

ジオライド：三郡・筑豊・佐賀関・佐田岬・湯谷口露頭・讃岐・吉野川・須崎

2005年3月6日～10日

おもなターゲット
三郡山地（三郡変成帯）
筑豊地域（二畳紀～三畳紀付加体と白亜紀花崗岩、古第三紀挟炭層）
佐賀関半島～佐田岬半島（三波川変成帯）
中央構造線湯谷口露頭
瀬戸内火山岩が造る地形
吉野川

2005年3月6日～8日、九州北部と四国を回ってきました。大鹿村の中央構造線北川露頭と安康露頭が長野県の天然記念物に指定される見込みになったので、愛媛県指定天然記念物である西条市（旧丹原町）湯谷口露頭を見にいくことにし、ついでに前から気になっていた筑豊地域 と佐賀関半島～佐田岬半島の三波川変成岩を、青春18キップで回って見てきました。

中央構造線は日本の断層のなかで最も天然記念物露頭が多く、2005年3月現在では、4ヶ所の露頭が、国または県により天然記念物に指定されています。西から愛媛県砥部町岩谷口（国）、愛媛県西条市丹原湯谷口（県）、徳島県三野町太刀野（県）、三重県松阪市飯高月出（国）。また静岡県佐久間町北条峠の断層鞍部地形が、静岡県により天然記念物に指定されています。私は、群馬県下仁田町川井の露頭も、これらに匹敵する価値があると思っています。

このうち丹原と三野の露頭は、まだ見ていませんでした。三野は国道の「道の駅」のそばにあるらしいのですが、公共交通では片道4kmも歩かねばならないので、後日車で行くことにし、丹原の露頭だけ見ることにしました。
事前に西条市教育委員会丹原分室に問い合わせしたところ、先方の今井さんがわざわざご案内してくださることになりました。

3月6日（日）

市田1748（飯田線）→1808飯田1834（高速バス）→2031名鉄名古屋バスセンター2100（高速バス）→640小倉

例によって、20万分の1地質図を2倍に拡大したものに、線路と駅名をすべて書き加えたものを用意。夜行バスで一気に九州へ。2001年に九州を回ったときには、久大線以南と雲仙・松浦方面を大きく回りました。中部九州以南のたくさんの火山、豊後森の万年山（はねやま）の新第三紀鮮新世の溶岩からなる西部劇を思わせる台地地形、松浦方面の古第三紀挟炭層、背振山地の花崗岩と虹の松原の真っ白な砂が印象的でした。

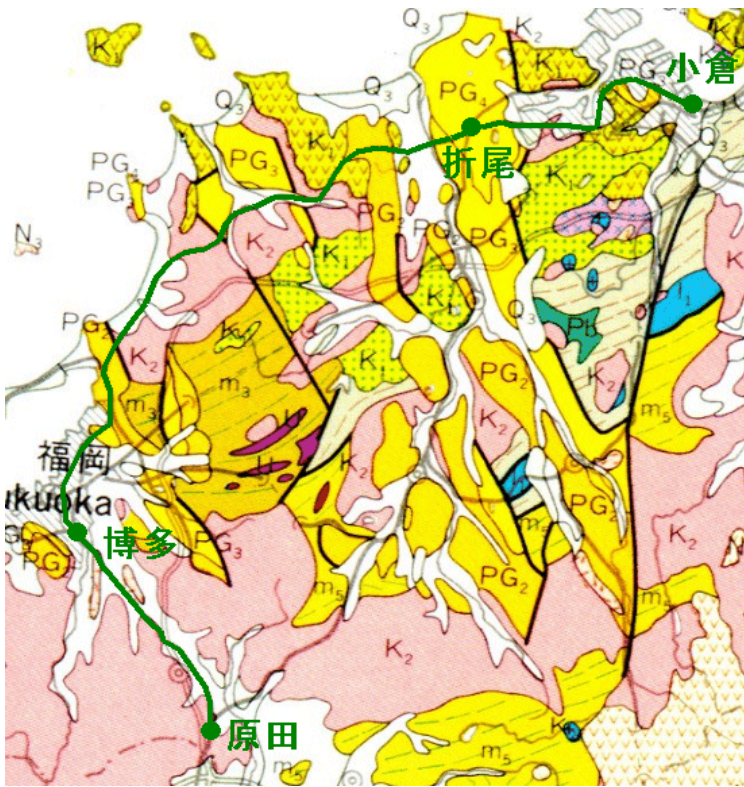
九州北部は古生代の付加体や変成帯を白亜紀前期の関門層群が覆い、白亜紀後期の花崗岩が貫き、そこに古第三紀の地層が覆っている、古い岩が複雑に分布している興味深い地域です。しかし、前ははぜんぜん回れなかったのが、福岡県内をできるかぎり乗り歩くことにしました。

3月7日（月）

中生代白亜紀前期の関門層群、白亜紀後期の花崗岩類

小倉646（鹿児島本線）→906原田

まずは筑豊の西側の原田（はるだ）へ移動。九州では原を「はる」と読み、春を「はら」と読みます。



小倉→原田（地質調査所100万分の1地質図に加筆）

関門層群：K1黄緑地に緑点（白亜紀前期の非海成堆積層）、K1黄緑地にv点（白亜紀前期の苦鉄質火山岩）、白亜紀後期花崗岩類：K2ピンク（白亜紀後期珪長質深成岩類）

門司から八幡にかけて、古生代二畳紀の付加体や白亜紀の関門層群の山地が洞海湾に面した急斜面に都市が開けています。

折尾（おりお）は古第三紀漸新世の堆積層からなる低山－丘陵地帯にあります。

折尾を過ぎると、まもなく遠賀川（おんががわ）沿いの低地を抜け、古第三紀始新世の堆積層からなる低山－丘陵から再び関門層群の山地をトンネルでくぐって宗像（むなかた）市の赤間に出ます。ここまで来ると白亜紀の花崗岩が現われます。

博多湾沿いでは、山地はおおむね白亜紀前期に堆積した関門層群と白亜紀後期に貫入した花崗岩でできています。山地のすそに、古第三紀層が低山－丘陵をつくっています。津屋崎や博多湾口の野古島や玄海島では、花崗岩の上に鮮新世～更新世前期の火山岩がキャップのように載っています。

北九州は、大都市がある地域としては珍しく、古い地質の露出が多い地域です。福岡市街地が載っている第四紀層も、薄いのではないのでしょうか。

この旅から帰って10日後に福岡県西方沖地震が起きましたが、地震の規模の割に被害が少なかった理由のひとつと思います。玄海島も頂上部をのぞき花崗岩です。崩壊した海岸沿いの崖を写した航空写真を見ましたが、花崗岩が露出していました。中越のような、軟弱な砂岩・泥岩・凝灰岩層が原因となった大規模な地盤変動は生じていないと思います。ただし花崗岩地帯は、小規模な崩壊が多発する性質があります。

太宰府付近では、背振山地から東方へ続く花崗岩の山地を北北東から南南西へ一直線に切る低地帯に沿ってJRも西鉄も通っています。谷の中で、福岡平野から筑紫平野へ分水界を越えたはずですが、田んぼが続くばかりでほとんど分かりません。この直線的な低地は、何かの地質構造を反映しているのでしょうか。20万分の1地質図には、両側の山に分布する花崗岩を食い違わせるような断層は描かれていません。

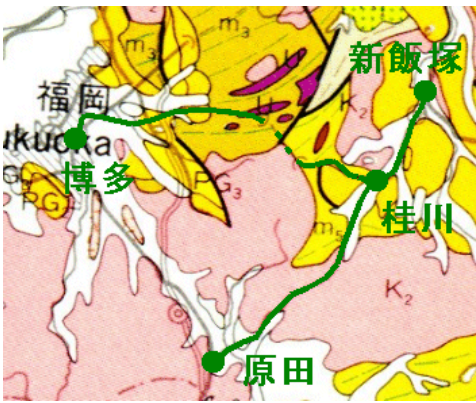
九州北部の後期白亜紀前半の花崗岩は、その特徴から15の岩体があるとされ、それらは旧期と新期に分けられています。

20万分の1地質図『福岡』（久保・松浦・尾崎・牧本・星住・鎌田・広島・中島、1992、通産省地質調査所）は旧期花崗岩を「糸島型」、新期花崗岩を有色鉱物が多くカリ長石が少ない花崗閃緑岩やトータル岩質の「鞍手（くらて）型」と白っぽい花崗岩質の「嘉穂（かほ）型」に区分しています。糸島は玄界灘に突き出した半島、鞍手は遠賀川下流、嘉穂は遠賀川上流の郡名です。

また『日本の地質9・九州地方』（唐木田・早坂・長谷ほか、1992、共立出版）では、小倉－田川構造線を境に、北部九州主部花崗岩類と北部九州東部花崗岩類に分けています。小倉－田川構造線は、ほぼJR日田彦山線が通る谷の位置になります。

新生代古第三紀始新世と漸新世の挟炭層とボタ山

原田919（筑豊本線）→947桂川951（筑豊本線）→1001新飯塚



原田→新飯塚→博多（地質調査所100万分の1地質図に加筆）、

白亜紀後期花崗岩類：K2ピンク（白亜紀後期珪長質深成岩類）、三郡－蓮華変成帯：m3褐色（シルル紀～石炭紀高圧型変成岩）青破線（高圧型変成岩の片理面の一般走向）、三郡変成帯中の蛇紋岩：U紫（超苦鉄質岩）、三郡－周防変成帯：m5褐色（三畳紀高圧型）青破線（高圧型変成岩の片理面の一般走向）、古第三紀層：PG2山吹色（古第三紀始新世陸成堆積層）

筑豊線は、原田（はるだ）から、旧期朝倉花崗閃緑岩の冷水（ひやみず）峠を越えて、遠賀川水系南西端の桂川（けいせん）に下ります。古道の冷水峠は江戸と長崎を結んだ由緒ある石畳の道らしい。

桂川（けいせん）からいったん新飯塚まで往復しました。
丘陵地帯は古第三紀始新世の地層で、まさに筑豊炭田地帯です。ボタ山は、20万分の1地質図に描かれている唯一の人類による地質体です。それらしい痕跡を探しますがなかなか見つかりません。

ところが飯塚駅の手前右側に、とうとうそれらしきものを見つけました。樹木が茂った部分はもう小山です。しかしまだ樹木が生えず草地の部分もあり、これこそボタ山にちがいない。新飯塚の駅からもよく見えます。電車の運転手さんに聞いたところ、やはりボタ山でした。



新飯塚駅から飯塚のボタ山

後で調べると穂波町の旧住友炭鉱のボタ山跡のようです。高さ141m。地下にはそれだけの空洞が…。男性坑夫が手掘りし、女性坑夫が担ぎ出していた時代もあったようです。しかし、いまや緑のボタ山「筑豊富士」と呼ばれているらしい。

新飯塚1014（筑豊本線・篠栗線・快速）→1057博多

古生代石炭紀の三郡－蓮華変成帯 古生代二畳紀の秋吉帯呼野層群と中生代三畳紀の三郡－周防変成帯 中生代ジュラ紀の三郡－智頭変成帯

福岡市東方の三郡（さんぐん）山地が、福岡市と筑豊を隔てています。西南日本の古生代後期～中生代前期の低温高圧型変成帯は、この山地の名をとって「三郡変成帯」と名付けられています。

「三郡変成帯」について、地学団体研究会編『新版地学事典』（平凡社、1996）によれば、「九州北部から中国地方を経て中部地方に点在する三郡変成岩によって示される広域変成帯として、小林貞一（1941）が命名。…周辺の弱変成古生層を含めて、三郡－山口帯（木村敏夫ほか、1971）あるいは三郡－中国帯（西村祐二郎ほか、1977）とも呼ばれ、…さらに放射年代学的には、約300Ma（3億年前＝古生代石炭紀）の三郡－蓮華帯、約220Ma（2億2000万年前＝中生代三畳紀）の周防地帯、約180Ma（1億8000万年前＝中生代ジュラ紀）の智頭（ちず）地帯からなる、3つの、らん閃変成帯に区分される（柴田 賢ほか、1989）」（端山好和・西村祐二郎）。

20万分の1地質図『福岡』では、三郡変成岩を、石炭紀に変成を受けた変成岩と、三畳紀後期に変成を受けた変成岩に区分しています。

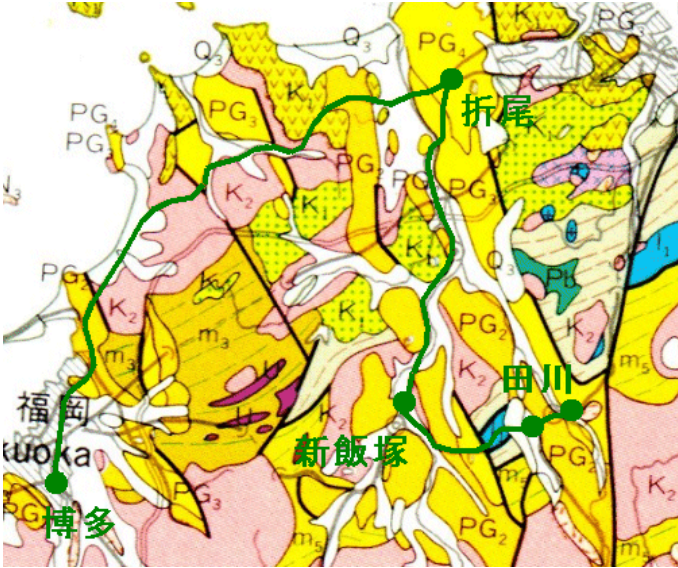
『新版地学事典』の「弱変成古生層」は、北九州では古生代二畳紀の呼野（よぶの）層群です。呼野層群は古生代後期の付加体である秋吉帯に属します。呼野層群の石灰岩が平尾台に露出しています。

三郡変成岩のうち、周防帯の三畳紀の変成年代を示す変成岩は秋吉帯の付加体が原岩として矛盾はないのですが、蓮華帯の石炭紀の変成年代を示す変成岩は、秋吉帯より古い岩石が原岩であることになります。

三郡山そのものは、新期の早良（さわら）花崗岩です。
三畳紀の変成岩は南方の筑肥山地・水縄（みなわ）山地・三郡山地南東部と、平尾台南東から行橋（ゆくはし）にかけて分布しています。
秋吉帯の付加体は、北東の平尾台から門司の企救（きく）半島へ続いています。

両者の中間部分には、かんらん岩・蛇紋岩帯があり、とりまくように緑色片岩が分布しています。篠栗（ささぐり）線がそこを通っているの
で、蛇紋岩や緑色片岩を見られることが期待できます。

博多1108（鹿児島本線・快速）→1152折尾1205（筑豊本線）→1241新飯塚1244（後藤寺線）→1305田川後藤寺
1329（日田彦山線）→1333田川伊田



関門層群：K1黄緑地に緑点（白亜紀前期の非海成堆積層）、白亜紀後期花崗岩類：K2ピンク（白亜紀後期珉長質深成岩類）、古第三紀層：PG2～4山吹色（古第三紀始新世～漸新世陸成層）、秋吉帯：P淡褐色（二疊紀付加体）褐色破線（付加体の一般走向）、秋吉帯呼野層群の石灰岩：I1青（石炭紀中期の石灰岩）

田川後藤寺から田川伊田（いた）にかけて再び古第三紀層の分布域です。地質図にはたくさんのボタ山が記されているのですが、飯塚のようなピラミダルなものではないらしく遠目には丘陵と区別できません。

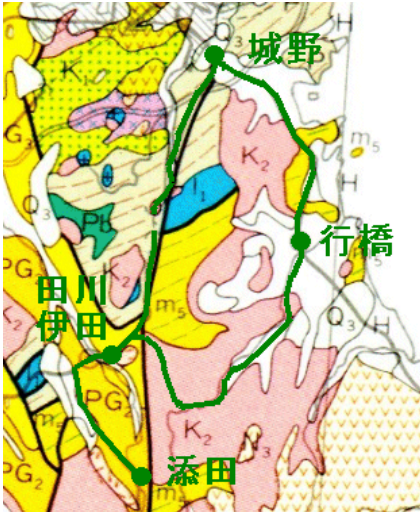
A photograph of a busy railway yard. In the foreground, several parallel tracks run across the frame. A passenger train with a white and blue livery is stopped at a platform on the right. To the left, another train is partially visible. In the background, there are industrial buildings, including one with a prominent blue chimney. The sky is clear and blue.

北東方向に見える香春（かわら）一ノ岳は、呼野層群の石灰岩の山でしたが、セメント原料のために採掘されて頂上が平坦に削り取られてしまいました。その向こうに、急傾斜の三角錐で頂上が丸みを帯びた、新期香春花崗岩の香春二ノ岳と三ノ岳が目立ちます。



平尾台の中生代三畳紀呼野層群の付加体石灰岩

田川伊田1340（平成筑豊鉄道田川線）→1423行橋1430（日豊本線）→1450城野1506（日田彦山線）→呼野→田川伊田（日田彦山線）→1609添田



田川伊田→行橋→田川伊田→添田（地質調査所100万分の1地質図に加筆）

白亜紀後期花崗岩類：K2ピンク（白亜紀後期珪長質深成岩類）、古第三紀層：PG2～4山吹色（古第三紀始新世～漸新世陸成層）、秋吉帯：P淡褐色（二疊紀付加体）褐色破線（付加体の一般走向）、秋吉帯呼野層群の石灰岩：I1青（石炭紀中期の石灰岩）

田川には平尾台をぐるっと回ってまた戻ります。このルートは、二疊紀付加体呼野層群と三疊紀の変成岩と、白亜紀に貫入した花崗岩が分布する地域です。行橋（ゆくはし）を経て小倉南部までの山地は花崗岩ですが、日豊線荊田（かんだ）付近に付加体が残ри、石灰岩が採掘されています。

小倉の城野（じょうの）から、小倉－田川構造線に沿って、日田彦山（ひたひこさん）線で田川伊田へ戻ります。この区間の北半はほとんど付加体です。平尾台の石灰岩体はその一部です。呼野（よぶの）駅もこの区間にあり、石灰岩体が東側によく見えました。平尾台をいろいろな方向から見ると、稜線は南西に少し傾いた平坦面に見えますが、どうしてこのような地形になっているのでしょうか。



呼野から平尾台の三菱マテリアルの石灰岩採掘場

地質図には田川伊田付近に阿蘇火砕流堆積物が記されていますが、地形では判別できませんでした。

添田の古第三紀始新世の細礫岩

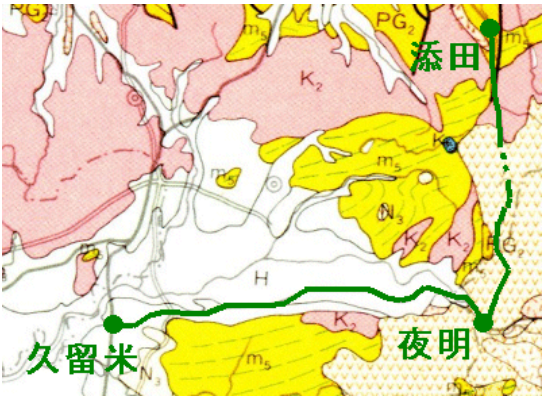
添田（そえだ）は彦山川沿いで古第三紀層が分布する最南端です。地質図では川沿いの低地は古第三紀層で、駅東側の山地は三疊紀の変成岩になっています。

東側の小丘へ行ってみましたが、まだ古第三紀層の細礫岩でした。基質に富み、礫種はチャートの細円礫が多く見られました。



添田の細礫岩

彦山の新第三紀鮮新世の安山岩



添田→久留米（地質調査所100万分の1地質図に加筆）

彦山の火山岩：N3黄色地に褐色v点（新第三期鮮新世苦鉄質火山岩）、白亜紀後期花崗岩類：K2ピンク（白亜紀後期珪長質深成岩類）、三郡一周防変成帯：m5褐色（三畳紀高圧型）青破線（高圧型変成岩の片理面の一般走向）

添田1640（日田彦山線）→1719夜明1721（久大本線）→1822分留米1834（鹿児島本線・快速）→2118門司港

添田より南は、彦山（ひこさん）駅を過ぎるまでは新期の添田花崗岩。釈迦ヶ岳トンネルの手前から、英彦山（ひこさん）をつくっている新第三紀鮮新世後期の火山岩になります。

鮮新世後期の火山岩は、南西の福岡・熊本・大分県境の国見山と、東の耶馬溪（やばけい）から国東（くにさき）半島へ続いています。南東側には、阿蘇山、久重山、湯布岳、鶴見岳・伽藍岳という現在（第四紀後期）の火山が並んでいます。7万年前の阿蘇－4火砕流は、日田（ひた）盆地を埋め、一部は田川まで達しています。

夜明（よあけ）から久留米（くるめ）へ向かいました。久大線は筑紫平野の南縁を通っています。南方の水縄（みなわ）山地は、20万分の1地質図では大部分が三畳紀の三郡変成岩で、山すその一部に白亜紀の花崗岩が露出しています。

明日の日程のため門司港へ移動しました。ライトアップされた門司港駅周辺は、町全体が開港時の雰囲気を残すように保存され、なかなかの見物です。



門司港駅

3月8日（火）

今日は、いよいよ中央構造線を越えて外帯（がいたい＝中央構造線から太平洋側）へ入り、佐賀関から四国の三崎へ船で渡ります。

中央構造線

中央構造線は北側の高温低圧型の領家（りょうけ）変成帯と、南側の低温高圧型の三波川（さんぱがわ）変成帯の、境界となっている断層です。

領家変成帯も三波川変成帯も、変成作用を受ける前の岩石は、ともに中生代ジュラ紀（2億年前）の付加体です。変成の時期も同じ白亜紀ですが、変成の温度と圧力（深さ）がちがいます。

たとえば泥岩が原岩の場合、領家変成帯の高温低圧型の泥質変成岩（泥質片麻岩）は、変成鉱物の黒雲母を多量に含んでいて太陽の光があたると金色にキラキラと輝き、白っぽい部分と黒っぽい部分が縞々になっていて、多くの場合うねうねと褶曲しています。

一方、三波川変成帯の低温高圧型の泥質変成岩（黒色片岩）は、ふつうは黒雲母を含まず、薄板を重ねたような見かけをしていて剥げやすく、剥げた面は細かい白雲母（絹雲母）が光沢をもち、スベスベした手ざわりがあります。細かく褶曲していることもあります。

このように、同じ時代にタイプが異なる変成作用を受けた変成岩は、当時は別々な場所にあったはずなのに、後に中央構造線でずらされて接したというわけです。

ただし今見る中央構造線は、その後も何度も再活動をくりかえした結果としての姿です。

山陰花崗岩・山陽花崗岩・領家花崗岩

領家変成帯には変成岩のほかに貫入固結した花崗岩がたくさん見られます。しかし、白亜紀の花崗岩は、領家変成帯よりもずっと北まで分布しています。

西南日本の白亜紀～古第三紀の花崗岩は、中国地方をモデルにして、瀬戸内地域の領家花崗岩、その北方の山陽花崗岩、日本海側の山陰花崗岩の、3帯に区分されています。

山陰帯の花崗岩は磁鉄鉱などの不透明鉱物を体積で0.1%以上含み、風化した花崗岩から分離した磁鉄鉱（砂鉄）が、たたら製鉄の原料になりました。山陰帯は飛騨の白川花崗岩へ続きます。

山陽帯の花崗岩はタングステン鉱床を伴っています。広島花崗岩が代表的です。東へは、六甲から野洲・御在所を経て土岐・苗木・上松、北関東の足尾山地の花崗岩へ続いています。飯豊・朝日の花崗岩も山陽帯のものとする考えもあります。西へは山口を経て九州北部へ続きます。

九州北部の白亜紀花崗岩は、熊本北方のものまで山陽帯に属するという考えもありますが、『日本の地質9・九州地方』は、山陽花崗岩に属するのは小倉－田川構造線の東側の北部九州東部の花崗岩類までで、西側の北部九州主部花崗岩類は微量元素のストロンチウムの含有量が山陽帯のものよりも低く、山陽帯の花崗岩とは異なると考えています。

領家花崗岩は領家変成岩分布域の花崗岩で、領家変成作用とほぼ同時期に変成岩の構造に沿って貫入した古期岩類と、領家変成作用の後に変成岩の構造を切って貫入した新期岩類に分けられます。

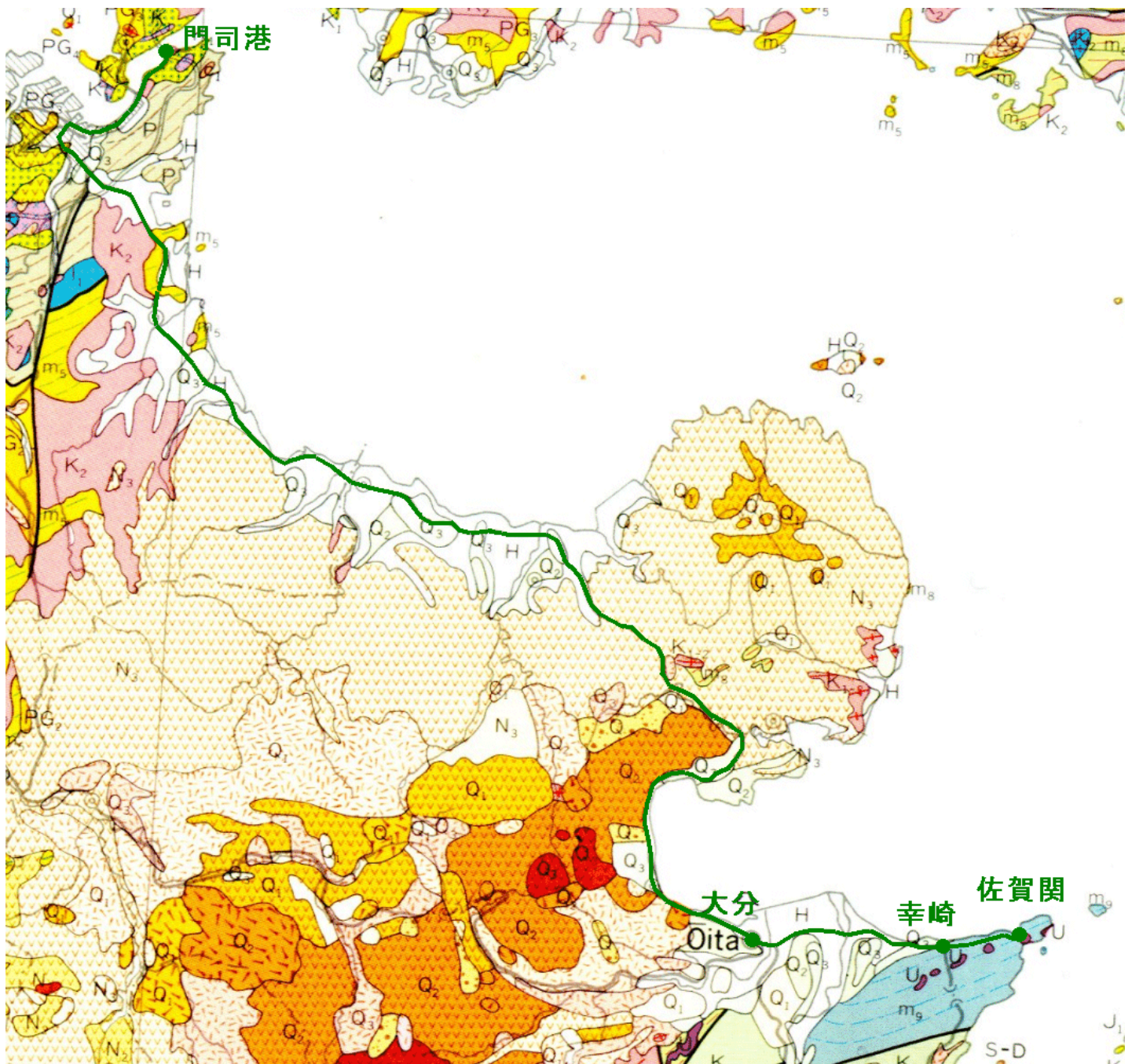
領家花崗岩は、九州では国東半島にわずかに露出しています。肥後花崗岩が領家花崗岩に属するかどうかは異説があります。

中国地方から東は、柳井～四国北部～淡路～金剛・生駒～三河～木曽山脈・伊那山地～筑波南部に分布しています。

国東半島の領家変成岩と領家花崗岩

活火山鶴見岳・伽藍岳

門司港523（日豊本線）→654柳ヶ浦702（日豊本線）→843幸崎



門司港→幸崎（地質調査所100万分の1地質図に加筆）

耶馬溪の火山岩：N3黄色地に褐色v点（新第三期鮮新世非アルカリ苦鉄質火山岩）、第四紀前半の火山岩：Q1淡褐色地～Q2褐色地に褐色v点（第四紀更新世前期～中期非アルカリ苦鉄質火山岩）、由布岳・鶴見岳火山：Q3濃褐色地に褐色v点（第四紀更新世後期～完全新世非アルカリ苦鉄質火山岩）、三波川変成岩：m9青灰色（白亜紀高圧型変成岩）青破線（高圧型変成岩の片理面の一般走向）U紫（苦鉄質岩）

国東（くにさき）半島の基盤は領家変成帯とされていますが、じっさいは英彦山～耶馬溪（やばけい）から続く鮮新世の火山岩に覆われ、地表にはほとんど露出していません。

刈田（かんだ）の二疊紀付加体や行橋（ゆくはし）付近の山陽帯の花崗岩などの古い岩石は、その南で鮮新世の火山岩の下に埋まってしまいます。その下ではジュラ紀の付加体から、それを原岩とする領家変成岩や領家花崗岩に移り変わっているはずですが、知りようがありません。

2001年に日豊線を通ったとき、立石～中山香（なかやまが）間で花崗岩らしき露岩を見たのですが、今回はうっかりして見過ごしてしまいました。

杵築（きつき）から、第四紀火山岩の地域になります。

火山の山体はもろく、活動を停止すると数10万年でオリジナルな形は侵食されて失われ、固く固結した岩石だけが残ります。こうなると、もう火山とは呼べません。

どの程度もとの火山地形が残っていれば「火山」と呼べるのか、私は定義を知らないのですが、第四紀中期以降の火山ならば、活動を終了していても火山と呼んでよいのではないのでしょうか。

[「日本の第四紀火山カタログ」](#)に掲載されているものを火山と呼ぶのが良いのかもしれませんが。

「活火山」の定義としては、火山噴火予知連絡会は2003年1月に、いままでの「過去およそ2000年以内に噴火した及び現在活発な噴気活動が見られる火山」の過去2000年以内を、「過去1万年以内」に改めました。この定義による活火山は日本列島に108山あります。

この見直しで、由布岳が活火山に加えられました。また鶴見岳に北となりの伽藍岳が加えられました。「鶴見岳・伽藍岳」は、ひとつの火山と

して扱われています。

鶴見岳の中腹以上は、野焼きにより草原が維持されています。頂上近くには雪が残っていました。

幸崎853（バス）→912佐賀関1000（フェリー）→1110三崎港

大分〜幸崎（こうざき）間のどこかで中央構造線をまたぎ、三波川変成帯に入りました。

三波川変成帯の岩石は、板を重ねたような「結晶片岩」類です。ジュラ紀の付加体の岩石が、白亜紀に地下15〜30kmで、低温高圧型の変成岩になり、のちに地表に露出したものです。

佐賀関（大分県）



日本鉱業佐賀関精錬所

佐賀関には鉱石から金属を取り出す精錬所がありました。現在は技術を生かして、希少金属を含む廃棄物を処理する事業を行っています。



黒色片岩（泥質片岩）と砂質片岩の互層。もともと砂岩と泥岩の互層だったものが、低温高圧変成作用を受けて結晶片岩になったもの



黒色片岩（泥質片岩）と砂質片岩の互層

幸崎（こうざき）と佐賀関（さかのせき）の間の佐賀関半島北岸の海岸線に露出しているのは、ほとんど泥岩を原岩とする黒色片岩です。



豊予海峡を渡る佐賀関－三崎フェリーターミナル

佐田岬半島（愛媛県）



佐田岬灯台

四国側の佐田岬（さたみさき）半島では、西縁の灯台が載っている岩石のみ黒色片岩で、他はほとんど玄武岩質の変質・変成岩である緑色岩が原岩の緑色片岩でできています。



佐田岬半島南岸の海岸に、赤色チャートが原岩の赤鉄石英片岩が露出。上に重なっているのは緑色片岩



三崎港付近の海岸に露出する緑色片岩



上と同じ場所。片理面の走向N70°E, 傾斜46°S



三崎神社の石垣

神社の石垣も、緑色片岩の転石を積んだもの。

三崎港1157（バス）→1441松山市（バス）→1604湯谷口



佐田岬半島の稜線道路の堀切大橋から三机集落を写す

三波川変成帯では、高所の地すべり跡に集落が発達する。

中央構造線湯谷口露頭（丹原町）・・・現在は西条市

伊予小松駅から南西へ10kmにある中央構造線の露頭は、1949年に愛媛県により天然記念物に指定されました。松山市と新居浜を結ぶ国道11号の道沿い北側に説明板があります。そのすぐ北側の中山川の河床に露出しています。丹原町教育委員会の今井さんが、案内してくださいました。



国道沿いの説明板

この看板では三波川帯を赤く示してあり、一般的な色使いと逆なので注意。

この看板の活動史の説明は、よく分かりません。砥部露頭では、ある時期には北側の和泉層群が南側の三波川変成岩に押し上げた逆断層運動があったと考えられています。ここには証拠はないが、同じ運動があったはずだといいたいのでしょう。

砥部の露頭では、現在では、1600万年前ごろに和泉層群が北から押し上げた逆断層運動があったのち、1400万年前ごろに北側がすべり落ちる正断層運動があったことが明らかになっています。

[→砥部露頭の現在の知見と、湯谷口露頭の解釈](#)



中山川北西岸に露出している部分、右側が北方向

Sb：三波川変成岩、An：安山岩脈、Iz：和泉層群



中山川南東岸に露出している部分を下流から上流へ向かって撮影

和泉層群の下面に貫入した安山岩脈と和泉層群の境界面はうねっていて、和泉層群（Iz）の下から安山岩脈が顔を出しています（画面左下のAn）。奥に見える橋は、松山自動車の中山川橋。



カタクレーサイト（破碎岩）化した和泉層群

この部分は、左横ずれ、または正断層のように見えます。

断層面の傾きは、砥部の露頭と同じように、内帯側へゆるく傾斜しています。断層面に沿って入った安山岩脈が目立ちます。カタクレーサイト（破碎岩）の放射年代として6000万年前、安山岩の放射年代として2000万年前という年代が報告されています。カタクレーサイト（破碎岩）や断層ガウジ（浅所で変形を受けてできた固まっていない破碎物）には、逆断層と正断層の痕跡があるとされています。



活断層としての中央構造線

中央構造線に沿って、新しい時代にできた地形や地層をくいちがわせている断層は、「中央構造線活断層系」または「活断層としての中央構造線」といいます。

はじめから地震評価だけを目的としている国の地震調査研究推進本部は「中央構造線断層帯」と呼んでいますが、その場合は活断層以外の、地質境界としての中央構造線をはじめ過去の時階の露頭は評価対象ではありません。

湯谷口露頭から真北に約100メートルに、活断層が並走しています。川岸の露頭から小さな丘をこえると宝が池のため池があります。丘とため池のあいだの小斜面が、活断層とされている地形です。丘の側が上がり、ため池側が下がったとされています。この画像は、ため池のダム堤から活断層の延長方向（赤線）を写したものです。右側の竹やぶがある小丘をこえた反対側の川岸に露頭があります。

湯谷口（今井さんの車）→伊予小松1859（予讃線）→2118多度津2135→2223高松2259→2309栗林

3月9日（水）

今日は、ともかく四国を、高松→徳島→高知→松山と、大回りします。

栗林615（高德線）→817池谷839（鳴門線）→855鳴門900（鳴門・高德線）→942徳島

讃岐地方では、領家花崗岩の上に新第三紀中新世中期の瀬戸内火山岩が載り、讃岐富士・屋島・八栗山などの小山を造っています。



屋島

始発列車なので、まだ薄暗い。硬い瀬戸内火山岩が侵食に耐え、平坦な頂上を残しています。



八栗山

右のギザギザした頂上は瀬戸内火山岩。左奥の山裾に、花崗岩の採石場があります。この花崗岩は「庵治（あじ）石」の名で知られています。



阿波大宮駅そばの和泉層群

讃岐山脈を横断する阿波大宮付近では、和泉層群が見られました。

和泉層群は、奈良県五条から愛媛県高野川にかけて、中央構造線の北側に10kmほどの幅で連続して分布する、白亜紀の海成の地層です。おもに砂岩と泥岩の互層からなります。白亜紀末期の中央構造線の左横ずれ運動にともなって、断層沿いに陥没が生じて堆積した地層だと考えられています。

五条から西では、中央構造線を境に三波川変成岩と和泉層群が接していますが、その断層は和泉層群を切っています。この「地質境界としての中央構造線は、和泉層群堆積後に形成されたと考えられます。



池谷駅鳴門線ホーム。後方の直線的な山裾は、鳴門断層の断層崖。

鳴門線は、徳島平野北縁の中央構造線活断層系の鳴門断層にほぼ沿っています。

ここでデジカメの電池が切れてしまいました。

徳島（徳島線）945→1130阿波池田

徳島からは、吉野川の南岸を行きます。

和泉層群の讃岐山地南斜面には、大規模な崩壊が見られるとともに、高いところに集落が見えます。吉野川沿いでは、外帯側＝三波川変成帯の地すべり＝高所に集落が発達、内帯側＝硬い花崗岩＝急斜面で集落は発達しない、という図式は成り立たないことが分かりました。

砂岩泥岩互層である和泉層群も、大規模な地すべりを起こして人が住める緩い斜面を提供しているようです。ただし、山腹が地すべりを起こして高所に平坦面をつくる三波川変成帯にくらべ、和泉層群では小河川の源頭部が大きく崩落し、川沿いにひじょうに大規模に移動したように見えます。

いっぽうの南岸の三波川変成帯の側にはあまり集落が見えず、これは北斜面になるせいかと思いました。南に一山越えた祖谷（いや）谷では、三波川変成帯の高所に集落が発達しているはずなので、いずれ行かなければと思います。

阿波池田（土讃線）1135→1354高知1424→1529須崎

阿波池田直前の吉野川の河床には、緑色片岩がみごとにえています。

小歩危（こほけ）～大歩危（おおほけ）は、おもに砂質片岩と黒色（泥質）片岩です。ただし、これらの固い砂質片岩は、三波川変成岩に押し込まれた四万十帯の岩石が顔を出していることが明らかになりました。

高知県に入り、大豊町の大田口～大杉間は、ほぼ三波川変成帯と秩父帯を分ける御荷鉾（みかぶ）構造線に沿っています。そこから秩父帯に入ります。

繁藤（しげとう）駅は、大きな地すべりで列車ごと駅が滑り落ちた場所です。駅付近の広々とした平坦面は、その名残でしょう。

佐川（さかわ）付近には黒瀬川帯の古い岩石が分布しています。いずれ佐川地質館を訪ねたいものです。

須崎1633→1728窪川

須崎の手前で仏像構造線を渡って四万十帯に入ります。

仏像構造線は、ジュラ紀付加体の秩父帯と、白亜紀付加体の四万十北帯の境界になっている、東京の五日市から沖縄の本部半島まで続く大断層です（房総半島も横切っているはずです）。「仏像構造線」という名前は、断層が通る、須崎市と土佐市の境界付近の土佐市に含まれる仏像集落という集落名から付けられました。

須崎で裏山に登ってみました。須崎付近の地形は沈降海岸に見えます。南海地震のたびにシーソー運動をする付け根にあたる「ヒンジライン」にあたるのではないかと思います。

くねくねと曲がる四万十川の流路といい、四国南西部の上下変動は興味深いところです。

窪川1749（予土線）→1954宇和島（予讃線・特急）1959→2018卯之町2027→2048八幡浜2104→2258松山

日は暮れましたが、翌日には大鹿に帰り着かねばならないため、松山へ移動しました。

3月10日（水）

松山603（予讃線）→1001多度津1002→1016坂出1027（瀬戸大橋線）→1042児島1115（宇野線）→1150岡山1153（赤穂線）→1309播州赤穂1310→（赤穂・山陽・東海道線）1538野洲1539→1613米原1643（東海道・飯田線）→1920新城1922→2219天竜峡2223→2305市田

鷲羽山の花崗岩を見たかったのですが、瀬戸大橋のため見る影もありませんでした。花崗岩の露岩は見えましたが、橋脚の方が山よりも高いくらいです。

博物館の展示のために、瀬戸内海の領家花崗岩の画像がほしいのですが・・・。