

## 諏訪湖周辺の変成岩 —横河川変成岩・下諏訪変成岩・三波川変成岩—

三 好 壮一郎\*

### I. はじめに

諏訪湖北方、フォッサマグナ内の横河川地域および下諏訪地域には古くから結晶片岩や、緑色岩が分布することが知られている(第1図)。この地域は中央構造線とフォッサマグナが交差する地点であり、フォッサマグナ内の中央構造線の延長問題やフォッサマグナの活動に結びつけて論じられてきた。

横河川変成岩については山崎(1908)、本間(1931)などによりその存在が注目され、その後、河内ほか(1966)により岩石記載が行なわれ、三波川変成帯のフォッサマグナ内の延長として考えられた。一方、横山(1989)は横河川地域の結晶片岩について K-Ar 法による年代測定を行い、三波川変成岩よりはるかに若い年代(23-28 Ma)を得た。また、記載岩石学的事実をあわせ、横河川変成岩は三波川帯に属しないと考えた。

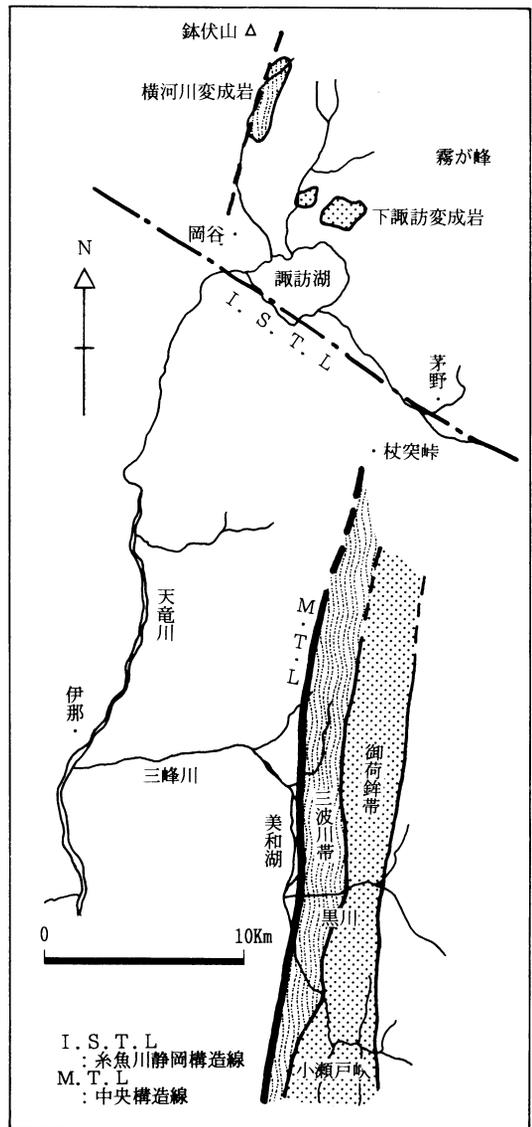
下諏訪変成岩について、本間(1931)、沢村・大和(1953)は第三系守屋累層が石英閃緑岩類の貫入により接触変成と変形を受けてできたものと考えた。一方、相馬(1975)は下諏訪変成岩は石英閃緑岩類の貫入以前にすでに形成されていたものとしている。諏訪の自然誌・地質編編集委員会(1975)は下諏訪変成岩は赤石山地入笠釜無地域の三波川系の緑色片岩および横河川地域の結晶片岩に似ており、三波川変成岩に属するものであると述べている。

小論では横河川地域・下諏訪地域の変成岩地域の地質について述べるとともに、変成岩類の岩石記載をあわせ、上伊那地域の三波川変成岩・御荷鉾緑色岩類との比較検討をおこなう。

### II. 横河川地域

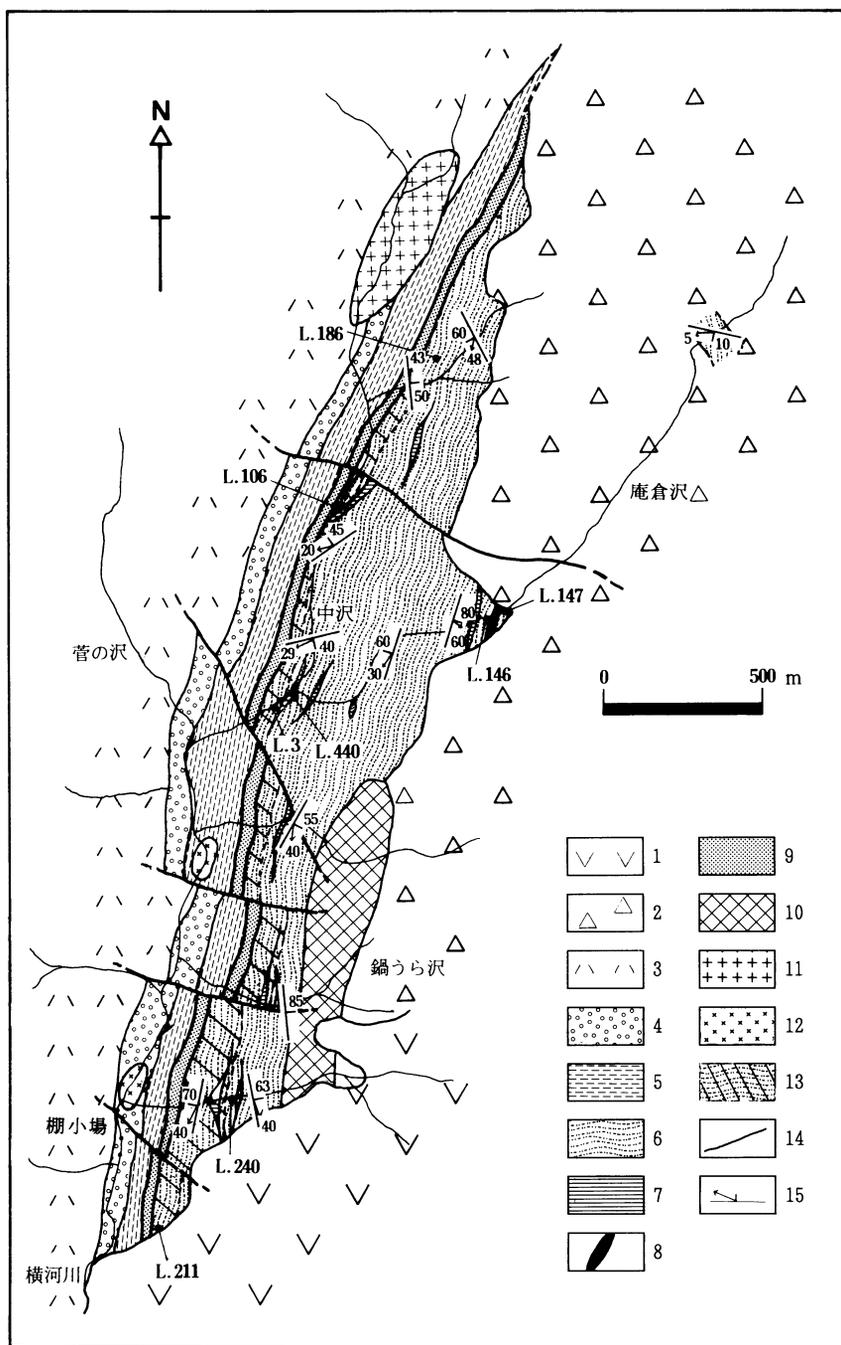
横河川変成岩は横河川の上流、中沢の起点付近から中流の棚小場付近にかけて南北2.5km、東西500m~1kmの帯状の分布を示す(第2図)。西縁は断層により

蛇紋岩と接し、この蛇紋岩はさらに断層により棚小場黒色泥岩層(前期中新世後期~中期中新世初期:公文



第1図 調査地域と周辺地域の関係図

\* 島根大学理学部地質学教室



第2図 横河川地域地質図

1, 塩嶺累層；2, 庵倉沢綠色凝灰岩層；3~5, 横河川累層（3, 檜沢川凝灰砂岩層；4, 横河川礫岩層；5, 棚小場泥岩層）；6~8, 横河川变成岩（6, 泥質片岩；7, 塩基性片岩；8, 苦鉄質岩）；9, 蛇紋岩；10, 安山岩質貫入岩；11, 石英閃緑岩；12, ひん岩；13, 点紋帯；14, 断層；15, 片理面構造・線構造

ほか, 1990) に接している. 北縁・東縁は庵倉沢緑色凝灰岩層 (中新世後期: 吉野, 1976) に不整合に覆われている (L. 147). 南縁は庵倉沢緑色凝灰岩層とともに塩嶺類層 (鮮新世後期~更新世前期: 吉野, 1976) に不整合に覆われている (L. 211). なお, 庵倉沢の合流点から上流1.5km付近の庵倉沢緑色凝灰岩中には庵倉沢に沿って幅約50mの主に泥質片岩からなる小岩体が露出している.

1. 岩相

横河川変成岩は, 主に泥質片岩からなりほかに塩基性片岩・珪質片岩および少量の苦鉄質岩から構成される. これらにはいずれも片理が発達している.

塩基性片岩の層厚は50m以下であり, 泥質片岩に挟まれ分布する. これらは横河川変成岩の分布方向である NNE-SSW 方向にほぼ平行している. 苦鉄質岩は庵倉沢の転石としてのみみられる. 庵倉沢の中沢との合流点付近の結晶片岩中には長さ30m, 幅約10mの小規模な蛇紋岩の露出がみられ, これらはほぼ結晶片岩類の片理面の走向方向に伸びている.

2. 構造

(i) 面構造・線構造

結晶片岩類の片理の多くは走向 NS ~ N40° E で, 傾斜はほぼ垂直である. 片理は原岩の層理面とほぼ一致し, 西縁の断層の向きに平行である. 中沢の横河川との合流点より北の, 特に点紋帯地域では次第に東よりの走向となる. 傾斜は60°~90°で東または西に100m~200mの周期で変化する.

(ii) 断層

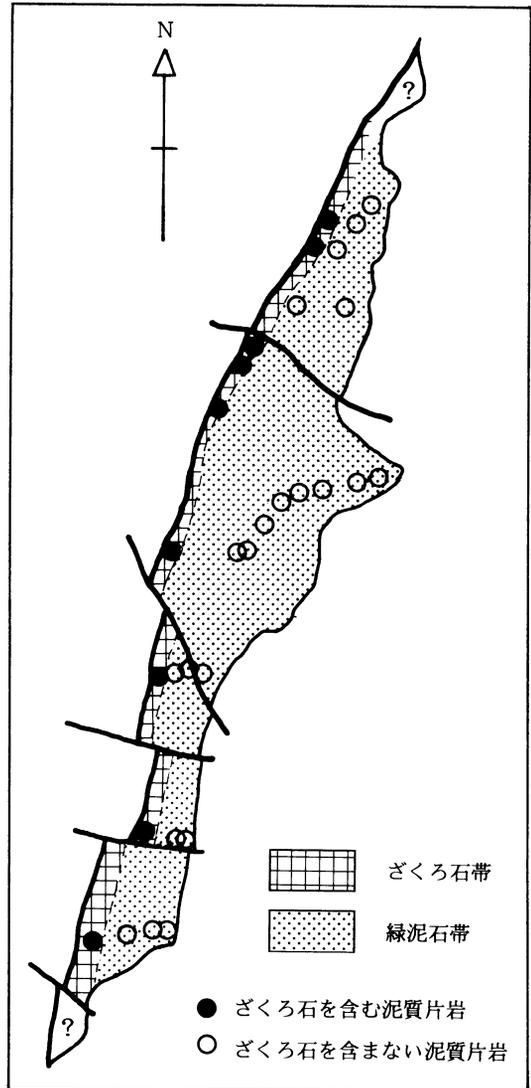
横河川変成岩類と蛇紋岩の境界の断層は諏訪の自然史地質編纂委員会 (1975) により横河川断層 A, B, C と呼ばれたもののうち A にあたる. 断層の走向は NNE-SSW 方向で, 傾斜は菅の沢と横河川の合流点の上流100m付近で60°~70° W であるが多くの場合は垂直に近い. 横河川断層 A はフォッサマグナ内における中央構造線の延長であると考えられている (吉野, 1976). また, この地域には EW ~ NW-SE 方向の断層系が発達している. これらの断層により変成岩体はいくつかのブロックに区切られている (第2図).

3. 岩石記載

(a) 泥質片岩

泥質片岩は黒色または暗灰色を呈し, 白雲母・緑泥石の定向配列による顕著な片理構造を示す. やや珪質な全岩組成のことが多い.

主要構成鉱物は, 石英・曹長石・白雲母・緑泥石・



第3図 横河川変成岩の変成分帯

緑れん石で, 他にざくろ石・電気石・カルシウム角閃石が含まれることもある. また, 少量のスフェーン・鉄鉱・炭質物を含む. 顕著な縞状構造が発達し, 主に石英・曹長石が優白色層を形成し緑泥石, 炭質物が優黒色層を形成している. 各鉱物の特徴は以下のとおりである.

曹長石はざくろ石帯において斑状変晶を形成し, 長径0.4~1.0mm程度. 非対称プレッシャーシャドウを伴う. 炭質物・白雲母を包有することが多い. また, 自形の電気石を包有する場合もある. プレッシャーシャ

ドウは白雲母・緑泥石からなる。

緑泥石は長径0.1mm程度の自形～半自形。伸長の符号が正のものが多いが、負のものもみられ、時に両者が共存する。淡緑色で多色性はほとんどなく、干渉色は褐色または暗青色の異常干渉色を示す。

緑れん石は無色から淡黄色の弱い多色性を示す。径0.1～0.4mm位の紡錘形の結晶が、片理面や石英・曹長石の粒間に散在する。

ざくろ石はざくろ石帯にのみに見られる。径0.2～0.4mm程度の自形結晶で、片理面を形成する白雲母に富む層によく見られる。変質により緑泥石・緑れん石に置換されているものが多い。

カルシウム角閃石は長径の0.1～0.2mm程度半自形～他形結晶である。X＝淡緑色、Y＝緑色、Z＝濃緑色～青緑色で消光角は約9°。中の沢中流のL106のカルシウム角閃石はブルアパート構造を示している。

#### (b) 塩基性片岩

塩基性片岩は一般に緑色でまれに暗青色を呈す。片理は主に緑泥石・白雲母の定向配列によるが、泥質片岩に比べやや弱い。

主要構成鉱物は緑泥石・緑れん石・白雲母・カルシウム角閃石・曹長石・石英などで、少量の方解石・スフェーン・鉄鉱を含むことがある。曹長石・石英が優白色層を形成し、その他の鉱物が優黒色層を形成する。

緑泥石は径0.1mm程度、淡緑色で弱い多色性を示す。ざくろ石帯においては曹長石斑状変晶中に包有されるものがある。多くは暗青色または褐色の異常干渉色を示す。点紋帯には伸長の符号が負のものが多い傾向がある。

緑れん石は長径0.1～0.4mm程度の紡錘形で片理面と平行に配列している。無色～淡黄色。中心部から周縁部に向かって干渉色が低くなる累帯構造が見られる。

カルシウム角閃石は片理面上に配列するものと、無方向に成長しているものがある。片理面上に配列するものは自形～半自形の長柱状または繊維状で、長径0.1～0.2mm程度のものが多い。これらは片理面上で線構造を示す。多色性は、X＝淡黄緑色、Y＝緑色、Z＝緑色で、消光角は約15～20°。方向性を持たないカルシウム角閃石は中沢と庵倉沢の合流点下流のL3などでみられ、これらは長径0.1～0.2mm程度の針状または長柱状の結晶で、多くは半自形である。多色性はX＝淡黄色、Y＝緑色、Z＝淡緑色、消光角は16～25°である。塩基性片岩のなかでカルシウム角閃石を含むも

のは白雲母を含まない。

曹長石はざくろ石帯において斑状変晶を形成している。径0.4～1.0mm程度で非対称プレッシャーシャドウを伴う。プレッシャーシャドウはほとんど緑泥石で構成されている。炭質物・緑泥石を包有している。

#### (c) 苦鉄質岩

苦鉄質岩は縞状構造を示すものと塊状のものがある。

縞状構造を示すもの(L146)は片理の発達は弱い。構成鉱物は残留鉱物として、単斜輝石・斜長石、変成鉱物として、緑泥石・緑れん石・斜長石・スフェーン・鉄鉱がある。

単斜輝石は自形から半自形で一部に機械的に破壊されたような組織のものもある。径0.1～0.6mm。砂時計型の累帯構造を示すことが多い。結晶には長径0.2mm程の長柱状のくぼみがいくつか見られ、原岩のサブオフィティック組織の痕跡と考えられる。

斜長石はソーシュライト化している。円形から紡錘形をした0.1～0.2mmの虫食い状の構造が見られ、内部を緑泥石が充填している。

緑泥石は片理面を構成する。単斜輝石の周囲にプレッシャーシャドウを形成することがある。淡緑色で多色性は弱い。干渉色は暗青色で、伸長の符号は正のものが多い。

緑れん石は長径0.1～0.6mm程度の紡錘形のものが多い。淡黄色～淡褐色を示す。片理面上に配列して緑泥石と共に片理を形成している。

塊状の苦鉄質岩は、庵倉沢の入り口付近(L440)に転石として認められる。主要構成鉱物はカルシウム角閃石・単斜輝石・緑泥石・斜長石であり、他にスフェーン・鉄鉱を含む。

カルシウム角閃石には2種類みられる。一方は褐色ホルンブレンドであり、他方は褐色ホルンブレンドの周囲あるいは単独で存在している青緑色角閃石である。

褐色ホルンブレンドは長径0.2～0.4mmの長柱状であり、周囲を青緑色角閃石が取り囲む。多色性は、X＝淡黄褐色、Y＝赤褐色、Z＝褐色、消光角は約20°。

青緑色角閃石はX＝淡赤緑色、Y＝緑色、Z＝青緑色で消光角は約20°である。両者は漸移的に移りかわり明瞭な境界は引けない。また単斜輝石の周囲に薄く青緑色角閃石がとり囲むことがある。なお、長柱状の褐色ホルンブレンドには弱い定向配列が認められる。

単斜輝石は長径0.2～0.3mm程度の半自形の結晶が多

く、不規則な外形を示すことがある。多くは砂時計型の累帯構造を示す。

#### 4. 横河川変成岩の変成作用

泥質片岩の鉱物組合せとして、緑泥石を含みざくろ石を含まないものを緑泥石帯、緑泥石とざくろ石を含むものをざくろ石帯として区分した(第3図)。この区分は四国中央部の三波川変成帯の泥質片岩において、ざくろ石、黒雲母の出現により、低温部より緑泥石帯・ざくろ石帯・黒雲母帯の3帯に区分されたもの(東野, 1975など)に基づいている。横河川地域には四国の三波川帯で黒雲母帯に対比される変成岩は出現しない。以下に、緑泥石帯、ざくろ石帯の泥質片岩と両帯の塩基性片岩の鉱物組合せを示す。

#### 緑泥石帯

泥質片岩

- ① 白雲母
- ② 白雲母-緑泥石
- ③ 白雲母-緑泥石-方解石

石英・曹長石・緑れん石・炭質物・鉄鉱はすべての組み合わせに含まれる。②の出現頻度が高く、③は低い。

塩基性片岩

- ④ 緑れん石-緑泥石
- ⑤ 緑れん石-緑泥石-方解石
- ⑥ 緑れん石-緑泥石-白雲母
- ⑦ 緑れん石-緑泥石-白雲母-方解石
- ⑧ 緑れん石-緑泥石-カルシウム角閃石
- ⑨ 緑れん石-カルシウム角閃石
- ⑩ 緑泥石-カルシウム角閃石

石英・曹長石・鉄鉱はすべての組合せに含まれる。⑥と⑨の出現頻度が高く、⑧は低い。

#### ざくろ石帯

泥質片岩

- ⑪ 白雲母-緑泥石-ざくろ石

その他、石英・曹長石・緑れん石・炭質物・鉄鉱が含まれる。ときに電気石を含む場合もある。

塩基性片岩

- ⑫ 緑れん石-緑泥石
- ⑬ 緑れん石-緑泥石-カルシウム角閃石
- ⑭ 緑れん石-緑泥石-白雲母

#### ⑮ 緑れん石-緑泥石-白雲母-方解石

石英・曹長石・鉄鉱はすべてに含まれる。特に⑭の出現頻度が高く、⑮は低い。

横河川変成岩は東部に緑泥石帯、西部にざくろ石帯が分布しており、東から西に向かって変成度が高くなる。河内ほか(1966)は泥質片岩・塩基性片岩にスティルプノメレンを含む鉱物組合せを報告しているが今回の研究ではスティルプノメレンは発見されなかった。なお、上記の鉱物組合せのうち河内ほか(1966)が記載していない組合せは⑨⑬⑮である。

### Ⅲ. 下諏訪地域

#### 1. 地質

この地域は下諏訪町北部の砥川と東俣川、および丸山を挟んで反対側の承知川に囲まれた南北約3km、東西約2kmの地域である(第4図)。この地域には下諏訪変成岩・第三紀深成貫入岩類(変輝緑岩・花崗岩・石英閃緑岩・石英斑岩・粗粒玄武岩等)・塩嶺累層(鮮新世後期~更新世前期:紫蘇輝石普通輝石安山岩溶岩および同質の凝灰角礫岩)が分布する。

相馬(1975)は承知川沿いに分布する変輝緑岩を下諏訪変成岩に含めているが、今回記載岩石学的研究をおこなった結果、これらは熱変成を受けた接触変成岩であり下諏訪変成岩とは区別されることが明らかになった。

#### 2. 下諏訪変成岩

下諏訪変成岩は下諏訪町北部の砥川両岸に石英閃緑岩などの第三紀貫入岩類に分断された形でブロック状に分布している。今回研究を行なったのは東俣川より南の地域である。変成岩体の北部・南部・西部は石英閃緑岩類・粗粒玄武岩に、東部は花崗岩に貫入される。丸山より北東の地域は塩嶺累層の紫蘇輝石普通輝石安山岩・同質凝灰岩に覆われている。

下諏訪変成岩は主に塊状または弱い片理を示す緑色岩と片理の発達した泥質片岩・塩基性片岩・珪質片岩などの結晶片岩類、角閃岩・変斑れい岩・コートランダイト・蛇紋岩よりなる。緑色岩は変成岩体の大部分を占め東部を中心に分布し、結晶片岩類は砥川に近い西部に見られる。角閃岩は山の神の沢の上流(L. 271)および注連掛東方(L. 321)にそれぞれ岩相の異なるものが分布する。砥川沿いには変斑れい岩が露出している。緑色岩体の中心部付近(L. 45, 77)にはコートランダイトが分布する。蛇紋岩は北部の石英閃緑岩中

に小岩体が見られる。緑色岩・結晶片岩は片理構造を示すが、貫入岩類の影響を受けて熱変成を受けた組織が随所で観察される。

#### (1) 構造

面構造・線構造は結晶片岩ではよく発達しているが、緑色岩に於いては発達が悪い。丸山南方の御射山林道沿い (L. 31~34付近) の緑色岩の片理は、走向N30°~60°E、傾斜はEまたはWに大きく変化する (第4図)。一方、湯沢南方 (L. 378 付近) の緑色岩の片理はN60°~80°Eである。線構造はあまり明瞭ではないが、L. 31~34では角閃石の線構造がみとめられN30°~60°WでNまたはSに中程度傾斜しているものが多い。結晶片岩の片理面上にN30°~70°E・30°~60°の方向の伸張線構造が発達する。

#### (2) 岩石記載

##### a. 緑色岩

緑色岩は多様な岩相を示すが、構成鉱物の大部分が青緑色角閃石からなるという点で共通している。緑色岩は原岩の火成岩起源と考えられる単斜輝石・褐色ホルンブレンドの残晶や仮晶をもつものから完全に緑色岩化したものまでである。また、組織のうえでは、片理の発達したものから、ドレライト組織をもつもの、接触変成作用の結果と考えられる塊状のものまでである。杏仁状の構造が見られるものがあり、内部は角閃石・斜長石が充填している。

主要構成鉱物はカルシウム角閃石・斜長石で副成分鉱物として単斜輝石・緑れん石・緑泥石・方解石・石英・スフェーン・鉄鉱を含む。また、まれに黒雲母を含む。片理面は主に緑泥石がつくり、鉄鉱が片理面に沿って配列していることが多い。

角閃石は産状より次の4つに区分できる。(a)褐色ホルンブレンド、(b)片理面上に配列する青緑色角閃石、(c)方向性を持たない青緑色角閃石、(d)褐色ホルンブレンド・単斜輝石の縁部を置換する角閃石、である。

(a) 褐色ホルンブレンド (緑色岩体南西部の L. 44 と 46にみられる)

長径0.4mm程度で自形~半自形、方向性を持たない。多色性は、X=淡褐色、Y=濃赤褐色、Z=赤褐色。消光角は約14°。縁部を青緑色角閃石に置換されているものが多く、その境界の形は多くの場合楕円形で比較的明瞭である。

(b) 片理面上に配列する青緑色角閃石

片理面上に定向配列し、線構造を形成している。多色性はX=淡黄色、Y=黄緑色、Z=青緑色~淡緑

色。ときに多色性のきわめて弱いものもある。消光角は約22°。

(c) 方向性を持たない青緑色角閃石

量の多少はあるが、この地域のほとんどの緑色岩に見られる。長径0.1~1.0mmで大きさが様々である。(図版1-2)。多色性はX=淡黄色、Y=緑色、Z=濃青緑色~淡青緑色で片理面を形成する青緑色角閃石に比べてやや濃い色を示すことが多い。消光角は約20°。L. 58-4の岩石ではほとんどが青緑色角閃石からなり、グラノブラスティックな組織を示す。

(d) 褐色ホルンブレンド・単斜輝石の縁部を置換する角閃石 (L. 44)

ほとんど無色で多色性は弱く、消光角は約15°。

なお、上記の(b)(c)の角閃石のX線マイクロアナライザーによる分析の結果、これらは I. M. A. (1978) の ferroan pargasite または magnesian hastingsite の組成である。

単斜輝石 (L. 44, 355 で認められる) は短柱状で長径0.3~1.0mm程度で自形から半自形。種々の程度に青緑色角閃石に置換されている。プリアパート構造が認められることがある (L. 44)。柱状の単斜輝石が非対称プレッシャーシャドウを伴うことがあり、プレッシャーシャドウは多色性のごく弱い角閃石 (上記の(b)にあたる) からなる。上記以外の地点でも単斜輝石の仮晶と考えられる短柱状の青緑色角閃石の結晶がみられる。

斜長石は他形で角閃石の粒間をうめて存在する。径0.1mm程度のものが多いが、ときに0.2~0.4mm程度で双晶をしめす半自形結晶も見られる。

鉄鉱は径0.1mm以下の粒状の集合体や、径0.5mm程度の不定形の結晶として存在する。東保川付近の L. 280, 282, 284, 288 では特に鉄鉱の量が多い。

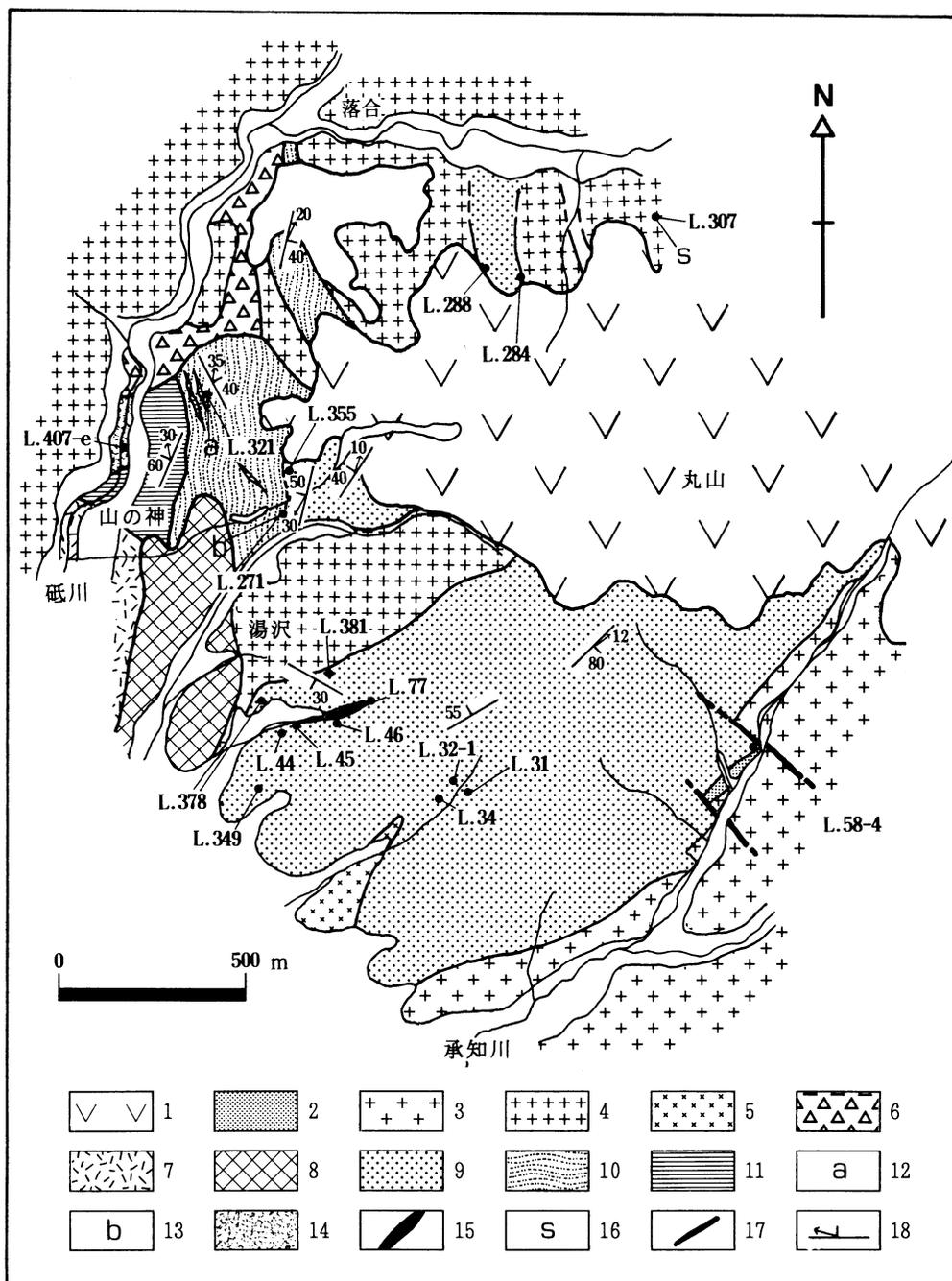
黒雲母は緑色から無色の多色性を示すものと、橙色から赤褐色の多色性を示すものがある。いずれも脈中のものが多い (L. 32-1, 58-4, 284, 288.)。

##### b. 泥質片岩

泥質片岩は黒色または暗灰色で、片理は主に白雲母の定向配列により形成されている。

主要構成鉱物は石英・曹長石・白雲母で副成分鉱物はカルシウム角閃石・緑泥石・緑れん石で方解石・スフェーン・鉄鉱・炭質物を含む。石英・曹長石が優白質層を形成し緑泥石・鉄鉱・炭質物が優黒質層を形成する。

白雲母は片理面に沿って定向配列している。径0.2



第4図 下諏訪地域地質図

1, 第四系火山岩類(塩嶺累層); 2~8, 第三系火成岩類(2, 変輝緑岩; 3, 花崗岩; 4, 石英閃緑岩; 5, 石英斑岩; 6, 粗粒玄武岩; 7, 玄武岩質安山岩; 8, 安山岩); 9~16, 下諏訪変成岩(9, 緑色岩; 10, 泥質片岩; 11, 塩基性片岩; 12, 角閃岩 a, 13, 角閃岩 b; 14, 変斑れい岩; 15, コートランダイト; 16, 蛇紋岩); 17, 断層; 18, 片理面構造・線構造

mm程度のものが多い。カルシウム角閃石は片理面上にわずかに見られる。多色性はX=淡緑色、Y=緑色、Z=淡青緑色で消光角は約10°。緑泥石は白雲母と共に片理面を形成するが量は多くない。伸長の符号が正のものが多い。多色性はほとんど無く淡緑色のものが多い。暗青色または褐色の異常干渉色が見られる。優白質層中の石英・曹長石の間隙に成長しているものも見られる。曹長石は微細なものが多く径0.1~0.2mm程度の他形。

#### c. 塩基性片岩

塩基性片岩は緑色から淡緑色を呈し、縞状構造が発達する。緑泥石の定向配列による片理が発達する。

主要構成鉱物は緑泥石・緑れん石・カルシウム角閃石・石英・曹長石で、方解石・パンペリー石・スフェーン・鉄鉱を含む。緑泥石は白雲母と共に片理面を形成する。淡緑色の弱い多色性を示す。伸長の符号は正のものが多い。干渉色は暗青色から褐色を示す。カルシウム角閃石は片理面上に定向配列する。長径0.1mm程度の自形から半自形柱状である。多色性はX=淡緑色、Y=緑色、Z=淡青緑色で消光角は約10°。曹長石は長径0.1~0.2mm程度の他形結晶が多い。

#### d. 角閃岩

組織の異なる2つのタイプに分けられる。(a)粗粒の半自形から他形の角閃石が弱い方向性を持つもの(L. 321)、(b)粒径のそろった半自形の角閃石からなり、それらが定向配列を持つもの(L. 271)、である。

(a)は主に褐色ホルンブレンドと斜長石からなる。褐色ホルンブレンドは長径0.2~0.6mm程度の半自形結晶が多い。多色性はX=淡黄色、Y=淡緑褐色、Z=緑褐色。消光角は約10°。周囲または全部が青緑色角閃石に置換されている。斜長石は長径0.2~0.8mm程度の他形。ほとんどソーシュライト化しているが双晶の痕跡が観察されることがある。

(b)は明瞭な線構造を示す葉片状の青緑色角閃石よりなる角閃岩。主要構成鉱物は青緑色角閃石・斜長石で他に少量の緑泥石・鉄鉱からなる。鉄鉱の片理面上の配列が著しくないこと、ほとんどが角閃石よりなること等により緑色岩と区別される。

青緑色角閃石は長径0.3~0.4mm程度で半自形長柱状である。緑色~青緑色を示す。消光角は約15°である。斜長石はわずかではあるが、径0.2~0.3mm程度の紡錘形の結晶が青緑色角閃石の粒間に存在する。緑泥石の径0.2~0.4mm程度の球状の集合体が少量みられる。この緑泥石は伸長符号が正で暗青色の異常干渉色を示す。

す。

#### e. 変斑れい岩

変斑れい岩は下諏訪変電所北方の砥川河床(L. 381, 408-e)に見られる。主要構成鉱物は単斜輝石・角閃石・斜長石・緑れん石で、他にりん灰石・スフェーン・鉄鉱・黒雲母を含む。

単斜輝石は長径0.5~1.0mm程度で自形から半自形のものが多い。種々の程度に角閃石に置換されている。一部には柱状のソーシュライト化した斜長石(長径0.3~0.8mm程度)とオフィティックな関係が観察される。

角閃石は青緑色角閃石と褐色ホルンブレンドに分けられる。

青緑色角閃石は長径0.1~0.3mm程度。半自形から他形が多い。多色性はX=淡緑色~無色、Y=淡青緑色、Z=青緑色~淡緑色で消光角は約20°。単斜輝石を置換しているものも光学的性質は同じである。砥川沿いのL. 407-eでは褐色ホルンブレンドが見られる。多色性は、X=淡褐色、Y=淡褐色、Z=赤褐色で消光角は約20°である。

斜長石は長径0.8~1.0mm程度の自形から半自形のものが多い。単斜輝石とオフィティックな関係にあるものもある。L. 407-eではほとんどのものがソーシュライト化している。

#### f. コートランダイト

この岩石は緑色岩体中央部の新町東方の沢沿い(L. 45, 77, 349)で見られる(図版I)。

主要構成鉱物はかんらん石・褐色ホルンブレンド・単斜輝石・黒雲母で他に多色性の弱い緑色角閃石・緑泥石・蛇紋石・鉄鉱を含む。褐色ホルンブレンドと単斜輝石には長径0.2~0.5mmの自形のかんらん石がポイキリティックに包有されている。これら組織は不均一で、部分的に褐色ホルンブレンドが多かったり、単斜輝石が多かったりする。包有されるかんらん石の大きさも変化する。

この岩石について相馬(1975)は変斑れい岩として報告している。これに類似した岩石は中山ほか(1983)、中山(1983)は、紀伊半島西部の畔田から楠本にかけての三波川帯よりコートランダイト岩体として報告している。これらの岩石は変斑れい岩を伴うとされ、その鉱物組合せは本地域の変斑れい岩と類似している。大貫ほか(1988)静岡県浜名湖北東方の都田川周辺の御荷鉾緑色岩中に、異付加集積岩組織を示す蛇紋岩化ウェールライトを報告している。鉱物組合せ等の

詳細は不明であるが組織は非常に類似している。

本地域のコートランダイトでは、かんらん石は径0.2~0.5mm程度の自形または半自形でほとんどが褐色ホルンブレンド・単斜輝石にポイキリティックに包有されている。一部に褐色ホルンブレンド・単斜輝石の粒間に自形で存在するものもある。かんらん石はほとんどが蛇紋石化しており、中心部にわずかに残晶がみられることがある。

褐色ホルンブレンドは長径1.0mm程度の自形から半自形で多色性はX=茶褐色、Y=褐色、Z=濃褐色で消光角は約20°。かんらん石をポイキリティックに包有する。結晶の周囲および蛇紋石化したかんらん石の仮晶の縁片部には多色性の弱い緑色角閃石が置換している。

単斜輝石はほとんど緑泥石化している。径0.8~1.0mm程度のものが多い。かんらん石をポイキリティックに包有している。

黒雲母は褐色から暗褐色の多色性を示す。変質が進み、細粒の鉄鉱を析出していることが多い。長径0.2~0.5mm程度。

g. 蛇紋岩

蛇紋岩は北部の石英閃緑岩体中(L. 307)に小規模に分布する。

主に蛇紋石からなり他に放射状の滑石を含む。滑石は蛇紋石の間に半径0.2~1.0mm程度の同心放射状の結晶が点在して成長している。淡褐色のごく弱い多色性を示す。

蛇紋石は0.1mm以下の細粒の結晶の集合として産出する。

(3) 下諏訪変成岩の変成作用

下諏訪変成岩の変成鉱物組合せは以下のとおりである。

緑色岩

- ① カルシウム角閃石-緑れん石- (± 残留単斜輝石)
- ② カルシウム角閃石-緑れん石-方解石
- ③ カルシウム角閃石-緑れん石-黒雲母
- ④ カルシウム角閃石-緑れん石-緑泥石
- ⑤ カルシウム角閃石-緑泥石 (± 残留単斜輝石 ± 残留褐色ホルンブレンド)
- ⑥ カルシウム角閃石-緑泥石-黒雲母
- ⑦ カルシウム角閃石-緑泥石-方解石
- ⑧ カルシウム角閃石-方解石

⑨ カルシウム角閃石-黒雲母

曹長石・鉄鉱はすべての組合せに含まれ、まれに石英も含まれる。①④の出現頻度が高い。

泥質片岩

- ⑩ 緑れん石
- ⑪ 緑れん石-緑泥石
- ⑫ カルシウム角閃石-方解石
- ⑬ 緑泥石

石英・白雲母・曹長石・炭質物はすべての組合せに含まれる。⑩の出現頻度が高い。

塩基性片岩

- ⑭ カルシウム角閃石-緑泥石-緑れん石-白雲母-方解石
  - ⑮ カルシウム角閃石-緑泥石-白雲母-方解石
- 石英・曹長石はすべての組合せに含まれる。

角閃岩

- ⑯ カルシウム角閃石-曹長石-緑泥石 (± 残留褐色ホルンブレンド)
- ⑰ カルシウム角閃石-曹長石

変斑れい岩

- ⑱ カルシウム角閃石-緑泥石-緑れん石
- 他に残留褐色ホルンブレンド・残留単斜輝石を含む。

コートランダイト

- ⑲ カルシウム角閃石-緑泥石-蛇紋石
- 他に残留褐色ホルンブレンド・残留単斜輝石を含む。

Ⅲ. 伊那地方の三波川帯・御荷鉾帯

赤石山北部には中央構造線から東方へ、三波川帯、御荷鉾帯、秩父帯の南北方向の帯状構造が認められる。御荷鉾帯の東縁部には戸台構造帯が分布する。

伊那地域の三波川変成岩は松島(1956)、橋本(1960)、Watanabe(1977)、河内ほか(1983)等により地質学的・岩石学的な研究がなされた。河内ほか(1983)は三波川帯と御荷鉾緑色岩の境界部に岩入衝上断層が存在するとした。この断層は層面片理面に平行である。松島(1975 a, b)は御荷鉾帯中にみられる非変成の礫岩・砂岩泥岩互層よりなる戸台層をはさむ戸台構造帯を衝上断層として、西側の三波川帯が秩父帯

に衝上していると考えた。橋本(1960)は三波川帯から秩父帯にかけて層序は一連整合であると考えている。河内ほか(1983)と橋本(1960)の三波川帯と御荷鉢帯の区分は位置的に一致している。また、Watanabe(1977)による大花沢断層は岩入衝上断層の延長に相当するが、Watanabe(1977)は大花沢断層を三波川帯内部の断層としている。御荷鉢帯の東縁には戸台構造帯が存在する(河内ほか, 1983)。

今回は横河川変成岩・下諏訪変成岩との岩石学的比較のために、上伊那郡長谷村の黒川流域および三峰川の小瀬戸峡付近で三波川変成帯から御荷鉢帯にかけての連続的な試料採取と岩石記載を行った。本研究では三波川帯と御荷鉢帯の境界を河内ほか(1983)にしたがい岩入衝上断層とした。

#### (1) 地質と岩相

この地域では、三波川帯は南北に細長く分布し、最大幅は約3kmである。主に結晶片岩と蛇紋岩からなる。結晶片岩の大部分は泥質片岩で、他に厚さ10~50mの塩基性片岩層が5~8枚はさまれている。また、珪質片岩・砂質片岩・石灰質片岩をばさむ。黒川沿いでは中央構造線から250m以内で最大径0.5mmの曹長石斑状変晶(点紋)が見られる。結晶片岩の層面片理は走向NS~NNE-SSWで、東へ30°~70°傾斜する。結晶片岩にはちりめんじろ褶曲がよく発達し、線構造はNNEまたはSSW方向で水平または低角でプランジする。

一方、御荷鉢帯は三波川帯に沿って南北に細長く分布し、最大約3kmの幅をもつ。層面片理の走行・傾斜は三波川帯と調和的である。主に緑色岩・結晶片岩・蛇紋岩からなる。蛇紋岩の割合は三波川帯に比べて多い。

緑色岩は玄武岩質溶岩・枕状溶岩・ハイアロクラスタイト・ドレライト・斑れい岩など(木下, 1980)からなる。結晶片岩は泥質片岩・塩基性片岩・珪質片岩などからなる。御荷鉢帯の多くは緑色岩によって占められている。結晶片岩類は西部に集中している。緑色岩は縞状構造を持つが片理の発達は結晶片岩に比べて弱い。

#### (2) 変成岩と変成作用

この地域の変成作用についての研究はこれまでに橋本(1960)、Watanabe(1977)、河内(1983)によっておこなわれている。

橋本(1960)は上伊那郡地域長谷村周辺の戸台川層(秩父帯)を第1帯、鷹岩層(御荷鉢緑色岩類)を第

Ⅱ帯、黒河内層(三波川帯)を第Ⅲ・Ⅳ帯に分帯し、変成岩の鉱物組合せの記載と変成作用の検討を行った。今回対象となるのはこれらのうちⅡ~Ⅳ帯である。

橋本(1960)によれば、Ⅰ帯は再結晶作用が完全ではなく砂岩源あるいは塩基性火成岩源の変成岩は原岩の組織を残している。第Ⅱ帯はアルカリ角閃石が普遍的に現れること、一部にローソン石を含む岩石が現れる。塩基性溶岩や貫入岩に由来する塊状の緑色岩には単斜輝石・角閃石の残晶を含むが、大部分の岩石は原岩の組織を失っている。また、結晶片岩には明瞭な片理が発達する。Ⅲ・Ⅳ帯では再結晶作用は進行しており、ほとんどの岩石が完全に結晶片岩化している。Ⅳ帯では曹長石斑状変晶が観察され、ざくろ石・電気石を含む。

橋本(1960)はアルカリ角閃石・ローソン石の存在からⅠ帯からⅣ帯までを藍閃変成作用(藍閃石片岩相)であるとした。Watanabe(1977)は本地域の南方の大河原地域で、とくに塩基性岩に注目して変成分帯をおこなった。それによるとⅠ帯からⅢ帯(橋本, 1960)のⅠ帯からⅣ帯の地帯)の変成作用はアクチノ閃石-緑泥石-緑れん石-曹長石-石英の鉱物組合せにアルカリ角閃石が出現することから緑色片岩相から藍閃石片岩相に相当するとしている。

## V. 考 察

本論では横河川変成岩体・下諏訪変成岩体の所属を明らかにするのを目的として両変成岩体の地質学的・岩石学的研究を行ってきた。以下に両変成岩体の所属についての検討を行なう。

### 1. 横河川変成岩

#### (1) 変成作用

横河川地域の変成岩は緑泥石帯からざくろ石帯にかけての変成度を示す。藍閃石片岩相に特徴的なアルカリ角閃石やローソン石は見いだされなかったが、緑色片岩相から一部は緑れん石角閃岩相低温部の変成作用を被っていると考えられる。スティルプノメレン・パンペリー石が見いだされないことを除けば、伊那地域の三波川変成岩と類似している。

このことはすでに河内ほか(1966)により指摘されているように、横河川変成岩が上伊那地域と同様の緑色片岩相から藍閃石片岩相の三波川式の変成を被ったとして矛盾しない。

#### (2) 構造

上伊那地域の三波川変成帯では中央構造線より点紋片岩が分布している。また、層面片理は中央構造線にはほぼ平行である。横河川変成岩の西縁の横河川断層が、吉野(1976)の述べたように中央構造線の延長であるなら、点紋帯の分布、層面片理面の伸長方向についても上伊那の三波川帯とよく一致している。

横河川変成岩には初期の褶曲軸をもう一つの褶曲軸が変形するような、2つの変形時階を示す構造が観察される。Faure(1985), Simizu(1988), Banno & Sakai(1989)は四国中央部や関東山地で三波川変成岩の変形について検討を行い、三波川変成岩にはの変形には2回または3回の変形が重複しているとしている。

以上を考え合わせると、横河川変成岩はフォッサマグナ西部における上伊那地域の三波川変成岩のフォッサマグナ内の延長と考えられる。

一方、横山(1989)は横河川変成岩についてK-Ar法による放射年代測定(鉱物は不明)を行い、23Ma~28Maという年代を得た。また、超塩基性岩中に斜方輝石が、変成岩中にグロッシュラー成分に富むザクロ石が存在することから横河川変成岩は三波川変成岩ではなく中央構造線付近にある別の変成帯であるとした。

三波川変成岩の変成年代は各地で報告があるが、上伊那地域南部の分杭峠付近では柴田・高木(1988)が白雲母のK-Ar年代測定を行い57.8~65.9Maの年代を得た。これらの年代は横山の指摘のとおり、横河川変成岩とは大きく食い違っている。

しかし、この地域には中期中新世の石英閃緑岩等の深成岩類が貫入している。また、各地で棚小場泥岩層(中期中新世)が熱水による珪化を受けているのが観察される。横河川変成岩の分布地域内には貫入岩体はみられないが、塩基性片岩の片理を切って成長するカルシウム角閃石が観察され、横河川変成岩が、接触変成作用の影響を受けている可能性が強い事を示す。したがって、横山(1989)の横河川変成岩のK-Ar年代についても接触変成作用による若返りを考慮する必要がある。

横山(1989)がのべた超塩基性岩中の斜方輝石については、今回の研究ではその存在は確認できなかった。Mori & Banno(1973)は四国中央部三波川変成岩体の東赤石かんらん岩体中にざくろ石ウエブステライト・ざくろ石斜方輝石ウエールライトを報告している。また、Yokoyama(1980)は四国中央部三波川変成岩体の肉濁かんらん岩体に斜方輝石を報告している。

さらに、グロッシュラー成分に富むざくろ石についてはBanno(1964)が四国中央部三波川帯の東平角閃岩体の石灰質岩中において記載している。このようなざくろ石は超塩基性岩体に伴うロジン岩中にもしばしば見られる。したがって横山(1989)が述べたようなグロッシュラー成分に富むざくろ石や斜方輝石の存在は、横河川変成岩が三波川変成岩ではないという積極的な証拠にはならない。

## 2. 下諏訪変成岩

### (1) 変成作用

上伊那地域の御荷鉾緑色岩類は、三波川帯と秩父帯にはさまれ、それらは三波川変成作用を被っている(橋本, 1960; Watanabe, 1977; 河内ほか, 1983など)。橋本(1960), Watanabe(1977)によれば、上伊那地域の御荷鉾帯の変成作用はパンペリー石-アクチノ閃石相から藍閃片岩相の間の変成作用を被っており、枕状溶岩・ドレライト・ハイアロクラスタイト・変斑れい岩・青色片岩・泥質片岩・塩基性片岩・蛇紋岩などが分布する。

下諏訪変成岩は緑色岩・泥質片岩・塩基性片岩・角閃岩・変斑れい岩・コートランダイト・蛇紋岩が分布する。一方、この地域の花崗岩・石英閃緑岩は地表に露出する部分よりもかなり大きな岩体であると考えられており(相馬, 1975; 諏訪の自然史地質編編集委員会, 1975)、これらが下諏訪変成岩に接触変成作用の影響を与えていると考えられる。相馬(1975)は下諏訪変成岩には花崗岩に近づくにつれ変成度が上昇するような現象は見られないとしている。しかし、花崗岩体に近接する承知川沿いの地域では緑色岩は、定向性を持たないカルシウム角閃石からなり、接触変成作用の影響を強く受けている。承知川より西の地域では様々な程度で熱変成の影響が観察される。またこの地域には、原岩の単斜輝石・褐色ホルンブレンドを産晶として残す岩石も見られる。これは地下における花崗岩類の分布の差によるものであると考えられるが、いずれにしても花崗岩類に近づくにつれて接触変成作用の影響が強くなるという傾向が認められる。

片理を構成しているカルシウム角閃石の光学的性質は、接触変成作用で出来たと考えられる定向性を持たないカルシウム角閃石とよく似ており、両者はいずれも接触変成作用により再結晶したものと考えられる。緑色岩のカルシウム角閃石が片理面に定向配列を示すのは接触変成作用を受ける前の変成岩の組織を反映してカルシウム角閃石が再結晶したためと考えられる。

泥質片岩・塩基性片岩は緑色岩に比べて原岩の組織をよく残している。これらは片理がよく発達しており広域変成岩の組織を示し、点紋片岩こそ見られないが横河川変成岩とよく似ている。鉱物組合せも横河川変成岩の無点紋帯にはほぼ対比でき、これらの点から緑色片岩相の変成相が考えられる。

緑色岩と結晶片岩類の片理面の方向はほぼ NNE-SSW~NE-SW で一致する。また、両者の境界は漸移的であるので連続性を持つと考えられる。接触変成作用の影響の弱い地域では弱変成岩として縞状構造の組織が残存しており、それらを切るように発達する方向性のないカルシウム角閃石がみられる。これらのことは緑色岩が単に接触変成作用によって形成されたとは考えにくい。したがって、緑色岩は熱変成を被る前の状態で、結晶片岩と同様の緑色片岩相の広域変成作用を被った岩石であったと考えられる。

下諏訪変成岩の緑色岩の組織についてはいくつかの注目すべき点がある。湯沢上流の緑色岩の転石は残留単斜輝石を含み、この単斜輝石にはドレライト組織と考えられる組織が見られる。また、山の神東方500mの付近ではドゥルーズの空隙をカルシウム角閃石が充填している構造が見られる。これは上伊那地域のハイアロクラスティックブレッチャに見られるような発泡の痕跡である可能性が強い。また、上記地点付近の緑色岩にはやや粗粒の碎屑物を含む縞状構造の発達した岩石がある。この組織は、上伊那地域の単斜輝石の碎屑物を含むハイアロクラスティックシルト（またはサンドストーン）に良く似ている。

コートランダイトについては紀伊半島西部の三波川変成岩において中山（1983）等の報告がある。このコートランダイトは褐色ホルンブレンドと黒雲母を特徴的に含み異付加集積岩の組織（Wager *et al.*, 1960）を示す。また、静岡県浜名湖北東方の御荷鉾緑色岩中に同様の異付加集積岩組織を示す。ウェールライトとして記載された岩石がある。これら岩石の組織はお互いにきわめて良く似ており下諏訪変成岩体中のコートランダイトが三波川帯から御荷鉾帯にかけてのコートランダイトに対比できることを強く示唆している。なお、伊那地域では領家帯中にコートランダイトの報告があるが、これらは褐色黒雲母を含まないなど、下諏訪地域のコートランダイトとは鉱物組成や組織のうえで違いがあり区別される。

## (2) 構造

下諏訪変成岩の緑色岩には、はっきりとした層面片理面は観察されず露頭も少ないために全体としての構造は不明であるが、おおよそ層面片理の走向は NNE-SSW から NE-SW といえる。上伊那地域の御荷鉾緑色岩類の層面片理面はおおよそ中央構造線に平行な、NNE-SSW である。

以上より下諏訪変成岩は御荷鉾緑色岩類に対比されるところとして矛盾はない。本間（1931）は下諏訪変成岩は第三紀中新世に貫入した石英閃緑岩類に熱水変質をうけた後、圧砕されて片理を生じたウルトラマイロナイトであるとした。しかし、この変成岩にマイロナイト組織は観察されない。相馬（1966）は下諏訪変成岩は石英閃緑岩体の貫入以前に形成されたものとし、その変成作用を丹沢型としている。

## 3. 横河川変成岩・下諏訪変成岩とフォッサマグナの運動

フォッサマグナ内での中央構造線が横河川断層であり、横河川変成岩が三波川変成岩の延長であるなら、これらの位置関係よりフォッサマグナの運動がある程度予想される。この考えはすでに河内ほか（1966）、諏訪の自然史地質編編集委員会（1975）、吉野（1976）に述べられており、これらはフォッサ・マグナ団研グループ（1958）によるムラサメ帯（中央構造線に沿う、断層の活動による変質帯）の延長から推定されたフォッサマグナのずれ幅約12kmに良く一致する。本論は横河川変成岩を点紋帯を含む三波川変成岩の延長と考えた。上伊那地域の三波川変成岩には点紋帯が中央構造線から150m前後の幅に分布しており、これらの関係から横河川断層が中央構造線の延長として対比できることはほぼ間違いない。

以上のように横河川変成岩体と中央構造線の関係についてはこれまで様々な検討がなされてきた。本論では今回、さらに下諏訪変成岩は御荷鉾緑色岩に対応するものであるとの結論を得たので、横河川変成岩と下諏訪変成岩をあわせて三波川変成岩と御荷鉾緑色岩に対比したことになる。本論文で模式地とした上伊那地域の黒川沿いの御荷鉾緑色岩は、鷹岩から約300m東の地点で結晶片岩から緑色岩へとほぼ完全に移行する。この結晶片岩と緑色岩の境界部は下諏訪変成岩の結晶片岩と緑色岩の境界部に対比できる可能性がある。中央構造線から上伊那地域の結晶片岩と緑色岩の境界部までの距離はおおよそ3km前後であり横河川断

層から下諏訪變成岩の結晶片岩と綠色岩の境界部までの距離がおおよそ3~4 kmである事とほぼ一致する(第1図)。これらの考えが正しければ少なくとも横河川變成岩と下諏訪變成岩は上伊那地域の三波川帯から御荷鉾帯に対比できることになる。

謝 辞

本論文を作成するにあたり、島根大学理学部地質学教室の高須 晃博士には地質調査から論文の作成に至まで終始御指導頂いた。また、同教室岩石鉱物学セミナーの教官・大学院生の方々には多くの援助、助言を頂いた。島根大学理学部地質学教室の卜部厚志氏(現新潟大学自然科学科)、石川 玲氏には EPMA 分析について御協力頂いた。

信州大学地質学教室の山田哲雄教授、山口佳昭助教授、公文富士夫助教授には横河川周辺の地質に関する情報および資料を提供して頂いた。長野県明科高等学校の小松宏昭氏には調査地域の資料を提供して頂いた。また、信州大学理学部付属諏訪臨湖実験所の沖野外輝男教授、塩野崎寛氏、大学院生、学生の方々には野外調査に際して様々な便宜をはかって頂いた。

以上の方々に深く感謝申し上げる。

参 考 文 献

Banno, S., 1964 : Petrologic studies on Sanbagawa crystallin schists in the Bessi-Ino district, Central Japan. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo*, XV, 201-319.  
 Banno, S and Sakai, C., 1989 : Geology and metamorphic evolution of the Sambagawa belt, Japan. *Geol. Soc. Long. Spec. Pub.*, no. 43, 519-532.  
 Faure, M., 1985 : Microtectonic evidence for eastward ductile shear in the Jurassic orogen of S. W. Japan. *Jour. Struct. Geol.*, 7, 175-186.  
 フォッサ・マグナ研究グループ, 1958 : フォッサ・マグナの構造的意義・地球科学, 37, 29-33.  
 牛来正夫, 1951 : フォッサ・マグナのメディオアンライン〜一つの夢想〜。フォッサ・マグナ火成作用研究会機関紙, No. 4, 2-4。  
 橋本光男, 1960 : 長野県上伊那郡長谷村地方の變成岩。国立科学博物館研究報告, 5, 104-116。  
 東野外志男, 1975 : 四国中央部白髪地方三波川變成帯の黒雲母帯。地質雑, 81, 653-670。  
 本間不二男, 1931 : 信州中部地質誌, 信濃教育会。

河内洋佑・山田哲雄・横田勇治, 1966 : 諏訪湖北方, 横河川地上流の結晶片岩(横河川變成岩)。岩鉱, 56, 21-29。  
 河内洋佑・湯浅真人・片田正人, 1983 : 市野瀬地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 70 p。  
 木下房男, 1980 : 赤石山地の御荷鉾綠色岩類について—三峰川・小瀬戸峡および大鹿村・黒川沢での観察—。下伊那教育会自然研究紀要第3集, 157-176。  
 公文不二夫・佐藤玲子・小坂共栄, 1990 : 諏訪湖北方の新第三系横河川累層の中新世放散虫化石。信州大学理学部紀要。  
 松島信幸・岩井四郎, 1956 : 赤石山地北中部の地質構造の概要。地質雑, 62, 365-366。  
 Mori, T., and Banno, S., 1973 : Petrology of peridotite and garnet Clinopyroxenite of the Mt. Higasi-Akaisi mass, central shikoku, Japan—Subsolidus relation of anhydrous phases. *Mineral. Petrol.* 41, 301-323。  
 中山 勇・加治敦次・高須 晃, 1983 : 四国東部および紀伊半島西部の三波川帯の苦鉄質・超苦鉄質貫入岩について(その1)。地球科学, 37, 262-274。  
 中山 勇, 1983 : 四国東部および紀伊半島西部の三波川帯の苦鉄質・超苦鉄質貫入岩について(その2)。地球科学, 37, 312-326。  
 大貫 仁・吉田武義・花松俊一, 1988 : みかぶ綠色岩体の岩石化学—超苦鉄質岩類と苦鉄質火山岩類との成因関係—。地球, 10, 398-401。  
 沢村孝之助・大和栄次郎, 1953 : 5万分の1地質図幅「諏訪」および同解説書。地質調査所。  
 柴田 賢・高木秀雄, 1988 : 中央構造沿いの岩石および断層内物質の同位体年代—長野県分杭峠地域の例—。地質雑, 94, 35-50。  
 Shimizu, I., 1988 : Ductile deformation in the Low-grade part of the Sambagawa Metamorphic Belt in the northern Kanto mountains, central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 94, 609-628。  
 相馬恒雄, 1975 : 諏訪湖北部の地質と岩石。富山大学理学部研究報告, 91-100。  
 諏訪の自然史地質編編集委員会, 1975 : 諏訪の自然史地質編。諏訪教育会。  
 Wager, L. R., Brown, G. M., and WardaorTH, W. J., 1960 : Types of Igneous Cumulates. *Jour. Petr.*, 1, 73-85。

- Watanabe, T., 1977 : Metamorphism of Sambagawa and Chichibu belts in the Oshika district, nagano prefecture, central Japan. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ.*, Ser. IV, vol. 17, no. 4, Aug., 1977, 629-694.
- 山崎直方, 1908 : ハケ岳山麓地質調査報告文, 震災予防調査会報告書, No.20.
- Yokoyama, K., 1980 : Nikubuti peridotite body in the sanbagawa metamorphic belt; Thermal history of the 'Al-pyroxene-rich suite' peridotite body in high pressure metamorphic terrain. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 73, 1-13.
- 横山一己, 1989 : 東部中央構造線沿いの変成岩. 日本地質学会第96年学術大会講演要旨, 98.
- 吉野博厚, 1976 : 諏訪湖北方および南方の中央構造線—特に中新世以降の活動について—. *地質学論集*, 13, 61-72.
- Yokoyama, K., 1980 : Nikubuti peridotite body in the sanbagawa metamorphic belt; Thermal history of

### 図 版 説 明

- 1 : 下諏訪変成岩のコートランダイトの中の, かんらん石をポイキリティックに包有する褐色ホルンブレンド. かんらん石は蛇紋石・角閃石に置換されている.
  - 2 : 下諏訪変成岩の緑色岩中にみられる縞状構造と, それを切るように成長した接触変成作用による青緑色角閃石.
- B-Hb : 褐色ホルンブレンド, Srp + Hb : 蛇紋石または角閃石化したかんらん石,  
B-Bt : 褐色黒雲母, C-Hb : 方向性をもたない青緑色角閃石

諏訪湖周辺の変成岩

