので、帰り道では、色づき始めた紅葉や鳥の鳴き声などを楽しむこともできます。

3.8 沢山林道見学にあたっての注意点

前にも触れましたが、沢山林道は大多喜町農林課が管理する未開通の林道であり、関係者以外立ち入り禁止です。したがって、見学会のコースとして希望する場合は、企画の段階で一度下見を行うとともに、日程を含めて町の許可を得ておく必要があります。また、見学会実施の1ヶ月ぐらい前にも現地の様子と役場での許可を再度確認しておく、当日のスムーズな実施につながるでしょう。これまでの実施経験では、沢山林道は適宜草刈りもされているようで、雑草がぼうぼうというなかで見学会が行われたことはありませんでした。また、実施後、電話でもいいですから、



第34図 まとまった泥岩優勢互層の観察(地点F)
この泥岩優勢互層中には、タービダイト砂岩層のほか、U6B、U6C、U6.5といった火山灰鍵層(第18図参照)も挟まれています。2017年度(平成29年度)特別見学会(地質編)(2017.11.8実施)にて。



第35図 泥岩優勢互層直下の厚い砂岩層中にみられる変形模様(地点G)
スランプかそれともスランプもどきか? 2015年度(平成27年度)特別見学会(地質編)(2015.10.20実施)にて。

無事終了したことを町の担当者に伝えてお礼を述べておく
と今後の許可も得やすくなることでしょう。

見学を終えて林道に戻る際には、サポーターの方にはし
んがりを務めてもらって、全員がもどることやねじりガマ
などの忘れ物がないことを確認してもらうことも重要で
す。

また、養老溪谷中瀬遊歩道のところで書きましたハチ対
策やヤマビル対策は、沢山林道でも有効ですので、同じよ
うに注意する必要があります。

4. おわりに

第5部では、まず前半では、大多喜町葛藤の養老溪谷
中瀬遊歩道沿いにみられる地層の特徴について紹介しまし
た。ここでは、蛇行する養老川沿いに延びる養老溪谷中瀬
遊歩道を歩きながら、上総層群梅ヶ瀬層最下部～大田代層
上部の地層の上下方向の積み重なり方や横方向の連続性な
ど、ある程度地層の三次元的広がりを体感することができ
ることを紹介しました。そして、南関東ガス田で最も重要
な貯留層である梅ヶ瀬層と大田代層のタービダイト砂岩層
について、厚いタービダイト砂岩層から薄いタービダイト
砂岩層までの堆積構造の特徴を観察しました。また、スラ
ンプ堆積物(真正スランプ堆積物)の特徴についても、養老
川の川底と遊歩道の側壁の両方で観察することができまし
た。さらに、タービダイト砂岩泥岩互層の特徴(タイプ)の
上下方向での変化から、当時の海水準の変動(気候変動)が
読み取れることも紹介しました。

次に後半では、ほぼ南北方向に延びる大多喜町沢山の沢
山林道を歩いて、梅ヶ瀬層中部の地層を観察しました。こ
のルートでは、ときどき断層で切られながらも、南に向



第36図 変形模様の発達した厚い砂岩層の右端を切る南北性の断層(地点G)
2013年度(平成25年度)特別見学会(地質編)
(2013.11.8実施)にて。

かってほぼ下位の地層が順に出てくるのが、地層に含まれる火山灰鍵層によって確かめられました。これらの火山灰鍵層が薄いながらそれぞれ異なった特徴を有していることを観察・確認できるのもこのコースの特徴といえます。また、このルートでは、厚さ5m以上の厚いタービダイト砂岩層が卓越していることや、これらの厚層理タービダイト砂岩層はそのほとんどが葉理構造のないのっぺりとした塊状砂岩から構成されていること、塊状砂岩中にはときどき皿状構造とよばれる脱水構造が存在することを観察しました。また、ある地点では、堆積当時の海盆底がメタンハイドレート化していた証拠ではないかという砂岩の偽礫がタービダイト砂岩層中に観察されるなど、話題の露頭もありました。

このように第5部では、南関東ガス田で最も重要な貯留層となっている上総層群中部の梅ヶ瀬層と大田代層の特徴を、ゆっくり歩きながら観察できる代表的な2つのルートについて紹介しました。

謝辞： 沢山林道の見学にあたっては、管理する大多喜町農林課から見学の許可を毎回いただきました。沢山林道沿いで地層などの分布状況を理解する上で最も重要な役割を

果たすのがルートマップですが、ここでは長年特別見学会(地質編)の世話人・案内人として重要な役割を果たしてこられた元関東天然瓦斯開発(株)の岩本広志氏作成の詳細なルートマップを、本文の表現との関係で凡例の表記法を一部修正させてもらった上で引用させていただきました。また、岩本氏には、本原稿について事前に読んでいただいて、有益なアドバイスをいただきました。2010年度(平成22年度)の特別見学会(地質編)実施の際には、山口大学理学部の宮田雄一郎先生と大学院生(当時)の佐々木政和氏に遠路特別参加していただいて、沢山林道沿いで梅ヶ瀬層に関する最新の研究成果を現地でご紹介いただきました。国末彰司氏を初めとして、関東天然瓦斯開発(株)から世話人・案内人それにサポーターとして参加された方々が撮影した写真も何枚か本文中で使わせていただきました。これらの機関・個人に心から厚くお礼を申し上げます。

文 献

Ito, M. Nishikawa, N., Otake, S., Saito, T., Okazaki, H. and Nishida, T. (2006) Glacioeustatic signals and sequence

- architecture of the Pliocene-Pleistocene forearc basin-fill successions on the Boso Peninsula, central Japan. In Ito, M., Yagishita, K., Ikehara, K. and Matsuda, H., eds., *Field Excursion Guide book*, 17th International Sedimentological Congress, Fukuoka, Japan, *Sedimentological Society of Japan*, FE-A4, 1-30.
- 名取博夫 (1997) 茂原型天然ガス鉱床はメタンハイドレート起源か. 地質ニュース, no. 510, 59-66.
- 佐々木政和・宮田雄一郎 (2009) メタンハイドレートを疑わせる海底扇状地堆積物における変形構造と脱水構造. 日本地質学会第 116 年学術大会 (2009 岡山) 講演要旨, 240.
- 佐々木政和・宮田雄一郎 (2010) ハイドレート分解を示唆するタービダイト砂岩層中の脱水構造と脱ガス構造. 日本地質学会第 117 年学術大会 (2010 富山) 講演要旨, 215.
- 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 (2022d) 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 4 部 特別見学会 (地質編) 2: 天然ガス自然湧出現場 (瑞沢川西門橋) と大田代層 (いすみ市文化とスポーツの森) の見学. GSJ 地質ニュース, 11, 331-353.
- 辻 隆司・宮田雄一郎 (1997) 用語解説「皿状構造」. 堆積学研究, no. 45, 59-63.

TOKUHASHI Shuichi (2023) What is the attractiveness of geologic excursions by JAPT (the Japanese Association for Petroleum Technology) in the Southern Kanto Gas Field? Part 5: Observation of the Umegase and Otadai Formations, Kazusa Group, along the Nakase Walking Path, Yoro River, and the Umegase Formation along the Sawayama Forest Road in Otaki Town..

(受付: 2022 年 6 月 26 日)