

高知県大杉付近の地質構造—四国地方における 後期中生代の地殻変動 第4報—

Geologic Structure of the Osugi District, Kochi Prefecture, Shikoku, Japan—Late Mesozoic crustal movements in Shikoku, Outer Zone of Southwest Japan. Part 4—

河合正虎

はじめに

筆者は約10年間にわたり高知県下で西南日本外帯の地質構造の解明に従事し その概要を把握することができた(河合1975a 1975b). その間に三波川帯の大歩危砂岩層が逆転し(河合 1970 P.55-56) 三波川南縁部とその非変成部に当る秩父帯北縁部の古生界が全体として逆転していることを知った(河合 1975b). それに対して いわゆる御荷鉢緑色岩類のうち集塊岩—凝灰角礫岩は逆転しなくて 全体として正常位にあること(河合 1970 P.60-61)を知った. したがって 三波川帯と秩父帯との古生界は一連の地層であって 変成度に差があるにすぎないが 御荷鉢帯の地層は さきの古生界とは異なる地質系統に属するものと考えた.

これらのことを確認する目的をもって 昭和49年3月大豊町西部から本山町南東部において地質の研究に従事した. 野外における調査日数は約10日にすぎないので 一部では精度が劣っている. 本研究に際して 岩石の鑑定は元技官広川治氏の援助をうけ 薄片の作成は大野正一技官をわづらわせた. 付記して謝意を表す.

I. 地形

本地域は四国のほぼ中央部に位置する. 北端部を西から東北東に向って 吉野川が流下し 支流の穴内川は南から北流して 域外北東方で吉野川に注ぐ. 第1図は本地域の位置図である.

吉野川から北側の山地は三波川帯主部に特有の急峻な地形を呈し 域内北縁部は高度が減少するが なお三波川帯の性格および部分的には諸所に絶壁や断崖がみられる. 地域の南縁部は秩父帯の北縁に当り 三波川帯の主部の地域には劣るが なお急峻な山地からなる. 三波川帯および秩父帯の急峻な山地には石英片岩およびチャートが分布する.

三波川帯と秩父帯の間には丘陵状の山地がWSW—ENEの方向にのび 域内での幅は2-3kmである. これがいわゆる御荷鉢帯または御荷鉢構造帯とよばれる地域である.

本地帯にはいわゆる棚田の発達が顕著で その間に諸所に冠状または摺鉢状の突起部がある. 棚田は地すべり地形で 緩慢な地すべりによって平坦地が作られ ここに水田がつけられたものであって 大豊層群分布地域

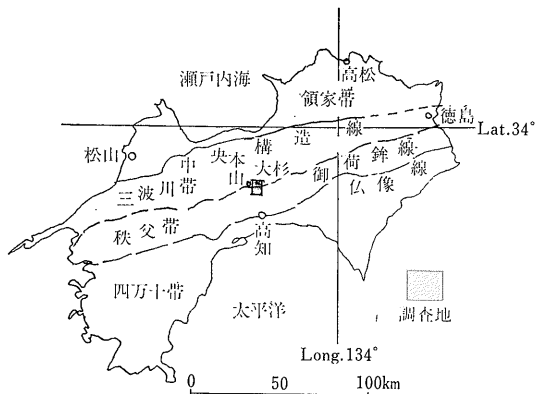
を主とし 一部に三波川帯の破砕帯にもみられる. 写真1に御荷鉢帯の棚田を示す. 小規模な突起部には塩基性ないし超塩基性岩類が散在するが 冠状の山地には比較的規模が大きい塩基性岩を主体とした岩石が分布する.

域外北東方から国鉄土讃線が高松から吉野川にそってさかのぼり 域外で穴内川にそって南下し 高須をへて南方の高知に向う. ほぼこれと並行して国道32号線が通じ 高知—高松間および高知—高須—本山間にバスの便がある.

II. 地質

本地域の地質図および断面図を第2図に示す.

御荷鉢帯の北側には三波川帯の結晶片岩類 南側には秩父帯の古生界が分布し 御荷鉢帯プロパーの大豊層群とは共に衝上断層で境される. かつて三波川帯の結晶片岩類は三波川統(系) 御荷鉢帯の岩石は御荷鉢統(系)とよばれ 秩父帯の古生界との間は何れも不整合関係あるいは整合関係 または一部が不整合で他は整合とする見方があった. 藤本(1939)は三波川および御荷鉢両帯の変成岩は一連のものと考え 両帯のものを併せて長瀨系とよぶことを提称した. 小島(1950)は御荷鉢系は塩基性—超塩基性の貫入岩体を伴う擾乱帯で特徴づけられることを指摘し この構造帯を御荷鉢構造帯とよび 貫入岩体を含めて御荷鉢帯 貫入岩体を御荷鉢緑色岩類と名付けた. 藤本(1939)は関東山地で御荷鉢帯の南側に大霧山衝上とよぶ断層を認め 小島(1950)は



第1図 位置図

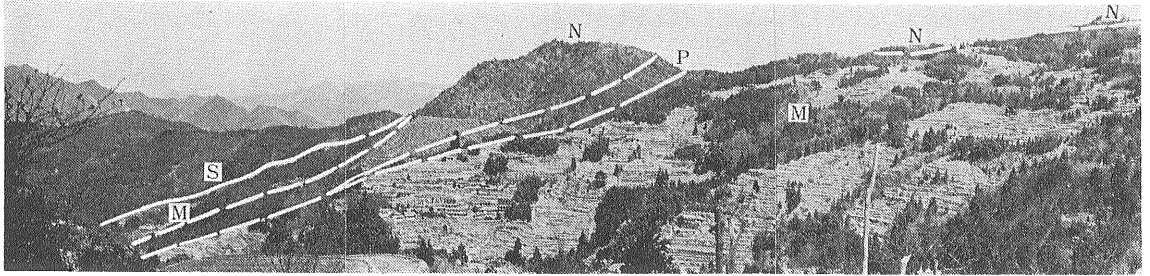


写真1 御荷鉢帯の棚田 (古田南部から北東に向う)
 N: 中村大王複合岩類 P: 梅ノ本橄欖岩 S: 三波川帯 M: 御荷鉢プロパー (大豊層群)
 御荷鉢帯には棚田が発達する。中央左寄りの部落は極代

四国において御荷鉢の北側に衝上断層が存在し 清水構造帯とよぶ破碎帯で示されるとのべた。

鈴木堯士 (1964) は本地域の東半部の地質研究から御荷鉢帯の地層は古生界の背斜部に当り 北側の結晶片岩と南側の非変成古生界とは背斜の両翼を構成するとみなした。

筆者はこれまで古生界を岩相によって区分し 海底火山の噴出物である輝緑凝灰岩とそれに密接に伴うチャートおよび石灰岩の何れか またはそれらの組合はさったものを主体とする地層を 秋吉台を標式地として秋吉相とし 陸域から供給された砂岩および粘板岩を主体とする堆積岩を秋吉台東方の大田を標式地として大田相とした(河合 1973 1975 b)。さらに秋吉相のチャートを主とするものを域外の高知の西方で鎌井田層 輝緑凝灰岩を楠神層 石灰岩にとむものを土佐山層 大田相に当るものは波川層とよんだ(河合 1973 1975 b)。本地

域では土佐山層の相当層は存在しない。

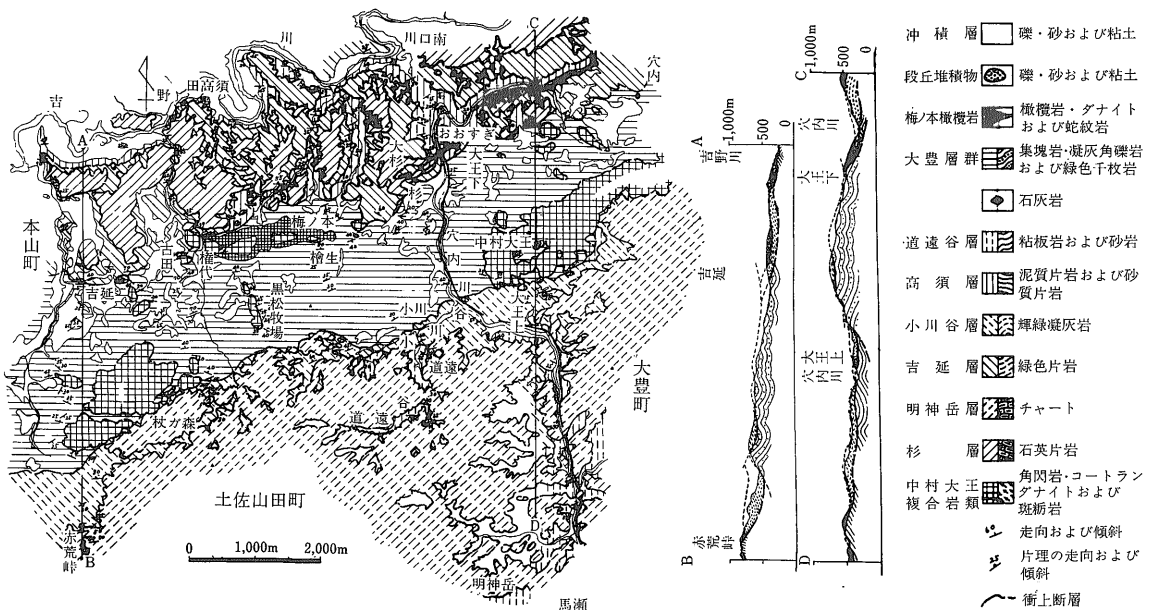
本地域の地質系統は中村大王複合岩類 秋吉相および大田相の古生界 御荷鉢プロパーの大豊層群 梅ノ本橄欖岩および新生界に区分される。

A 中村大王複合岩類

御荷鉢帯にはこれまで貫入岩とみられた種々の塩基性-超塩基性岩類がある。これらのうちから橄欖岩-蛇紋岩を除いたものを中村大王複合岩類として一括する。

本複合岩類は主として大豊層群の上 一部は三波川帯および秩父帯の古生界の上に衝上関係でのっている。

本地域では秩父帯の北縁にそって広く分布するほか 三波川の南縁にそっても諸所に見出され また 時には御荷鉢プロパーの大豊層群分布地域の中軸部に現われる。本岩類は御荷鉢構造線-御荷鉢帯の南縁 また時には北縁の断層-に沿って貫入した (小島 1950 小島ほか



第2図 高知県大杉付近の地質図および地質断面図

1960-61)とされ 中部地方などでも同様に考えられ(石井 1928 飯塚 1929)あるいは御荷鉢の擾乱帯(shear zone)にそった侵入岩(沢村 1958)などの見方がなされた。最近では地向斜生成の初期に海底の割れ目から噴出したと見做されている(鈴木 1972 岩崎 1969ほか)。

筆者はこれらに対して 写真1などに見られるように御荷鉢帯とその近くで冠状または摺鉢状突起を構成する山地に分布し 大王上で見られるように地窓や半窓から大豊層群や他の古生界が現われ 大王下や梅ノ本などでみられるように 複合岩類の周囲を橄欖岩一蛇紋岩が鈎巻状にふち取ることなどから下位の地層と衝上関係で接すると考える。したがって構造上に最上位を占める本複合岩類は時代的にみて 下位の地層よりも古く 域外南方の伊野地域にみられる いわゆる黒瀬川構造帯の横倉複合岩類(河合 1973 1975b)に類似すると考える。

本岩類は一般に黒色ないし帯暗緑灰黒色 時に灰緑色を呈し 塊状で緻密な 塩基性ないし超塩基性の種々の岩石からなる。一般に中一粗粒の変斑礫岩 細粒の変輝緑岩を主体とするが 場所によっては角閃岩などもある。筆著は大王下からコートラングライト 梅ノ本から角閃岩 黒松牧場から圧砕された角閃石斑礫岩および輝岩 吉延から輝石斑礫岩を認めた。一般に山嶺部に分布することと露出が必ずしもよくないので これらの岩石相互の関係が把握しがたいこともあって分帯できなかった。古田東部では三波川帯の吉延層の上のり 大王上では秩父帯の小川谷層に衝上するほか 一部では杉層および明神岳層にも衝上する。小島(1950)によると馬瀬北方のチャート(明神岳層)の分布地域内にも斑礫岩があるといわれる。産地は不明ながら多分大王上よりも南方で見出されるのであろう。

調査日数が不足のために桧生南部などは大豊層群として塗色したが 特有の地形が認められるので 複合岩類が存在する可能性がある。

B 古生界

三波川帯の結晶片岩類と秩父帯の古生界とは一連の地層である(鈴木堯士 1964ほか; 河合 1975b)。鈴木(1964 1967)は本地域の地質構造は大背斜部から御荷鉢帯の地層が現われ 三波川帯は背斜の北翼 秩父帯は背斜の南翼と見做し 三波川帯の南限に断層があるとしている。

筆者は域外高知の西方で三波川南縁部から秩父帯にあ

たる古生界はチャートを原岩とする鎌井田層 輝緑凝灰岩からなる楠神層 粘板岩砂岩層の波川層を区分し(河合 1973 1975b) また南に接する繁藤地域で鎌井田相当層を明神岳層 楠神相当層を戸手野層 波川層に当るものを明神谷層として区分した(河合 1975a)。

ここでは便宜上 三波川帯と秩父帯とに分けてのべる。

1. 三波川帯

三波川帯の結晶片岩類は原岩によって 杉 吉延および高須の3層に区分される。

杉 層

本層はチャートの変成相である石英片岩を主体とする。下位の吉延層および高須層の構造上の上位を占め 一部では大豊層群にも衝上するが 古田の東部では中村大王複合岩類によって衝上される。

岩石は一般に淡灰色ないし灰色を呈し 片理は明瞭である。岩石は一般に堅硬なので 急峻な山地をつくることが多いが 部分的には泥質または凝灰質の部分も挟まれ 吉延付近では丘陵状の山地で見られる。三波川帯で 他の2層の上位にあるので 山嶺部に分布することが多く 山麓部には露出が少ない。本層は化石を産出しないので時代は明瞭ではないが 西南西の伊野地域における鎌井田層こしががだいの小式台部層の延長部とみられる(河合 1975b)ので 上部石炭ないし中部二疊系と思われる。

吉 延 層

輝緑凝灰岩から変成された緑色片岩からなり 片状石灰岩の薄層をはさむ。

本層は中村大王複合岩類および杉層によって衝上されるが 高須層および大豊層群に衝上する。

本層は伊野地域の楠神層(南越部層または思地部層)(河合 1975b)の延長部と思われる。したがって上部石炭-中部二疊系に当るであろう。

岩石は淡緑色ないし暗緑色を呈し 片理は明瞭である。本層の分布は山地の中腹部の斜面に広く露出し 溪谷部では狭い。

高 須 層

本層は粘板岩砂岩層から変成された泥質片岩 砂質片岩からなる。薄い石灰岩レンズをはさむ。泥質片岩は一般に黒色ないし暗灰色を呈し しばしば小褶曲をくり返し また衝上性の小亀裂にとむ。写真2に泥質片岩の露頭を示す。砂質片岩は灰白色ないし灰色を呈し岩石は堅硬で 細-中粒のものが多く 泥質片岩に比

較すると片理はやや劣る。 泥質片岩はかなり軟弱なものが多く細片に剝離し易いの比して 砂質片岩は一般に細片化することが少ない。

本層は杉層および吉延層によって衝上され また大豊層群に衝上する。 三波川帯では 本層は他の2層の構造的最低位を占めるので峡谷部に露出する。 域外西南西の伊野地域の波川層（吾北部層）の延長部に相当するので その主体は中部ないし上部二疊系であろう（河合 1975 b）。

2. 秩父帯

本地域は南方の繁藤地域に連り 秩父帯の岩石は繁藤地域のものと同様である。 河合（1975 a）は繁藤地域の古生界を明神岳 戸手野および明神谷の3層に区分したが ここでは明神岳 小川谷および道遠谷の3層に区分する。

明神岳層

本層は板状のチャートを主体とし 珪質粘板岩を伴う。チャートは一般に灰白色ないし灰色 または白色を呈し淡紅ないし淡赤褐色または淡緑色の部分や時には暗灰色を呈することもある。 層理は一般に明瞭であるが まれに塊状で層理が不明瞭のことや層内褶曲で激しく擾乱されることもある。 珪質粘板岩は泥質または輝緑凝灰質物を含む不純なチャートで 板状のチャートと薄い互層をしている。 道遠には薄い淡赤褐色の赤鉄鉱を含むチャートが2層認められる。

本層は中村大王複合岩類によって衝上され 小川谷道遠谷両層と大豊層群に衝上する。 本層は南部では片理が不明瞭であるが 北に向うにつれて 次第に片理が明瞭となり 大豊層群に近い部分では千枚岩質となる。

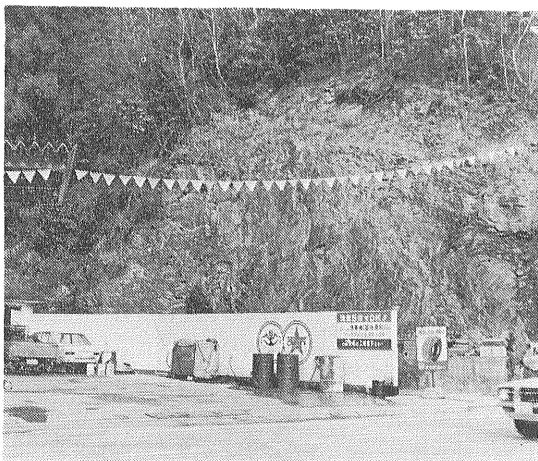


写真2 高須層の泥質片岩

高須のガソリンスタンド横にみられる泥質（石墨）片岩 ここでは北に傾く転倒小背斜がみられる。 少し北の道路ぎはでは激しく擾乱してい

本層は構造的に小川谷および道遠谷両層の上にあるので 山嶺部に広く現われる。

本層は域外伊野地域の鎌井田層（代次部層）の相当層で 上部石炭ないし中部二疊系と思われる（河合 1973 1975 a 1975 b）。

小川谷層

南方域外の戸手野層に相当する。 第2図にみられるように大豊層群の南側にそって WSW—ENE にのびている。

本層は輝緑凝灰岩を主体とし 片理は明瞭である。北部では緑色千枚岩となっている。

本層は中村大王複合岩類および明神岳層によって衝上され 道遠谷層および大豊層群に衝上する。 そのため明神岳層の地窓や半窓から露出し 山地の中腹部に分布することが多い。 河合（1975 b）の伊野地域の楠神層（檜ヶ峠—思地部層）に相当し 下部—中部二疊系を主体とするであろう。

道遠谷層

南方域外の明神谷層に相当する。 本層は明神岳および小川谷両層によって衝上される。 中村大王複合岩類および大豊層群との関係は明らかではないが 複合岩類は明神岳および小川谷両層に衝上するので 本層は構造上複合岩類の下位にあると考えられる。 また本層と大豊層群との関係も確認できないが 大王上の東方の峡谷部に本層が現われ また三波川帯の本層の相当層の高須層が大豊層群に衝上するので 本層は構造上大豊層群の上位にあると思われる。 本層は 域外伊野地域の波川層（内野部層）に相当し 中部ないし上部二疊系であろう（河合 1973 1975 a 1975 b）。

本層は南部では片理が不明瞭であるが 北部では次第に明瞭となって千枚岩質となる。

明神岳および小川谷両層の下位にあるので 峡谷部の両層の地窓や半窓から現われ 穴内川および道遠谷などの溪谷部に小規模に分布するにすぎない。

3. 大豊層群

御荷鉾帯は南北両限が断層で 北側は三波川帯 南側は秩父帯と接する。

本帯を構成する主要な地質系統は大豊層群である。

本層群は塩基性凝灰岩と集塊岩ないし凝灰角礫岩の互層からなる。 集塊岩ないし凝灰角礫岩は一般に青灰ないし暗青緑色を呈し 塊状で 拳大以下 まれに人頭大に達する礫質物（同時礫）を含み 亜円礫ないし亜角礫質のものを凝灰質物で充填する。 礫はしばしば不明瞭

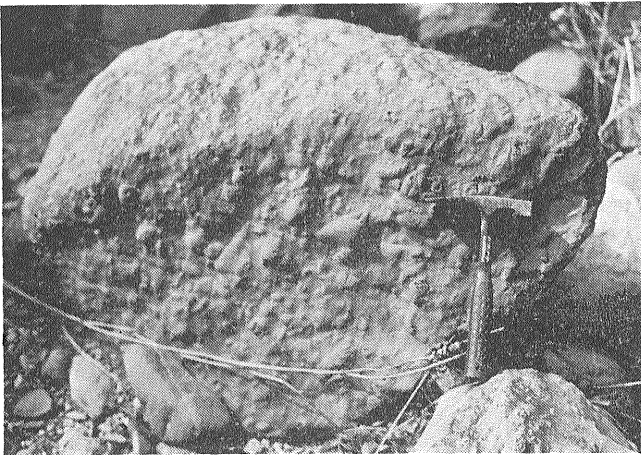


写真3 大豊層群の集塊岩の転石(権代南部) 転石でみると礫状部に方向性がかなり顕著に現われている。



写真4 大豊層群の緑色千枚岩の転石(権代)

ながら層理面に配列して方向性を示す。写真3にこれを示す。鈴木(1967)によると礫状塊には玄武岩-輝緑岩質のものや斑礫岩からなるものがあるといわれまた破碎構造のあるものや凝灰岩と互層するものがある。

塩基性凝灰岩は変成作用を受けて緑色千枚岩となる。岩石にはガラス質ないし軽石質の部分がみられることもある。緑色千枚岩は三波川帯および秩父帯の緑色凝灰岩と岩質的に差異はないが野外では一般に水を含んで軟質となっている。写真4に緑色千枚岩を示す。大豊層群は多くの衝上性亀裂と小褶曲とによって擾乱されている。

大豊層群には熔岩質のものが含まれ(鈴木 1967)角礫質岩石は pillow breccia であるともいわれる(岩崎 1969)。また 沢村(1958)は枕状熔岩(pillow lave)の存在を指摘している。堀越(1937)によると関東山地の集塊岩中の角礫には輝岩が存在するといわれる。

本層群は化石を産出しないので地質時代は不明であるが塩基性凝灰岩にとむので小川谷層と同様に上部石炭ないし中部二疊系を主体とするものであろう。

鈴木(1972)は複合岩類と大豊層群とは一連の火山活動によって海底の裂罅から噴出したものと見做したが筆者は大豊層群の岩質からだけでも海底の裂罅より噴出し、堆積させられたとみてもよいと考える。

C 梅ノ本 橄欖岩

本地域には超塩基性火成岩が貫入している。岩石は一般に黒色ないし帯緑灰黒色を呈し橄欖岩ないしダナイト(Dunite)であるが周辺部は変質されて緑色ないし黄緑色の蛇紋岩になることがある。

梅ノ本から権代にわたって中村大王複合岩類の周囲をふち取るものがやや大きく大王上の複合岩類の南縁の一部と大王下の複合岩類の小岩体の周囲をとりまくものがある。権代では部分的に片理が発達している。

本岩は中村大王複合岩類に密接に伴って現われる。このほか小島ほか(1960-61)によると域外北方の川口南の東方山地では三波川帯を貫く蛇紋岩の小岩脈が示される。

橄欖岩-ダナイト-蛇紋岩は他の複合岩類とともに御荷鉾緑色岩類として一括されるがここでは梅ノ本橄欖岩とよぶことにする。本岩と複合岩類との境は多くの場合に確認できなかったが吉延東部では写真5に見られるように断層関係にある。域外の伊野地域とその周辺では衝上断層にそって蛇紋岩が岩脈となって貫入して

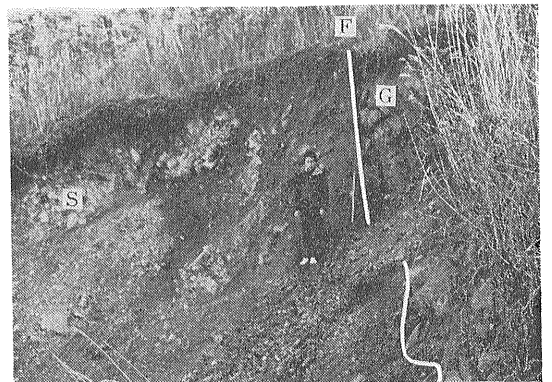


写真5 中村大王複合岩類と梅ノ本橄欖岩との関係(吉延東部)
G: 輝石斑礫岩
S: 蛇紋岩化した橄欖岩
F: 断層 2~3cmの断層角礫を伴う(N85°E 75°S)
橄欖岩は輝石斑礫岩の周囲をとりまく。ここでは厚さ約10m。橄欖岩は断層にそって厚さ1.5~2.8m 斑礫岩も。厚さ1~2mが圧砕される。断層は急斜するも衝上性である。

いる(河合 1973 1975 b)ので ここでも複合岩類から除外した。

D 第四系

第四系には段丘堆積物と沖積層とがある。

段丘堆積物は吉野川南岸の田高須にごく小規模のものが分布するほかは域内では認められない。砂礫を主として粘土をはさむ。沖積層は吉野川とその支流にそって小規模な分布が各所に認められる。さらに大豊層群と北側の三波川帯の地域の丘陵地の窪地や平坦部に小規模な分布が多く見出される。丘陵地の平坦部は地すべりによって構成されたものである。

III 地質構造

地質断面図にみられるように擾乱された大豊層群の上に 北側では三波川帯の結晶片岩類が 南側では秩父帯の古生界が衝上し さらにそれらの上に梅ノ本橄欖岩および中村大王複合岩類が構造関係をもっている。写真6は三波川帯と御荷鉾帯 写真7は御荷鉾帯と秩父帯との境界付近の関係を示す。

A 衝上地塊

1. 中村大王複合岩類および梅ノ本橄欖岩

大豊層群の上のつた橄欖岩とさらに上にある複合岩

類とはともに衝上地塊を構成する。橄欖岩の貫入は衝上地塊となって転位する以前と考えたい。しかし蛇紋岩化したものの一部は再動したかも知れない。

じゅうらい火成岩類は衝上関係を認めなかったので弱線にそって貫入したとみられた。鈴木(1964)や沢村(1958)は橄欖岩や複合岩類が大豊層群の上に位置することから岩床状に貫入したと解釈したのであろう。

筆者は中村大王複合岩類は梅ノ本橄欖岩によってふち取られ 複合岩類は大豊層群のほか三波川および秩父両帯の地層の上ののっているのて 域外伊野地域と同様に中村大王複合岩類は横倉複合岩類(河合 1973 1975 b)のように古生界全体の上に衝上したと考える。

写真5に見られる断層の両側の岩石は破碎されるので衝上地塊となって複合岩類と橄欖岩とが転位する際にそってその境で再び滑動したと思われる。この断層は急斜するが 橄欖岩は複合岩類の周囲を取り囲み 大豊層群には転位を与えないので 衝上性断層である。

本複合岩類は種々の岩石からなるけれども 各衝上地塊は同じ衝上地塊であったものが削剝されて 分離されたと思われる。ここでは各種の岩石の片理を同種類の岩石のもののように扱うことにする。大王上で片理はN55°—75°E 25°—55°N 黒松牧場でE—W 55°S 吉延東部でN60°W 30°S 古田東方でN75°E 65°N

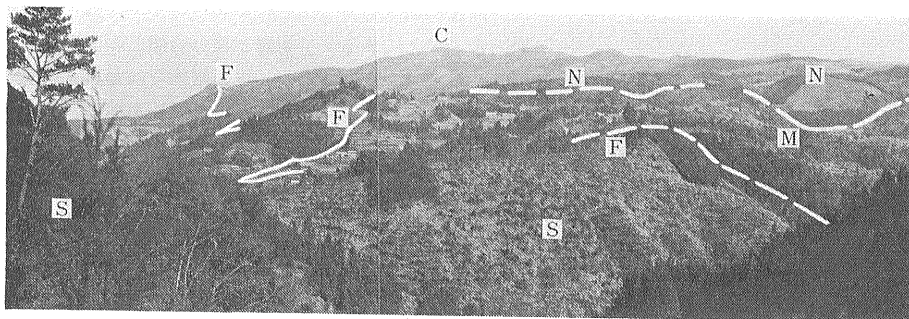


写真6
三波川帯と御荷鉾帯との境界
(高須から東方をのぞむ)
N: 中村大王複合岩類(冠状丘陵地に分布)
S: 三波川帯の結晶片岩
C: 秩父帯(急峻な山地はチャートからなる)
M: 御荷鉾帯(大豊層群分布地には棚田が多い)
F: 三波川帯と御荷鉾帯との境の衝上断層

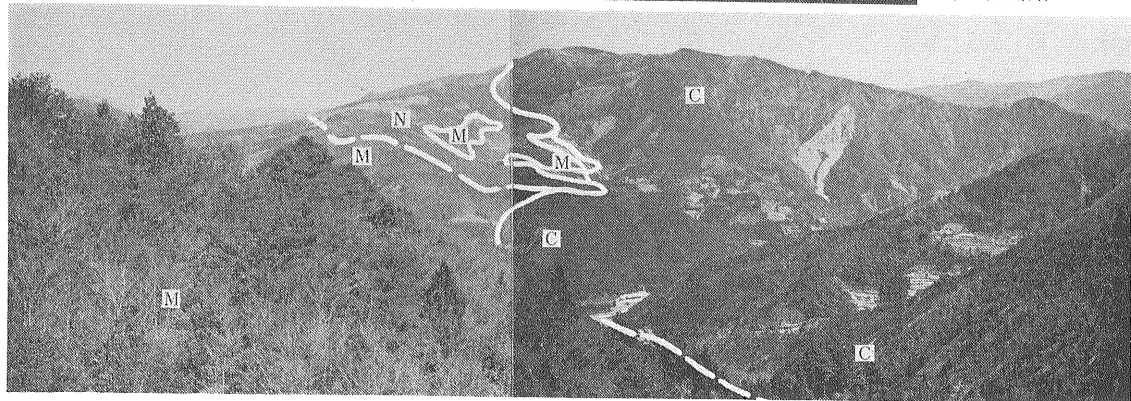


写真7 御荷鉾帯と秩父帯との境界(小川西部から大王上をのぞむ)
N: 中村大王複合岩類 C: 秩父帯 M: 御荷鉾帯プロバー(大豊層群)
中央の大王上には中村大王複合岩類の地窓から大豊層群が露出する。秩父帯に明神岳層のチャートの崩壊が

檜生東部でN65°W 40°Sが測定された。全体として片理は大王上一黒松牧場 古田一杉を結ぶ2向斜とその中間および吉延一梅ノ本北部を結ぶ2背斜でくり返される。この延長方向は御荷鉾帯の延長方向と並走する。この向斜と背斜とは見かけ上のもので複合岩類が全体として逆転している時は見かけの向斜が正常位の背斜見かけの背斜は正常位の向斜を示すことになる。

域外伊野地域で地質構造を解明しそこでは層序的に先シルル系横倉複合岩類 シルルーデボン系(横倉山層群) 上部デボン系(越知層群) 上部石炭—中部二畳系鎌井田層 同じく楠神—土佐山層 中部二畳系—上部二畳系波川層が重なっていたが領家地背斜の発達につれて地背斜は南に向って倒れて横倉複合岩類を核心とした大規模な複背斜をつくって原地性の中生界の上に推し被せ構造をつくったと解釈される(河合 1975 b)。中村大王複合岩類は横倉複合岩類に類似するのでいわゆる黒瀬川帯の先シルル系横倉複合岩類と領家地背斜との間の古期岩類の可能性もある。

2. 三波川帯

じゅうらい三波川帯の結晶片岩は岩相による分帯は行なわれなかった。筆者は杉 吉延 高須の3層を区分しその分布を地質図に示した。

杉層 吉延層および高須層の順序で上から下に重なりある時は杉層が直接高須層の上位を占める。しばしば杉層と吉延層 杉層と高須層 吉延層と高須層との間には片理が非調和(discordant)のことや片理の延長方向と地層の境界とが斜交する。各層相互の間の境界はゆるくうねるけれども全体としては緩傾斜をして波打つ。境界のうねりと片理の褶曲とは一般に一致しない。域外の伊野地域や繁藤地域にみられるように3層の間の境界は何れも衝上断層であることを意味する(河合 1973 1975 a 1975 b)。三波川帯の結晶片岩類は全体として大豊層群の上に緩傾斜の衝上面をもっている(地質断面参照)。衝上断層の傾斜は凡そ20°で北に傾く。杉層の片理の測定は不充分だが吉延および高須両層の片理はかなり多く測定ができた。それによると大豊層群の延長方向(WSW—ENE)とほぼ平行して吉延および高須両層には多くの小褶曲が認められる。杉層の褶曲もほぼ同様の傾向にあると思われる。各層の小褶曲は軸の延長方向は同じ傾向であっても相互の間には喰違いがある。地質図にはこれらの小褶曲構造は示していない。

3. 秩父帯

秩父帯の明神岳 小川谷および道遠谷の3層は互に衝

上断層で接する。これはすでに域外南方の繁藤地域で確認された(河合 1975 a)。本地域でも構造的に上から明神岳 小川谷および道遠谷の3層の順で重なる。

それぞれの地層は三波川帯のものと同様に WSW—ENE 方向の小褶曲をくり返す。部分的には褶曲軸のびは多少変化する。赤荒峠付近の明神岳層の小褶曲軸はW—E その北の小川谷層には WNW—ESE 方向の小褶曲軸が認められる。小川谷南側を通る比較的顕著な背斜軸が明神岳層に存在するがその南側には穴内川ぞいでみても著しい褶曲は見出されていない。

小川谷層には小川谷にそって WSW—ENE 方向の小褶曲が多く認められる。道遠谷には道遠谷層に幾つかの小褶曲が認められるが他の場所では露出が少ないので詳細は不明である。

地質断面図でみられるように秩父帯の古生界は全体として 30—40°位の緩い断層面で大豊層群と接する。

三波川帯の結晶片岩類と秩父帯の古生界とは原岩としてみる限りでは域外の伊野地域の鎌井田 楠神および波川3層に相当し全体が大豊層群に衝上地塊としてのつたものである。すなわち大豊層群は地窓から現われた原地性(Autochthonous)の地質系統である。

3. 大豊層群(御荷鉾プロパー)

本層群は WSW—ENE 方向の多くの小褶曲によって擾乱される。走向は一般にN60—75°Eで20—60°の傾斜で北または南に傾くが北限部で三波川帯に接する一部ではN45—85°Wの走向や70—80°で急斜することもある。全体としては緩い向斜が形成されるようである(地質断面図参照)。しかも本層群には多くの小衝上が見られ一種の破碎帯なので正確な地質構造は今後の精査に期待するほかはない。

本地域の南西方域外には下部三畳系黒滝層が知られている。したがって判明する限りでは三畳系の基盤は大豊層群の可能性が大きい。

IV 後期中生代の地殻変動

本地域には大豊層群の上に古生界の広域変成岩(結晶片岩)一非変成古生界が衝上しさらに中村大王複合岩類と梅ノ本橄欖岩体が衝上地塊となって重なる。このために大豊層群には多くの小衝上と小褶曲とができて一種の破碎帯ができた。この衝上運動は域外伊野地域の地質構造の解析から主要なものは上部ジュラ紀からはじまり新白亜紀初期以降(中新世初期頃)に終息したとみられる(河合 1973 1975 b)。

三波川帯の南縁部は域外北方の点紋帯に比べて変成度が低いがお豊層群の変成度よりは高い。この変

成度の違いが 三波川帯の時代が御荷鉾帯より古く 秩父帯が最も若いとする根拠となっていた。これら相互の関係は整合とみる者と不整合とする者もあった。鈴木達夫(1931)は三波川南縁部の石灰岩をもって御荷鉾帯の下限とみなしている。

伊野地域とその近くでは衝上地塊は中生界に衝上している(河合 1973 1975 b)。本地域では中生界に代って原地生の地層は上部石炭一二畳系と考えられる大豊層群である。西南日本の大構造を考えると伊野地域と同様に領家の地背斜に起因した地殻変動によるものである。

三波川帯の南縁部の方が大豊層群より変成度が高いことは多分変成作用よりも後か またはその末期頃に衝上運動が起ったとみられる。この変成作用は白亜紀中頃なので これは伊野地域の地殻変動の時期と矛盾しない。

V 御荷鉾帯とそれに対する考察

関東山地から四国西部にわたって 御荷鉾帯が広がる。結晶片岩からなる三波川帯と非変成古生界の秩父帯との間を御荷鉾帯が占める。

本地域の地質構造は他の地域の御荷鉾帯にも適用できるはずなので 他の論文を検討してみよう。

矢部(1920)は関東山地の御荷鉾帯を論じ 御荷鉾帯には種々の岩類を含むことを指摘して この地層すなわち御荷鉾統(系)は秩父帯の古生界の下部のものとするよりはむしろ別個の地質系統とするべきことをとなえた(矢部 1920 P.135-136)。

藤本(1939)も関東山地で三波川 御荷鉾および秩父の3帯の関係を論じ 結晶片岩からなる三波川系と変成度が低い御荷鉾系とは漸移関係にあって 両者は秩父帯の古生界と大霧山衝上をもって接するので 三波川 御荷鉾両系は一括して長瀨系とすべきことを提称した。すなわち 秩父帯と結晶片岩類との境に衝上断層が存在することが示された。そうして その変成作用は物部川統以後で浦河統以前のものであり 衝上運動に先行したと考えた(藤本 1939 P.123-125)。

石井(1927 1928)は中部地方の豊橋および伊良湖岬で 7万5千分の1地質図幅の調査に従事した。石井(1927)は角閃岩を御荷鉾層に含め のちに(石井 1928)御荷鉾層から除いた。この付近には角閃岩 斑斨岩 輝緑岩 橄欖岩 蛇紋岩およびピクライト(Picrite)の塩基性—超塩基岩は相互に密接な関係にあって 御荷鉾線にそって貫入し その時期は中央構造線の変動と同時期であるとのべた(石井 1927 1928)。

斎藤(1955)は中部地方の豊橋図幅の東側において 三波川帯にはSW—NEにのびる帯状構造を認めた。その北西側が狭義の三波川帯で 南東側が御荷鉾帯に当る。ここでは火成岩類は(1)角閃岩 緑色片岩 輝緑岩 (2)輝緑岩 斑斨岩 異剝岩(Diallagite) 角閃岩 緑色千枚岩 (3)橄欖岩 蛇紋岩に大別している。本地域と同様の塩基性—超塩基岩類があり しばしば分帯ができ難いことを示している。角閃岩は城山—浅間山の周辺にあって 周辺部では片理が明瞭なこと 緑色片岩との境は漸移的としたが 黒色片岩との境は明瞭のようである。外縁部は結晶片岩の片理と調和的(concordant)であることが多いが 岩体の幅が膨れたことから角閃岩は塩基性の貫入岩体から変成され 原岩の貫入は変成作用以前または同時代であるとした(斎藤 1955)。輝緑岩および斑斨岩は低変成岩と非変成岩との境界付近に最も広く分布するほか 変成作用の著しいところや非変成地域にも現われ さらに角閃片岩—角閃岩の一部にも見出される。これらのことから本岩類の出現は変成作用の末期とみた(斎藤 1955 P.9-11)。橄欖岩および蛇紋岩は単独で現われるほか 輝緑岩—斑斨岩の周辺部に現われるとともに輝緑岩—斑斨岩に伴って貫入したとみている(斎藤 1955 P.12-13)。地質図幅でみると三波川および御荷鉾両帯に相当するものは断層で分かれたるか または貫入岩体によって分かれている。

飯塚(1929)は近畿地方の鳥羽地域で 角閃岩を御荷鉾層の下部に含め さらに上部に2層の角閃岩が挟まれるとした。この地域には斑斨岩 橄欖岩の複合岩が御荷鉾帯で大きな岩体をつくり 蛇紋岩は三波川帯のほかに秩父 四万十両帯の境界付近に現われ さらに古生界や中生界に輝緑岩が貫入する。これら緑色岩類(御荷鉾緑色岩類)は中央構造線の生成以後であるとしている(飯塚 1929)。

これまでのべられた緑色岩類は何れも御荷鉾緑色岩類で 衝上断層が存在しない場合は 上述のような説明が適切である。しかし 本地域の現われ方と余りにも似ているので衝上断層の存在する可能性があると思われる。

小島(1950)および小島ほか(1960-61)は本地域の近くで 御荷鉾帯の北側に清水剪断帯を認め 三波川結晶片岩類は南側の古生界に向って衝上し この断層にそって種々の塩基性—超塩基性岩類が三波川 秩父両帯の双方に貫入したと考えた。緑色岩類の貫入は 周囲の岩層の層面に平行的で 岩床状をしており 本地域の西方では三波川帯の背斜部に入り 背斜の両翼を構成する岩層の一員となる。そうして緑色岩類は三波川正地向斜とその縁辺区との境界に貫入したので 破碎されてい

るが 三波川変成期の変成作用を余りうけなかったとした (小島ほか 1960-61 P.18-19)。

小島の考えは衝上地塊でない限りでは その説明は合理的である。片理のある岩石はその出現が結晶片岩の原岩と同時代 または変成作用と同時期の貫入とみられ易い。しかし小島説は豊橋付近やその東側地域では余り都合よく説明はできない。

藤本 北村 (1942) は関東山地の秩父帯にも斑岩が貫入したとみた。ただし斑岩は緑色変成岩と接するとされるから あるいはこの部分は御荷鉾帯かも知れない。角閃岩および異剝岩などと密接な関係があり これらは中生界跡倉礫岩に礫を供給したので その貫入の時期は跡倉堆積前で 古生界の褶曲の際に貫入し それは物部川統後浦河統前であるとのべた。したがって藤本 (1939) の緑色岩類と同種のものと思われる。

藤本 北村 (1942) の調査地域の近くには下仁田構造帯とよばれる種々の地層や火成岩が複雑に現われる地域がある。これは内田 (1966) の御荷鉾層の分布地域の一部を占める。新井ほか (1966) の跡倉クリップを構成するもの一部に川井山石英閃緑岩がある。この石英閃緑岩は圧砕されていて 新井ほか (1966) は変成相の南蛇井層 (先浦河世) を貫いたとした。石英閃緑岩は 筆者の観察によると 塩基性-酸性火成岩の複合岩類であって四国の伊野地域における横倉複合岩類の類似岩である。筆者はまた川井山石英閃緑岩は古生界や南蛇井層のつた衝上地塊を構成すると考える (河合 1970 1975 b)。

下仁田構造帯の東南東の寄居付近も同様に種々の地層が複雑に組合はさっている。ここには三波川帯と秩父帯との間に跡倉層に類似する木持および栃谷兩層と金勝山石英閃緑岩 寄居石英斑岩がある。中・古生界との関係は未詳だが越畑花崗岩も知られる (小勝ほか 1970)。このうちの金勝山石英閃緑岩は川井山石英閃緑岩と同様に変斑岩なども含む複合岩類である。小勝ほか (1970) によると金勝山石英閃緑岩 寄居石英斑岩および越畑花崗岩の周囲は断層でふち取られ 一部では断層にそって蛇紋岩が貫入している。筆者は寄居石英斑岩と越畑花崗岩については調査していないが 金勝山石英閃緑岩は塩基性-酸性深成岩の複合岩で 周囲の地層に衝上したものと考えた。石英斑岩や花崗岩とともに金勝山石英閃緑岩は伊野地域の横倉複合岩類と同様な複合岩類であろう。小勝ほか (1970) によると木持 栃谷兩層の礫岩には斑岩 石英斑岩 花崗岩 石英閃緑岩の礫が含まれ石英閃緑岩礫は金勝山石英閃緑岩のものに似る。

このようなことは下仁田構造帯のものとともに伊野地域の横倉複合岩類と白亜系の礫岩との関係に似ている。

これまで御荷鉾帯の複合岩類が いわゆる黒瀬川構造帯の複合岩類の類似岩であることを指摘した。

つぎに御荷鉾帯の北側の緑色岩類をさがしてみると 四国の三波川と秩父帯の境の近くの八幡浜の南に角閃岩 斑岩 橄欖岩-蛇紋岩があり 三波川帯にも所々に斑岩 角閃岩 橄欖岩-蛇紋岩がある。このうちの西部の長浜付近の斑岩は岩質が御荷鉾帯のものに似ているようだが片状構造が顕著といわれる (堀越 久保田1940)。三波川帯で別子鉾山の近くの東赤石山には山頂部を占めて橄欖岩-蛇紋岩 ニツ岳とその周辺には角閃岩の大小の岩体が知られる (永井ほか 1967)。永井ほか (1967) によると松山の西には古生界のホルンフェルスの上に角閃岩の小岩体が位置し この古生界は領家帯の一部に含められている。

九州の佐賀関半島には四国の西端の佐田岬の三波川帯の延長部に当る変成岩が露出するが その南側には御荷鉾帯は存在しない。山本 手島 (1971) によると三波川帯中には御荷鉾帯に現われるものと類似する斑岩-輝緑岩があつて蛇紋岩とともに三波川帯と秩父帯との境界部をさけて むしろ三波川帯のうちに貫入している。山本 手島 (1971) は斑岩-輝緑岩の化学成分を検討 (たとえば $MgO-SiO_2-Al_2O_3$ 図など) したところが三波川帯や秩父帯の緑色岩の方が近縁的なので 御荷鉾緑色岩類とは異質であるとした。筆者は斑岩-輝緑岩および蛇紋岩は準状~塊状に貫入したように地質図に示されることから他の地域と同様に衝上関係の存在を疑うものであつて 化学成分による差は今後の検討をまたねばならぬが 予想としては地域性の差異を裏付けるものとする。

大豊層群は原地性の堆積物で 枕状熔岩とともに集塊岩や凝灰角礫岩が優勢なことからみて 海底の裂罅から噴出したことは疑いない。内田 (1966) によると同様の岩石は関東山地にも見出されている。したがって大豊層群とその相当層によって示される海底の裂罅は少なくとも四国から関東山地までにわたったことを意味する。大豊層群の礫質物には酸性岩類は知られていないので 御荷鉾帯の基盤には花崗岩質物は存在しないと思われる。すなわち 古生代末頃には 大豊層群の基盤は塩基性層 (Basaltic layer) であるか 花崗岩質基盤は存在してもきわめて薄いものであつたと推定される。

中村大王複合岩類で示される物質は塩基性基盤および

それよりも深部からもたらされるものといえよう。

これに反して 中央構造線の北側の領家帯には片麻岩や酸性岩類が豊富である(斎藤 1955 石井 1928 飯塚 1929 1932ほか)。このことは古生代末頃には中央構造線の北(内)側には花崗岩質地殻が存在したことである。花崗岩質基盤と塩基性基盤との境付近に中央構造線が生成されたともいえよう。

中村大王複合岩類や梅ノ本橄欖岩は南北両側の基盤の境付近から一層深いところの物質が衝上運動に伴ってもたらされたものではないだろうか。横倉複合岩類などに伴われた酸性岩類は北側の基盤の一部とみることができよう。

斎藤(1955)は中部地方で豊橋の北東方に中央構造線にそって火成岩源の圧砕岩の存在を報じ 花崗岩ないし石英閃緑岩から生じ 片麻状 破碎斑状 緻密縞状を呈するとのべた。詳細は不明だが 横倉複合岩類やその類似岩のうちの花崗岩ないし片麻岩に似るようにみえる。

結 び

御荷鉾帯の地質構造は塩基性海底火山噴出物である集塊岩—凝灰角礫岩と凝灰岩との互層からなる大豊層群が原地性堆積物であって その上に石炭—中部二疊系鎌井田相当層 同じく楠神相当層および二疊系波川相当層がデッケン構造をつくる。さらにこれらの上に再び中村大王複合岩類と梅ノ本橄欖岩が構造関係でることが判った。南西方域外の伊野地域の構造関係とよく似ている。古生界は結晶片岩となった北側の地層が石英片岩からなる杉層 緑色片岩の吉延層 黒色片岩の高須層で三波川帯を構成する。南側では部分的に千枚岩質から南に向って非変成となるチャートを中心とする明神岳層 輝緑凝灰岩の小川谷層 粘板岩と砂岩からなる道遠谷層があって 部分的に石灰岩の優勢な地層とともに秩父帯の古生界の主体をなしている。

域外の伊野地域で解明された北から南に向った領家地背斜によってでき横臥した複背斜を考えると 中村大王複合岩類は複背斜の核となり 梅ノ本橄欖岩はその地殻変動に際して進入したのとみられる。

この考えが正しければ 秩父帯の古生界および三波川帯の結晶片岩地域にも中村大王複合岩類ないし横倉複合岩類に似た岩石が見出されるはずなので 西南日本外帯で広範囲にわたって類似の岩石について検討を加えた。個々の岩質についてみると類似点が明瞭でないが 複合岩類として一括すると 塩基性岩類(一部に超塩基性岩石を含む)は 横倉複合岩類ないし中村大王複合岩類に含まれるものと似ており 酸性岩類は横倉複合岩類のものと似るようにみえる(河合 1975 b)。また超塩基性

岩類も梅ノ本橄欖岩や伊野地域の蛇紋岩の産状と似た点が多い。これまで超塩基性—塩基性岩類は周囲の地層を貫くとか 周囲の地層と同時期に貫入したといわれ 衝上断層で接するとはされていない。しかし しばしば塊状の岩体となって急峻な山地の頂部を占めることがあって デッケン構造の存在を暗示する。また片状構造があることが周辺の地層の片理にそって進入したとみられる原因のようであるが 同一岩体が三波川帯プロパーと御荷鉾帯 御荷鉾帯と秩父帯との双方を貫くとされることなどは衝上関係の存在を暗示する。

石井(1928)によると豊橋の南西方温美湾北岸には中央構造線の少し北側の領家帯の花崗岩類中に蛇紋岩の存在が報告された。飯塚(1932)は紀伊半島東部の中央構造線に伴った破碎帯(mylonite)とすぐその北側の領家帯とに小岩体ではあるが角閃岩の存在を報じた。これらのことを併せて考え さきへのべた内側の花崗岩質基盤と外側の塩基性基盤の境界を仮に中央構造線の付近と考えると中央構造線はそのような場所において形成されたことになる。そして中央構造線の両側における変成作用が異なることは基盤および古生界の構造の双方の違いを反映したものではないかと思われる。

これらについて今後の研究に期待する。

付) 地 す べ り

御荷鉾構造帯には比較的緩慢な地すべりがあって 典型的な破碎帯地すべりとよばれる(小出 1963)。

地 質 学 的 特 性

大豊層群は古生界および中村大王複合岩類—梅ノ本橄欖岩の衝上をうけたので 多くの小褶曲と小衝上ないし衝上性の亀裂(fissure)によって擾乱されて 破碎帯となっている。この破碎帯は三波川および秩父両帯側にもおよんでいる。したがって大豊層群の分布地域よりも破碎帯の幅はいくらか広い。

大豊層群の岩石は周辺部の古生界の破碎された部分とともに吸湿性にとみ 水を吸うと粘土化する。さらに衝上地塊の縁辺部の衝上断層や小衝上などは地下水の通路となり易い。そのために三波川帯の南縁部—大豊層群—秩父帯の北縁部では緩慢な地すべりが起っている。地すべりの発達によって棚田がつくられ これが水田として利用されるにおよんで さらに地すべりが促進される。

山岳地帯から供給された地下水は衝上断層などを通して秩父帯と大豊層群の境界付近 たえば小川谷付近 赤荒峠南方などで地すべりを起す。大豊層群分布地域は一般に南部が高いので 地下水(一部地表水)は北に

向って流れ 大豊層群地域の窪地で地すべりを起しながら地下水は北に向う。こうして三波川帯の南縁部付近に達し 吉延 古田 杉 穴内などでも地すべりが起る。一般に三波川帯の南縁部に接する大豊層群の地域が地すべりは顕著のようである。地下水の移動は一般に急でないの地すべりは緩慢であるが 豪雨に際すれば油断はできないと思われる。

域外東方の三波川帯南縁部にそった延長部の南小川付近にも地すべりは多い(沢村 1958)。ここには西川地すべりとよばれるものがある。玉城ほか(1968)は物理探査を実施した。西川における弾性波速度(P波)による地下構造は 第1層 0.3~0.5km/s (平均層厚5m) 第2層(1) 1.0~1.5km/s (平均層厚20m) 第2層(2) 2.2km/s (平均層厚15m) 第3層 2.7~3.2km/s (平均層厚50m) 第4層 4.0km/s (基盤)に分れる。玉城ほか(1968)によると主要滑動部は深さ10~30mの部分(第2層)で 第3層にもゆるい滑動が観測されたといわれる。恐らく衝上性断層によって不連続面が生じ そのようなものに沿って転位が行なわれるものであろう。

中村大王複合岩類および梅ノ本橄欖岩は塊状であり岩石の破砕は不顕著なので 地すべりや崩壊は起し難い。その縁辺部では衝上断層にそって若干の湧水があると思われ 大豊層群中に小規模な水田ができています。

御荷鉾帯に近接する秩父帯の地すべりは大王上の南部山地のものが比較的著しい(写真7参照)。

地すべり跡の下部には衝上断層があり 地すべり斜面には斜面とほぼ並行する亀裂が認められる。衝上断層にそった部分の破砕帯の崩壊が地すべりを誘発したと思われる。

域外南西方伊野地域とその付近でみられる地すべりは(1)衝上断層の破砕帯から誘発されたもの(2)蛇紋岩の崩壊(3)山腹斜面上の若い地層(崖錐または砂礫層)の転位が主なるもので 何れも衝上断層にそった湧水が地すべりを促進するものと考えられる。

[筆者は元所員 現川崎地質(株)]

文 献

新井房夫・端山好和・林信悟・細矢尚・井部弘・神沢憲治・木崎喜雄・金今照・高橋潤・高橋武夫・武井暁朔・戸谷啓一郎・山下昇・吉羽興一(1963):群馬県下仁田町の跡倉礫岩を中心とする地質学的研究 地球科学 no. 64.
藤本治義(1939):関東山地の長瀬系(三波川系・御荷鉾系)について 地質学雑誌 vol. 46 no. 546.
藤本治義・北村幸雄(1942):群馬県北甘楽郡磐戸村地方の秩父系の緑色岩類 同上 vol. 49 no. 591.

堀越義一(1937):御荷鉾系集塊岩中の輝石岩(Augite)(雑) 同上 vol. 44 no. 542.
堀越義一・久保田坦志(1940):愛媛県出石・今出鉱床群付近の地質および鉱床概観 同上 vol. 47 no. 558.
飯塚保五郎(1929):7万5千分の1地質図幅「鳥羽」および同説明書
飯塚保五郎(1932):7万5千分の1地質図幅「野後」および同説明書
石井清彦(1927):7万5千分の1地質図幅「伊良湖岬」および同説明書
石井清彦(1928):7万5千分の1地質図幅「豊橋」および同説明書
岩崎正夫(1969):三波川帯と秩父帯との境界にある変成岩類 地質学論集 no. 4.
河合正虎(1970):日本列島の生い立ちをさぐる(II) ラテイス社
河合正虎(1973):高知市北西部付近の地質構造 地質ニュース no. 231.
河合正虎(1975a):高知県土佐山田町篠藤地帯の地質学的特性 地質ニュース no. 252.
河合正虎(1975b):高知県伊野地域ならびにその周辺部における地質構造—西南日本外帯における後期中生代の地殻変動 第3報一(地質調査所月報 近刊予定)
小島丈児(1950):西南日本外帯のいわゆる御荷鉾系について 地質学雑誌 vol. 56 no. 657.
小島丈児・甲藤次郎・須鎗和巳・沢村武雄(1960-61):20万分の1高知県地質産図および同説明書
小出博(1963):四国地方の地すべり(上) 応用地質 vol. 4 no. 4.
小勝幸夫・小林洋二・渋谷紘・武井暁朔・竹内敏晴・角田史雄・堀口万吉・町田二郎・村井武文・吉田弘安・吉羽興一(1970):埼玉県寄居町付近の中生代後期の地層・岩石を中心とした地質学的研究 地質学雑誌 vol. 76 no. 9.
永井浩三・堀越和衛・宮久三千年・鹿島彦彦・芳賀幸正(1967):20万分の1愛媛県地質図および同説明書
斎藤正次(1955):5万分の1地質図幅「三河大野」および同説明書
沢村武雄(1958):高知県長岡郡南小川付近の地質 高知大学研究報告 vol. 7 no. 23.
鈴木堯士(1964):四国における御荷鉾緑色岩類(I) 同上 vol. 13 no. 10.
鈴木堯士(1967):四国におけるみかぶ緑色岩類 地質学雑誌 vol. 73 no. 4.
鈴木堯士(1972):四国中・西部におけるみかぶ緑色岩類の火成活動と変成作用 高知大学研究報告 vol. 21 no. 3.
鈴木達夫(1931):7万5千分の1地質図幅「高知」および同説明書
玉城逸夫・川本整・藤田崇・岡本敬一・大場康行(1968):高知県西川地すべり地における弾性波探査 応用地質 vol. 9 no. 4
内田信夫(1966):関東山地北部の地質に関する2・3の事実 成蹊論叢 no. 5.
矢部長克(1920):関東山地北東部の地質構造(1) 地質学雑誌 vol. 27 no. 319.
山本博達・手島昌徳(1971):大分県佐賀関半島の三波川変成岩類と塩基性岩 松下教授記念論文集 2部