

# 岡山県勝山－刑部地域の地質： 堆積性およびダイアピル起源の混在岩

於保 幸正<sup>1)</sup>・平山 恭之<sup>2)</sup>

<sup>1)</sup> 広島大学名誉教授

<sup>2)</sup> 広島大学大学院総合科学研究科

## Geology of Katsuyama-Osakabe Area, Okayama Prefecture, Southwest Japan: Chaotic Rock Bodies Originated by Sedimentary and Diapiric Processes

Yukimasa OHO<sup>1)</sup> and Yasuyuki HIRAYAMA<sup>2)</sup>

<sup>1)</sup> Emeritus Professor, Hiroshima University

<sup>2)</sup> Graduate School of Integrated Arts and Sciences, Hiroshima University

### Abstract

On the basis of the results of field surveying and microstructural study, we describe here the occurrence of chaotic rocks formed by diapiric processes, and the structural relationships between the Ohsayama serpentinite mélangé, the Permian olistostrome, and the Sangun metamorphic rocks. The Ohsayama serpentinite mélangé is distributed in the Osakabe area and was defined by Tsujimori (1998) as a tectonic mélangé with a serpentinite matrix. It contains blueschist-facies schists with a metamorphic age (320 Ma) older than that of the Sangun metamorphic rocks (180 Ma), and is traceable to the north of the Permian olistostrome. The Permian olistostrome is distributed in the Katsuyama area and consists of submarine sliding deposits with mudstone, sandstone, alternating beds of sandstone and mudstone, and limestone blocks. In addition to these rocks, we newly found chaotic rocks of diapiric origin. These chaotic rocks are characterized by a predominant mud matrix and non-sorted clasts with sizes ranging from 1 mm to more than 10 m. The distribution of the chaotic rock body cuts the bedding planes of the other strata at a high angle. The clasts have irregular shapes, a zigsaw-puzzle structure, and disaggregated wisps. These features indicate that the clasts were broken and driven upward by overpressured fluids. The Sangun metamorphic rocks, which are of a high pressure type and commonly show three generations of foliation, underlie both the Ohsayama serpentinite mélangé and Permian olistostrome with a fault contact and form syncline trending E-W and plunging 7° to west at the northeast part of the surveyed area.

## 1. はじめに

日本列島のようなプレート収束域では付加体が形成され、そこにはメランジュと呼ばれる岩体が存在することが知られている（例えば、Hsü, 1968; Ernst, 1970; Maxwell, 1974; Cloos and Shreve, 1988）。それらは地層がレンズ状に破断していたり、種類の異なる岩石が混在することに特徴を有している。混在する岩石の中には異地性の岩体を含む事もある。それらは一般に混在岩と呼ばれる。混在岩はその起源からテクトニック・メランジュ、堆積性メランジュおよびダイアピリック・メランジュに分けられている（例えば、Festa et al., 2012）。テクトニック・メランジュは、主にせん断によって地層が破断されるものであり、堆積性メランジュは、海底地すべりなどのような重力による滑動によって岩石が混在化するものである。ダイアピリック・メランジュは、地層中の間隙水圧が上昇することにより、周囲の地層の中に流動変形を伴いながら貫入するものである。付加体におけるメランジュは、実際には上記の一つの要因で形成される訳ではなく複数の要因が働き、混在岩の様相をより複雑なものにしていると考えられている（Festa et al., 2012）。

中国地方には古生代から中生代にかけて形成された堆積岩、三郡変成岩あるいはハンレイ岩や超苦鉄質岩を含むオフィオライトなどが分布し、これらは付加体を形成していたと考えられている（Isozaki et al., 2010; Wakita, 2013）。堆積岩としては次のようなものが存在する。それらは、正常な層理面を有し未固結時あるいは固結後の変形を示さないもの、付加体に特有な剪断に伴う変形を受けたもの、重力滑動による未固結時の変形を受けたもの、あるいは淘汰が悪く様々な種類のクラストを含むものである。中国地方ではこのような様々な岩相を呈する堆積岩が、三郡変成岩やハンレイ岩と互いに隣接して分布しているが、中国地方においてどのような過程でそれらが形成され、隣接するに至ったのかなど不明な点が数多く残されている。

調査地域である勝山<sup>おさかべ</sup>-刑部地域の地質に関してこれまで得られた知見をみると、辻森（1998）は

調査地域の西部に位置する刑部地域において、約320 Maの青色片岩を含む大佐山蛇紋岩メランジュが分布することを報告している。一方、刑部の東方にある勝山地域には、“二畳紀オリストストローム”が発達することが報告されている（三宅, 1985）。“二畳紀オリストストローム”は、ダイアミクタイト（Flint et al., 1960a, b）、石灰岩、緑色岩（ハンレイ岩、玄武岩など）、砂岩・泥岩互層および酸性凝灰岩から構成される低度な変成を受けた二畳紀層であり、二畳紀中期から後期にかけての海底地すべりに伴う堆積物であると考えられている（三宅, 1985）。また、この堆積物の中には小規模なブロックとして蛇紋岩や変成岩も存在する。さらに、これらの二畳紀層の北側にはハンレイ岩をブロックとして含む蛇紋岩が東西方向に帯状に延びて分布している。勝山地域から刑部地域にかけて分布するこれらの岩石の全体的な構造関係を知ることは、付加体が形成される過程の中で、異なる岩石がどのようにして隣接するに至ったのかを解明する上で基礎的な知見を得ることであると考える。そのために、刑部地域に分布する大佐山蛇紋岩メランジュが勝山地域でどのように追跡されるか検討を行うと共に、“二畳紀オリストストローム”と呼ばれる二畳紀層と蛇紋岩メランジュとの構造関係およびそれらの岩石と三郡変成岩との構造関係を解明するために野外調査を行った。調査を行う過程で、“二畳紀オリストストローム”と呼ばれる岩体の中には泥岩ダイアピルに由来する岩石が存在する可能性が明らかとなった。本論では主にダイアピルを起源とする混在岩が存在するのではないかと考えるに至った調査結果と大佐山蛇紋岩メランジュ、二畳紀層および三郡変成岩とのそれぞれの構造関係について述べる。

## 2. 地質概説

調査地域は中国地方東部の岡山県真庭市勝山から新見市刑部に至る地域である。そこでは南側に広く三郡変成岩が分布し、北側には二畳紀の碎屑岩や海底地すべり堆積物および大佐山蛇紋岩メランジュ（辻森, 1998）とその東方延長に相当する

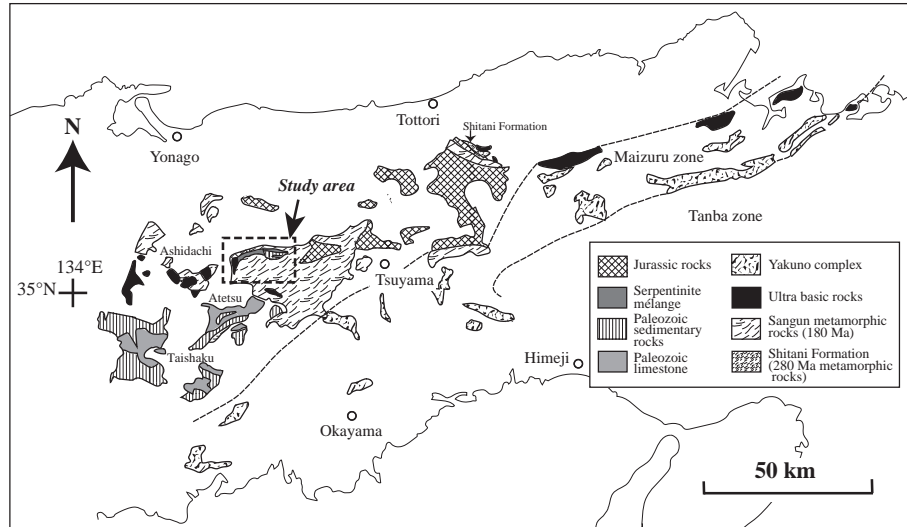


図1 勝山-刑部地域の位置図（山田他, 1982, 柴田・西村, 1989, 三宅, 1985に基いて作成）

ものが分布している。三郡変成岩は、放射年代により古生代後期の三郡-蓮華帯、中生代を示す三郡一周防帯と三郡-智頭帯とに区分されているが（柴田・西村, 1989）、本稿では中生代の放射年代を示すものについては従来通り三郡変成岩と呼ぶことにする。また、柴田・西村（1989）は三郡-蓮華帯に超苦鉄質岩体を含めて呼称していたが、辻森（1998）に従い超苦鉄質岩体を除いたものを三郡-蓮華変成岩と呼ぶことにする。なお、超苦鉄質岩体は下記に述べる大江山オフィオライトに相当するものである。調査地域を含めて中国地方東部における地層の分布を大きくみると、本地域の東方にある鏡野-津山地域から鳥取県の智頭-若桜地域にかけてはジュラ紀の智頭層が分布する（上村他, 1979, 早坂, 1987, Otoh, 1987, Oho and Hirayama, 1991）（図1）。鏡野-津山地域の智頭層中にはテクトニック・メランジュとしての変形構造が観察されている（於保, 2014）。若桜地域には志谷層と呼ばれ、280 Maの変成年代を示す、三郡変成岩より古い年代の変成岩（三郡-蓮華変成岩）が存在する（柴田・西村, 1989）。本地域西方の新見市足立から鳥取県の若桜地域を経て大江山に至る地域には、大江山オフィオライトと呼ばれる超苦鉄質岩体（石渡, 1989）が点在する。本地域の大佐山超苦鉄質岩体や本地域の南方に分布する落合-北房超マフィック岩体（荒井他, 1988）はこれらの一員である。本地域の南西方にある阿哲地域には、石炭紀から

二畳紀の石灰岩が碎屑岩を伴って広く分布し、石灰岩は衝上断層を境として繰り返し現れていることが知られている（Sada, 1965）。

上記のような中国地方東部における地質の枠組みの中で、調査地域には次のような岩石が分布している。すなわち、三郡変成岩、大佐山超苦鉄質岩体、“二畳紀オリストストローム”（三宅, 1985）と呼ばれ、碎屑岩、海底地すべり堆積物および石灰岩などから構成される二畳紀層、ジュラ紀の山奥層（小西, 1954）、白亜紀前期の関門層群、白亜紀後期の花崗岩および新第三紀の備北層群である（図2）。三郡変成岩はチャート、チャートラミナイト（吉田, 1981）、泥質岩、砂質岩および塩基性火山碎屑岩を起源とする結晶片岩である。チャート中には片理を褶曲軸面とし、両翼が閉じてほぼ平行となった小褶曲が頻繁に観察される。また、片理を曲げる小褶曲もみられる。チャートラミナイトは0.1 mmから2 mmの厚さをもつ珪質な部分と泥質な部分とが細互層をなすものである。塩基性火山碎屑岩は緑色を呈し、変成鉱物として緑泥石、緑簾石などが含まれている。三郡変成岩の変成年代については、勝山地域や勝山の南東方にある旭町地域などで約180 Maが得られている（柴田・西村, 1989）。

大佐山超苦鉄質岩体は調査地域の西端にある大佐山に分布し、構造的上位にあるカンラン岩体と下位に位置する大佐山蛇紋岩メランジュに区分されている（辻森, 1998）。かんらん岩はハルツバー

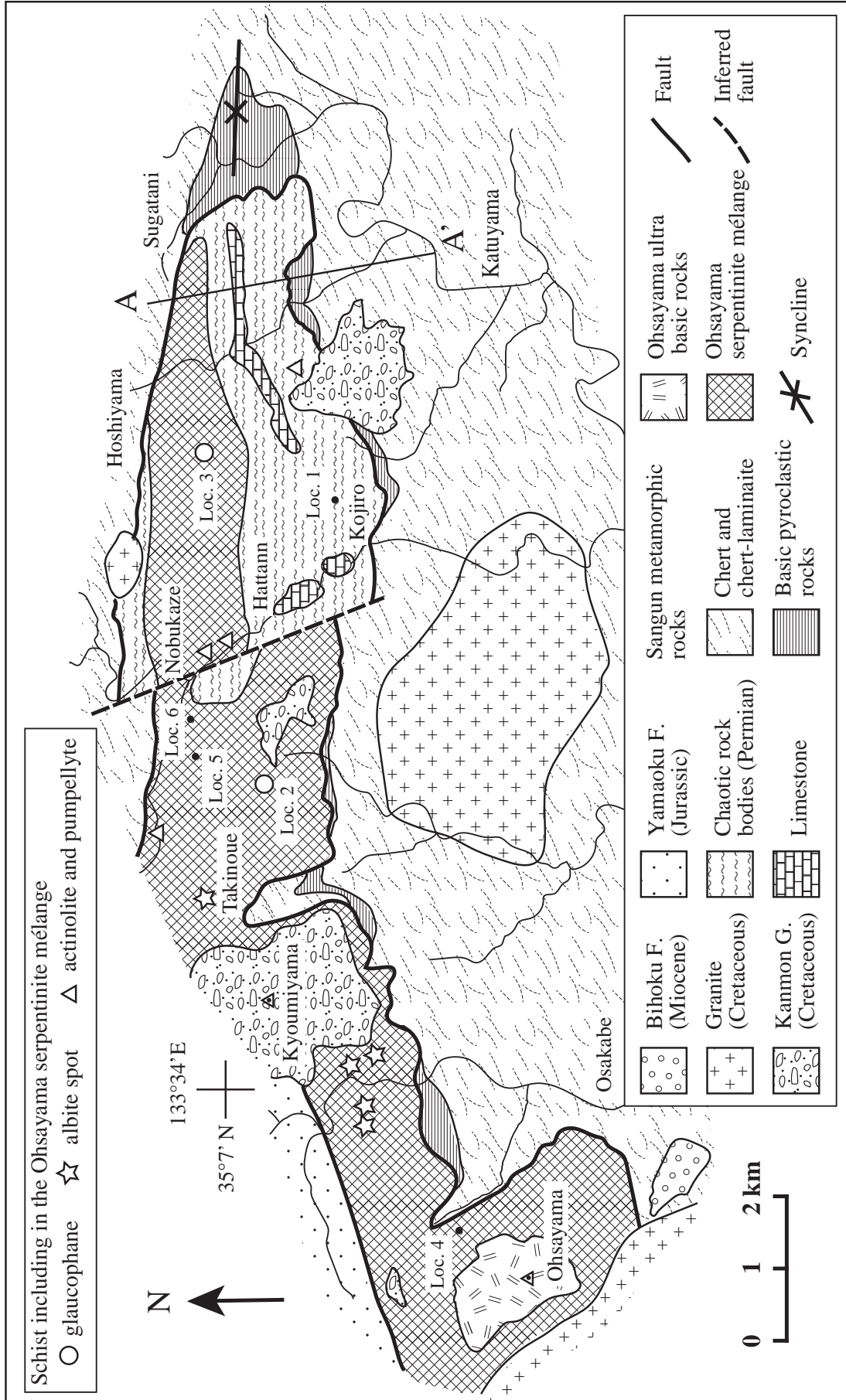


図2 勝山一刑部地域の地質図



ジャイトやダナイトからなり、多くは蛇紋岩化作用を受けている (Nozawa and Shibata, 1994). 蛇紋岩メランジュには、蛇紋岩をマトリックスとして藍閃石片岩、ハンレイ岩・輝緑岩などがブロックとして含まれている (辻森, 1998). 藍閃石片岩はK-Ar年代として約320 Maを示し、藍閃変成作用を受けている (Tsuji-mori and Itaya, 1996; 辻森, 1998). 蛇紋岩中のブロックには、変成岩として藍閃石片岩以外にも、曹長石の斑状変晶を含む泥質片岩、変成鉱物としてローソン石やパンペリー石を含む緑色片岩などが含まれている (Watanabe, 1984; 野坂, 1997; 橋本・猪木, 1970; 辻森, 1998). なお、本稿では蛇紋岩を主とする岩石については辻森 (1998) に従って、大佐山蛇紋岩メランジュと呼ぶことにする。

三宅 (1985) が記載した“二畳紀オリストストローム”は、泥岩、砂岩、砂岩・泥岩互層、海底地すべり堆積物、石灰岩、チャート、酸性凝灰岩、緑色岩および様々なスケールの礫やブロックから構成され、蛇紋岩や結晶片岩のブロックを伴うことがある。泥岩からは二畳紀中期から後期の放射虫化石が報告されている (三宅, 1985). 石灰岩は石炭紀後期から二畳紀中期の紡錘虫化石を産し、異地性岩体である (三宅, 1985). 三宅 (1985) は、様々なスケールの礫やブロックからなる角礫岩をダイアミクタイト (Flint et al., 1960a, b) と呼び、“二畳紀オリストストローム”の堆積物であると報告している。しかし、後述するように、ダイアミクタイトと呼ばれる岩石の中にはダイアピル起源である可能性の高い岩石が存在する場合もある。本稿では、蛇紋岩メランジュの東方延長に相当する岩石を除いた碎屑岩などをまとめて二畳紀層と呼ぶことにする。

ジュラ紀の山奥層は、大佐山蛇紋岩メランジュの北側に高角な断層を境として分布する。本層は砂岩層、泥岩層および砂岩・泥岩互層からなり、粗粒な砂岩や礫岩を挟んでいる (小西, 1954). 砂岩層や泥岩層の厚さは1-1.5 mであり、砂岩・泥岩互層の厚さは約20 cm程度である。産出化石の特徴から沿岸域あるいは汽水域の堆積物であると考えられている (小西, 1954).

関門層群は、勝山の北西方や刑部の北方に分布

し、三郡変成岩、二畳紀層および蛇紋岩メランジュを不整合に覆っている。本層群は主に赤紫色や緑色の礫岩から構成され、数10 cmから1 mの厚さをもつ凝灰質の砂岩層や泥岩層を伴う。礫岩は数cmから10 cmの大きさをもつ角礫や円礫から構成され、淘汰は悪い。礫種は石灰岩、チャートおよび緑色の変成岩からなる。

白亜紀後期の花崗岩類は調査地域中央部の南側や刑部の西に分布し、周辺の岩石に接触変成作用を与えている。刑部の南西には主に砂岩からなる備北層群 (新第三紀) が局所的に分布する。

### 3. 岩石の記載と分布

#### (1) 三郡変成岩

三郡変成岩は、大佐山蛇紋岩メランジュや二畳紀層の南側に広く分布し、北側にも分布域は狭いが存在する。また、本地域東部にある勝山の北方菅谷<sup>すがたに</sup>では、三郡変成岩は大佐山蛇紋岩メランジュや二畳紀層を東側から取り囲むように分布している。三郡変成岩を構成する岩石はチャート、チャートラミナイト、および塩基性火山碎屑岩であり、少量の泥質岩や砂質岩を伴っている。片理は良く発達し、片理の走向は大きくみて東西方向を向いているものが多いが、北西-南東から東北東-西南西を示すものもある (図3)。片理の傾斜は

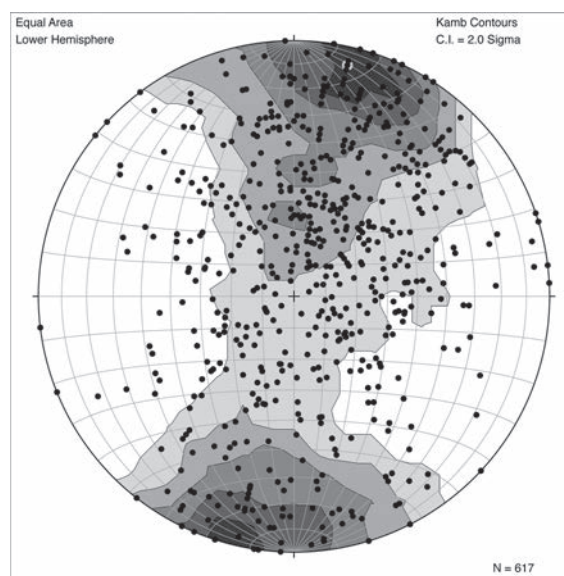


図3 三郡変成岩中の片理  
(シュミットネット投影, 下半球使用)

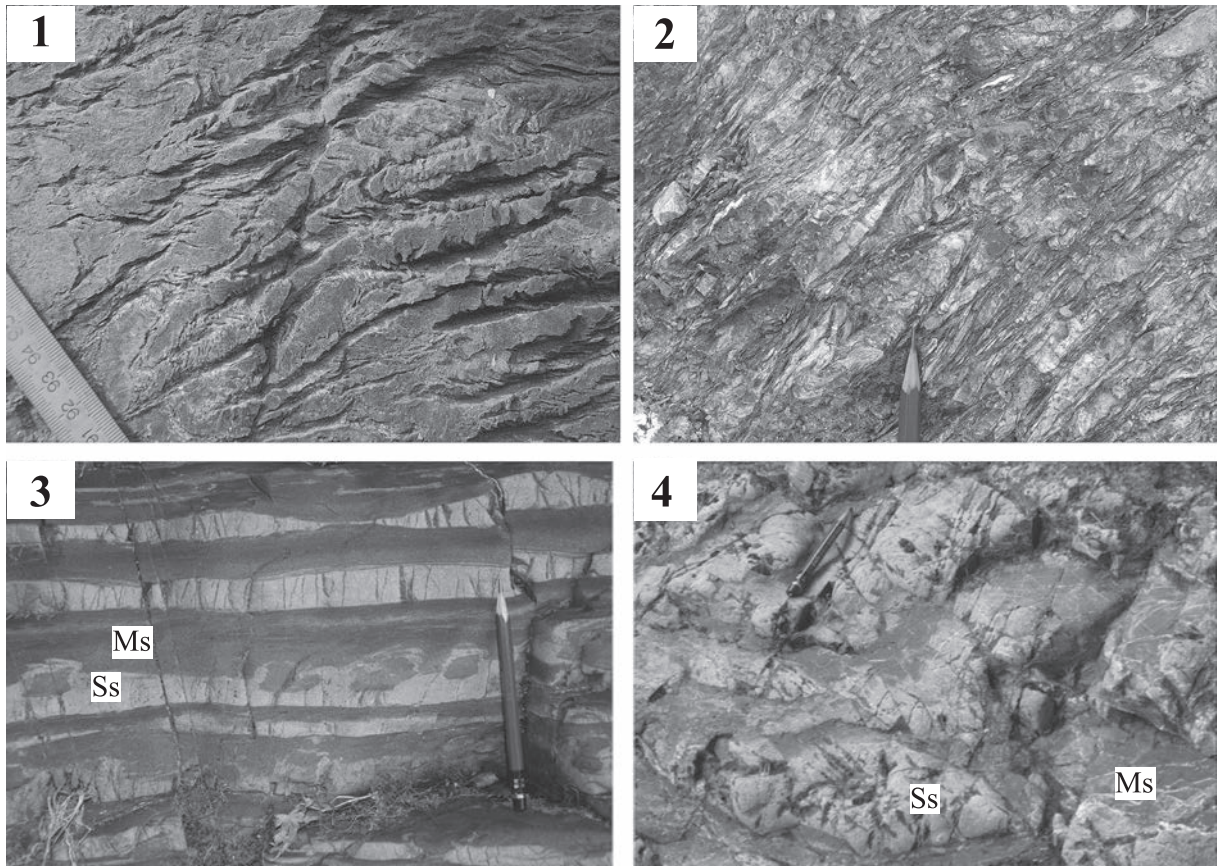


図4 三郡変成岩と二畳紀層の露頭写真

- 1：チャート中にみられる閉じた小褶曲（刑部東方）；2：チャートラミナイト中の小褶曲（勝山南西方）；  
3：砂岩・泥岩互層中の堆積構造（八反）；4：砂岩のクラストを含む海底地すべり堆積物（八反）

概して三郡変成岩分布域の北側では北傾斜を示すものが多く、南側では南傾斜を示しているものが多い。チャート中には、片理を褶曲軸面とし波長数mmから1cmの両翼がほぼ平行になるような閉じた小褶曲が頻繁に観察される（図4-1; 4-2）。このような小褶曲では軸部だけが残り、翼部が途切れていることもある。チャートラミナイト中のチャート中にも、顕微鏡下では両翼が閉じた微小な褶曲が観察される。このような変形組織からみて、チャートラミナイトはテクトニックに形成されたdifferentiated layering (Hobbs et al., 1976; Williams, 1990) であると考えられる。片理を褶曲軸面とする褶曲以外にも、これとは斜交した軸面をもつ小褶曲も観察される。そのような褶曲ではちりめんじわへき開が発達している。ちりめんじわへき開の走向は北西—南東を向くものが多い。さらにこれを曲げる褶曲も存在する。このような変形の重なり方は、勝山の南東方にある落合一

旭地域でOho (1988; 1989) が報告しているものと同様である。結晶片岩の分布や片理の姿勢からみて、見かけ上、チャートおよびチャートラミナイトが下位に位置し、その上に塩基性火山碎屑岩が重なっていると推定される。

## (2) 大佐山蛇紋岩メランジュ

大佐山カンラン岩の下位にある大佐山蛇紋岩メランジュの岩石や鉱物の産状については、辻森 (1998) によって詳しく報告されている。大佐山蛇紋岩メランジュのマトリックスは破碎された蛇紋岩から構成され、蛇紋岩中には火成岩としてかんらん岩、単斜輝石ハンレイ岩、輝緑岩、曹長岩、ひすい輝石岩、オンファス輝石岩などがブロックとして存在する。ブロックの大きさは10cmから1km程度である。ひすい輝石岩は、大佐山の北東でKobayashi et al. (1987) により最初に報告されたものである。上記の岩石は多くの場合蛇紋岩



化していることが多い。大佐山蛇紋岩メランジュは大佐山周辺で報告されたものであるが、その東方では、京見山付近で蛇紋岩は関門層群に覆われて分布域が狭くなっているものの、さらに京見山の東方にある滝の上付近では蛇紋岩が広く分布している。調査地域の中央部北から北東部にあたる延風<sup>のぶかぜ</sup>から菅谷にかけては、蛇紋岩が約1 kmの幅を持って東西方向に伸びて分布する。北東端の菅谷付近では蛇紋岩が東西に伸びる尾根沿いに存在し、尾根の東端付近でその分布は途切れている。このように大佐山付近に分布する蛇紋岩は菅谷付近まで追跡することができる。また、延風から菅谷にかけて分布する蛇紋岩中には、大佐山の周辺に分布する蛇紋岩と同様に、ハンレイ岩、細粒な輝緑岩および結晶片岩などのブロックが含まれている。以上の事柄から判断して、滝の上から延風を経て菅谷に分布する蛇紋岩は、辻森（1998）の大佐山蛇紋岩メランジュの東方延長に相当するものであると考えられる。

蛇紋岩中にブロックとして含まれる結晶片岩は青色片岩、緑色片岩、泥質片岩である。橋本・猪木（1970）は、刑部の北側でローソン石、藍閃石、パンペリー石などの組み合わせからなるローソン石藍閃片岩を見出している。また、ローソン石を含まないで藍閃石とパンペリー石の鉍物組み合わせからなる藍閃片岩も報告している。辻森（1998）は大佐山北東に分布する蛇紋岩中にブロックとして存在する結晶片岩の鉍物組み合わせを検討し、ローソン石-パンペリー石帯と緑簾石帯に分けることができると報告している。前者ではローソン石あるいはパンペリー石が安定な鉍物であり、Evans（1990）のローソン石-青色片岩相に相当するとしている。後者ではローソン石やパンペリー石を欠き緑簾石が安定な鉍物であり、アルマンディン・ざくろ石の有無によりEvans（1990）の緑簾石-青色片岩低温部（ざくろ石を欠く）と緑簾石-青色片岩高温部（ざくろ石を含む）に相当すると報告している。泥質片岩はやや粗粒であり、曹長石の斑状変晶が頻繁に観察される。上記の報告以外でも、今回の調査で刑部の北東方約5 kmの地点（Loc. 2）で藍閃石とローソン石を含む青色片岩が、また、勝山の北西方約4.5

kmにある地点（Loc. 3）で藍閃石やパンペリー石などを含む青色片岩が新たに確認された。この2地点の他にも、緑簾石、アクチノ閃石、パンペリー石を含む緑色片岩や曹長石の斑状変晶をもつ泥質片岩が蛇紋岩中に見出すことができる。Tsuji-mori and Itaya（1996）は、大佐山の蛇紋岩中に存在する結晶片岩のフェンジャイトからK-Ar年代を測定し、約320 Maの値を得ている。この値は中生代を示す三郡変成岩の放射年代より古い変成岩であることを示している。辻森（1998）は、鉍物の組成共生関係からこれらの結晶片岩がブロック化する以前には一つの高圧変成帯を構成していたと指摘している。刑部の東方に分布する蛇紋岩中の結晶片岩も、鉍物組成からみて恐らくTsuji-mori and Itaya（1966）が報告した変成年代と同様のものであろう。

なお、大佐山蛇紋岩メランジュの分布域の中には、泥質岩やダイアピルに由来したと考えられるような泥質岩をマトリックスとする混在岩も稀に観察される。前者の泥質岩はやや粒子の粗いシルトを層状またはレンズ状に挟んでおり、スレートへき開が層理面に斜交して観察される（Loc.4; 図12-1）。後者の混在岩については後ほど記載する。

### （3）二畳紀層

二畳紀層は、泥岩、砂岩、砂岩・泥岩互層、海底地すべり堆積物、角礫岩から主に構成され、石灰岩、チャート、酸性凝灰岩、緑色岩、蛇紋岩、泥質片岩のレンズやブロックを挟んでいる。泥岩は黒色を呈し、弱いスレートへき開が観察されることがある。スレートへき開は層理面に平行かやや斜交している。顕微鏡下では、数 $\mu\text{m}$ の大きさをもつ板状鉍物が平行配列している。砂岩は暗灰色ないし灰色を呈し、細粒から中粒の石英、長石の粒子からなり、チャートや火成岩のクラストを含んでいる。砂岩・泥岩互層は、単層の厚さが1 cmから10 cm程度であり、級化層理やコンボリューション・ラミナなどの堆積構造が観察される（図4-3）。砂岩・泥岩互層中には地層の厚さより大きな砂岩のレンズ（長径30-60 cm; 短径10-40 cm）を挟んでいる場合もある（図8-1）。レンズを挟む砂岩・泥岩互層の周辺では、層理面は互い

にわずかに斜交していることが多く、レンズとその周りの砂岩・泥岩互層全体として海底地すべりによって動いた可能性がある(図8-2)。海底地すべり堆積物は泥岩中にレンズ状あるいは不規則な形をもつ数cmから数10cmの大きさをもつ砂岩や砂岩・泥岩互層あるいはチャートや石灰岩を挟むものである(図4-4)。褶曲した砂岩層の岩片が観察される場合もあり、これらは未固結の状態で移動することによって形成されたものと考えられる。角礫岩は、1-20cmの大きさをもつ酸性凝灰岩、チャートおよび石灰岩のクラストから構成される。礫の形は角礫ないし亜角礫であり、中には不規則な形をしたものも存在する。角礫岩中の石灰岩からは紡錘虫やコケムシの化石の破片が観察されることがある。角礫岩の中には、後述するような、ダイアピルに伴う混在岩として存在するものもあると考えられる。石灰岩は、勝山の北方にある神庭の滝付近で東西方向に帯状に分布するものや、新庄川沿の八反付<sup>はつたん</sup>付近では数100mの大きさをもつブロックとして存在するものがある。それ以外にも地質図には示していないが、数10cmから数mの大きさをもつ石灰岩が点在している。石灰岩の多くはミクライト基質であり、紡錘虫の化石を含んでいることがある。その年代については、泥岩や酸性凝灰岩から得られている放散虫の年代と合わせて後述する。チャートは白色を呈し、単層の厚さが10cm程度の層をなし、全体の厚さが10mに及ぶものもある。野外では、チャートは次に述べるような酸性凝灰岩と区別できない場合がしばしばである。酸性凝灰岩は淡緑色を呈し、八反付近を流れる新庄川の川床では砂岩・泥岩互層の上に重なって露出している。また、神代の碎石場では、泥岩のマトリックスの中に数cmから数mにおよぶ酸性凝灰岩のブロックがみられる。これらの酸性凝灰岩の産状についてはダイアピルに由来する岩石を説明する際に記載する。緑色岩は、二疊紀層の中に挟まれて存在し、塊状のものが多く、顕微鏡下では、風化しているために原岩の組織が明瞭ではないが、稀に単斜輝石が観察されることがあり、恐らく原岩はハンレイ岩や輝緑岩であろうと推測される。本稿では、これらの岩石を緑色岩としてまとめて記載する。緑色岩

の中には赤紫色の基質をもち角礫状を示すものもある。緑色岩に隣接して石灰岩、蛇紋岩および泥質片岩のブロックが露出していることもある。ブロックの大きさは1mから数m程度である。泥質片岩は、淡緑色を呈し、数100 $\mu$ mの長さをもつ白雲母の平行配列で特徴づけられる。

三宅(1985)は二疊紀層中の泥岩や酸性凝灰岩から二疊紀中期から後期にかけての放散虫を発見している。それらは*Follicucullus*属、*Pseudoalbaillella*属および*Albaillella*属に所属するものである。また、三宅(1985)は神庭の滝や神代北にある石灰岩から次のような紡錘虫化石を報告している。神庭の滝の石灰岩体からは二疊紀前期を示す*Acervoschwagerina* sp., *Pseudoschwagerina* sp., *Pseudofusulina* sp. を、神代北の石灰岩体から*Acervoschwagerina* sp.を見出している。この報告の他に、金属鉱業事業団(1980)は神庭の滝の石灰岩体から石炭紀後期を示す小型有孔虫やサンゴを報告している。横山他(1986)は、神庭の滝の石灰岩体から石炭紀中期から二疊紀前期および中期後半以降を示す紡錘虫を、また、神代北の石灰岩体から二疊紀中期を示す紡錘虫を識別している。本調査でも寺河内の北約2kmの地点で、二疊紀層の中に存在する角礫岩中の石灰岩から*Lepidolina* cf. *multiseptata* (Deprat)の紡錘虫化石を見出した。以上をまとめると、二疊紀層の泥岩や酸性凝灰岩は二疊紀中期から後期の時代を示し、ブロックとして存在する石灰岩は石炭紀後期から二疊紀中期の地質時代を示していることになる。

#### (4) 二疊紀層中に存在するダイアピル起源の混在岩とその微小構造

三宅(1985)は、泥質基質の中に様々な形をした砂岩、酸性凝灰岩(あるいはチャート)、石灰岩などを含む角礫岩をダイアミクライト(Flint et al., 1960a, b)として記載している。このダイアミクライトと呼ばれた岩石の一部には、マトリックスが占める面積はクラストのそれと比較して大きく、また、含まれるクラストは様々な大きさをもち、マトリックスの中に分散して存在しているものがある。クラストの形は極めて不規則であり、クラストおよびその周辺に分布するさらに小さな



クラストをみると、ジグソーパズル的な構造をもつものもある。これらの岩石は周辺の地層とは斜交して存在することから、ダイアピルによってもたらされた岩石である可能性が大きいと考えられる。ダイアピル起源と考えられる混在岩は、以下のように神代採石場、八反の新庄川の川床および神代の北東で観察することができる。

1) 神代砕石場

採石場では大きくみて、西側に砂岩・泥岩互層および海底地すべり堆積物、東側には泥質のマトリックス中に酸性凝灰岩、砂岩、緑色岩、蛇紋岩からなる様々な大きさのブロックが分布している(図5)。東側に存在する後者の岩石がダイアピル起源の混在岩ではないかと推定されるものである。砂岩・泥岩互層は単層が1 cmから50 cmの厚さからなり、砂岩層、泥岩層とも数cmの厚さをもつものが一般的である。海底地すべり堆積物は10数cmの大きさをもつ砂岩と泥岩が不規則な形をして混じり合っているものや砂岩層が途中で切られて泥岩層の中に存在するものもある。海底地

すべり堆積物の中には1 mから数mの大きさをもつ石灰岩や単層の厚さが数cmのチャートが層状に挟まれることもある。なお、砂岩・泥岩互層の中には、泥質のマトリックスと酸性凝灰岩のクラストを含む厚さ約1 mの混在岩を地層に平行に挟む場合がある。

採石場の北側には、砂岩・泥岩互層および海底地すべり堆積物とダイアピル起源の混在岩が接している箇所がある。そこでは、断層を境として西側に砂岩・泥岩互層が、東側に酸性凝灰岩や砂岩をクラストあるいはブロックとして含む地層が存在する(図6-1)。東側に分布する酸性凝灰岩や砂岩のクラストあるいはブロックの大きさは一般的に数mmから1 mであり、時には10 mを超えるブロックも存在する(図6-2)。大きなブロックの周辺には断層が存在することがある。クラストやブロックの形はレンズ状のものから不規則で湾入した箇所があったり、角が鋭角をなして細長く伸び全体としてアメーバ的な形をもつものがある(図6-3; 6-4)。マトリックスの泥岩中には弱いへき開様の構造が観察される場合がある。顕微鏡下では、

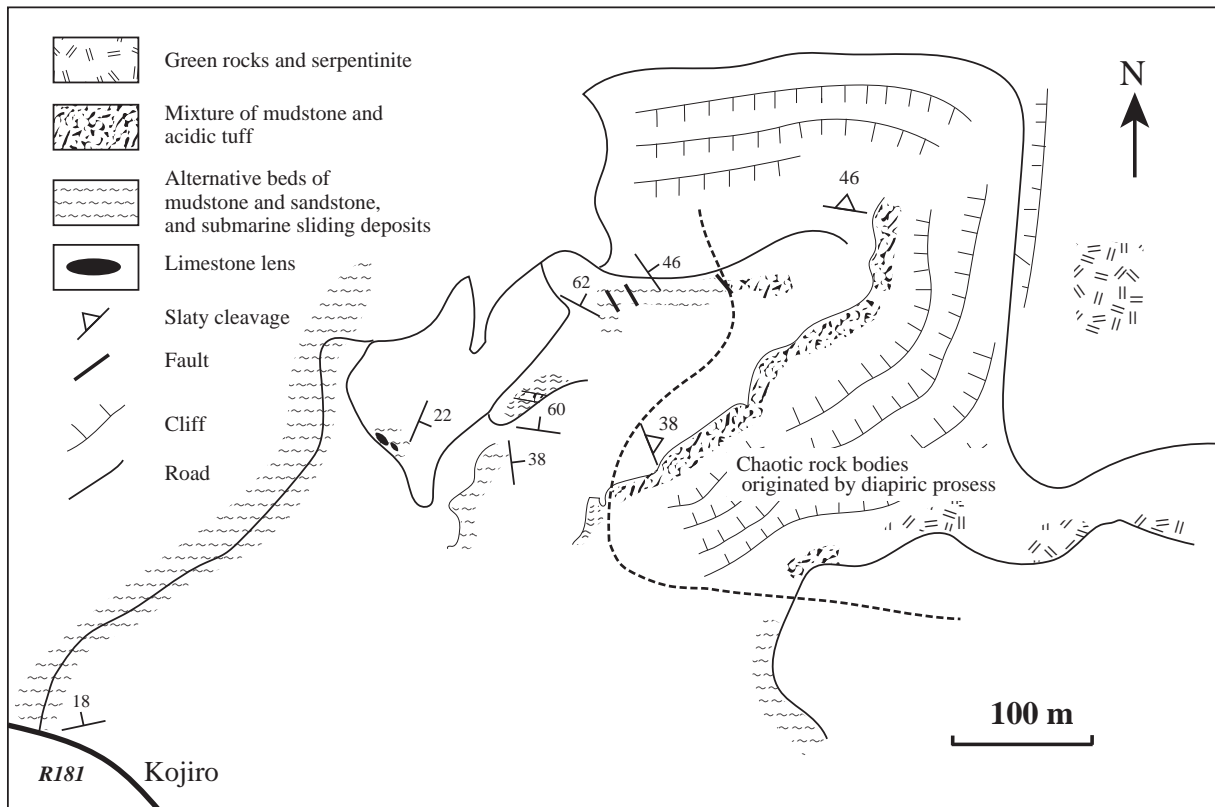


図5 神代採石場のルートマップ

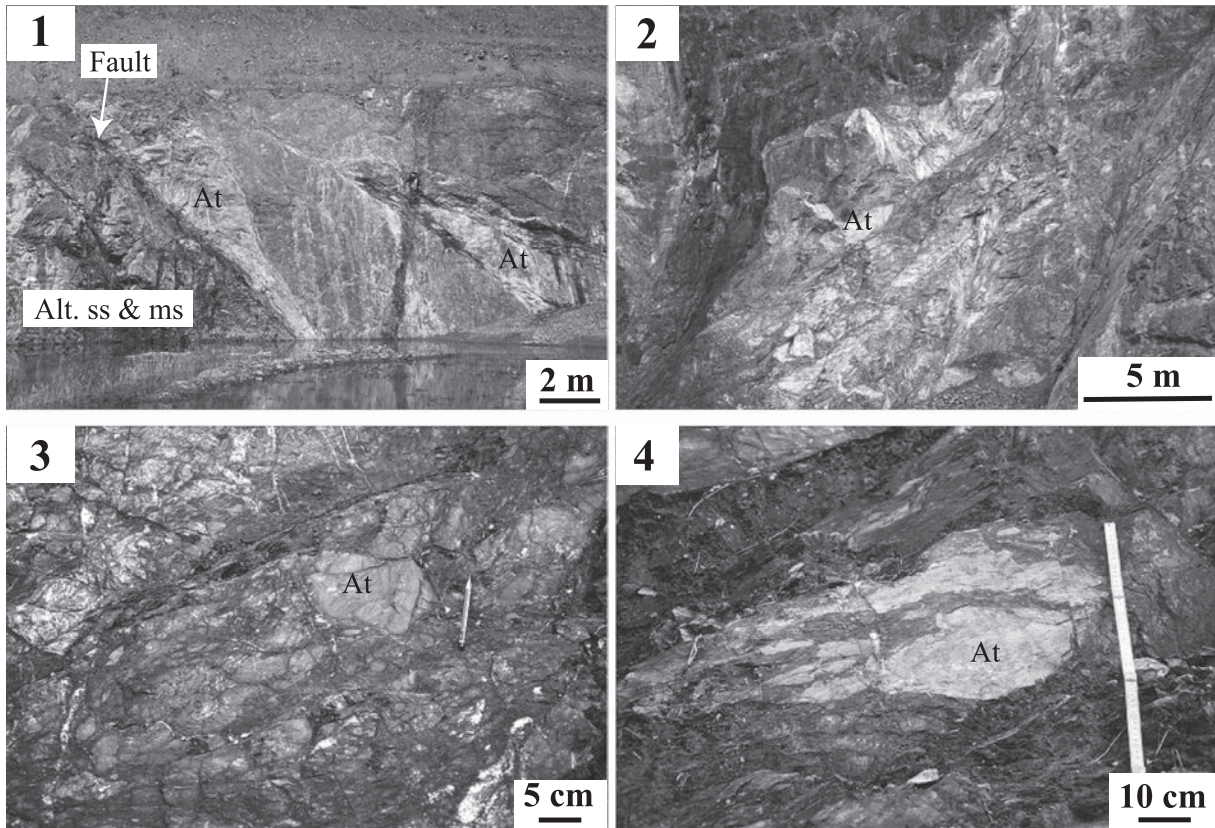


図6 神代採石場の露頭写真

1：採石場北側の砂岩・泥岩互層（Alt ss & ms）と混在岩の境界．西側の砂岩・泥岩互層は断層を境として東側の酸性凝灰岩（At）と接する；2：混在岩中の酸性凝灰岩のブロック；3と4：混在岩中のクラストの形態

マトリックスは泥質で極めて細粒であり，その中に淘汰の悪い粒子がマトリックス中に散在する（図7-1）．大きなクラストの周囲には細かなクラストが存在することもしばしばである．また，いくつかの破断したクラストが房状に集まっている場合もある．そのような場合，最小のクラストの大きさは砂岩の構成粒子の大きさと同等である．泥質のマトリックスは方向性を示さないものが一般的であるが，碎屑岩脈としてマトリックスの中に流入した様子を表すような流理構造を示すものがある（図7-3; 7-4）．この流理構造は黒色の線状部分（dark seams）で特徴的に表現される．黒色部分は細かな泥質によるものと推定される．流理構造を示す場合は碎屑岩脈の幅が50-500  $\mu\text{m}$ と狭いことが多く，流理構造を示さないマトリックスの中に入り込んでいる（図7-3）．また，互いに流理構造を示す碎屑岩脈が一方の岩脈によって切られている場合もある．

採石場の東端には尾根があり地形的に高くなっ

ている．そこには緑色岩や蛇紋岩のブロックが露出している．これらのブロックの間には，採石場と同じように，泥質岩が存在している（図7-2）．尾根の南西端には弱い片理を示す珪質の変成岩を含む岩石があり，珪質の変成岩はブロック状に破断し，破断したブロックの間には変成岩のクラストを含んだ泥質岩が碎屑岩脈として流入する様子がみられる．同じような変成岩は，後述するが，採石場の東南東約1 kmの地点（Loc.1）でも観察される．さらに珪質の変成岩が分布する南側には砂岩・泥岩互層や海底地すべり堆積物が認められるため，採石場でみられた砂岩・泥岩互層および海底地すべり堆積物とダイアピル起源の混在岩との境界は南北方向から東西方向へと変化するものと推定される．

## 2) 八反

八反を北西から南東に向かって流れる新庄川沿いには，砂岩・泥岩互層とその上に重なる酸性凝



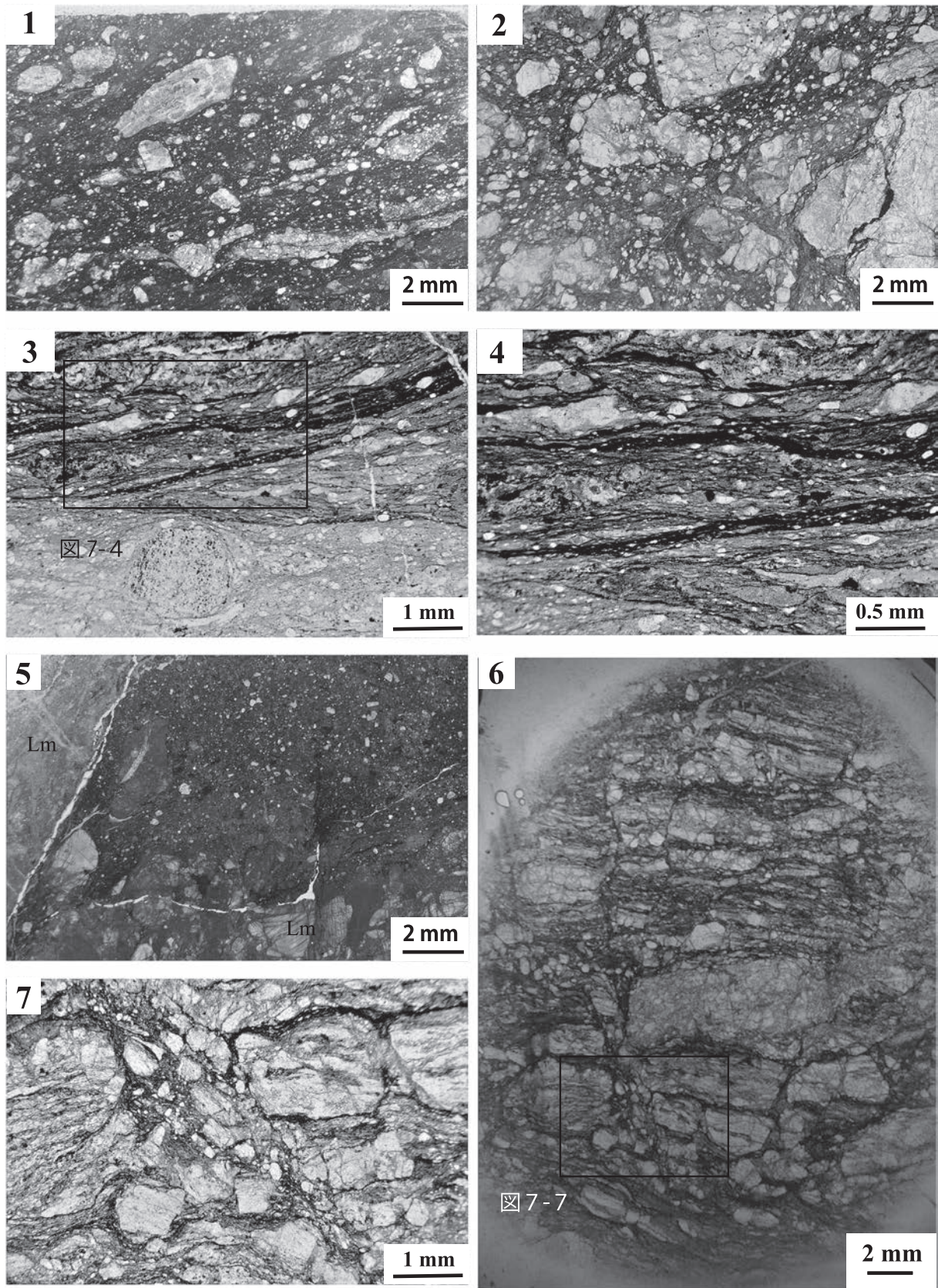


図7 ダイアピル起源の混在岩の顕微鏡写真

1：神代採石場；2：神代採石場東端にある尾根；3と4：神代採石場。マトリックス中に入る岩脈。黒色の線状部分（dark seams）で特徴づけられる；5：八反。酸性凝灰岩中の石灰岩(Lm)；6と7：片理をもつ珪質片岩中に入る微小なダイアピル（Loc. 1）



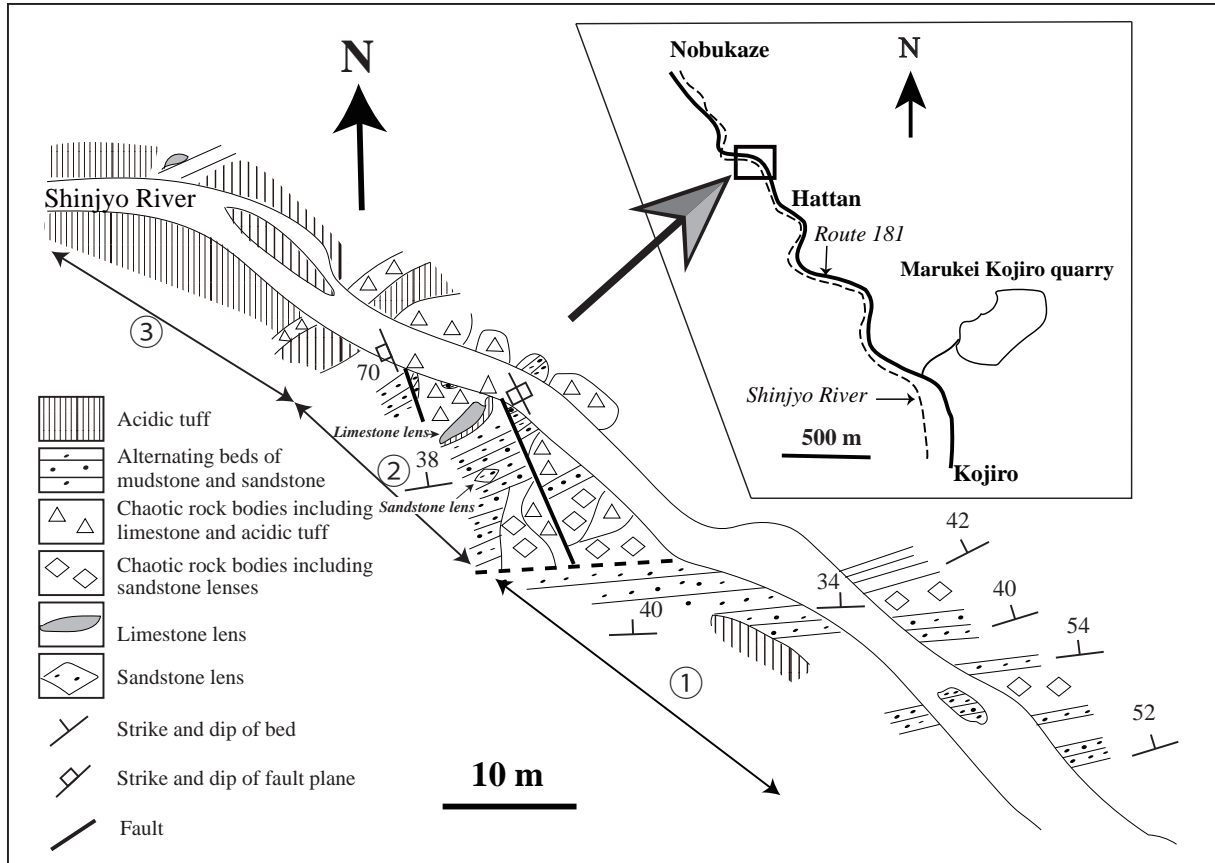


図8 八反のルートマップ

灰岩が主に分布するが、それらの層理面とは大きく斜交して混在岩が存在する。そこに分布する地層は大きく3つに分けることができる。すなわち、下位より上位に向かって①砂岩・泥岩層が優勢な地層、②砂岩や石灰岩のレンズを含む砂岩・泥岩互層とそれに斜交する混在岩、および③酸性凝灰岩が優勢な地層である(図8)。①の砂岩・泥岩層は単層の厚さが1-10 cmであり、級化層理やコンボリュートラミナなどの堆積構造が観察される。地層の走向は東北東—西南西から東西を向き、傾斜は40-60°北を示している。観察した範囲内では級化層理は全て正常位を示している。砂岩・泥岩互層中には、泥質マトリックスをもち未固結時の変形を示すようなレンズ状に途切れた砂岩層(長径10 cm程度)を含むものがある。②に含まれる砂岩・泥岩互層は一般的に単層の厚さが1-10 cmであり、正常位を示す級化層理も観察される。砂岩・泥岩互層は東北東—西南西の走向を示し、傾斜は北北西に約40°である。砂岩・泥岩互層中には砂岩のレンズやその上位に石灰岩の

細長いレンズが挟まれている。砂岩のレンズは長径が約60 cm、短径約40 cmの大きさであり、石灰岩のレンズは長さ10数m、厚さ約1 mの大きさをもっている(図9-1; 9-3)。砂岩のレンズの周辺では、砂岩・泥岩互層中の層理面がわずかに斜交した箇所が数カ所観察される(図9-2)。③の酸性凝灰岩が優勢な地層は細長い石灰岩レンズと混在岩の上位に分布し、厚さは10 m以上である。

大きくみると以上のような地層分布の中で、混在岩は②の砂岩・泥岩互層を切ってその東側に分布する(図8)。さらに詳細にみると、混在岩は次の2箇所観察される。一つは砂岩レンズの東側および南側であり、もう一つは砂岩レンズの上位にある細長い石灰岩ブロックの東側に位置する箇所である(図9-4)。砂岩レンズの東側および南側の混在岩には2種類の岩石がある。一つは黒色の泥質岩をマトリックスとして、1 mm程度から数cmの大きさをもつ石灰岩のクラストをもつものである(図9-5)。他の一つは黒色の泥質マトリックスの中に長径が10-20 cmの砂岩のクラストを含



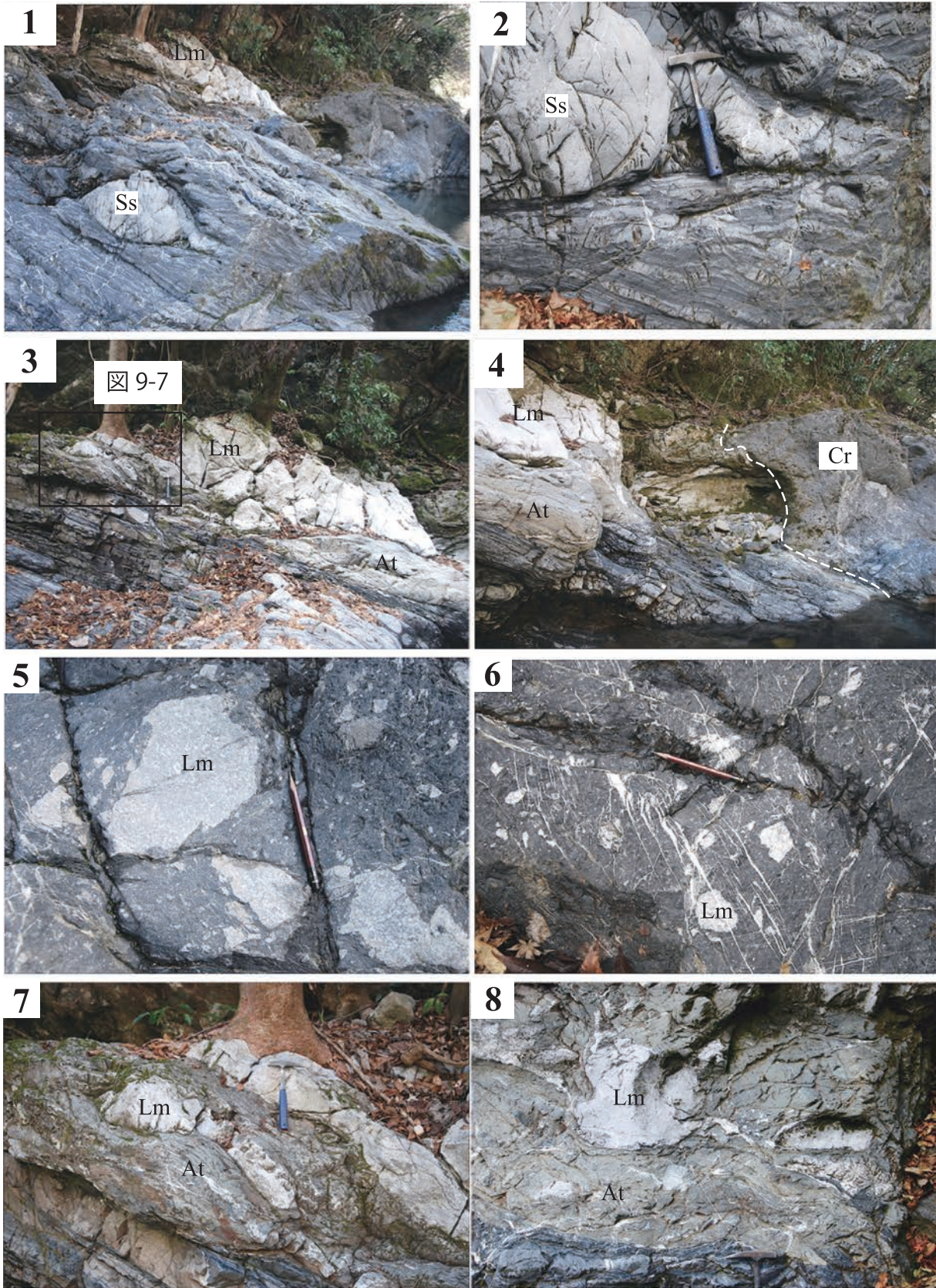


図9 八反の露頭写真

1：砂岩・泥岩互層中の砂岩レンズ (Ss)；2：砂岩レンズ周辺で互いに斜交した層理面；3：石灰岩レンズ (Lm)、石灰岩レンズのすぐ下位にある酸性凝灰岩 (At)；4：石灰岩レンズおよび酸性凝灰岩と斜交する混在岩 (Cr)、波線は境界；5：混在岩中の石灰岩クラスト；6：砂岩レンズの下位にある混在岩、平行に並ぶ石灰質の岩脈に注意；7：石灰岩レンズの下位にある酸性凝灰岩中に含まれる石灰岩；8：石灰岩レンズの下位にある酸性凝灰岩中の石灰岩クラスト、石灰岩レンズの長軸方向に垂直な面で観察したもの



むものであり、砂岩のクラストは不規則な形をしていることが多い。前者の混在岩の中には西北西—東南東を向き互いに平行に並んだ石灰質の岩脈が頻繁に観察される（図9-6）。

細長い石灰岩レンズと斜交して存在する混在岩は、黒色の泥質のマトリックスの中に淘汰の悪い様々な大きさの石灰岩や酸性凝灰岩のクラストを含んでいる。石灰岩のクラストは1-20 cmの大きさが、酸性凝灰岩のクラストは数mmから数cmの大きさが一般的である。石灰岩レンズに近い場所では石灰岩のクラストが多く含まれているが、石灰岩レンズから離れるにつれ石灰岩のクラストは少なくなり、逆に酸性凝灰岩のクラストが多くなっていく。石灰岩レンズが存在する川の対岸では石灰岩のクラストと酸性凝灰岩のクラストの量はほぼ同じ程度である。クラストはアメーバー的な不規則な形をしたものやジグソーパズル的な形をしたものもみられる（図7-5）。石灰岩や酸性凝灰岩のクラスト以外でも、この混在岩の中には長径が約2 m、厚さが約60 cmの大きさをもつ砂岩・泥岩互層のブロックも観察される。混在岩を顕微鏡下で観察すると、肉眼でみられるクラストの形状と同様に、大きな石灰岩のクラストの周囲にそこから破断して分離したようなより小さなクラストが認められる（図9-5）。石灰岩の形も不規則であり、鋭角な角をもつものや湾入したような凹面が観察される。細長い石灰岩レンズの下位には厚さ約60 cmの酸性凝灰岩が存在し、酸性凝灰岩の中にはさらに小さな石灰岩レンズを含んでいる（図9-7）。それらの小さな石灰岩レンズは、長径が40-60 cm短径が10 cm程度の大きさをもつ。石灰岩レンズの伸長方向に垂直な面を北東方向からみると、鋭角に伸びた角と凹面を持った不規則な形をした石灰岩のクラストが観察される（図9-8）。酸性凝灰岩層とその下位にある砂岩・泥岩互層はわずかに斜交している。ここに存在する混在岩中にも平行に走った複数の石灰岩の岩脈が頻繁に観察される。

### 3) 神代北東約1 kmの地点 (Loc.1)

神代の北東約1 kmの地点には泥質マトリックスをもつ混在岩が存在する。混在岩のクラストと

してみられるものは、弱い片理をもつ珪質片岩や緑色岩である。

珪質片岩は、顕微鏡下で細長く伸びた石英粒子から構成され、その中に小規模なダイアピルが起きたことを示す組織が観察される（図7-6; 7-7）。この珪質片岩は、0.1 mmから数mm程度の大きさをもち、片理の方向に細長く伸びたクラストとして存在している。クラストの中にはブーディン状に分離したのもも存在する。このことから片理の方向とは垂直な方向に展張応力が働いたものと推定できる。それぞれのクラストが示す片理の方向はほぼ一様である。この片理の方向とは大きく斜交して幅約1 mmの碎屑岩脈が観察される。碎屑岩脈の中にはさらに小さな珪質片岩のクラストが含まれ、それらを囲んで黒色の泥質岩が存在している。碎屑岩脈の中のクラストの大きさは0.1-1.5 mmであり、碎屑岩脈の方向にクラストの長辺を向いているものが多い。この長辺方向は片理の方向と平行であり、その結果、碎屑岩脈中のクラストが示す片理の方向は全体的な片理の方向とは斜交することになる。

この珪質片岩の直ぐ北側に接して緑色岩を含む混在岩が存在する。顕微鏡下では、2-3 mmの緑色岩のクラストの周囲を泥質のマトリックスが囲み、マトリックス中にはさらに細かな数10 μmから数100 μmの大きさをもつ石英や緑色岩のクラストが存在する。大きなクラストの形は不規則であり、突出した角をもつものや粒子内部に向けて凹面をもつものがある。マトリックスの中には脈状に伸びた部分で方向性をもつ細長い暗色部が観察される。

### 4) 混在岩中のクラストの大きさとマトリックスの占有面積の割合

混在岩中のクラストの大きさの分布とマトリックスの占有面積の割合を調べるために、顕微鏡下および顕微鏡写真を使って測定を行った。クラストの大きさは、長径と短径の相乗平均によって表すことにする。マトリックスの占有面積比は一辺が写真上で2 cm（実際の長さは0.75 mm）の正方形の中に存在する各クラストの面積を求め、マトリックスの占有面積の割合を算出した。算出に



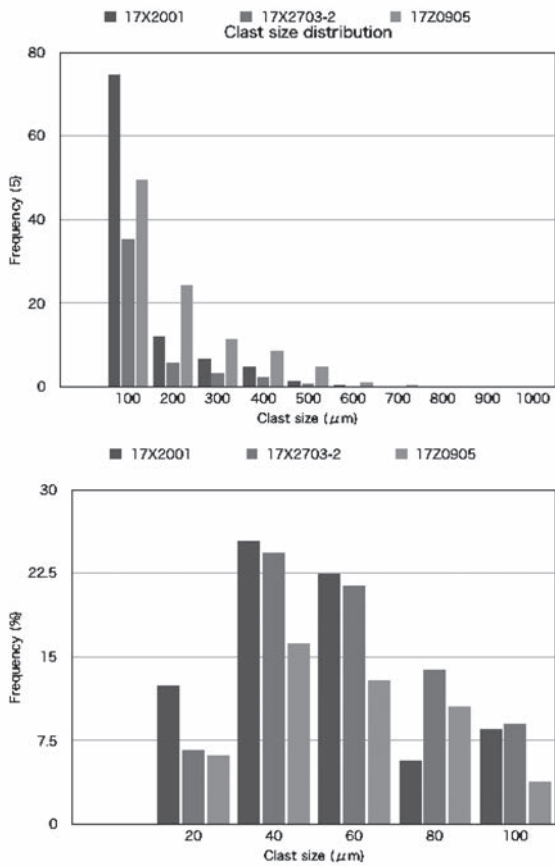


図10 混在岩中に含まれるクラストの大きさの頻度分布

使用したソフトはAdobe Photoshopである。なお、測定箇所は特別に大きなクラストがないところを複数選んでいるために、その値はマトリックスの占有面積の割合の最も大きな値を示すことになる。測定の結果、クラストの大きさは10 μmから600 μmと大きさが一様ではなく、大きさに大きな幅があることが示された(図10)。マトリックスの占有面積の割合は79.4%から89.7%の値が得られた(図11)。比較のために、砂岩・泥岩互層中の泥岩でのマトリックスの占有面積の割合を求めた所52.7%であった。マトリックスの占有面積の割合を示す値はマトリックスが広く占めている箇所での値ではあるが、泥岩の値を大きく超えており、顕微鏡下でマトリックスが広い範囲を占めている状況を数値的に示している。

(5) 大佐山蛇紋岩メランジュ中に存在する泥質岩をマトリックスとする混在岩

延風の西約1.2 kmの地点にはダイヤモンド由来したと考えられる泥質岩をマトリックスとする

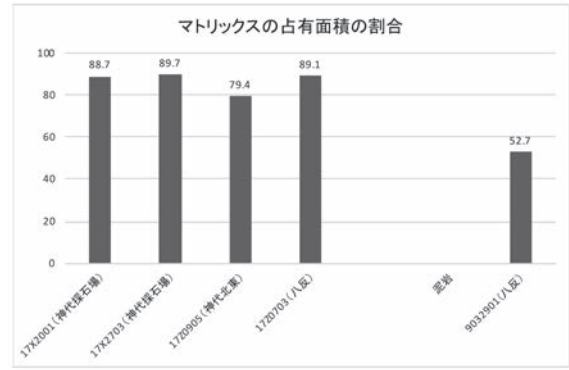


図11 混在岩中のマトリックスの占有面積の割合

混在岩が存在する。この混在岩の周辺では蛇紋岩をマトリックスとし、ハンレイ岩や結晶片岩をブロックとして含む岩石が広く分布しているが、混在岩は蛇紋岩に挟まれるようにして露出している。露出する幅は数10 cmである (Loc.5)。顕微鏡下では、泥質のマトリックス中に淘汰が悪い不定形の角ばったクラストが散在している(図12-2; 12-3)。クラストとして存在するものは砂岩やチャートなどである。マトリックス中には方向性はみられないが、黒色の線状部分 (dark seams) が脈状に観察される場合がある(図12-4)。黒色の線状部分は150-300 μmの幅をもち、主に泥質物から構成されると考えられる。この線状部分に含まれるクラストはその長軸が線状方向に平行に向く傾向がある。

4. 地質構造

地質構造を考える上で、大佐山蛇紋岩メランジュ、二疊紀層および三郡変成岩の分布については以下のようにまとめることができる。(1)大佐山周辺に分布する大佐山蛇紋岩メランジュは東方にも連続して分布しており、調査地域の東端近くも追跡できる(図2)。(2)本地域の中央部北にある延風付近には地層の分布から北北西-南南東方向の推定断層が存在すると考えられるが、それより東側では大佐山蛇紋岩メランジュの南側と北側に二疊紀層が分布している。(3)推定断層の西側では、大佐山蛇紋岩メランジュはその南側で三郡変成岩と低角度の断層を境として接している。(4)延風の北側では、大佐山メランジュは三

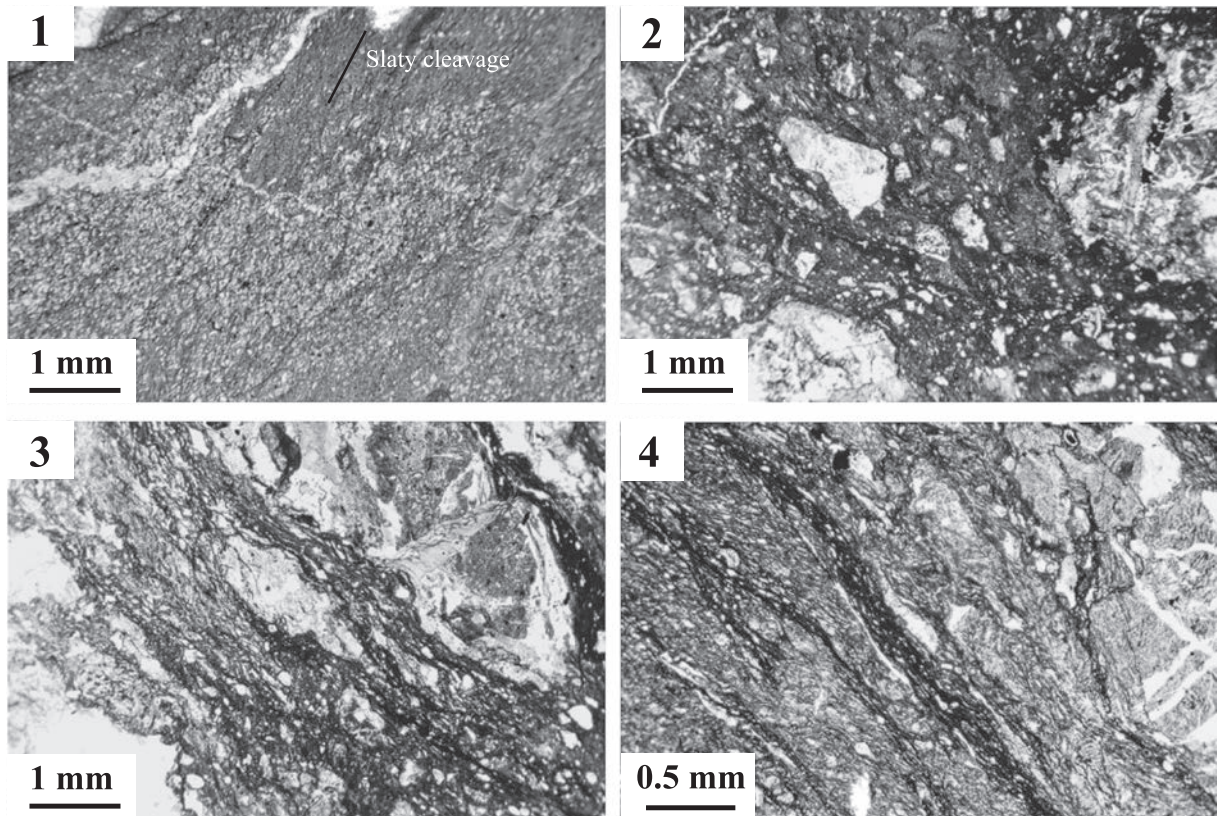


図12 大佐山蛇紋岩メランジュ中に含まれる泥質岩およびダイアピル起源と推定される混在岩の顕微鏡写真  
 1：大佐山北東約1.5 kmの地点の泥質岩 (Loc. 4)；2と3：延風西約1 km地点の混在岩 (Loc. 5)；  
 4：延風西約1 km地点の混在岩 (Loc. 6)

郡変成岩と接しているが、北西端では高角度の断層を境としてジュラ紀の山奥層群と接している。(5)推定断層の西側では、二畳紀層は蛇紋岩分布域の中に挟まれて存在する所もある。以上の事柄を踏まえて大佐山蛇紋岩メランジュ、二畳紀層および三郡変成岩の相互関係について推定されることは以下のようなものである。

#### (1) 大佐山蛇紋岩メランジュと二畳紀層との関係

調査地域の北東部に当たる延風から菅谷においては、石灰岩、泥質岩、チャート、緑色岩などの二畳紀層が蛇紋岩分布域の南側に分布している。地層の走向は東西あるいは西北西—東南東を向き、北へ40–80°傾斜している。大佐山蛇紋岩メランジュは二畳紀層中の石灰岩と同様に高角な境界をもって東西方向に延びるように分布している。蛇紋岩分布域の北側に当たる延風付近では砂岩、砂岩・泥岩互層、チャートなどが分布し、これらは蛇紋岩分布域の南側に分布する二畳紀層と

同様の岩質をもっている。そこでの地層の走向は西北西—東南東で、南へ約60°傾斜している。地層の分布状況からみて大佐山蛇紋岩メランジュは二畳紀層とほぼ同じ走向を持って二畳紀層の中に挟まれるように分布している。延風の西側では、二畳紀層と考えられるチャートの礫を含む海底地すべり堆積物が蛇紋岩分布域の中に挟まれていることがある。現在の所、蛇紋岩が二畳紀層の中に貫入したのか、二畳紀層の中の異地性のブロックとして堆積したものかについては明確にする根拠はない。

#### (2) 大佐山蛇紋岩メランジュ・二畳紀層と三郡変成岩との関係

調査地域の北東端に位置する菅谷では、三郡変成岩は大佐山蛇紋岩メランジュと二畳紀層の分布域を取り囲むように東方に凸面を向けた馬蹄形をなしている(図2)。大佐山蛇紋岩メランジュと二畳紀層の分布域の南側では、三郡変成岩と二畳



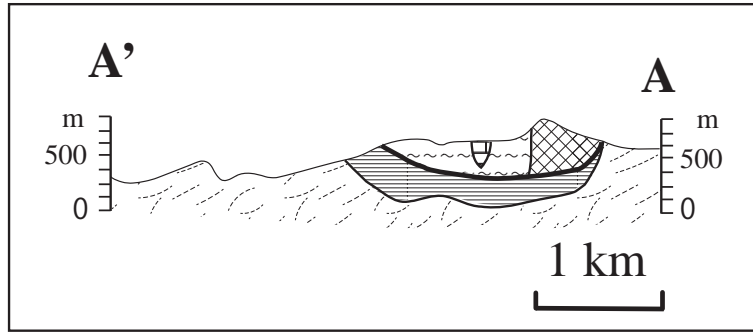


図13 断面図 (場所と凡例は図2を参照)

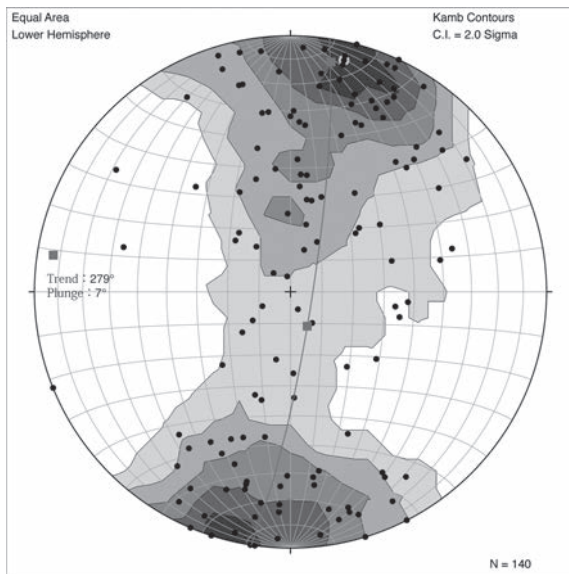


図14 勝山北部, 向斜周辺の三郡変成岩中の片理 (シュミットネット投影, 下半球使用)

紀層の境界面は北傾斜で変成岩の分布とわずかに斜交している。北側では大佐山蛇紋岩メランジュは直接三郡変成岩と高角度な境界で接しているが、西に向かうに従って二畳紀層が高角な境界をもって三郡変成岩と接するようになる。このような三郡変成岩と二畳紀層の分布状況から、菅谷では西にプランジした向斜構造の存在が推定される(図13)。三郡変成岩の片理の姿勢をみても同様の向斜構造が推定される(図14)。延風の西側では、大佐山蛇紋岩メランジュは分布域の南側および北側で三郡変成岩と直接に接している。すなわち、南側では、刑部の北西部や滝の上でみられるように、大佐山蛇紋岩メランジュと三郡変成岩との境界面は低角度で北傾斜であり(図2; 図12)、また、三郡変成岩の分布を切っている。以上の分布状況から、全体として大佐山蛇紋岩メランジュ・二畳

紀層と三郡変成岩との境界には断層が存在する。大佐山メランジュと二畳紀層は、みかけ上、一連の岩体として共に三郡変成岩の上に乗っている。

## 5. 考察

### (1) 二畳紀層中にダイアピルが存在する意義

本地域に分布する混在岩には2種類ある。一つは砂岩層がレンズ状に途切れ泥岩の中に存在するものであり、場合によっては砂岩層は褶曲し、軸部だけが残っているものもある。他の一つは黒色の泥質岩をマトリックスとし、クラストとして酸性凝灰岩、砂岩、石灰岩を含むものである。前者は、クラストの形態から堆積物が未固結な状態での海底地すべり起源の堆積物と考えられる。後者は次の様な特徴を有している。(1)分布が周辺の地層と斜交している;(2)混在岩に含まれるクラストの大きさの範囲が広く、淘汰されていない;(3)マトリックスを構成する泥質岩は非常に細粒な物質からなり、方向性を持たない場合が多い;(4)顕微鏡下では、方向性を持たないマトリックスの中に脈状のものが貫入する場合があり、この脈の中には黒色の線状部分(dark seams)が観察されることがある。そのような場合は脈の幅が0.5 mm以下と狭いことが多い;(5)マトリックスの中では、脈が互いに斜交して存在する場合もある;(6)クラストの形は不規則で、鋭角の角や内部に向かった凹面が見られる;(7)大きなクラストには破断がみられ、その周辺ではジグソーパズル的な構造が観察される、(8)混在岩には互いに平行に並んだ複数の割れ目が頻繁に観察される。以上のような特徴を持つ混在岩は、ダイアピルとしてみられるように、泥



火山の原因となる間隙水圧の上昇に伴い岩石が破壊されると共に、泥質物が流動を起こすことによって形成されたものと推定される。ダイアピルによる混在岩の分布は周辺の地層の分布とは大きく斜交しているが、層理面と平行に貫入したものもある。その一つは、八反でみられる石灰岩レンズの下位に存在する酸性凝灰岩である。この酸性凝灰岩には石灰岩のレンズを含み、顕微鏡下でも不規則な形をしたクラストを含んでいる。このことから、酸性凝灰岩は石灰岩のレンズを含みながら地層にはほぼ平行に貫入したものではないかと推定される。このことは、ダイアピル起源の混在岩は周辺の地層とは斜交するだけでなく、層理面にはほぼ平行に入る場合もあることを示している。同様に層理面に平行に存在する混在岩は神代採石場の西側でも観察される。中国地方の中古生層は付加体として考えられていることから (Isozaki et al., 2010; Wakita, 2013), 付加体の中では海底地すべり堆積物のような堆積性の混在岩の中に、ダイアピル起源の混在岩が入り込むことは一般的である可能性が高い。

ダイアピルに伴う混在岩は、インドネシア周辺 (例えば, Williams et al., 1984; Barber et al. 1986; Borgia et al., 2006), 地中海地域 (例えば, Clari, et al, 2004; Dela Pierre et al., 2007), アメリカのアパラチア山脈 (例えば, Lash, 1987), アメリカ西部海岸 (例えば, Becker & Cloos, 1985; Cowan, 1985; Orange, 1990) など報告されている。日本列島でも、四万十帯 (Pickering et al., 1988; 村松, 1991; Lewis & Byrne, 1996), 美濃帯 (Wakita, 1988) および紀伊半島の新第三紀層 (清水, 1985) でダイアピルに伴う混在岩の報告がある。中国地方の付加体についてはまだダイアピルに伴う混在岩の報告はなかったが、今後調査が進めばさらに見出される可能性が大きい。

## (2) 大佐山蛇紋岩メランジュはダイアピル起源か

大佐山蛇紋岩メランジュは、大佐山カンラン岩体の構造的な下位にあり、大江山オフィオライトと三郡変成岩との間の衝上断層に沿って、大江山オフィオライトの移動に伴い構造的に形成されたと考えられている (辻森, 1998)。大佐山蛇紋

岩メランジュが大江山オフィオライトと三郡変成岩との間の衝上断層に沿って移動したかどうかについては議論の余地があると考えられるが、蛇紋岩メランジュの中に低温高压型変成岩である青色片岩を含むこと、およびマリアナ海溝での蛇紋岩メランジュの研究結果 (例えば, Maekawa et al., 1993) をみると、大佐山蛇紋岩メランジュはダイアピルによって上昇した可能性がある。青色片岩の存在は、蛇紋岩が上昇の過程の中で、沈み込みに伴って形成された地下深所の低温高压型変成岩が取り込まれたことを示すものである。ところで、蛇紋岩メランジュはダイアピル岩体として上昇し、海底まで運ばれた変成岩が海溝に堆積して礫岩となり、沈み込み帯内部に引きずり込まれ再度変成作用を受けるような複雑な過程を経たものもあるとする考え方もある。前川・村田 (2017) は、マリアナ海溝西側斜面に露出している蛇紋岩海山から回収した蛇紋岩類や変成鉱物の解析、および北海道神居古潭帯やフランシスカン帯での変成鉱物の解析と比較から、このような考え方を提示している。大佐山蛇紋岩メランジュがダイアピルによって上昇してきた後どのような過程を経て現在の場にもたらされたのかについては、これまでの野外調査からは不明である。蛇紋岩類や変成鉱物などの解析が必要である。ただし、大佐山蛇紋岩メランジュに含まれるダイアピル起源の混在岩の存在や地層の分布からみて、最終的には大佐山蛇紋岩メランジュは二畳紀層と一緒に付加体を形成していたものと推定される。

## (3) 二畳紀層は三郡変成作用を受けているのか

二畳紀層の泥岩中には弱いスレートへき開が観察されることがある。スレートへき開は数 $\mu\text{m}$ の板状鉱物の平行配列で特徴づけられる。Hashimoto (1968) は、本稿の二畳紀層を“非変成”古生層と呼び、これと三郡変成岩とは地質構造的に整合であり、両者は三郡変成作用を受けていると指摘した。すなわち、二畳紀層が受けた変成の程度は三郡変成岩の変成の中で最も低いものであり、三郡変成岩と二畳紀層とは漸移関係にあると考えられている。しかしながら、上述したように二畳紀層と大佐山蛇紋岩メランジュとは三郡変成

岩と断層で接している。また、小構造を観察すると、三郡変成岩には片理の発達以外にも異なる2方向のちりめんじわへき開が発達し (Oho, 1988; 1989), 二畳紀層と三郡変成岩に発達する変形構造は大きく異なっている。このことから、二畳紀層が三郡変成作用を受けているとは考え難い。ところで、二畳紀層中には石灰岩のブロックの他に、泥質片岩、蛇紋岩および緑色岩がブロックとして隣接して含まれていることがある。泥質片岩では、100  $\mu\text{m}$  より大きな白雲母が平行配列し、その方向に片理が発達している。この泥質片岩がどのようにして二畳紀層の中に存在するかは現在のところ不明であるが、ダイアピルなどによって取り込まれた可能性もある。さらなる検討が必要である。

## 6. まとめと今後の課題

本論では、勝山から刑部に至る地域における大佐山蛇紋岩メランジュと二畳紀層の岩質と分布について記載し、これらと三郡変成岩との構造関係について議論した。特に、二畳紀層の中にはダイアピルに伴う混在岩が存在する可能性について言及した。これらは以下のようにまとめられる。

(1) 大佐山蛇紋岩メランジュは勝山の北方の菅谷付近まで東西方向に分布し、その中には、刑部地域と同様に、青色片岩および緑簾石やアクチノライトの変成鉱物を含む結晶片岩などが含まれている。

(2) 青色片岩は蛇紋岩が上昇する過程で、蛇紋岩に取り込まれたものであり、辻森 (1998) が報告した年代測定値を考慮すると、三郡変成岩とは異なる時期に形成された低温高圧型の変成岩である。

(3) 二畳紀層中の混在岩には、海底地すべり堆積物に由来するものとダイアピルに由来するものが存在している。後者は泥質マトリックスが優勢であり、マトリックス中には不定形の形をもつ粒子や長さが数10 mに及ぶ酸性凝灰岩や緑色岩などのブロックが存在する。

(4) 大佐山蛇紋岩メランジュと二畳紀層との関係については依然不明であるが、大佐山蛇紋岩メラ

ンジュの一部は堆積性である可能性も今後検討する必要がある。

(5) 大佐山蛇紋岩メランジュと二畳紀層は、みかけ上、一連の岩体として共に断層を境として三郡変成岩の上に乗っている。

(6) 今後、二畳紀層と大佐山蛇紋岩メランジュが三郡変成岩と隣接するに至った過程を中国地方の他の地域での知見を加えることによって明らかにする必要がある。

(7) 二畳紀層は弱いスレートへき開を伴う低度変成岩であり、三郡変成岩とは漸移するものであるとの考えがある。しかしながら、二畳紀層の変形構造は三郡変成岩のそれとは大きく異なっていることから、両者が漸移的なものでない可能性が高い。一方、二畳紀層の中には泥質片岩がブロックとして稀に含まれている。この泥質片岩の起源や形成年代についてはさらなる検討が必要である。

## 謝辞

本研究を進めるにあたり、大阪府立大学理学系研究科前川寛和教授には変成鉱物を鑑定して頂いた。また、広島大学佐田公好名誉教授には紡錘虫の鑑定を行って頂いた。マルケイ神代採石工場には採石場での岩石の観察を許可して頂いた。匿名の査読者からは、論文の修正にあたって大変有益なご指摘を受けた。これらの方々に感謝の意を表します。

## 文献

- 荒井章司・井上知子・大山隆弘, 1988, 三郡帯, 落合-北房超マフィック岩体の火成岩岩石学: 予察的報告. 地質雑, **94**, 91-102.
- Barber, A. J., Tjokrosapetro, S., Charton, T. R., 1986, Mud volcanoes, shale diapirs, wrench faults and mélanges in accretionary complexes, Eastern Indonesia. *AAPG Bulletin*, **70**, 1729-1741.
- Becker, D. G. and Cloos, M., 1985, Mélange diapirs into the Cambria slab: a Franciscan trench slope basin near Cambria. *Journal of Geology*, **93**, 101-110.
- Borgia, A., Grieco, G., Brondi, F., Badali, M., Merle, O.,

- Pasquare, G., Martelli, L., di Nardo, T., 2006, Shale diapirism in the Quaternary tectonic evolution of the Northern Apennine, Bologna, Italy. *Journal of Geophysical Research*, **111**, B08406 (25 pp), B.
- Clari, P., Cavagna, S., Maarire, L., and Hunziker, J., 2004, A Miocene mud volcano and its plumbing system: A chaotic complex resisted (Monferrato, NW Italy). *Journal of Sedimentary Research*, **74**, 662-672.
- Cloos, M. and Shreve, 1988, Subduction-Channel model of prism accretion, mélangé formation, sediment subduction, and subduction erosion at convergent plate margins: 1. Background and description. *Pure and Applied Geophysics*, **128**, 455-500.
- Cowan, D. S., 1985, Structural styles in Mesozoic and Cenozoic mélanges in the western Cordillera of north America. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **96**, 451-462.
- Dela Pierre, F., Festa, A., Irace, A., 2007, Interaction tectonic, sedimentary and diapiric processes in the origin of chaotic sediments: an example from the Messinian of the Torino Hill (Tertiary Piedmont Basin, NW Italy). *Geol. Soc., Am. Bull.*, **119**, 1107-1119.
- Ernst, W. G., 1970, Tectonic contact between the Franciscan mélangé and Great Valley sequence –Crustal expression of al late Mesozoic Benioff zone. *Jour. Geophys. Res.*, **75**, 886-901.
- Evans, B. W., 1990, Phase relations of epidote-blueschists. *Lithos*, **25**, 3-23.
- Festa, A., Dilek, Y., Pini, G. A., Codegone, G. and Ogata, K., 2012, Mechanisms and processes of stratal disruption and mixing in the development of mélangé and broken formations: Redifing and classifying mélangé. *Tectonophysics*, **568-569**, 7-24.
- Flint, R. F., Sanders, J. E. and Rodgers, J., 1960a, Symmictite: a name for nonsorted terrigenous sedimentary rocks that contain a wide range of particle sizes. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **71**, 507-510.
- Flint, R. F., Sanders, J. E., and Rodgers, J., 1960b, Diamicite, a substitute term for symmictite. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **71**, 1809-1810.
- 石渡 明, 1989, 日本のオフィオライト. *地学雑誌*, **98**, 104-117.
- Isozaki, Y., Aoki, K., Nakama, T. and Yanai, S., 2010, New insight into a subduction-related orogen: A reappraisal of the geotectonic framework and evolution of the Japanese Islands. *Gondwana Research*, **18**, 82-105.
- Hashimoto, M., 1968, Glauconitic metamorphism of the Katsuyama district, Okayama Prefecture, Japan. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo Sec. II*, **17**, 99-162
- 橋本光男・猪木幸男, 1970, 中国地方東部の三郡帯よりローソン石藍閃片岩の発見. *地質雑*, **76**, 159-160.
- 早坂康隆, 1987, 西南日本内帯における中・古生代構造作用の研究. *広島大地研報*, **27**, 119-204.
- Hobbs, B. E., Means, W. D. and Williams, P. F., 1976, An outline of structural geology. Wiley, New York, N. Y., 571p.
- Hsü, K. J., 1968, Principles of mélangé and their bearing on the Franciscan-Knoxville Paradox. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **79**, 1063-1074.
- 金属鉱業事業団, 1980, 昭和54年度, 広域調査報告書, 津山地域. 通商産業省・資源エネルギー庁, 132p.
- Kobayashi, S., Miyake, H. and Shoji, T., 1987, A Jadeite rock from Oosa-cho, Okayama Prefecture, Southwest Japan. *Mineral. Jour.*, **13**, 314-332.
- 小西健二, 1954, 山奥層 (岡山県北部のジュラ紀層). *地質雑*, **60**, 325-332.
- Lash, G. G., 1987, Diverse mélanges of ancient subduction complex. *Geology*, **15**, 652-655.
- Lewis, J. C. and Byrne, T., 1996, Deformation and diagenesis in an ancient mud diapir, southwest Japan. *Geology*, **24**, 303-306.
- Maekawa, H., Shozui, M., Ishii, T., Fryer, P. and Pearce, J. A., 1993, Blueschist metamorphism in an active subduction zone. *Nature*, **364**, 520-523.
- 前川寛和, 村田恵子, 2017, マリアナ前弧域直下の蛇紋岩化作用と低温高压型変成作用. *地質学雑誌*, **123**, 907-919.
- Maxwell, J. C., 1974, Anatomy of an orogeny. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **85**, 1195-1204.
- 三宅啓司, 1985, 岡山県勝山地域の二畳紀オリストストローム. *地質雑*, **91**, 463-475.
- 村松 武, 1991, 赤石山地南部四万十帯, 寸又川層群の泥ダイヤピルメランジュ. 飯田市美術博物館研究紀要, **2**, 9-28.



- 野坂俊夫, 1997, 岡山県大佐山地域に産するフェロ藍閃石片岩. 岡山大学地球科学研究報告, **4**, 33-40.
- Nozawa, T. and Shibata, T., 1994, Petrography of primary peridotites from the Ohsa-yama area, Okayama Prefecture. *Okayama University Earth Science Reports*, **1**, 1-8.
- Oho, Y., 1988, Multiple deformations of the Sangun metamorphic rocks in the Asahi area, Okayama Prefecture, Southwest Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **94**, 411-418.
- Oho, Y., 1989, Superimposed folds of the Sangun metamorphic rocks in the Ochiai-Asahi area, Okayama Prefecture, Southwest Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **95**, 541-551.
- Oho, Y. and Hirayama, Y., 1991, Microstructural difference between the Sangun metamorphic rocks and the Jurassic rocks in the Wakasa area, Tottori Prefecture, Southwest Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **97**, 1001-1004.
- 於保幸正, 2014, 久世・鏡野地域に置ける三郡変成岩とジュラ系智頭層との構造関係. 環境科学研究 (広島大学総合科学研究科紀要Ⅱ), **9**, 41-51.
- Orange, D. L., 1990, Criteria helpful in recognizing shear-zone and diapiric mélanges: examples from the Hoh accretionary complex, Olympic Peninsula, Washington. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **102**, 935-951.
- Otoh, S., 1987, Late Paleozoic tectonic development in the northern part of the Chichibu Geosyncline in the East Chugoku Mountains, Southwest Japan. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sec. II*, **21**, 379-415.
- Pickering, K. T., Agar, S. M. and Ogawa Y., 1988, Genesis and deformation of mud injections containing chaotic basalt-limestone-chert associations: Examples from the southwest Japan forearc. *Geology*, **16**, 881-885.
- Sada K., 1965, Carboniferous and Permian stratigraphy of the Atetsu Limestone in West Japan. *Jour. Sci. Hiroshima Univ., Ser. C*, **5**, 21-80.
- 柴田 賢・西村裕二郎, 1989, 三郡結晶片岩の同位体年代. 地質学論集, no.33, 317-341.
- 清水博行, 1985, 紀伊半島田辺層群中の含礫泥岩ダイアピル. 地質学雑誌, **91**, 691-697.
- 辻森 樹, 1998, 中国山地中央部, 大佐山蛇紋岩メランジュの地質: 大江山オフィオライトの下に発達した320 Ma 青色片岩を含む蛇紋岩メランジュ. 地質雑, **104**, 213-231.
- Tsujimori, T. and Itaya, T., 1996, Phengite K-Ar ages of the tectonic blocks within the Osayama serpentinite mélange: 320 Ma blueschist metamorphism of the Sangun-Renge metamorphic belt. *Abstracts of 1996 Joint Annual Meeting of Soc. Resource Geol., Japan Mineral. Petrol. Econ. Geol., and Min. Soc. Japan*.
- 上村 不二雄・坂本 亨・山田 直利, 1979, 若桜地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 91p.
- 山田直利・斎藤映二・村田泰章, 1982, 100万分の1地質図. 日本地質アトラス, 地質調査所
- Wakita, K., 1988, Origin of chaotically mixed rock bodies in the Early Jurassic to Early Cretaceous sedimentary complex of the Mino terrane, central Japan. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, **39**, 657-757.
- Wakita, K., 2013, Geology and tectonics of Japanese islands: A review -The key to understanding the geology of Asia. *Journal of Asian Earth Sciences*, **72**, 75-87.
- Watanabe, T., 1984, Glaucofane and ferroglaucofane in the Sangun Metamorphic Terrane of the Oosa district, Okayama Prefecture, Japan. *Mem. Fac. Sci. Shimane Univ.*, **18**, 69-74.
- Williams, P. R., Pigram, C. J., and Dow, D. B., 1984, Mélange production and importance of shale diapirism in accretionary terrains. *Nature*, **309**, 145-146.
- Williams, P. F., 1990, Differentiated layering in metamorphic rocks. *Earth Science Reviews*, **29**, 267-281.
- 横山 博・渡辺輝夫・沖村雄二・村尾武男, 1986, 岡山県勝山市北方, 神庭ノ滝付近の石灰岩オリストリス中の紡錘虫類. 島根大学地質学研究報告, **5**, 117-120.
- 吉田鎮男, 1981, チャートラミナイト: 岩石学的記載と本邦地向斜における産状. 地質雑, **87**, 131-141.