

松 山 大 学 論 集
第 22 卷 第 1 号 抜 刷
2 0 1 0 年 4 月 発 行

郡中層など礫岩層からみた
中央構造線の活動について

友 澤 悟

郡中層など礫岩層からみた 中央構造線の活動について

友 澤 悟

は じ め に

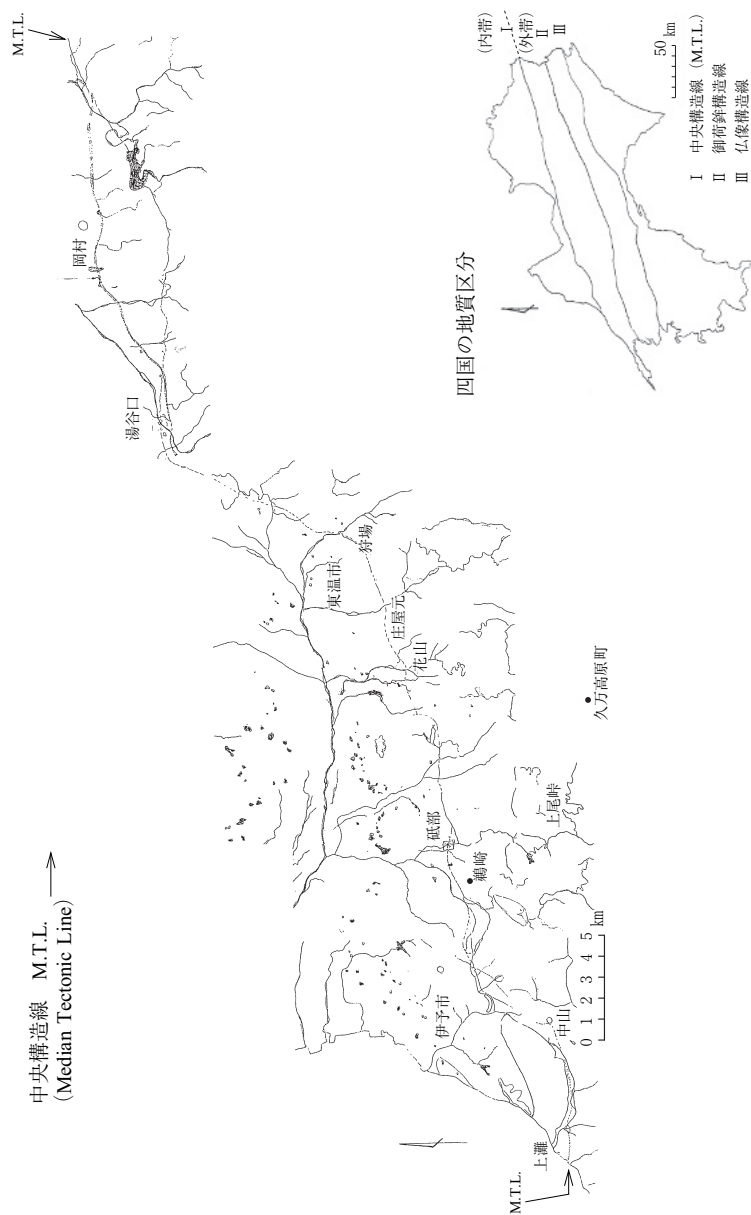
平成 20 年度松山大学教育研究助成をいただいた。フィールドでの地質調査は一人で行ったため学生とともに作業をしたのは埋谷図、水系図を作成するときのみにとどまってしまった。しかし、教育活動向上ということで授業の一部には取り入れられる資料も少しは作れたと思っている。まだまだ十分とは言えないが、その分は今後も続けていくということにして、とりあえずまとめてみたい。

愛媛県は変成岩分布面積では日本一ともいわれ、東西に長く帯状に三波川変成帯が続いている。この変成岩帯の北側が中央構造線の断層であり、和泉層群と接している。その中央構造線付近に分布している礫の種類などを調べることによって、その供給源を推定し中央構造線の活動との関連などについて考えてみた。

1 調 査 地 域

松山市の南方約 20 km の伊予市、そしてその南方の上灘から東方に向かい伊予市中山町、砥部町、久万高原町、それから北東方向へ向き、西条市湯谷口、岡村にかけての広い地域であるが時間的制約などもあり各地点ごと小範囲の露頭調査にとどまっている。

図1 位置図



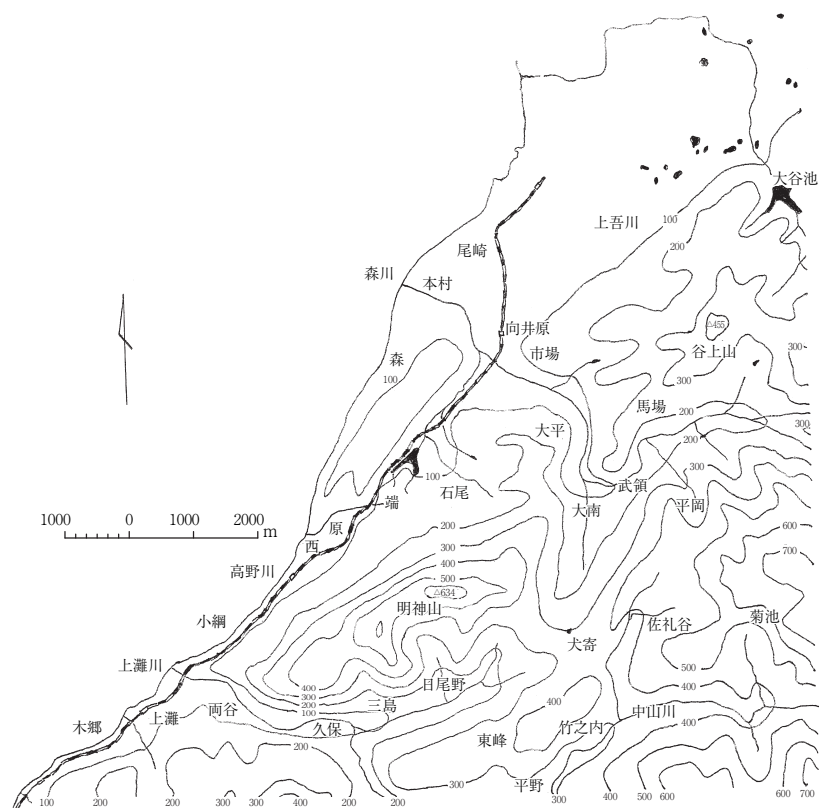
2 埋 谷 図

図2は地形を見やすくするために250 mまでの谷を埋める谷埋め図として作成した埋谷図である。

この図では高いのは明神山ぐらいである。小規模ではあるが谷上山も部分的に高くなっている。

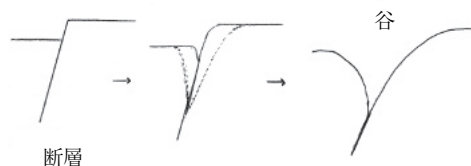
この山体のまわりは低地になっている。西より東に向けて上灘、久保、日尾

図2 埋谷図



野と続き、それが東方へ行くにつれて少しずつ高くなり犬寄へと続く。その後低地は北方向に向きを変え大南、武領へと続く低地がある。この低地付近に中央構造線が通っている。この断層ができたことにより破砕された部分が脆弱になり他の部分よりもはやく余分に浸食されたことにより、低くなり断層線谷となったと考えられる。この東方の埋谷図は本稿では省いているが、この断層は図1のように砥部町の天然記念物衝上断層へと続き東温市狩場付近で北東方向に向きを変え、湯谷口へと続き、再び東方へと続いている。

図3 断層線谷のでき方の一例

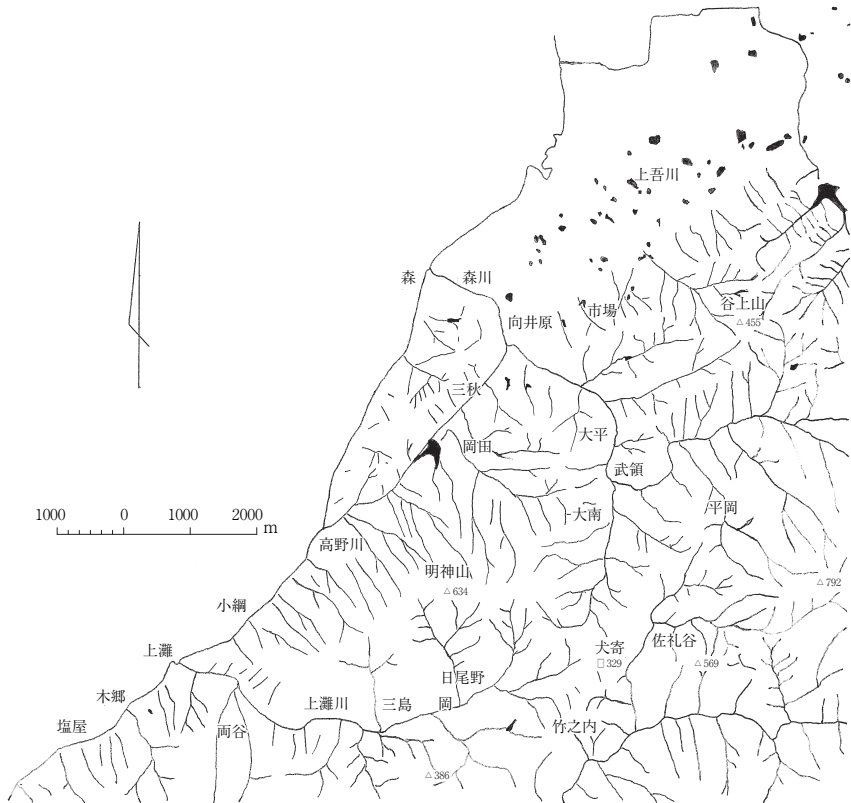


3 水 系 図

地形をより分かり易くするために、水系図を作成した。河川の源は山の斜面のわずかな窪みに始まり雨水がたまると流れができ小谷となる。そしていくつかの小谷が合わさって本谷となる。山地から平地に下るにつれて本谷は大きくなり、全体として枝分かれしたような水系を作るようになる。水系は山地を構成している岩石や地質構造、地層の走向・傾斜の違いなどに影響されやすい。図4で西部をみると、高野川から向井原、上吾川それから松山方向と北東方向に低地と大小多くの貯水池が直線状に分布している。これは何らかの地質構造によるものと推定できる。火山岩より成る明神山は放射水系となっているが、南面の方が少し浸食がすすんでいるようである。上灘川はこの明神山の南を犬寄、日尾野、三島、上灘へと周囲から水を集め西方向に流れている。また森川の支流の一つは犬寄にあり、北方の大南、大平そして北西の方向へ向きを変え、郡中の森の海岸へと流れている。

北部でやはり火山岩からなる谷上山は小規模ではあるが放射状水系となって

図4 水系図



いる。その他の地域では格子状水系にちかく、地形的に帯状構造をしている。またこの東方の水系図は省いているが、南北方向の流れが多く、それと直角方向で交わる形で東西方向の流れも見られる。このように格子状水系が見られることなどから、断層、褶曲など構造運動があったものと考えられる。

4 地質及び層序概説

四国では図1のように構造線が東西に延び帯状構造をしている。中央構造線は西南日本を北と南に分ける大断層帯であり、この北側を内帯、南側を外帯と

されている。外帯の最北部は三波川変成帯で結晶片岩を主とする変成岩類が分布している。内帯は領家変成帯であるが、四国においてはこの変成帯の上位に非変成の砂岩、頁岩を主とする和泉層群が堆積している。そのため地表付近では北側の和泉層群と南側の結晶片岩を主とする三波川変成岩類が断層で接している。この東西に長く続く断層が中央構造線である。

今回の調査範囲で碎屑岩では外帯において伊予市中山の犬寄峠付近に分布する結晶片岩礫より成る犬寄礫岩層（久万層群二名層に相当）、そのすぐ東に分布する平岡礫岩層（同）、そして砥部町で砂岩や頁岩の礫からなる鵜崎礫岩層（久万層群明神層）、そして久万高原町に分布し結晶片岩礫より成る二名層、そ

図5 地質図

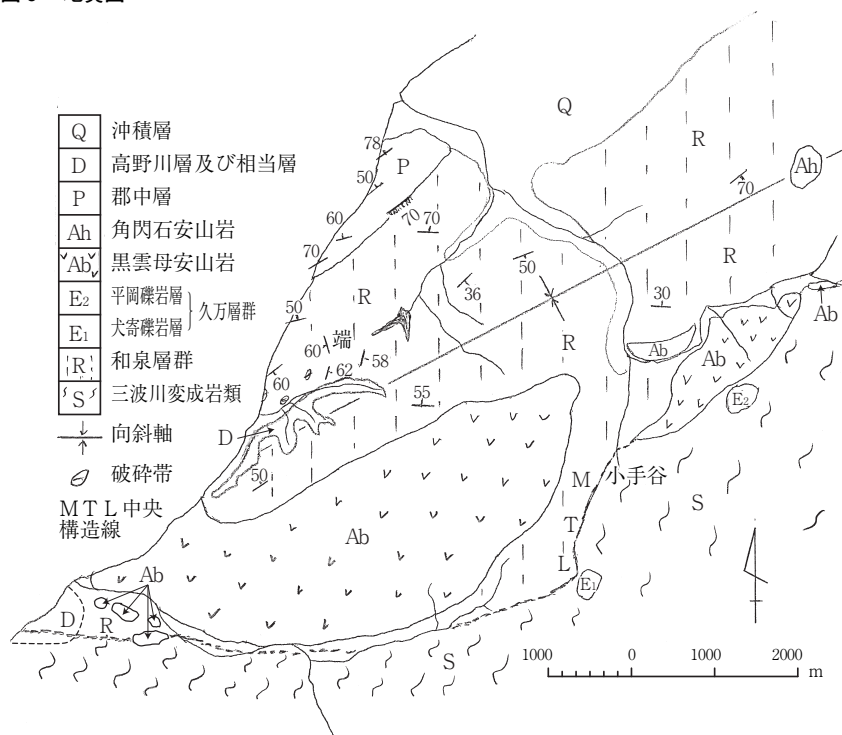


表 層序および柱状図

時 代				地層名		柱状図	備 考
新 生 代	第 四 紀	完 新 世	氾濫原堆積物			(1万年前)	
			崖錐堆積物				
		更 新 世	段丘堆積物			(100万年前)	
			高野川層				
	第 三 紀	鮮 新 世	岡村層 郡中層			新居浜時階 (200万年前) 礫層など 内帯外帯起源	
			中 新 世	石 鎚 層 群			火成岩類
		山 第 三 系			明神層 久万層群	二名層	
				古 第 三 紀			始 新 世
		中 生 代			白亜紀		
			ジュラ紀		三波川 変成岩類		(外帯) 結晶片岩類

の上位で砂岩，頁岩の礫からなる明神層が分布している。いずれも第三系で三波川変成岩類の上位に堆積している。

内帯においては和泉層群の上位で伊予市郡中森の海岸に分布する結晶片岩，砂岩，頁岩，流紋岩などの礫からなる郡中層，西条市岡村に分布する砂岩，頁岩の礫を主とする岡村層がある。また伊予市高野川付近には固結度の低い第四系の高野川層も分布している。

5 地 質 各 説

(1) 結晶片岩類

中央構造線に沿って南側（外帯）に分布している。緑泥片岩を主とし，緑簾片岩，石墨片岩，紅簾片岩，石英片岩等から成っている。これらの岩石は片理が著しく発達し微褶曲の見られるものもあり，変成時期は中生代白亜紀とされている。また，変成度は一般に愛媛県西部から東部に向かい高くなっている。

図6 結晶片岩に見られる微褶曲



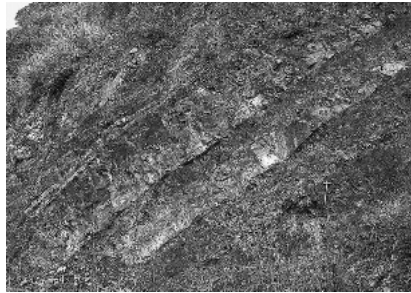
(2) 和泉層群

本層は中央構造線の断層で南側の結晶片岩類（外帯）と接して，その北側（内帯）に分布している。

一般に砂岩と頁岩が互層し，凝灰岩の薄層を挟んでいる。また二枚貝など化石も多く発見されており白亜紀の堆積物とされている。

図7 和泉層群の露頭

高野川の北方の海岸にて



(3) 石鎚山第三系

①久万層群（二名層，明神層）

久万高原町に分布する久万層群はNAGAI（1957）により，下部の二名層と上部の明神層に分けられている。両者の関係は整合としていたがその後の研究により，不整合関係にあると訂正している。しかし，甲藤・平（1979），松尾（1980），木原（1985）は不整合は確認できずとしている。二名層は結晶片岩に由来する礫から構成されていて，産出化石などから中期始新世とされている。また明神層は内帯の和泉層群起源の砂岩や頁岩の礫を中心に構成されている。時代は後期始新世とされているが植物化石の研究などからそれよりも新期の可能性があるとしている（松尾 1980）。成田ほか（1999）は久万層群を図8のように細かく区分している。

図8 層序区分図 成田耕一郎ほか（1999）より

Nagai(1957)			木原(1985)			成田ほか(1999)		
始新世	久万層群	明神層	始新世	久万層群	明神累層	中新世	久万層群	富重層
		二名層			二名累層			狩場層
					ひわだ峠細礫岩層			嵯峨山層
					狩場砂岩泥岩層			古岩屋層
					嵯峨山円礫岩層			
					下坂場峠礫岩層			
					古岩屋角礫岩層	始新世	ひわだ峠層	

今回は一部の露頭調査であり詳細ではないが三波川結晶片岩の礫から成るものを二名層、主に和泉層群に由来する礫から成るものを明神層として扱うことにする。

図9 ひわだ峠細礫岩層（二名層相当層）
久万高原町ひわだ峠林道にて



図10 富重礫岩砂岩層（明神層相当層）
久万高原町富重にて

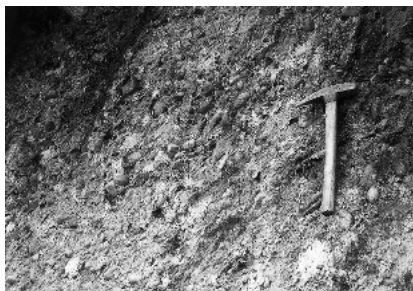


図11 同，拡大図 砂岩，頁岩の礫より成る



②犬寄礫岩層（二名層相当層）

伊予市中山町犬寄峠付近に基盤岩である北傾斜の結晶片岩の上に礫岩層が分布している。礫は全て結晶片岩から由来したものでほぼ水平に堆積している。礫の状態は角礫ないし亜角礫で、大きさは1 cm に満たないものから1 m を超えるものもある。分布状態は山の高い部分また低い部分と基盤岩の上にわずかず分布しており高度差は50 m を超える。

基盤岩は変動を受けているが、本礫岩層は水平に近く、堆積後の変動は受けていない。これらのことから考察すると、図12のように三波川帯が変動を受

けた後、地表で浸食され起伏がはげしくなってから海底に没しその上に本層が堆積したものと推定される。そしてその後の変動で再び地上に出てきたことになる。また北は中央構造線の断層で切られたような分布状態である。(図5)

図12 犬寄礫岩層

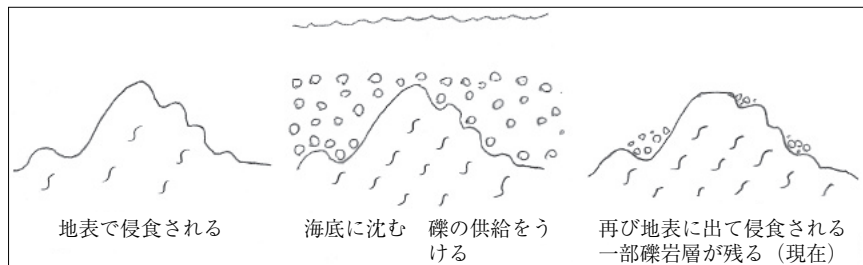


図13 犬寄平坦面



図14 結晶片岩礫よりなる犬寄礫岩層

犬寄にて



③平岡礫岩層（二名層相当層）

伊予市平岡にて犬寄礫岩層と同じような状態で分布している。やはり基盤岩である結晶片岩の上に不整合関係で結晶片岩の礫が乗っているが、犬寄峠ほど不整合面の起伏はないようである。比較的平坦な部分に堆積したものと考えられる。

図15 平岡平坦面



図16 基盤岩上に分布する礫岩層

平岡集落の南 200 m のところ



図17 平岡礫岩層

平岡集落の南部にて



④鵜崎礫岩層（久万層群明神層）

伊予郡砥部町の南西部に広く分布している。一部の調査であるが、砂岩、頁岩の礫から成り、そこへ安山岩が貫入し接触部はわずかに変質している。ま

図18 鵜崎礫岩層

鵜崎の峠にて

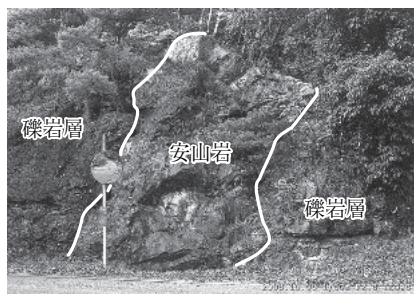


図19 安山岩の岩脈 峠の南5mのところ礫は砂岩、頁岩(花崗岩、チャートの礫を少々含む)



た、結晶片岩の礫は見られない。(図 18)

図20 礫岩層

峠より北へ1 km 下ったところ



図21 同，拡大したもの

砂岩，頁岩の礫より成る



⑤火山岩類

堀越（1957）は石鎚山付近で久万層群の上位にくる石鎚層群に火山岩類を報告している。今回の調査地域に分布している火山岩類もこれらに相当するものと考えられる。

・角閃石安山岩

谷上山頂を遠まきに囲んだ円状の内側に分布している。まわりの地形がなだらかなのに対して、山頂付近はかなり急な斜面になっている。

岩質は肉眼でもすぐわかる程の黒っぽい角閃石を含んでおり白い点紋も見られる。新鮮なものは青味をおびた灰色だが、風化するにつれて黄色が増し、たまねぎ状になりこまかい砂となっている部分もみられる。

・黒雲母安山岩

明神山の岩体をはじめ、中央構造線に沿って広く分布している。その他には規模は小さいが三波川変成岩類や和泉層群、久万層群やその相当層などに岩脈として方々で貫入している。これらは肉眼でみると灰白色ないし暗灰色または褐色で、かなり大きな黒雲母を含んでいる。また柱状節理が発達しており、明神山南斜面の山麓には石材として採石もされていた跡が残っている。

図22 節理

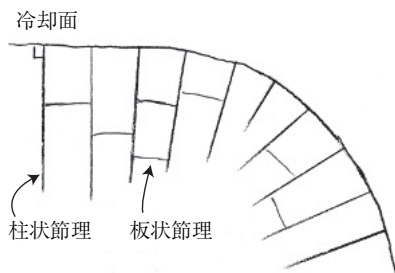


図23 安山岩の柱状節理

明神山南西部鉄橋の横にて



・変質安山岩

砥部衝上断層の南方約5kmの所に上尾峠(図1)がある。ここでは安山岩が地下で熱水作用を受けて柔らかくなったもので陶石とも呼ばれ、砥部焼の原料として採石されている。

図24 上尾峠砕石場



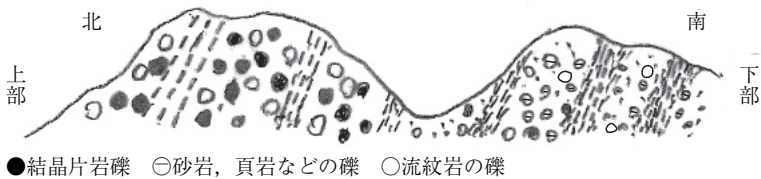
・その他火山岩類

明神山東部において小規模ではあるが黒雲母安山岩を貫く讃岐岩質安山岩や明神山北西方向で和泉層群に貫入している石英粗面岩なども見うけられる。

(4) 郡中層

本層は永井浩三(1957)が命名したもので伊予市郡中森の海岸沿いに約2kmにわたり分布し、礫層、砂層、シルト層、泥層などの互層から成っている。

図25 郡中層様式図



概してN60E, 55Nで単斜構造である。礫層を構成している礫の種類によって、その供給地を推定できる。礫の大きさは直径10 cm以下がほとんどで亜角礫～円礫である。一般に礫層が1 m 続くと次に幅50 cm ぐらいの泥層がくる。特に泥岩・シルト岩には炭質物が含まれておりメタセコイヤの埋木もみられる。

また、礫層は乱れていることが多いが分級の進んでいる層も見られ、それから判断すると逆転は考えられない。概して北部が上位で南部の方が下位ということになる。礫種の変化の大きい部分を境に下部と上部に分けることにする。本層の南部における和泉層群との境には断層粘土が分布している。表土に覆われ露出部分が少なく粘土質で、断層の走向傾斜は測定できなかった。ずっと以前のことではあるが本層の中央部の低地を東へ進むと和泉層群との境に断層が見られた。走向・傾斜はN35E, 70°Sであり逆断層ということになる。

下部は砂岩、頁岩の礫が優勢で他に流紋岩の礫を含む礫層、少々の花崗岩質岩やチャートの小礫をも含む礫層、そして泥層、砂層の互層などから成っている。なお結晶片岩の礫は見られない。上部よりも泥層、シルト層の部分が多い。上部に近づくにつれて、砂岩、頁岩などの礫は減り、それに代わって結晶片岩の礫が急増して上部へと移る。高橋・鹿島(1985)は、これまで黒雲母安山岩と記載されてきた礫を顕微鏡下では流理構造が見られ、高温石英の観察されるものもあるため流紋岩であるとした。筆者もこれにならい流紋岩として扱っている。

上部の礫の種類を見ると、ほとんどが結晶片岩の礫で構成され、少々流紋

岩の礫を含んでいる。結晶片岩の礫は外帯起源である。また流紋岩の礫を含むことから、郡中層堆積時には石鎚火山活動は終わっていたと言える。

その後の地殻変動により本層は傾斜し、和泉層群が逆断層でのし上がったことになる。八木・日山（1954）によって植物化石、淡水産の二枚貝の報告があ

図26 郡中層南部（下部）

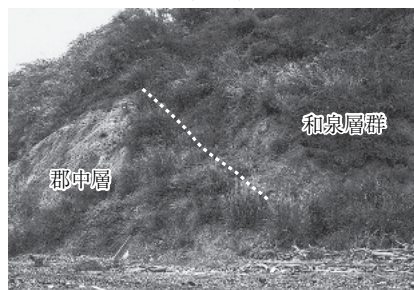


図27 シルト層と礫層（下部）

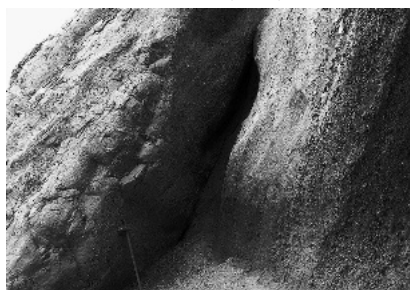


図28 内帯起原の礫と炭質物



図29 炭質物を含むシルト層



図30 礫層とシルト層との互層



図31 結晶片岩礫、白っぽいのは流紋岩

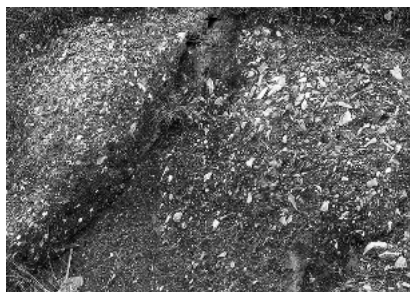


図32 外帯起原の結晶片岩礫優勢（上部）



り上部鮮新世の湖成層とされていたが，高橋・鹿島（1985）は他県の地層と対比し地質時代は後期鮮新世～前期更新世と考えている。

(5) 岡村層

郡中層相当層ということで一部調査したが砂岩や頁岩の礫から成り，内帯に分布していることから，礫の移動はあまりないと思われる。未調査の地域については次回に行いたい。

図33 岡村層



(6) 高野川層

現在は民家が建ち見えなくなっているが，以前 JR 高野川駅西方の県道沿いに礫層と礫層が不整合で接している露頭が見られた。上部層は安山岩の礫が主であり，頁岩の小さな礫が混ざっていた。安山岩礫は直径 2 cm から 20 cm の大きさで，砂岩礫は 1 cm から 15 cm である。形状は亜角礫である。決定的な

違いは上部層には結晶片岩の礫が少々含まれているが、下部層には含まれていないことであつた。

だがその他の露頭では上部層にも結晶片岩の礫をほとんど含んでいない場合も多く、露頭によっては上部下部の区別が困難な場合が多い。しかし、これらの高野川層が和泉層群の上に不整合で乗っている露頭は小規模ではあるが方々で見受けられた。

高橋和・永井浩三（1972）は高野川駅のすぐ西側の県道沿いの露頭の粘土層から資料を採集し、花粉分析の結果から後期洪積世初期の堆積物と推定している。最近では高橋ほか（1990a）、（1991b）などの研究がある。

図34 高野川層 (段丘堆積物)



6 地 質 構 造

(1) 結晶片岩類

計測数が少なくあまり正確ではない。走行は一定してないが、ほぼE-Wに近く北へ30°~50°傾斜している。部分的には南へ傾斜しているところもある。

(2) 和泉層群

JR 高野川駅から端、大平に向かって北東方向に向斜軸が考えられる。この軸の北側では走向N30~40Eで、南に40°~60°傾斜しており、南側ではN40~50Wで北に30°~40°傾斜している。(図5)

その他砥部町，久万高原町，西条市等でも一部測定したが，測定数が少ないため省く。

また，伊予市市場あたりから，高野川を結ぶ直線上の低地は断層によってできたと思われる。その根拠を挙げてみる。(図2，4，5参照)

- ① 小網の旧道トンネル付近や近くの海岸に断層角礫岩が分布している。安山岩でありハンマーでたたくとボロボロと小さく壊れる。(図35，36)
- ② 三秋，端付近では和泉層群の走向が定まらず地層が乱れ急傾斜を示す露頭が多い。(図5)
- ③ 和泉層群の向斜軸の北側で，この低地帯の西側の和泉層群の走向は似ているが傾斜は逆になっている所もある。(図5)
- ④ 高野川の北方海岸(図37)や端付近では黒くなった破碎帯がみられる。(図5)

図35 潜在節理の入った安山岩

小網トンネル北にて



図36 断層角礫岩状になった黒雲母安山岩

小網県道にて



図37 高野川北部の海岸に見られる破碎帯
(黒くなった部分)



- ⑤ 三秋に大池があり，その水は北東方向に流れているがその延長線上には小さな池が数多く分布している。これは人工的に作ったものと思うが地形的にも池になりやすかったものと思われる。(図4)
- ⑥ 地形から見ても山地と平地の境は直線状に北東方向に続き断層地形を示している。また南西部における直線的な海岸線も断層による可能性が高い。(図2) 以上のような理由で断層によってできたと考えられる。

今までも，地質図には推定断層あるいは伊予断層と記入されたものもあったが，柴田ほか(1989)が高野川でこの伊予断層の露頭を見だし，そこでは和泉層群の砂泥互層と砂礫層がN55°E，傾斜75~80°Eの正断層で接していることなどを報告した。

また郡中層と和泉層群との境が逆断層となっている。これは郡中層堆積後かなり大きな地殻変動があり，郡中層の上へ上部白亜系の和泉層群が乗り上げたことになる。この時期に伊予断層もできたのではないだろうか。

(3) 二名層及び相当層

基盤岩である結晶片岩類の上に不整合に乗りほぼ水平に近く，堆積後の変化はほとんど受けていないようである。

(4) 明神層及び相当層

ほぼ水平である。

(5) 郡中層

急傾斜の単斜構造をしている。走向はN50°E～60°Eで北へ45°～80°傾斜している。

(6) 高野川層及び相当層

ほぼ水平である。

7 中央構造線

中央構造線は西南日本を内帯と外帯に分ける構造線でナウマンの研究、命名に始まり現在まで多くの研究者により調査研究されてきた。小川琢治は内帯の花崗片麻岩類が外帯の結晶片岩類へ衝上し、さらに白亜系和泉層群におおわれることを指摘した。小林貞一はこの活動史として鹿塩時階、市ノ川時階、砥部時階、菖蒲谷時階の4つの段階に分け、和泉層群堆積前に始まり第四紀まで段階的に続いたとしている。

これらをもとに中央構造線近辺に堆積している各種礫岩層の礫の種類から供給源を推定し中央構造線の活動との関連などについて考えてみたい。

(1) 犬寄方面

今回の調査地域を西から東へたどってみると、上灘から東へのびる道路を南方向の小道へ入ると和泉層群中へ安山岩の小規模な貫入がみられる。(図38)

図38 両谷にて貫入している安山岩



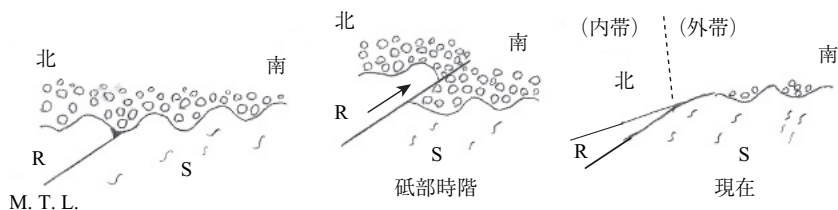
図39 中央構造線推定位置

(両谷の南方にて)



そこをより南に進むと向こうにセメントの関がみられるが、その付近は結晶片岩が分布している。よって関の手前に中央構造線が通っているはずだが、表土、草、木などにおおわれてははっきりしない（図39）。その西方延長は段丘堆積物におおわれ見えないまま海底に没しているようである。東方へは両谷を通り、上灘川上流付近を通り犬寄へと続いている。犬寄道にはもう30年も前ではあるが、黒くなった破碎帯や中央構造線の露頭があり3ヶ所で走向・傾斜を測定できたが、現在道路壁面はセメントで塗り固められており測定できなくなっている。当時の記録はN15E, 12°N, N35°E26N, N20°E30Nと低角度であった。犬寄礫岩層は中央構造線の南側にのみ分布している。犬寄礫岩層堆積後中央構造線が動き内帯に分布していた礫岩層はどこかへ運ばれわからなくなったものと思う（図40）。砥部衝上断層と同様に第三紀層に白亜系の和泉層群が断層で乗り上げたものと考えられる。

図40 犬寄礫岩層 砥部時階前後の模式断面図



小手谷に以前中央構造線の露頭があったので探したが現在はわからない。中央構造線の通っているだろう位置を北向きに下って行くと、安山岩が貫入しているかなり新鮮な露頭はあるが、このあたりから大きな安山岩体になっていてわからなくなっている。

図41 結晶片岩の露頭 (小手谷にて)



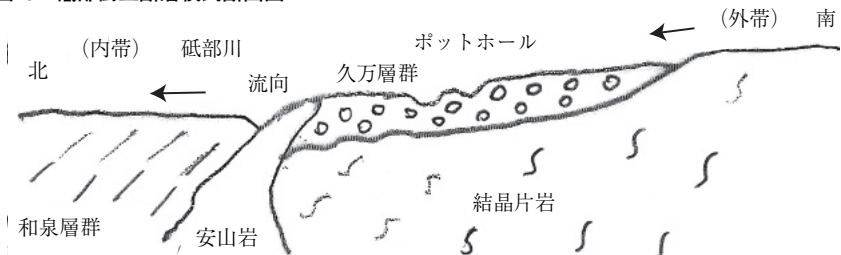
図42 中央構造線に貫入している安山岩 (小手谷にて)



(2) 砥部衝上断層

伊予郡砥部町を南から北へと流れ下る砥部川の河床に中央構造線が東西方向に続いている露頭があり、衝上断層となっている。

図43 砥部衝上断層模式断面図



白亜系の和泉層群が第三系の久万層群（明神層）の上へ乗り上げたものであるが接触面付近には安山岩が貫入している。これは石鎚山火山活動（1,500万年前）の際、脆弱となった断層の破碎部に貫入したと考えられている。また川床の久万層群には多くの小断層があり食いちがい礫がみられる。かなり固結したところへ大きな圧力がかかったものと思われる。また大きなポットホールも見られ、現在とは違いかなり流れの速い時代があったことを物語っている。この中央構造線の断層はこれから東へつづきその後東温市狩場付近で北東方向に向きをかえ、西条市丹原町湯谷口へとつづく。

図44 ポットホールの出来方

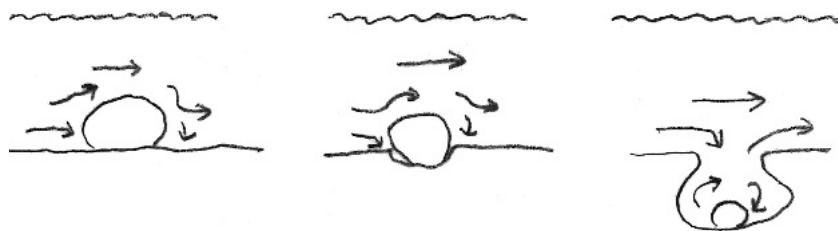


図45 中央構造線 (M. T. L.)

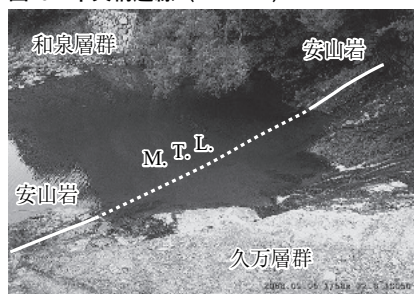
図46 久万層群と安山岩の接触部 (M. T. L.)
N70E, 60N

図47 くいちがい礫



図48 ポットホール



図49 ポットホール



図50 上流側基盤である結晶片岩と礫岩層の境



(3) 湯谷口衝上断層

西条市湯谷口に南西から北東へ向かい流れ下る中山川の河床に東西方向に中央構造線の断層が通っている。ここでも断層で脆弱になった部分に安山岩が貫入している。湯谷口では第三紀の堆積物も見られず中央構造線の露頭のみから判断すると正断層と思える。しかし、永井・近藤(1964), 高橋(1981)は西条市市之川では和泉層群が三波川帯に分布する久万層群相当層に衝上しているとしている。このことや砥部, 犬寄など他の露頭との関連から湯谷口の断層も衝上断層と考えられている。

図51 湯谷口衝上断層模式断面図

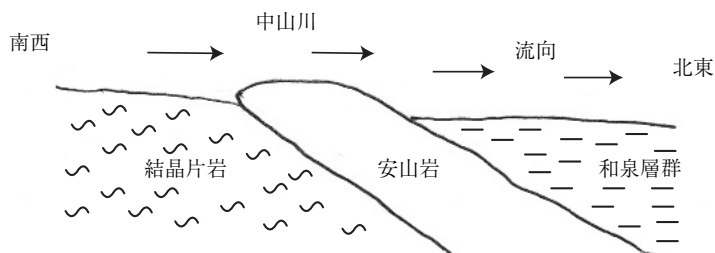


図52 西条市丹原町湯谷口

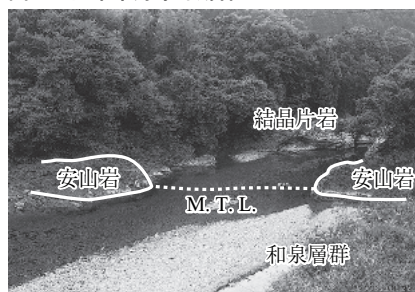


図53 中山川左岸にみられる貫入岩体

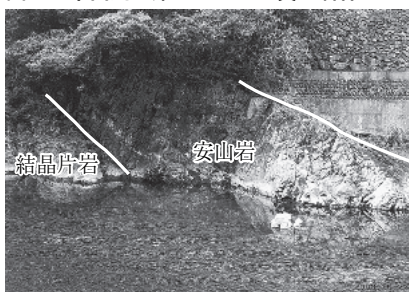
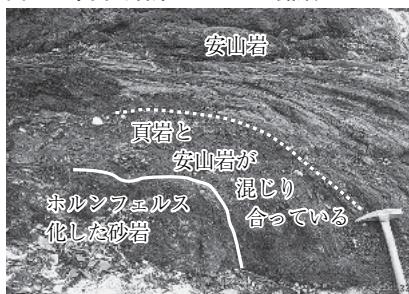


図54 右岸 中央構造線 N50W, 40N



図55 中山川右岸にみられる露頭



8 礫層と中央構造線の活動との関連について

中央構造線付近に分布する主な礫岩層及び礫層は古い順にあげると外帯起源(結晶片岩)の礫より成る二名層とその相当層, 内帯起源(砂岩, 頁岩, 花崗岩質岩, チャート, ホルンフェルスなど)の礫より成る明神層とその相当層そして内帯, 外帯, 両起源(結晶片岩, 砂岩, 頁岩, 流紋岩, 花崗岩など)の礫より成る郡中層, その他更新世の堆積物(内帯, 外帯の起源)から成る高野川層及びその相当層である。これに小村貞一による中央構造線の活動の時階と関連して考えてみたい。

地下で三波川変成岩類（外帯）と領家変成岩（内帯）が接するようになった地殻変動があり、中央構造線が形成されたのが鹿塩時階である。その後海進があり中央構造線付近に海水が浸入し、浅海ができ、まわりから土、砂、礫などの供給を受け和泉層群が堆積した。

四国では和泉層群に覆われて中央構造線は隠れ、領家変成岩と三波川変成岩の関係を示す露頭は見られない。また和泉層群は砂岩、頁岩などで構成され結晶片岩はみられない。当時の中央構造線付近の地表は一部において花崗岩やホルンフェルスなどが露出していたとしても、その大部分は砂岩や頁岩などの堆積岩でしめられていたと思われる。

白亜紀末に市ノ川時階の活動があり正断層で内帯が下がり外帯が上昇した。外帯にあった堆積物は地表からだんだんと浸食され礫となり内帯へ運ばれた。ますます外帯が上昇するにつれ上位にあった堆積岩は浸食され続け内帯へ移動し、外帯の地下深くにある結晶片岩など変成岩が地表に現れ和泉層群と結晶片岩類とが接するようになった。

そして地表は浸食された後、中央構造線付近が沈降し海進があり、二名層が堆積する。概して外帯には結晶片岩の礫、内帯には砂岩、頁岩などの礫が堆積し、内帯においてもその上位には一部結晶片岩礫も堆積していたのかもしれない。（当時まだ海の南の方、外帯が高かったのかもしれない。）

今度はその内帯が上昇し、内帯から外帯へ礫の移動がおこる。

木原（1985）によると久万層群二名累層の結晶片岩起源の大礫が主体の古岩屋角礫岩層とその上位で砂岩礫、花崗岩礫を主とする嵯峨山円礫岩層において一部に見られるインプリケーションの露頭で礫の偏平面の走向、傾斜を測定し、古流向の復元をしている。それによると全体として北から南へ、特に北北西から南南東が優勢とのことである。そうであれば久万層群二名層相当層堆積時あるいは堆積後にも内帯から外帯への流れがあったことになる。

内帯にも移動して来ていたであろう結晶片岩は外帯へ移動し、ますます内帯が高くなり、内帯にある和泉層群から砂岩、頁岩などの礫が外帯の結晶片岩礫

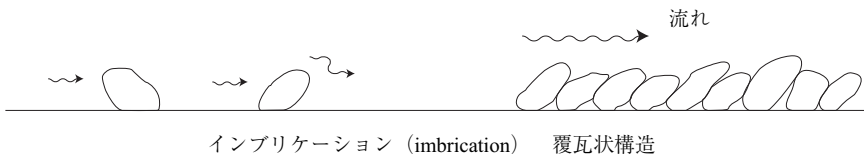
から成る二名層の上位へと移動して堆積して明神層となったと考えられる。二名層が堆積していないところには直接基盤岩（結晶片岩）の上へ堆積することになる。

現在まで久万層群は多くの研究者によって研究されており，堆積環境の変化などについても報告されている。

ますます高くなった内帯は上昇と同時に南への圧力も強くなりついに中央構造線が動き，明神層の上へ和泉層群が逆断層でのり上がる衝上断層ができた。これが砥部時階の活動である。犬寄，砥部，湯谷口，市之川と続く大変動である。

その後石鎚火山活動が起こり中央構造線付近にも火山岩の貫入があった。

図56 礫の並び方



むすびにかえて

郡中層は北傾斜の単斜構造である。下部は砂岩，頁岩他に流紋岩，少量のチャートや花崗岩質な礫からできている。内帯起源の礫がほとんどである。そしてだんだんと上部へ来るにしたがって内帯起源の礫は減り外帯起源の結晶片岩の礫が急増する。これらのことから解釈すると郡中層堆積時内帯が高くなっており内帯起源の礫の供給を受け，その後外帯が高くなり，外帯から結晶片岩礫の供給を受けたと言える。

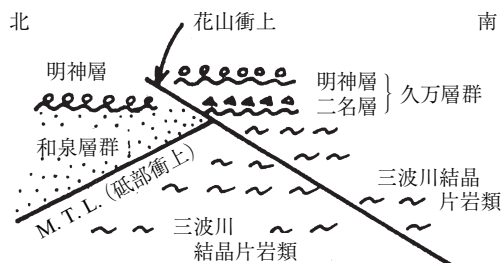
高橋・鹿島（1985）は郡中層堆積時においてその構成礫種が，和泉層群由来の砂岩や石鎚層群の流紋岩，領家花崗岩類といったものから，これらに加え三波川帯からもたらされた結晶片岩類が混入するようになるという変化は，碎屑物供給地が内帯側から外帯側をも含むように広がったことを示しているとして

いる。また、これまで黒雲母安山岩として記載されてきた礫は流紋岩であり、郡中層分布地の東方 16 km 付近で流紋岩が分布している中央構造線付近（松山市窪野町付近）からもたらされたものが多いと考えている。そして郡中層に混在する結晶片岩類は松山市南方では久万層群や石鎚層群におおわれ露出しておらず、郡中層分布地域の南方以西には露出していることや礫の大きさや円磨度から考えて、郡中層分布地南方からもたらされたものと推定している。

筆者は裏付けがとれている訳ではないが流路はあまり変わらず、南の外帯から礫の供給を受けた可能性について考えてみた。

外帯は基盤岩が結晶片岩類であり、その上位には結晶片岩礫から成る二名層が堆積し、その後堆積環境はいろいろ変化したようである。しかし、木原（1985）が二名層を構成する礫岩の調査から概して北から南への流れがあったと報告していることを基本として考えれば内帯がますます高くなり今度は露出した和泉層群が浸食され砂岩などの礫が外帯の二名層の上に堆積することになる。その後、中央構造線の低部時階の活動があったが、外帯には外帯起源の礫の上に内帯起源の礫が堆積することになる。その後内帯が下がり外帯が上昇した。また、高橋（1984）の言う花山衝上（図 57）が低部時階後に起きても外帯の方が高いには違いなく、外帯で上位に堆積していた岩石から順番に浸食を受け最後に基盤が露出し結晶片岩が礫となり低くなっている内帯へ運ばれると考えてもよい。このように、外帯にあった内帯起源の砂岩や頁岩などの礫

図 57 花山衝上の模式断面図 高橋（1984）より



が運ばれ堆積し郡中層下部となり、次いで砂岩や頁岩の下にあった結晶片岩の礫が運ばれ、そして露出した基盤岩である結晶片岩類が浸食され運ばれ、先に堆積していた砂岩や頁岩の上に堆積したとも考えられる。

郡中層堆積時には石鎚火山活動は終わっており、地表には黒雲母安山岩をはじめ、角閃石安山岩、讃岐岩質安山岩など多くの火山岩類が露出しているはずである。しかし郡中層にこれらの岩石は含まれていない。このことから安山岩分布地には礫の移動路はないことになり、流路は限定される。また郡中層の上部で結晶片岩礫が優勢な部分においても流紋岩礫が混在している。これらのことから推定すると、流路はあまり変化せず流紋岩が分布している松山市窪野町付近から郡中へと川は流れ、その支流のみがより南の外帯へと移動したのではないだろうか。外帯の上昇が考えられる。ただこの場合にも別な問題がでてくる。地質図を見ると窪野町付近の外帯には明神層が広く分布している。しかしこの礫岩層は散在している可能性もあり、実際にどのくらいの面積に基盤岩の結晶片岩が露出しているのか詳しく調査をしてみる必要がある。今後の課題としたい。

文 献

- 堀越和衛, 1957, 四国石鎚山付近の地質, 愛媛大紀要, 大Ⅱ部, 127-137
- 堀越和衛, 1964, 四国西部における中央構造線に沿う地帯に分布する火山岩類について, 愛媛大紀要, 第Ⅱ部, 7-16
- 甲藤次郎, 平 朝彦, 1979, 久万層群の新観察, 地質ニュース, No 293, 12-21
- 木原茂樹, 1985, 愛媛県中央部, 久万町周辺の始新統久万層群の層序と堆積環境, シンポジウム “スランブ” の形成とテクトニクス論文集, 133-144
- 松尾秀邦, 1980, 石鎚山系, 瓶ヶ森林道における各野川越植物群について, 四万十帯の地質学と古生物学—甲藤次郎教授還暦記念論文集一, 49-56
- Nagai, K, 1957, the upper eocene flora of the kuma group, in the ishizuchi range, shikoku, japan, mem. chime univ, sect. II, 2, 73-82
- 永井浩三・近藤松一, 1969, 市ノ川の西南日本中央構造線, 愛媛大学紀要, 第Ⅱ部 (自然科学) D-V-1 1-5
- 永井浩三, 1970, 四国西部犬寄峠付近の中央構造線, 愛媛大紀要, 自然科学, D, 6, 73-79

- 永井浩三, 1972, 四国, 始新統久万層群, 愛媛大紀要, 自然科学, D, 7, 1-7
- 高橋治郎, 1972, 東予の西南日本中央構造線, 愛媛の地学, 堀越和衛先生還暦記念号, 106-107
- 高橋治郎, 1983, 愛媛県における中央構造線にまつわる諸問題, 愛媛の地学, 宮久三千年先生追悼記念号, 119-127
- 高橋治郎, 1986, 愛媛県松山市周辺地域の“中央構造線”愛媛大教育学部紀要, III, 6, 1-44
- 高橋治郎・鹿島愛彦, 1985, 愛媛県伊予市森の海岸に分布する郡中層について, 愛媛大教育学部紀要, III, 5, 19-29
- 高橋治郎, 鹿島愛彦, 高橋 和, 白石邦幸, 1991 a, 愛媛県松山市東方, 温泉郡川内町の礫層を切る衝上断層, 愛媛大教育学部紀要, III, 11, 13-21
- 高橋治郎, 満塩大洗, 鹿島愛彦, 1990a, 愛媛県中予地方高野川付近の第四系, 愛媛大教育学部紀要, III, 10, 31-42
- 高橋治郎, 大石幸治, 増田 信, 1984, 愛媛県松山市南東にある中央構造線を切る花山衝上断層について, 愛媛大教育学部紀要, III, 4, 23-30
- 高橋治郎, 山崎哲司, 横田佳憲, 川西 潤, 井上宗弥, 1991 b, 愛媛県伊予市および伊予市双海町付近の地質, 愛媛大教育学部紀要, III, 4, 23-30
- 高橋治郎, 山崎哲司, 1991, 愛媛県中・東予地方の中央構造線と和泉層群, 日本地質学会第98回学術大会見学旅行案内書, 127-137
- 高橋治郎, 1992, 愛媛県域の中央構造線の活動史, 地質学論集第40号 99-112
- 高橋 和, 1962, 愛媛県小松町付近の第三紀層についての一考察, 地学研究, 10, 156-159
- 高橋 和・永井浩三, 1972, 愛媛県西北部の洪積世高野川層, 愛媛大学紀要, 自然科学, D, v, 7, no.1, p.13-16
- 八木繁一, 日山克明, 1954, 伊予の扶桑木について, 地学研究, 6, 311-314
- 成田耕一郎, 山路 敦, 田上高広, 栗田裕司, 小布施明子, 松岡数充, 1999, 四国の第三系久万層群の堆積年代とその意義, 地質学雑誌, 105 巻4号, 305-308
- 鹿島愛彦, 1998, 久万層群はどこまで解明されたか—その研究略史と諸問題, 愛媛地学調査研究会, 愛媛の地学研究2, 2, 68-74
- 小林貞一, 1950, 日本地方地質誌 四国地方 (増補版, 1962), 朝倉書店
- 桃井 齊, 鹿島愛彦, 高橋治郎, 1991, 愛媛県地質図 (20 万分の1) 第4版, トモエヤ商事
- 松山地学会, 1995, 松山市付近の地質図 (5 万分の1), トモエヤ商事
- 柴田 賢, 中島 隆, 寒川 旭, 内海 茂, 青山秀喜, 1989, 四国における中央構造線の断層ガウジの K-Ar 年代, 地質調査所月報, 40 巻12号, 661-671