

地学研究シリーズ38号

茨城の断層

〔茨城県内の断層露頭見学案内〕



1998年

茨城県高等学校教育研究会地学部

ま え が き

平成10年度は、高等学校教育研究会地学部創立50周年という記念すべき年となりました。式典には諸先輩の先生方をお迎えし、部員一同が気持を一つにして、全力で地学教育の振興を図ることを誓い合いました。

地学部の歴史は、山あり谷ありで順風満帆ではありませんでしたが、地学の先輩方の努力により、今日まで発展してまいりました。この発展を支えてきましたのは、日々の授業研究はもとより、研究シリーズの刊行・巡検・指導方法に関する研究等々、数多くの実践的業績であると思います。なかでも研究シリーズは、担当者の確保や予算の面で、苦しいやりくりをしながらも、地域に密着した身近な教材として、刊行を続けてまいりました。そして今年度は、地学研究シリーズ第38号「茨城の断層」が刊行する運びとなりました。

県内の断層については、これまでの研究シリーズでも数多く取り上げていますが、時がたつて、断層の露頭が草木で覆われてしまったり、土砂に埋まったりして、今や露頭としてみるのができなくなってきています。そのために、今回いろいろな地域の新しい断層の露頭を調査し、その紹介をしています。

断層は、生徒たちに地殻の変動を理解させるのに、最も身近な自然現象です。この研究シリーズ第38号が、より多くの方々に効果的にご活用いただけることを、期待してやみません。

本書を刊行するにあたり、ご高配を賜りました研究委員該当校の学校長、研究委員、並びにご指導いただいた多くの方々に心から厚く御礼申し上げます。

平成11年3月

茨城県高等学校教育研究会 地学部長

鈴木 忠 治

も く じ

ま え が き	1
も く じ	2
1. 概 説	3
1-1 茨城県に分布するおもな地層とその対比	3
1-2 断層概念と断層の種類	4
1-3 活断層と地震について	5
1-4 断層の調査方法	9
1-5 断層と温泉	11
2. 断層の巡検案内	14
全 体 図	14
2-1 御前山村 長倉 大沢前(大沢川)	15
2-2 緒川村 国長(やまびこ厚生園入り口)	16
2-3 大宮町と緒川村境 白谷峠	17
2-4 山方町 長沢 朝房断層	18
2-5 山方町 長沢	19
2-6 山方町 水戸グリーンCC前	20
2-7 山方町 小貫	21
2-8 山方町 諸沢	22
2-9 金砂郷町花房の断層	23
2-10 水府村 天下野 本丸(中根沢)	24
2-11 水府村 上高倉 坂下	25
トピックス	26
2-12 大子町袋田の断層	27
2-13 北茨城市 峰岸	28
2-14 北茨城市 長浜	29
3. 参 考 文 献	31
あ と が き	32

1. 概 説

1-1 茨城県に分布するおもな地層とその対比 (茨城の地学ガイドより)

地域 地質時代			八 溝 山 地 と そ の 周 辺										阿武隈山地とその周辺																		
			大子～山方				山方～太田				緒川～大宮				御前山～水戸				磯原～日立				日 立				大洗・那珂湊				
新 生 代	第四紀	沖積世	沖 積 層																												
		洪積世	関 東 火 山 灰 層																												
	新 第三紀	鮮新世																													
		中新世	上					久 米 層				瓜 連 層				水 戸 層				多 賀 層				初 崎 層				阿 字 ヶ 浦 層			
			中					源氏川層				荒 屋 層				水 飯 富 層				多 賀 層				初 崎 層				阿 字 ヶ 浦 層			
			下					瑞 竜 層				荒 坂 地 層				那 珂 西 層												殿 山 層			
			群	小生瀬層				大 門 層				玉 川 層				根 本 層				湯 長 谷 層 群				亀ノ尾層 水野谷層 五安層							
			群	苗代田層				塩ノ草層																							
			群	男体山集塊岩				男体山集塊岩				桜 本 層				石 塚 層															
群	滝 倉 層				世 喜 層				小 貝 野 層				勝 見 沢 層																		
群	浅 川 層				七ッ金層				国 長 層																						
群	金 沢 層				田 代 層																										
代	古第三紀	漸新世	西ノ内層																												
		始新世	保内凝灰岩層																												
	中生代	白亜紀	八 溝 火 成 活 動																												
		ジュラ紀	阿 武 隈 火 成 活 動																												
古 生 代	先カンブリア代	三疊紀	八 溝 層 群																												
		二疊紀	笠間層群																												
古 生 代	先カンブリア代	石炭紀	日 立 古 生 層																												
		石炭紀	西 登 平 変 成 岩 類 竹貫・御齊所変成岩類																												

1-2 断層概念と断層の種類

1. 断層とは

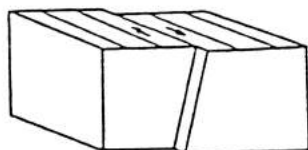
一つの面を境にして二つの岩体がずれている現象を断層といいます。また、その面を断層面といいます。断層面の要素は地層面と同じように、水平面との交線方向である走向および水平面との傾きである傾斜で表します。

断層運動によって岩石が破壊されるので、ある程度ずれの大きな断層では断層面の間に破壊された岩石片が挟まっています。この部分を破碎帯といいます。一般に破碎帯は浸食作用に対して弱く、浸食されることが多いので、幅の広いものはなかなか露頭で観察できません。断層面は破壊された微小な岩石片（断層粘土）によって研磨されることがあり、その場合光沢を持った面になります。これを鏡肌（スリッケンサイト）といいます。また、断層面には動いた方向に岩石片によって線が刻まれ、これを条線（スリッケンライン）といいます。

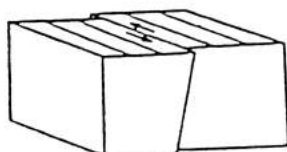
2. 断層の種類

断層はずれの向きにより、次のように分類されます。

横ずれ断層

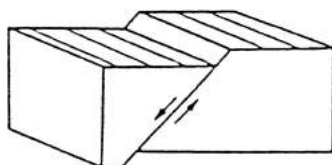


右横ずれ断層

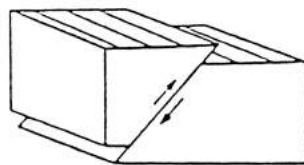


左横ずれ断層

縦ずれ断層



正断層



逆断層

1-3 活断層と地震について

1. 活断層

1) 死んだ断層と生きている断層

私たち人間などの生物には、すべてその誕生から死までの一生があります。同様に断層にも一生があると考えられています。一つの断層運動は地質時代のある時に始まり、最盛期を迎え、やがて衰え、ついには動かなくなります。ただし、この一生は私たちの時間尺度とは比べ物にならないくらい長い時間であります。

生物が死ねば、遺体は土に還ります。化石として残るものは例外です。ところが、断層は活動の一生を終え、死んだ断層となっても、岩体の中に記された食い違いはその岩体自体が無くならない限り決して消えないし、破碎帯も残ります。ときには再活動することもあります。

日本のように激しい地殻変動を受けてきた地域には多くの断層があります。その中の大多数はもう動かなくなった死んだ断層です。だが中には、最近の地質時代に繰り返し活動し、現在でもなお活動を続けている断層もあります。まだ断層運動の一生を終えていない断層、生きている断層（活断層）です。

2) 活断層とは

「極めて近き時代まで地殻運動を繰り返した断層であり、今後も尚活動すべき可能性の大きい断層を活断層という」

これが、明文化された活断層の定義としては日本で最初のもので、現在も広く用いられています。しかし、これは文章があいまいで、定義としてはあまりよいものとはいえません。

これまでの研究では、日本列島の現在の広域地殻応力場が定まったのは、およそ第四紀の初頭（180万年前）以降といわれています。日本の主要な活断層について、断層変位基準の年代とその変位量の関係を見てもみると、多くの場合、現在からさかのぼって第四紀初頭までは、断層変位基準が古くなるほど変位量が大きいという変位の累積性が認められます。ところが、より古い変位基準では、その形成年代にかかわらず変位量は一定になってしまいます。このことから、活断層が運動を始めたのは第四紀はじめと考えられます。

そこで、「極めて近き時代」を第四紀として、「第四紀に活動を繰り返した経験のある断層は、将来再活動する可能性があるので活断層と考える」と活断層を定義しています。

ところで、第四紀に関する情報が増えてくると、紀伊半島以東の中央構造線のように、第四紀の前半には繰り返し活動していたのに、その後半以降は活動を停止してしまい、近い将来活動する可能性のない断層が存在することも明らかになってきました。

近い将来活動する可能性がない断層を活断層と呼ぶのはおかしいので、これを除外するために「第四紀後期以降（およそ20万年前の最終間氷期以降）活動を繰り返してきた証拠を持つ断層のみを活断層と考える」と期間を短くとる人達もいます。

野外の露頭で第四紀層が断層でずれているのを発見しても、活断層とは断定できません。活断層とは第四紀層を変位させている断層のことを単純に指すのではないのです。活断層とはあくまでも将来活動する可能性を秘める断層のことで、これに沿って、第四紀層や地形面などが累積的に変位しているかどうかで判断されます。

3) 断層運動の反復性と変位の累積性

断層運動には反復性があります。地震断層の反復性とは、地震断層の現れたところでは、過去にも同じような断層運動が何度も繰り返して起きていたということです。また、変位の累積性とは、一度生じた変断層位はもう元に戻ることはなく、断層が活動するたびに新しい変位が付け加わって総変位が増していくことです。

断層運動を起こす力の源であるプレート運動の方向や速さが、数十万年のオーダーで大きく変わることはありません。このため、断層の活動はほぼ一定の時間間隔、規模もほぼ一定で繰り返される傾向があり、それによる地層のずれは同じ方向へ積み重ねられていきます。

一回の地震（M7程度の場合）によるずれは2m前後でも、それを数百回も繰り返せば、上下のずれは大規模な崖（断層崖）を形づくり、水平のずれは峰や谷などを屈曲させます。このような地形の形成過程を調べれば、断層がどのくらいの時間間隔で、どの程度の規模の断層運動（地震）を反復してきたかを推定することが出来ます。平均して1000年（数百～数千年程度の範囲、以下も同様）に一度断層運動を起こす（年平均にして1mm～1cm程度の変位量）活断層をA級、1万年程度（0.1～1mm）をB級、10万年程度（0.01～0.1mm）をC級の活断層といいます。

2. 地震

1) 地震とは

地震とは、約700km以浅の地中の震源域で岩体の破壊が起こり、その結果地震の波が発生し、その波が地下を伝わり、大地を揺すり、建物等を揺らす現象です。

地震の震源域では、ある面（断層面と呼ぶ）を境として岩体がずれ、そのずれる運動によって地震の波が発生します。このずれる速さは、毎秒数十cm程度です。その結果、この断層面を境にして地層や岩体が食い違う、すなわち断層が出来ます。このため、断層をつくるこのようなずれの運動のことを、断層運動あるいは断層変位と呼びます。もちろん、すでに断層がある場合には、断層のずれがさらに大きくなります。

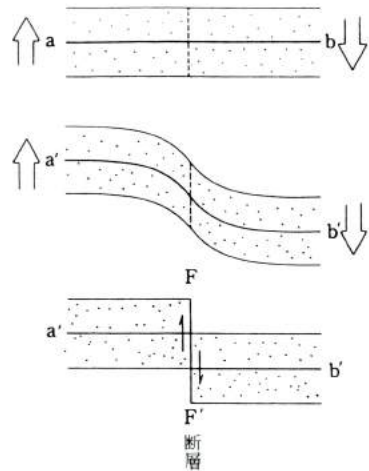
地下で大地震を引き起こす急激な断層変位が起きると、断層面の周辺では岩石にかかる力（応力）の状態が急変します。そのために、本震を起こした地下の断層（震源断層）の破断面に沿って多数の小さな地震（余震）が発生します。この性質を利用して、地震直後の余震の広がり（余震分布）から地震を引き起こした地下の震源断層の運動の様子をうかがうことができます。

断層のずれが起きても地震の波が発生しないことがあります。これは、ずれが大変ゆっくり起こるためです。日本の国内の断層ではこのような現象はありませんが、アメリカのサンアンドレアス断層の一部では、このような現象（クリープ現象と呼ぶ）が見られます。

2) 断層破壊の仕組み

活断層というといつもずれ動いているようなイメージを抱きますが、たえず動いているのは断層を取り巻く地域です。活断層はふだんはずれ動かないが、間欠的に急激な断層運動（地震）を起こし、周囲の動きに対する遅れを一気に取り戻します。

地震が起きてからある年月がたつと、断層という傷はしっかり固着し、断層面を境に岩盤がずるずるとずれ動くことはなくなります。しかし、断層という古傷はひと続きの地層のなかでは弱い（壊れやすい）ところにあたります。地震を起こすもとになる力は休みなく働いているので、地震でいったん開放された歪みは再び蓄積を始め、次の地震の準備に取り掛かります。歪みが次第に大きくなり、断層



を固着している強さを越えると、古傷に新たな断層運動が起こります。この破断への過程は、断層破壊の基本的な説明となっており、これを「弾性反発説」といいます。1910年に発表され、広く支持されています。このように、地震はすでにある断層を震源断層として、繰り返し発生することになります。

3) 地震の型

プレートテクトニクスによって、地震の発生はかなり説明することが出来るようになりました。以下に震源断層の位置関係によって、地震の型を分類してみます。

(1) プレート間地震

- ① 海洋プレートが大陸プレートの下に沈み込む所（海溝部）での地震 「海溝型地震」
- ② 大陸プレートどうしが押し合う場所での地震
- ③ 海嶺での地震
- ④ プレート間の横ずれによる地震「トランスフォーム断層での地震」

(2) プレート内地震

- ① 大陸プレート内地震「内陸型地震」
- ② 海洋のプレート内地震

(3) その他の地震

- ① 火山性地震
- ② その他の地震：地崩れによる地震、隕石などの衝突による地震、人工地震、核爆発による地震など

4) 海溝型地震

海洋プレートが大陸プレートの下に沈み込む場所、すなわち海溝部では、大陸プレートの先端が沈み込む海洋プレートに引きずり込まれます。その速さは海洋プレートが移動する速さ（年間

10cm前後)です。前回の地震後、この速さで引き込まれる大陸プレートの先端部分にエネルギーが蓄積していきます。引きずり込まれた陸側のプレートの先端が耐えられなくなり、一気に跳ね返ってほぼ引きずり込まれた長さだけ元に戻り、それまで蓄積していたエネルギーを開放します。これが、海洋型地震です。この跳ね返りも一種の断層運動(逆断層)で、プレートの沈み込みが続く限り繰り返されます。ただし、陸側のプレートはそのつど跳ね返される(もとに戻る)ので、内陸の断層のようにずれが積み重ねられていくことはありません。このようなプレート境界に起こる断層運動には沈み込むプレートの運動が直接反映されるので、間接的に作用する内陸の活断層に比べ、繰り返し間隔はずっと短くなります。大規模地震は100年程度(地域によっては数百年)の間隔で起こります。100年に1回跳ね返る量(数mのずれ)は、1年平均数cmの沈み込みとちょうど見合っています。この意味で、プレート境界は超A級の活断層ということになります。

5) 内陸型地震

地震が起こるのはプレートの境界に限りません。プレートの内部でも地震が起こります。これらの地震は、プレート境界のプレート間地震に対し、プレート内地震と呼ばれています。日本の内陸は、伊豆半島の周辺を除いて、ほぼ東西に圧縮されています。この圧縮の力によってプレート内地震が起こるのです。そして地震で断層がずれて、さらに東西に縮みます。

一般に西南日本には、横ずれ断層が卓越しています。北東-南西の方向に延びる(すなわち北東-南西走向の)横ずれ断層は右横ずれを、逆に北西-南東の方向に延びる横ずれ断層は左横ずれをそれぞれ示します。どちらの横ずれ断層も、東西の圧縮を反映しています。一方、東北日本では南北に延びる逆断層が卓越しています。これも東西方向に圧縮力が働いていることを示しています。

1-4 断層の調査方法

1. いろいろな断層の調査法

1) 室内における調査

- 文献調査

地形・地質・地質構造に関する文献を調べます。

- 空中写真による地形・リニアメント（線状構造）調査

空中写真による地形の変位の調査・リニアメントの判読をします。

2) 野外調査

- 露頭における地形・地質調査

露頭に見られる断層面・破碎帯とその周辺の様子や、断層面に見られる条線を観察調査します。

- トレンチ掘削調査

ある範囲の溝(トレンチ)を掘り、その側面に見られる断層面やその時代を調査します。
最近はこの方法がメインになっています。

- ボーリング調査

トレンチ掘削調査より広範囲にわたる範囲での調査をする場合、また、広範囲を掘ることができない場合、ボーリングによる調査を行います。この方法はトレンチ掘削調査より安価で広範囲を調べられるので、トレンチ掘削調査に変わるものとして期待されています。

3) 物理探査

電気探査、電磁気探査、弾性波探査、重力探査、磁気探査などがあります。

- 電磁気探査(MT法)

地球磁場の変動とそれによって大地に誘起された地電流から大地の比抵抗を測定するための方法、AMT法、CSAMT法などもMT法の一つです。

2. 断層を調査するにあたって

断層を調べるときには、その目標を決めて調査します。例えば、地震災害調査のため断層自体の運動について調べるとか、プレートの運動における歪みの調査のためその地域のある時代における応力場を求めるとか、それによって調べ方が変わってきます。

1) 一般的な調査手順

上記の文献調査、空中写真による地形・リニアメント調査、露頭における地形・地質調査で行ないます。

まず、室内調査としての調査地域に関する文献を調べ、断層の見られる露頭の説明などを確認します。次に、空中写真による地形・リニアメント調査を行います。方法は重なる地域が

約60%になるような2枚の空中写真を用意し、視差を使って実体視します。リニアメントが確認されたところを地図上にチェックし、リニアメントが確認されてもそれが断層によるものか地質や地形によるものか様々なので、先に行った文献調査と比較してみます。

そして、室内調査の結果を参考に現地に向かい断層が見られそうな場所で露頭を探し、観察します。露頭での調査は、基本的なことは断層の両側の地層の岩層及び層序またその地層の走向傾斜を調べます。断層自体においては、断層面の走向傾斜、断層面の条線、ずれの大きさ、破碎帯の厚さと岩層などです。その断層が見た目は正断層であっても、条線を確認したら、右横ずれだったということもあるからです。そして、それから目的とする内容について調べます。その断層の活動時期や活動の速度を調べる場合、時期はその断層によって切れている上限の地層の堆積した後になり、速度は両側の地層の厚さの違いからある程度は考えることができます。また、そのときの応力場を求める場合は、共役断層を探して調査したり、沢山の小断層を解析して調べます。

3. 上記の手順のそれぞれ調査法

1) 文献調査

準備するもの…調査に関する文献（後述した参考文献など）。

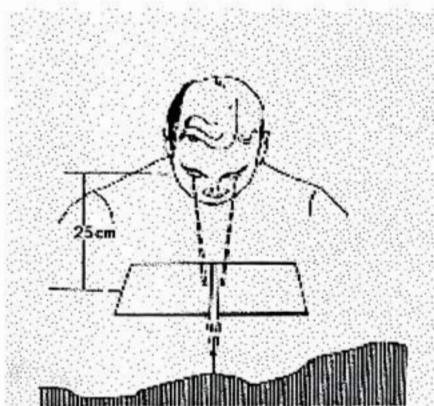
調査内容……露頭の場所、その地域の岩相、見られる断層についての情報など。

2) 空中写真による地形・リニアメント調査

準備するもの…空中写真（重複率60%程度のもの）、できれば実体視鏡、地形図

実体視の方法…約60%重複して撮影されている写真を5～6cm位離して平行に並べ、右目で右の写真、左目で左の写真を見ること（3Dの平行法）により、画像が重複されて立体的に見える。この時、何か目安になるものを基準にしてみると見えやすい。

実体視ができれば、断層沿いに直線的な地形が発達することを利用して、その中にリニアメントを探してみる。しかし、リニアメントは断層によるものではなく地層の傾斜によるものや火山によるもの、人工のものなどがあり、あくまでも断層を探す手がかりにしかありません。



3) 露頭における地形・地質調査

準備するもの…クリノメーター、メジャー、走向板、フィールドノート、カメラ、スケール

1-5 断層と温泉

1. 温泉・鉱泉について

温泉の分布は、世界的に見て火山地帯と一致するものが多いですが、火山活動が知られていない地域、すなわち、非火山地帯にも分布し、これらの地域の大部分は大規模な褶曲地帯や断層地帯に対応しています。さらに一方では、これらと全く関係のない温泉が存在していることも知られています。

本県における鉱泉の分布は、主として県北地域であり、特に温泉は棚倉破砕帯地域に分布する特徴があります。

袋田・太子は県下の温泉を代表するような地域であり、泉質的には芒硝を主成分としますが、著量のフッ素イオンを含有（最高11.6mg/ℓ）しているのが特徴であります。このような著量のフッ素イオンを含有する鉱泉は、全国でも数少ないのです。

なお、当温泉群の泉質には、 SO_4^{2-} を多く含む SO_4^{2-} 型と HCO_3^- を多く含む HCO_3^- 型があり、これらは地質的影響によるものであり、一般に金沢層に賦存するものは SO_4^{2-} 型、浅川層では HCO_3^- 型に属する傾向があるようです。

県南、特に利根川流域には、著量の塩分（例えば、 Cl :7000mg/ℓ、河内町）を含有する温泉が分布しますが、これらの鉱泉水は深度40～60mの帯水層に賦存するもので、結論的には沖積世初期における地層堆積当時の海水が残留した、いわゆる化石海水と考えられ、年代的には1～1.5万年前と推定されています。

2. 温泉の分類

温泉は、泉水が地表に現れたときの温度が25℃以上あるか、泉水1kg中固形成分1000mg以上含むものです。そしてその成分から下記のように分類されています。さらにそれぞれの泉質より細分化の分類は割愛させていただきます。

1) 単純温泉

常に25℃以上の温度を有し、 CO_2 および溶存物質総量が鉱水1kg中1000mgに満たないものです。県内では袋田・湯沢荘、太子（町営2号線）などがこれに分類されます。

2) 単純炭酸泉（二酸化炭素泉）

単純炭酸泉は鉱水1kg中に CO_2 が1000mg以上含み、固形成分の含量が1000mgに満たないものです。

3) 重炭酸土類泉（カルシウム・マグネシウム炭酸水素塩泉）

鉱水1kg中に固形成分を1000mg以上含み、陰イオンとして HCO_3^- 、陽イオンとして Ca^{2+} 、 Mg^{2+} がその主要成分をなすもので、県内では磯原（松屋）がこれに分類されます。

4) 重曹泉（ナトリウム・炭酸水素塩泉）

鉱水1kg中に固形成分を1000mg以上含み、陰イオンとして HCO_3^- 、陽イオンとして Na^+ がその主要成分をなすものです。十王坂・高萩・塩ノ沢・竜ヶ崎・川中子にこれに入ります。

5) 食塩泉（塩化物泉）

鉱水1kg中に固形成分を1000mg以上含み、陰イオンとして Cl^- 、陽イオンとして Na^+ がその主要成分をなすものです。磯原（山海館）・鉾田・茎崎（産報開発）・平潟はこれに入る。

6) 硫酸塩泉

鉱水1kg中に固形成分を1000mg以上含み、陰イオンとして SO_4^{2-} がその主要成分をなすもので、 $\text{Na}^+ \cdot \text{Ca}^{2+} \cdot \text{Mg}^{2+} \cdot \text{Cl}^-$ の含量によって正苦味泉（マグネシウム硫酸塩泉）・芒硝泉（ナトリウム硫酸塩泉）・石膏泉（カルシウム硫酸塩泉）に細分されます。太子・太子（町営1号泉）・御前山は芒硝泉（ナトリウム硫酸塩泉）に入る。

7) 鉄 泉

鉱水1kg中に総鉄イオンを20mg以上含むものです。本泉は炭酸鉄泉・緑バン泉・含塩化物鉄泉に大別され、さらに副成分含量にしたがって細別されます。土浦・わたらせ・上の湯・笠間（佐城）・笠間が炭酸鉄泉に分類されます。

8) ミョウバン泉

鉱水1kg中に固形成分を1000mg以上含み、陽イオンとしてアルミニウムイオン1000mg以上含み、陰イオンとして SO_4^{2-} がその主要成分をなし、さらに H^+ 1mg以上含むものは特に酸性ミョウバン泉といいます。

9) 硫黄泉

鉱水1kg中に総イオウ2mg以上含むもので、長者谷津（長寿荘）・長者谷津・石尊・磯原（磯原館）・鍛冶屋の湯・大菅・折橋がこれに入ります。

10) 酸性泉

鉱水1kg中に水素イオン濃度（PH値）3以下の酸性を示すものであります。

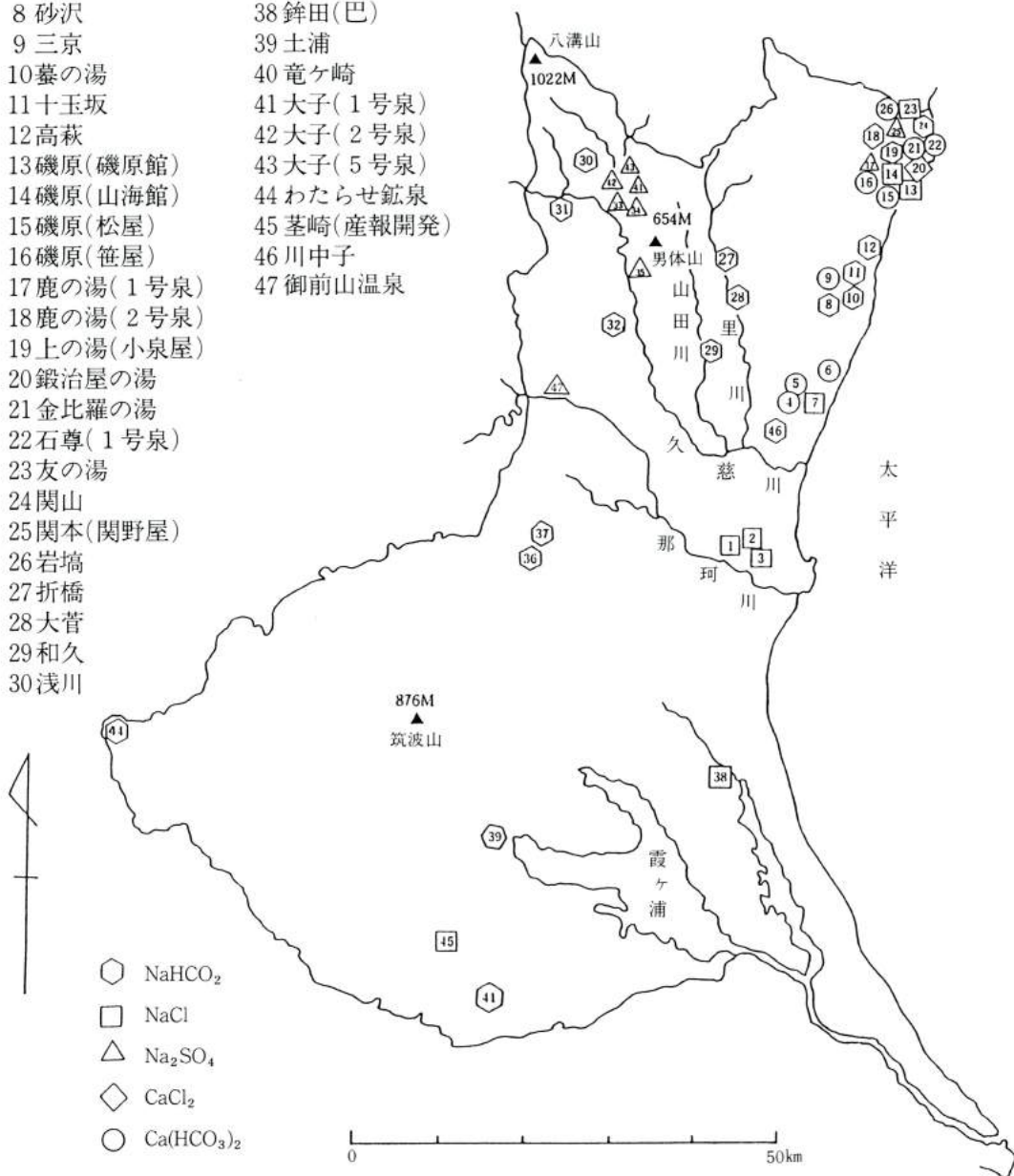
11) 放射能泉

鉱水1kg中（現地で）ラドンの量が100億分の1キュリー単位で30以上、またはラジウムの量が1億分の10mg以上を含むものであり、中根（箱屋）・相川がこれに入ります。

3. 茨城県の温泉・鉱泉分布図

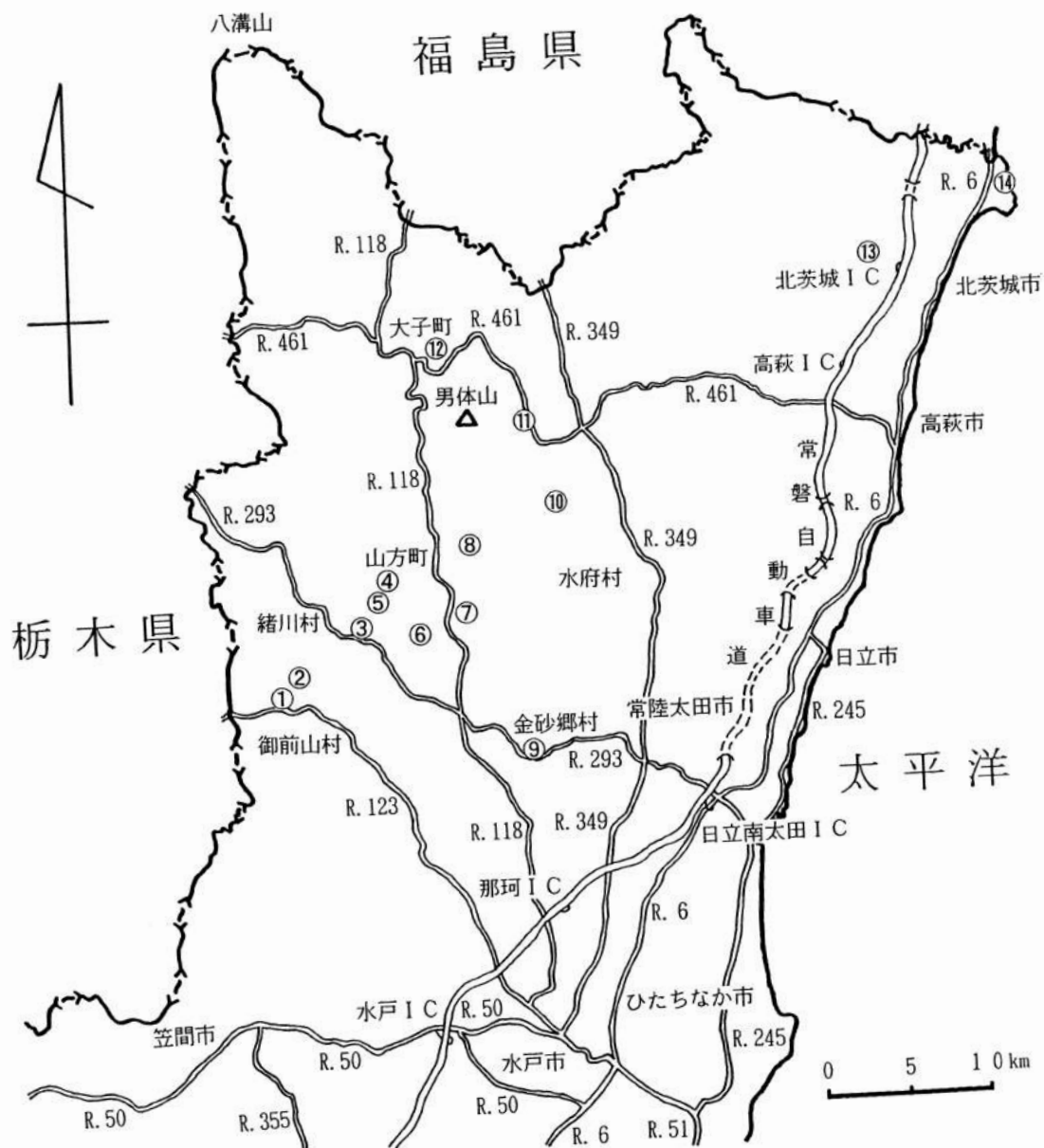
次ページに示しました。

- | | |
|-------------|-------------|
| 1 長者谷津(長寿荘) | 31 塩の沢 |
| 2 長者谷津 | 32 湯の沢 |
| 3 中根(箱屋) | 33 大子 |
| 4 多賀(1号泉) | 34 袋田 |
| 5 多賀(2号泉) | 35 湯沢荘 |
| 6 寺の湯 | 36 笠間(佐城) |
| 7 大田尻 | 37 笠間 |
| 8 砂沢 | 38 鉾田(巴) |
| 9 三京 | 39 土浦 |
| 10 蓼の湯 | 40 竜ヶ崎 |
| 11 十玉坂 | 41 大子(1号泉) |
| 12 高萩 | 42 大子(2号泉) |
| 13 磯原(磯原館) | 43 大子(5号泉) |
| 14 磯原(山海館) | 44 わたらせ鉱泉 |
| 15 磯原(松屋) | 45 茎崎(産報開発) |
| 16 磯原(笹屋) | 46 川中子 |
| 17 鹿の湯(1号泉) | 47 御前山温泉 |
| 18 鹿の湯(2号泉) | |
| 19 上の湯(小泉屋) | |
| 20 鍛冶屋の湯 | |
| 21 金比羅の湯 | |
| 22 石尊(1号泉) | |
| 23 友の湯 | |
| 24 関山 | |
| 25 関本(関野屋) | |
| 26 岩埦 | |
| 27 折橋 | |
| 28 大菅 | |
| 29 和久 | |
| 30 浅川 | |



茨城県の温泉・鉱泉分布図

2 断層の巡検案内



2-1 御前山村 長倉 大沢前（大沢川）

交通

水戸駅前より四季彩館行きのバス。
終点の四季彩館で下車，そこから，坂を下り，大沢川沿いを上流に向かって歩き，橋を過ぎたところの対岸の露頭を観察します。

露頭の説明

この露頭にはつねに地下水がしみ出しており，さらに北向きのためいつも濡れていて，少々観察しにくいです。

岩相は，上部にラミナの発達した泥岩層，下部に塊状の砂岩が観察できます。

地層の走向・傾斜 $N20^{\circ}E\ 30^{\circ}E$ 程度

断層について

この露頭では，3本の小断層が観察できます。〔スケッチ参照〕

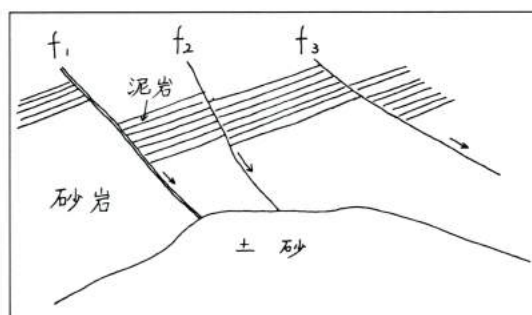
- f_1 は最も観察しやすい断層で幅10cm程度の破碎帯も観察できます。

走向・傾斜 $N24^{\circ}W\ 40^{\circ}W$
露頭面上でのずれ 160cm（右落ち）

- f_2 は f_1 の右約1.5mのところにある小さな断層です。

走向・傾斜 $N18^{\circ}W\ 60^{\circ}W$
露頭面上でのずれ 20cm（右落ち）

- f_3 は断層面が高いところがあるので詳しくは観察できませんが，露頭面上のずれが約1mの右落ちの断層です。



2-2 緒川村 国長（やまびこ厚生園入り口）

交通

水戸駅より四季彩館行きもしくは長倉行きのバスに乗り，国長入口で下車，長倉方面に向かいすぐに右折，1.5km程行ったらT字路を左折し，さらに0.8km程行ったらY字路を左折したところにあります。

露頭の説明

この露頭は削られてからかなり時間が経っているようでかなり風化が進んでいます。礫や泥岩を挟む砂岩が主体です。地層面は断層によって引きずられたようなようですが観察でき，断層付近では変形しています。

地層の走向・傾斜 N22° E 40° E

断層について

この露頭では，数本の断層が観察できますが，中央の2本のみ紹介します。

〔スケッチ参照〕

- f_1 は2本の断層がほぼ平行して走っており下で1本になっています。3cm程度の破碎帯も観察できます。

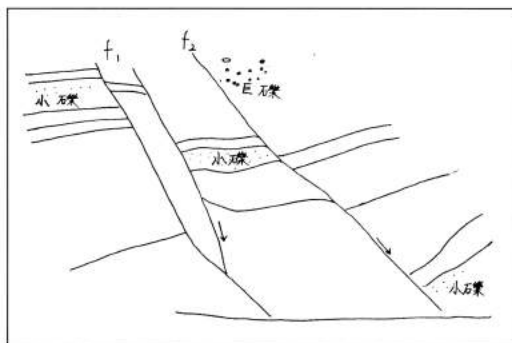
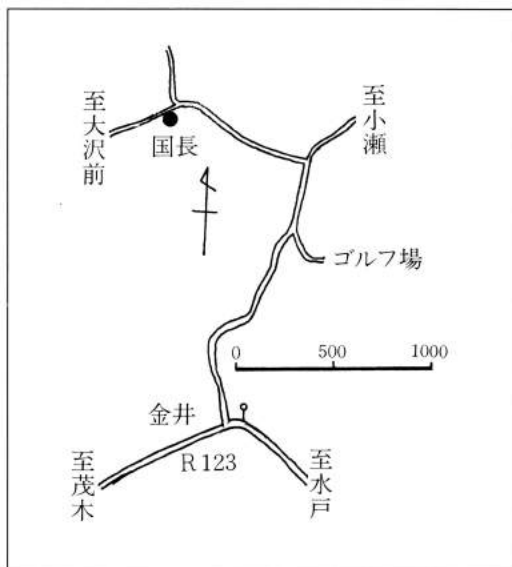
走行・傾斜 NS60° W

露頭面上でのずれ 2本で 130cm（右落ち）

- f_2 は5cm程度の破碎帯が確認できる断層です。この破碎帯には苔が生えており，破碎帯に沿って水がしみ出していることを物語っています。

走行・傾斜 N30° W 70° SW

露頭面上でのずれ400cm以上(右落ち)



2-3 大宮町と緒川村境 白谷峠

交通

大宮駅より小瀬行きのバス。白谷峠で下車。車の場合は、大宮町から国道293号を緒川村方面に向かい、白谷峠の緒川村側で停車。

露頭の説明

・岩相と地層の走向傾斜

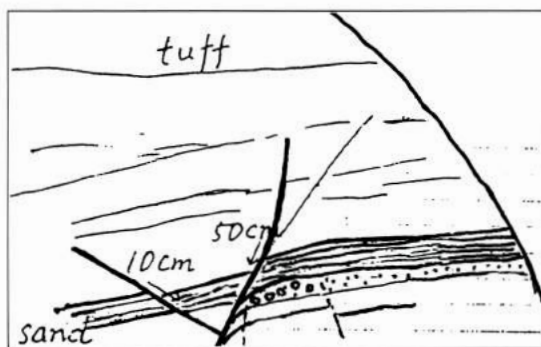
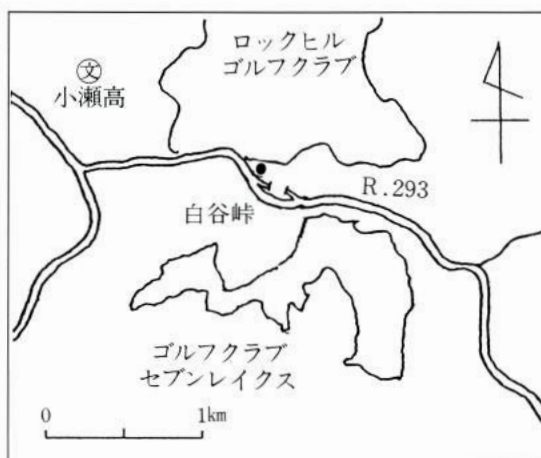
峠を越えてすぐ右側の旧道との合流点には露頭が見られます。灰白色の凝灰質砂礫層の上に、白色の凝灰岩が重なっています。この凝灰岩は、この地域一帯に連続して分布しているので地層と地層を対比するときの手がかりとなる鍵層として重要です。また、この岩相は峠をはさんだ反対側にある石切り場跡でも見られ、ここでは凝灰岩層の上位にあたる、黒色の礫岩層があります。含まれるレキは直径数十cm程度のものがほとんどですが、1mを超えるものも見られます。地層の走向傾斜 N13° E 15° E

・断層

はっきりした断層は二カ所見学でき、共役断層になっています。右側の断層では、層厚1mぐらいの砂岩層が断層面でずれているのが、よく観察できます。断層面の左側(上盤)が50cmほど落ちており、砂岩層の下の角礫層が断層面に沿って引きずられているのがわかります。

断層面の走向傾斜 N45° W 50° NE

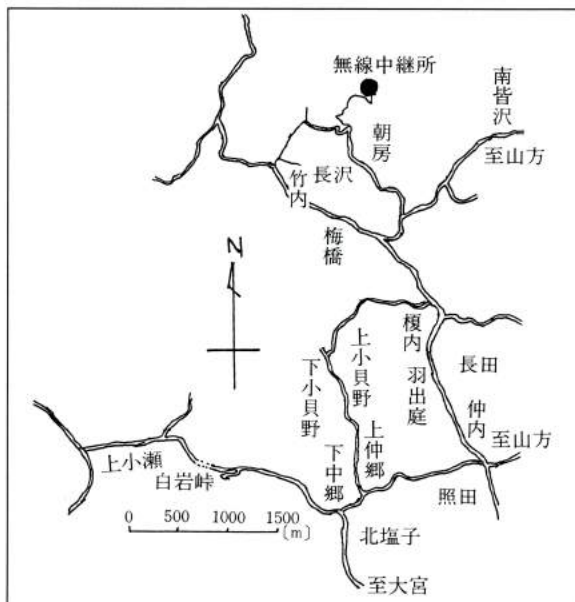
この断層とほぼ直交するように、共役した小さい断層が見られ、断層面の右側が10cmほど下がっています。この断層も他の層と区別しやすい茶褐色の砂岩層を切っているのでわかりやすいです。断層面の走向傾斜 N84° W 70° S



2-4 山方町長沢 朝房断層

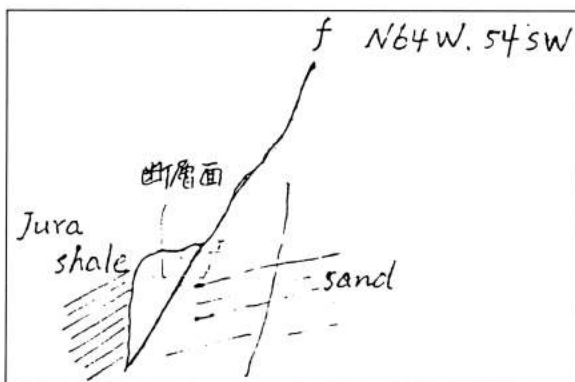
交通

大宮町方面から長田小学校前を通過し、Y地路（変電所の所）を右折し、約400m先、「これより山方町」の看板のある所を左折します。細い道を1.4kmの所にある「排泥弁」で右に曲がります。さらに細い道を800m行った、道がすこし広くなった左側が露頭です。少し先の右側に無線中継所のアンテナがあります。その少し先にUターンできる場所があります。



朝房断層の説明

この断層は、北西-南東方向に古期岩類の八溝層群、国長層、小貝野層、桜本層などを横切って延びた大きな断層です。以前は各地で露頭が観察できましたが、ほとんどコンクリートで覆われてしまいました。



露頭の説明

八溝層群を横切った断層で、層理がはっきりしませんので、どの程度ずれたのかはわかりません。岩質は、砂岩・頁岩です。

断層面の走向と傾斜

N64W, 54SW



2-5 山方町長沢

交通

大宮町方面から長田小学校前を通過し、Y地路（変電所の所）を左折し、約800m先、道路が広がった左側の「長沢農村集落センター」の前に車を止め、田んぼを越えた小川が露頭になります。

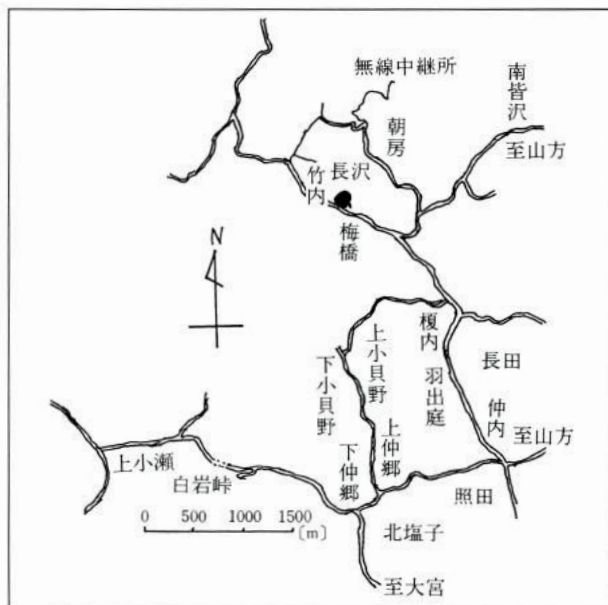
露頭の説明

車を降り、田んぼを横切って川に降ります。そこが露頭Ⅰで、岩質は凝灰質砂岩で、岸と川底に断層が見えます。少し下流に下ったところが露頭Ⅱで、凝灰炭の川底に少し段差を伴った断層が見えます。

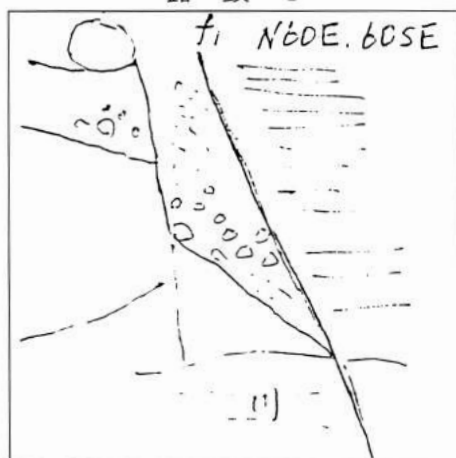
露頭の走向と傾斜

露頭Ⅰ：N60E, 60SE

露頭Ⅱ：N30E, 70W



露頭Ⅰ



露頭Ⅱ



露頭Ⅰ

2-6 山方町 水戸グリーンCC前

交通

J R水郡線野上原駅で下車。水戸グリーンカントリークラブというゴルフ場が目印。車の場合は、国道118号から野上方面へ3kmほど入ります。

露頭の説明

• 岩相と地層の走向傾斜

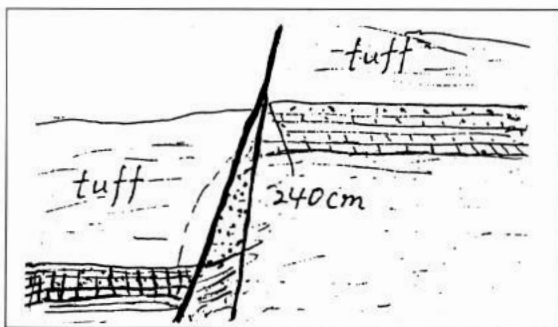
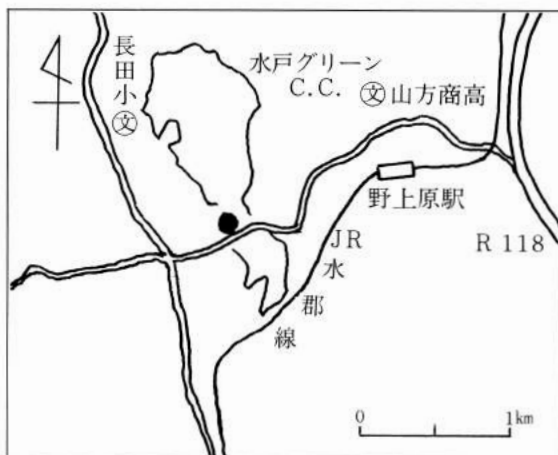
ゴルフ場の歩道橋をくぐったすぐ先に、軍司商事という建物があり、その脇に大きく削れた崖があります。奥は鎖が張られていますが、道路から入ったすぐの所は観察できます。高さ7～8mぐらいの露頭で、全体的に白っぽく、松などの植物に所々覆われています。下のほうは崩れた土砂に覆われ見えにくくなっています。

地層の走向傾斜 N20° W 10° E

• 断層

露頭の右のほうに見られます。白色の凝灰質砂岩と、その下の風化したうす茶色のシルトとの層理面がはっきりしており、この部分が80°ぐらいの角度でずれているのがわかります。層理面の左側（上盤）が落ちている正断層で落差は約240cmです。右側の白色凝灰質砂岩の下部は崩れて覆われていますが、削るとシルト層が確認でき左側のシルト層とつながることが確認できます。断層面をよく観察すると、上のほうに幅10cmほどの破碎帯が見られます。

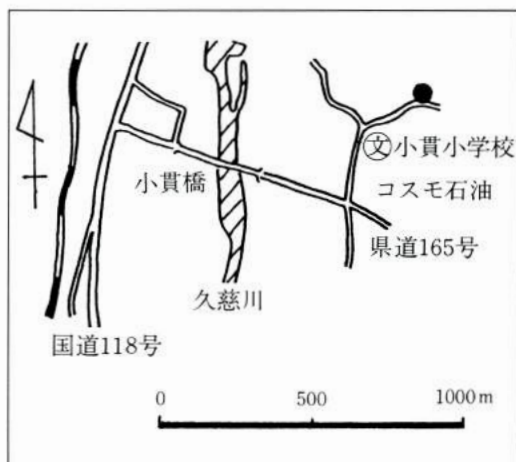
断層面の走向傾斜 N10° W 80° W



2-7 山方町小貫

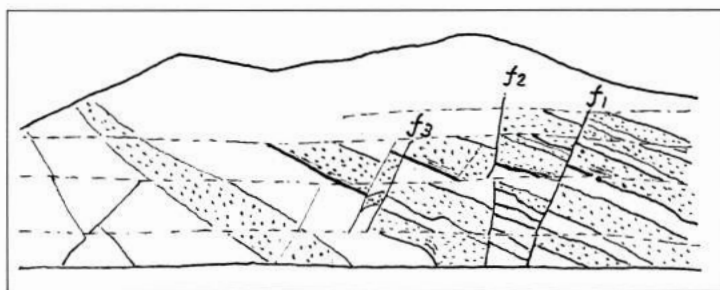
交通

那珂I.C.より国道118号線を大子方面に北上します。小貫入口T字路で右折し小貫橋を渡り、県道165号線を東進します。コスモ石油手前の交差点を左折しホテル鮎亭に向かい、道なりに進み、小貫小学校を過ぎると左手に露頭が見えてきます。



露頭の説明

この露頭は礫質砂岩と泥岩の互層（浅川層）からなります。ラミナが発達しており、泥岩中からは珪化木などの植物化石が産出します。地層の走向・傾斜は、NS, 24° Eです。ここでは複数の断層が見られますが、図に示した f_1 、 f_2 、 f_3 の断層面の走向、傾斜、露頭面上でのずれの大きさは、それぞれ f_1 : N12° W, 55° W, 420cm, f_2 : N24° W, 62° S W, 640cm, f_3 : N10° W, 66° W, 1000cmです。



2-8 山方町諸沢

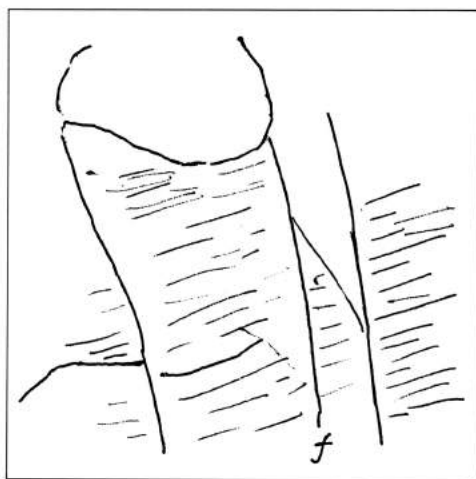
交通

那珂I.C.より国道118号線を太子方面に向かい北上します。岩井橋交差点で右折し岩井橋を渡り、県道29号線を東進します。諸沢、常陸太田・水府の標識のあるT字路を左折し、県道249号線をしばらく進みます。3つめの橋(三次橋)を過ぎると、右手に諸沢二区農村公園が見えてきます。公園から諸沢川の川原に降りる階段を下って露頭へ出ます。



露頭の説明

この露頭は凝灰質砂岩(北田気層)からなります。図に示した断層の断層面の走向はN40°W, 傾斜は78°Wです。川原の礫には緑色凝灰岩が多く見られ、また上流から運ばれてきたと思われる^{めのう}瑪瑙が散在します。

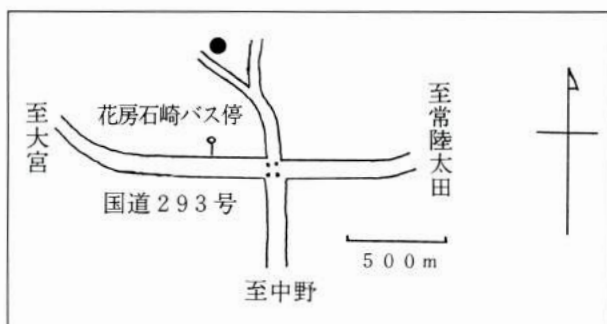


2-9 金砂郷町花房の断層

交 通

常陸太田駅前より大宮行きのバスに乗り花房石崎下車。徒歩3分。

車で行く場合は、常陸太田より国道293号線を8km程大宮方向に向かい、花房の十文字(信号機有り)を右にはいると、すぐに道路に面した大きな露頭が見えてきます。

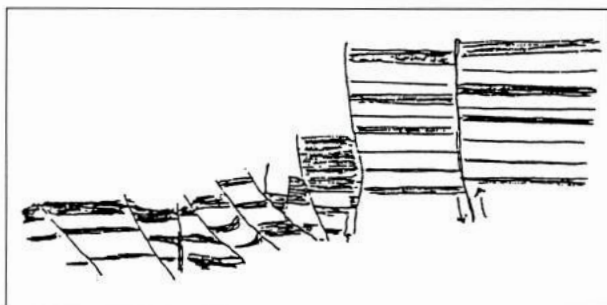


露頭の説明

この露頭の地層は瑞竜層と呼ばれています。瑞竜層とは、凝灰質砂岩・シルト岩の互層からなり、下位の大門層とよく似ていますがさらに細粒碎屑物が優性になり、

シルト岩は、ときに珪質堅硬で、浮石質凝灰岩を数層挟みます。山方では下坪層、大宮では荒屋層に対比されます。上位の源氏川層とは整合であり、金砂郷南部では久米層に傾斜不整合で覆われています。層厚は300mで、珪藻化石も産出します。

この露頭で見られる断層は、上記の細粒砂岩と砂質シルト岩の互層が、数ヵ所で細かく断ち切られている様子が、観察できます。軟らかい岩質です。



2-10 水府村 天下野 本丸（中根沢）

交通

常陸太田駅前より大子行きのバスに乗り本丸で下車します。

車の場合は標識（竜神峡2km、袋田20km）を過ぎた所の、赤岩から流れてくる沢に架かる橋の南側を横久保方面へ曲がり、山田川に架かる橋を渡った所から対岸に見える崖を観察します。

露頭の説明

• 周辺の地質

東金砂山礫岩：阿武隈系基盤岩類の花崗岩由来の礫岩。

• 露頭の岩相と地層の走向傾斜

東金砂山礫岩層にあたり、ラミナが発達した粗粒～極粗粒の砂岩層（厚さ0.5～1m）と塊状の小礫～中礫の礫岩層（厚さ1～2m）の互層。

地層の走向・傾斜 N65°W, 20°SW

• 断層 F: N30°W, 40°E

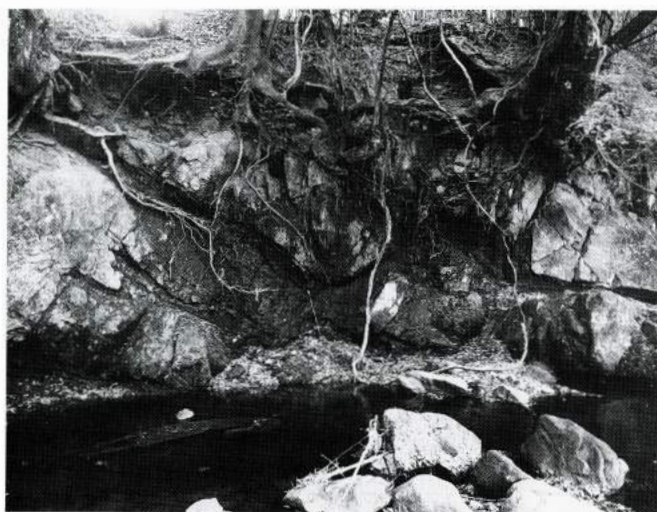
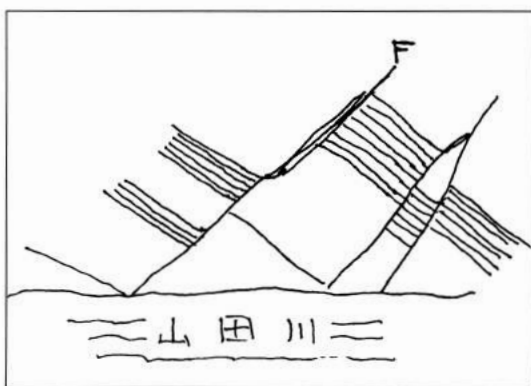
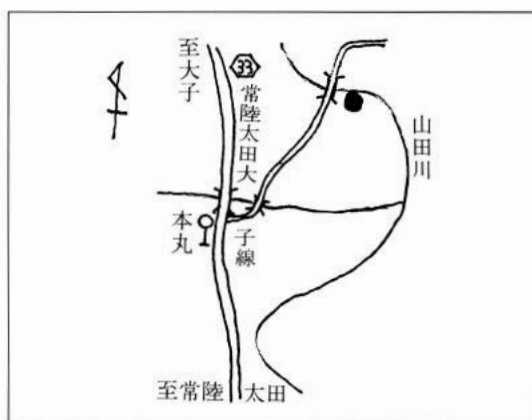
露頭面上の断層面に沿うずれは350cm

破碎帯の幅(断層粘土の幅) 80cm

このあたりの棚倉破碎帯の西縁断層はほぼN-Sに走っています。この断層は破碎帯の西側及び、間に堆積した第三系の比較的柔らかい地層に入った破碎帯内に生じた破碎帯に斜交する断層です。

• 露頭周辺の様子

河原に点在する巨礫の礫種の割合は…阿武隈系の花崗岩：男体山火山角礫岩＝8：2



2-11 水府村 上高倉 坂下

交通

常陸太田駅前より太子行きのバスに乗り、坂下で下車します。

その近辺の山田川西側崖で棚倉破砕帯西縁断層の断層面を観察します。

露頭の説明

• 周辺の地質

男体山角礫岩：新第三紀中新世に噴火した海底火山の噴出物。両輝石安山岩の火山角礫からなり、かなり強く浸食を受けにくくなっています。

東金砂山礫岩：2-10を参照

• 断層面の岩相

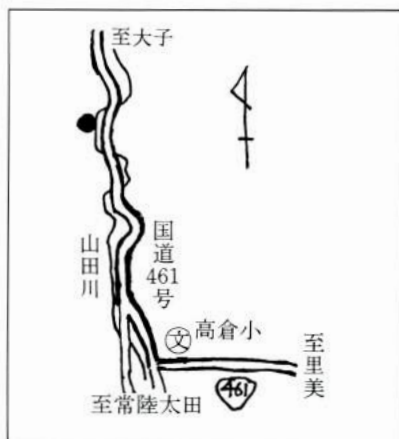
男体山火山角礫岩

• 断層 N 8° W, 88° W

条線(スリッケンライン)8° S
(走向はほぼ南北方向, 傾斜はほぼ垂直断層。ずれの方向はほぼ水平) 棚倉破砕帯西縁断層が男体山角礫岩を切った面を観察できます。

• 露頭周辺の様子

川辺の部分は破砕帯に入り南北方向にのびたマイロナイトがよく観察できます。



マイロナイト

断層に沿って延性的に変形した岩石。

マイロナイトには3つの特徴があります。

- ① 粒径減少を示す。
- ② 比較的狭い面状領域として現れる。
- ③ 歪み集中により面構造流理構造、線構造ともに強く発達する。



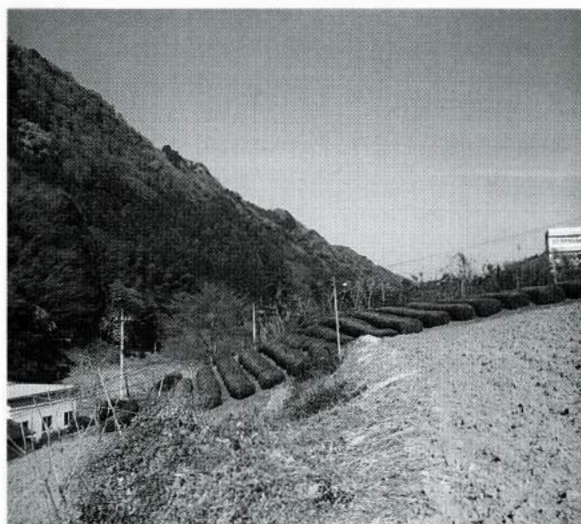
トピックス

断層崖

断層によってできる直線的な崖。

ポイント11付近の水府村に流れる山田川の西側沿いにみられるものは棚倉破砕帯西縁断層の断層崖です。(右写真)

また、大子町内大野の北方にある福島県矢祭町にある佳老山は東側を棚倉破砕帯に斜交する断層に切られ切り立った断層崖が見られます。そこでは、頂上に神社があり、時間があつたら見に行ってみるのもよいでしょう。



棚倉破砕帯

白亜紀から新第三紀中新世後期に活動した断層。ひたちなか市の阿字ヶ浦から山形県で2つに分かれ日本海へ抜けます。全体的な断層の方向はNNW-SSEです。破砕帯の幅は数kmあり、破砕帯の東側と西側では全く岩相が違ってきます。

平潟断層

有名な平潟断層とは、平潟湾の東にある薬師堂付近から約2km西方の栗野付近までつづいている断層であって、北側の多賀層が傾斜60°で滑り落ちたもので、落差は平潟湾付近で約80mであると言われています。しかし、今では良く観察できる露頭が無く、これが平潟断層だというものがないのですが、ただ、平潟湾東方の薬師堂の北側にある二つの崖が平潟断層を物語っています。即ち、湾を背にしてその崖を見ると、右側薬師堂側の崖が層状の亀の尾層からなっており、左側の崖が塊状の多賀層からなっています。もちろん多賀層の方が上の層ですので、ここに断層があったことがわかります。

2-12 大子町袋田の断層

交通

水郡線袋田駅下車，徒歩で北へ向かい，国道118号線を横断して袋田の滝へ向かいます。

袋田小学校を過ぎたら，左折し滝川沿いの道を行き，第一別館から300m程道なりに進みます。

露頭の説明

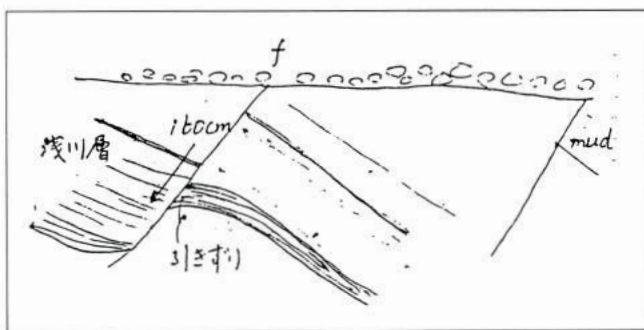
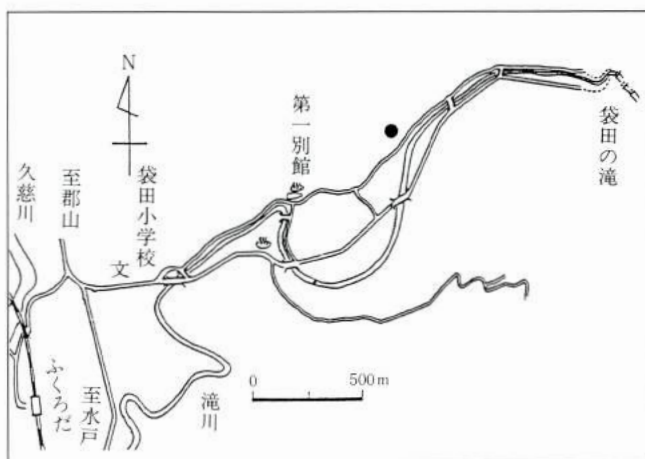
この露頭で見られる礫岩は浅川層中部のものです。浅川層は下部・中部・上部から成ります。下部は凝灰質シルト岩と細粒砂岩からなり，中部は凝灰質粗・中粒砂岩を主とし，礫岩を含み上部は再びやや細粒になります。

下・中部は，希に植物化石を産し，河川堆積物とされ，上部は凝灰質砂岩中よりヒカリアを産し，汽水堆積物といわれています。

この露頭の岩質は，凝灰質砂岩と泥岩の互層主体で，礫岩があり，またこの礫岩中には，石炭も観察できます。

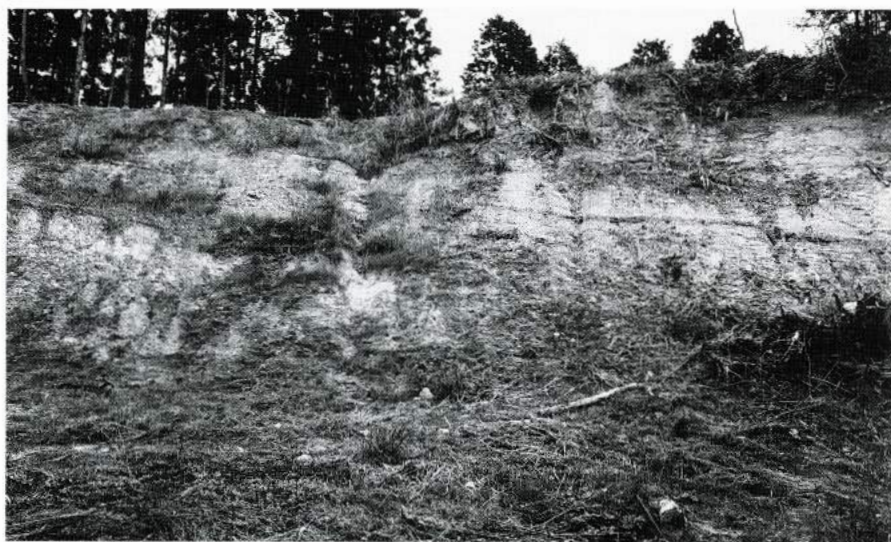
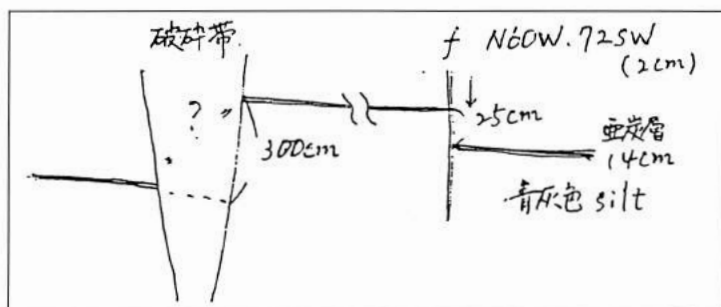
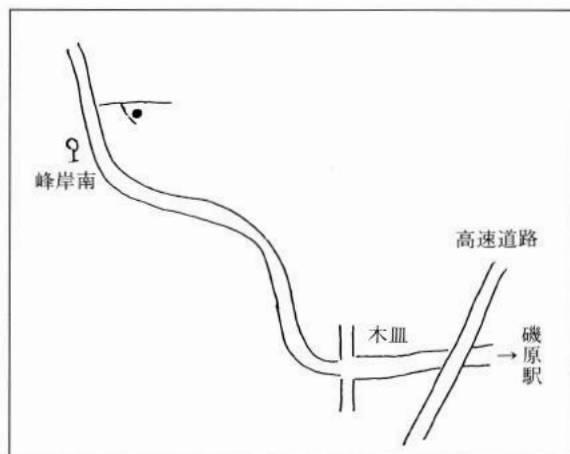
中央付近に断層が見られ，走向傾斜は向かって右が $N30^{\circ}W$ $40^{\circ}E$ で，左が $N40^{\circ}W$, $33^{\circ}E$ となっています。

また断層面の走行傾斜は， $N40^{\circ}W$, $40^{\circ}SW$ で，1.6mのずれが観察できます。



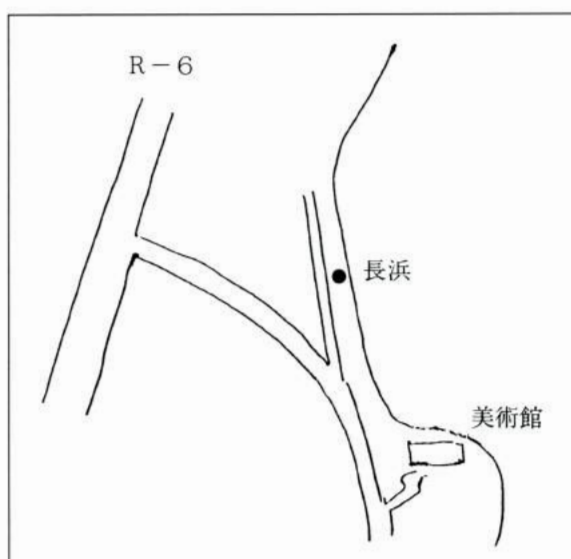
2-13 北茨城市 峰岸

磯原駅の方から常磐高速道路をくぐり、木皿を過ぎると間もなく峰岸南のバス停があります。その先を右に入る道があり、そこを入って行くと、左手に墓地があります。その斜め向かい側に谷に降りて行くような道があります。その道の左側に写真のような断層が観察されます。ここらへんは産業廃棄物処理業者の看板が目立ちますが、あちらこちらに埋め立てられたような形跡が多くあります。ここも、そのうちの一つになるのかも知れません。



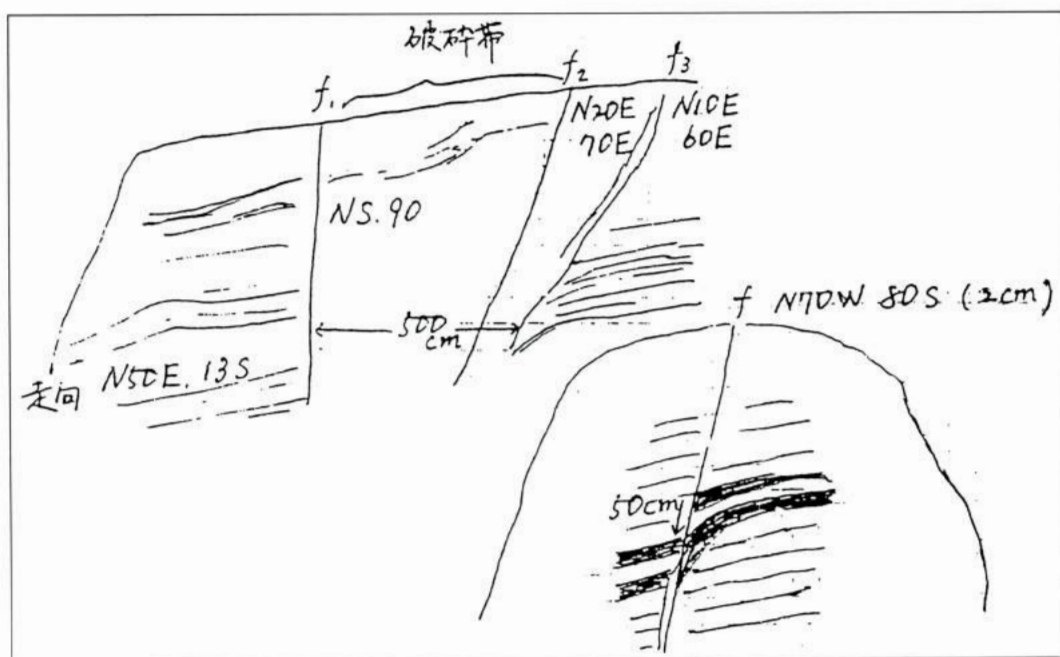
2-14 北茨城市 長浜

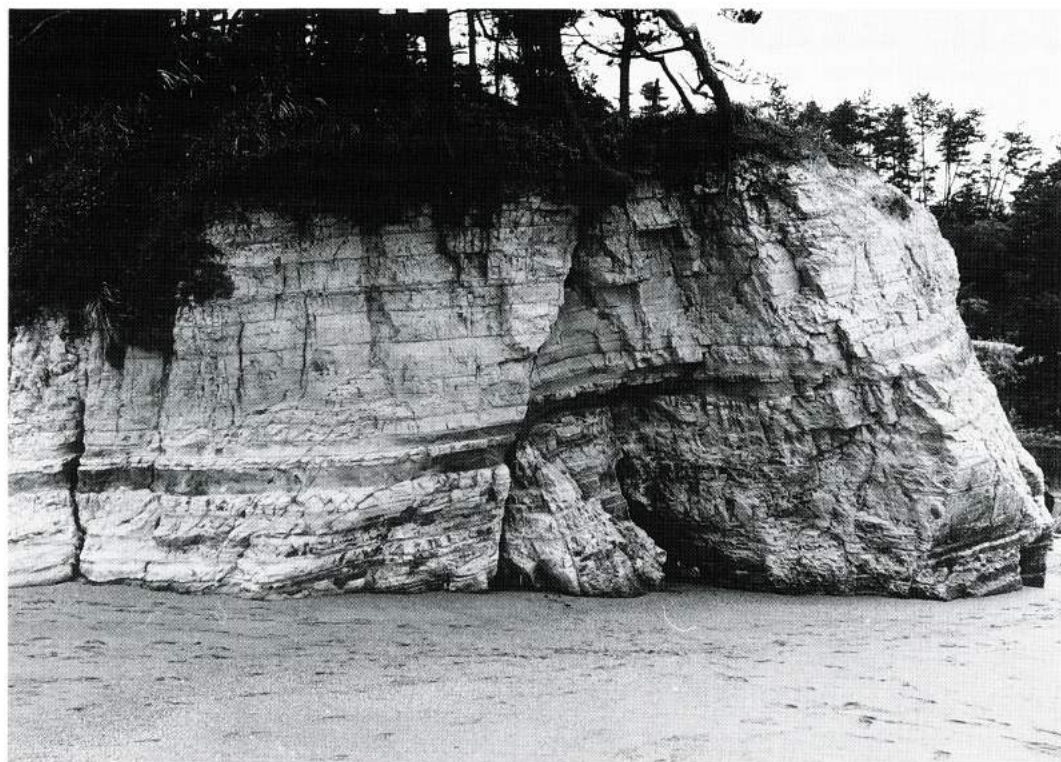
国道6号から茨城県天心記念五浦美術館への広い真直ぐな道を入り、もうあと2~300mで美術館というあたりで左折する細い道があります。長浜を通過して平潟の町にぬける道路です。左折してから500mほど来ると右側の低い防波堤の近くに「風船爆弾放流地跡」の石碑が立っています。左手は民宿になっています。その石碑近くから防波堤を越えて行けるように階段があって砂浜に降りられるようになっています。砂浜を左側に50m程行った所に道路から海に突き出るようにして小山がありますが、ここに写真(次頁)のようなハッキリとした断層が見られます。



更に、隣の、五浦方面にある小山にもハッキリとした断層が観察されます。

この位置から天心記念五浦美術館の立っている断崖を見ると、ここにも遠くながら断層が観察されます。





3 参考文献

- 大山年次監修, 峰須紀夫編(1972): 地学のガイドシリーズ③「茨城県・地学のガイド」, コロナ社
- 萩原尊禮著(1972): 地震への挑戦, 講談社ブルーバックス
- 高瀬一男(1974): 茨城県の鉱泉, 大山年次教授退官記念誌
- 宇津徳治(1977): 地震学, 共立全書
- 地質調査所(1978): 活断層について
- 小出 仁・山崎晴雄・加藤碩一(1979): 地震と活断層の本, 国際地学協会
- 尾池和夫(1989): 地震発生のおくみと予知, 古今書院
- 活断層研究会編(1991): 新編・日本の活断層 分布図と資料, 東京大学出版会
- 金折裕司(1993): 甦る断層, 近未来社
- 金折裕司(1994): 断層列島, 近未来社
- 最新科学論シリーズ29「最新地震論」(1995), 学研
- 松田時彦(1995): 活断層, 岩波新書
- 池田安隆・島崎邦彦・山崎晴雄(1996): 活断層とは何か, 東京大学出版会
- 阿部勝征(1997): 巨大地震 正しい知識と備え, 読売新聞社
- 金折裕司(1997): 活断層系, 近未来社
- 鎌谷秀男(1997): 兵庫県南部地震から学ぶ 地震の基礎知識, 修成学園出版局, コロナ社発売
- 茂木静夫(1998): 地震予知を考える, 岩波新書

あ　と　が　き

1995年1月、衝撃的な兵庫県南部地震の発生により、「活断層」という言葉がマスコミ等で盛んに取り上げられ、断層について関心が高まり、茨高教研地学部でも「断層調査研究委員会」が発足いたしました。

当研究委員会では、自然とのふれあいが地学教育の原点と考え、スタートしました。さらに高校生はもとより、小中学生でも断層露頭を見学できるような巡検案内書を作成しようという目標を定めました。

しかしながら、露頭を歩いてみると、過去に紹介された露頭はほとんど見えなくなっているか、露頭を見ても断層とは理解しにくいところが多くありました。そこでさらに調査して、断層が見やすく、学びやすい露頭を14ヶ所に精選して、案内書を作成しました。

満足されない出来かもしれませんが、この書を通じて地学に興味関心を持ってもらえる生徒が一人でも多く出てきてもらえたら幸いに思います。

最後に、この研究をまとめるにあたり、ご協力をいただいた地質調査所地震地質課活断層研究室の水野清秀先生をはじめ、関係諸機関および先生方に厚く御礼申し上げます。

また、これらの地学教育に貴重な露頭が、公共事業等で消えゆく事には、忍びがたい思いがあります。関係諸機関には、是非保存の方向で検討していただきたく切望致します。

茗 溪 学 園 高 等 学 校 穂 本 貴 通

茨城県立水海道第二高等学校 岡 村 典 夫

茨城県立牛久栄進高等学校 尾 見 成 一

茨城県立水戸農業高等学校 梶 山 良 久

茨城県立牛久栄進高等学校 加 藤 和 男

茨 城 県 立 岩 井 高 等 学 校 田 續 貴 司

茨城県立水戸南高等学校 戸 塚 育 甫

(～平成8年度)元・茨城県立太田第一高等学校 大 森 信 義

(～平成9年度)元・茨 城 県 立 上 郷 高 等 学 校 藤 代 洋 子