

北海道富内北方地域の堆積性蛇紋岩

新井田清信*・福井敏之**

Sedimentary serpentinites in the northern area of Tomiuchi, Hokkaido

Kiyoaki NIIDA* and Toshiyuki FUKUI**

Abstract

Large amounts of sedimentary serpentinites such as serpentinite conglomerate, serpentinite sandstone, and serpentinite boulder bearing mudstone was found in the Lower Middle Miocene Takinoue Formation, which is exposed around Mt. Bozu-yama in the Hobetsu-cho area, Hokkaido.

Serpentinite conglomerates are composed mostly of serpentinite clasts with minor greenstones, chert, limestone, and clastic sedimentary rocks. Some conglomerates contain fossil shell fragments in the serpentinitic matrix. The clasts are angular to well-rounded in shape and commonly show a poor sorting. Graded bedding, however, is sometimes observed in the serpentinite conglomerates, which are interbedded within serpentinite boulder bearing mudstones. It is considered from the above features of occurrence that the serpentinite conglomerates were formed by sedimentary mechanism. The serpentinite clasts were probably transported from the source which was represented by massive serpentinites and/or serpentinite mélanges.

The Takinoue Formation and its equivalents are widely distributed along the western margin of the Kamuikotan Belt. At some localities, the Takinoue Formation directly covers the underlying massive serpentinite. Accordingly, the Takinoue basin is considered to have been expanding on the Kamuikotan Belt in early Middle Miocene time. At that time, the Kamuikotan Belt was probably most active and the nappe structure made up of the massive serpentinite sheets and the Cretaceous mélange complexes was constructing under a right-lateral slip movement.

1987年6月22日受理

* 北海道大学理学部地質学鉱物学教室 Department of Geology and Mineralogy,
Faculty of Science, Hokkaido University, N10 W8, Sapporo, 060 Japan.

** 京阪コンクリート工業(株) Keihan Concrete Industrial Co., Ltd. Yodohonmachi
225, Fushimi-ku, Kyoto, 613 Japan.

I はじめに

蛇紋岩の侵入で特徴づけられるオフィオライト帯や低温高压タイプの変成帯では、周辺の堆積岩層中に、碎屑性ないし堆積性の蛇紋岩類が介在することがある。これらは、碎屑性堆積岩類のサイズ分類に従って、蛇紋岩礫岩 (serpentinite conglomerate)・蛇紋岩砂岩 (serpentinite sandstone) などと呼ばれている。LOCKWOOD(1971) はこれらを堆積性蛇紋岩 (sedimentary serpentinite) と総称し、その起源や運搬・定置のメカニズムを検討した。

このような堆積性蛇紋岩は、日本各地から報告されている。例えば、三浦半島の中新統葉山層群中の「堆積性蛇紋岩」(狩野ほか、1975)や瀬戸川帯の古第三系瀬戸川層群中の「礫岩状または砂岩状蛇紋岩」(荒井ほか、1978)、関東山地南縁の先新第三系(?)小仏層群中の「堆積性蛇紋岩」(石田、1987)、静岡県掛川北方の中新統三笠層群中の「蛇紋岩の礫を含む礫泥岩」(下川・杉山、1982)、高知市北西方の黒瀬川構造帯の下部白亜系中の「蛇紋岩源砂礫岩」(土谷、1982)、などである。また、北海道でも、中新統滝ノ上層中の「蛇紋岩塊」(NAGAO、1938; 大立目、1940; など)や「蛇紋石砂岩」(OKADA、1964)、「蛇紋岩質砂岩・礫岩」(木崎、1954)が報告され、とりわけ、滝ノ上層基底には「蛇紋岩を多量に含む礫岩」がよく知られている。例えば、5万分の1地質図幅「上江丹別」(舟橋、1953)、「美瑛」(鈴木ほか、1964)、「大夕張」(長尾ほか、1954)、「日高」(高橋・鈴木、1986)、および10万分の1地質図幅「登川」(根本ほか、1942)や穂別地域(高橋・和田、1985)などである。富良野西方滝里地域からも、白亜系エゾ層群中の「蛇紋石礫岩」(岡田、1977)や「蚊紋岩礫」(永田ほか、1987)の記載がある。

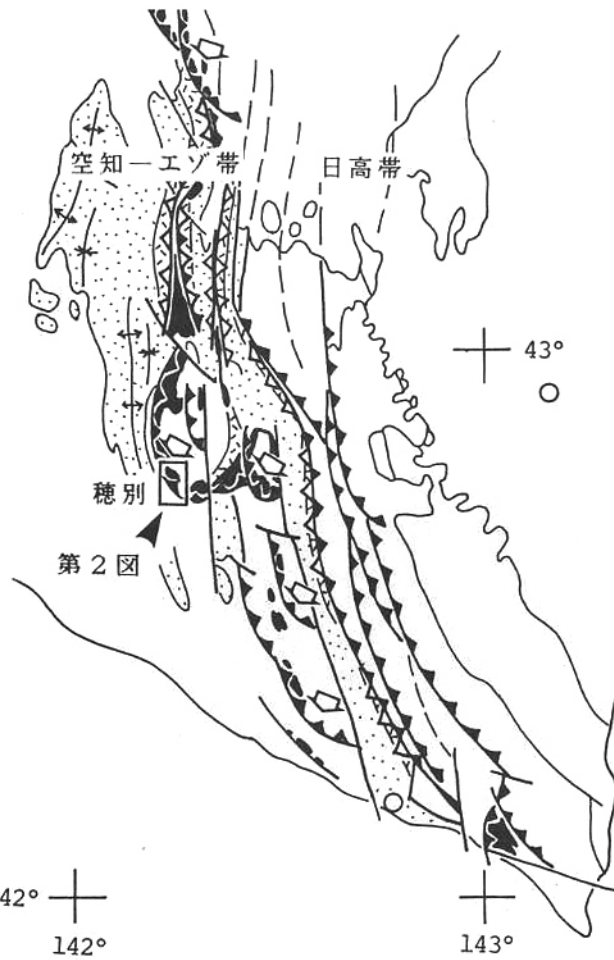
穂別町に隣接する平取町振内周辺に分布する滝ノ上層から、松本ほか(1963)・OKADA(1964)によって、蛇紋岩砂岩が報告されている。岡田(1977)はこれをアルプス造山帯に発達する特異な堆積物の1つとして注目した。その産状から、近くにあった超苦鉄質岩体の風化碎屑物として運搬され、普通の堆積機構で形成された堆積岩であるとみなした。

福井(1983MS)は、穂別町富内北方に分布する超苦鉄質岩体(鷓川蛇紋岩体)の調査の際に、岩体周辺の滝ノ上層中に多数の堆積性蛇紋岩をみいだした。その堆積性蛇紋岩層の規模や、碎屑物の種類・サイズ・円磨度などはさまざまである。とくに、蛇紋岩礫岩は大規模で、蛇紋岩礫岩の起源や礫岩層形成時の地質環境が注目される。そこで本稿では、①このような堆積性蛇紋岩の野外の産状と鏡下の特徴を記載し、②堆積性蛇紋岩の認定基準、③その形成と起源に関する地質学的意義、について考察する。

II 富内北方地域の地質

穂別町富内北方地域は、空知-エゾ帯(君波ほか、1986)の南部のほぼ中央部に位置し(第1図)、東側に神居古潭構造帯(舟橋・橋本、1951; 舟橋、1958; 新井田、1987)、西側に白亜系・古第三系が分布する地域である。この地域の地質一般に関する報告としては、10万分の1地質図幅「登川」(根本ほか、1942)および高橋・和田(1985)がある。第2図に富内北方地域の地質概略を示す。

富内と八幡の間の地域には鷓川蛇紋岩体が露出し、坊主山周辺から北方および南東方向に連続する。福井(1983MS)によれば、蛇紋岩体の大半(東側から南東側の部分)は塊状で、主にダナイト・ハルツパージャイト質である。少量の斜方輝石岩・クロミタイトを



第1図 位置図

空知-エゾ帯および日高帯南部の地質構造の概略と穂別町富内北方の調査範囲を示す。

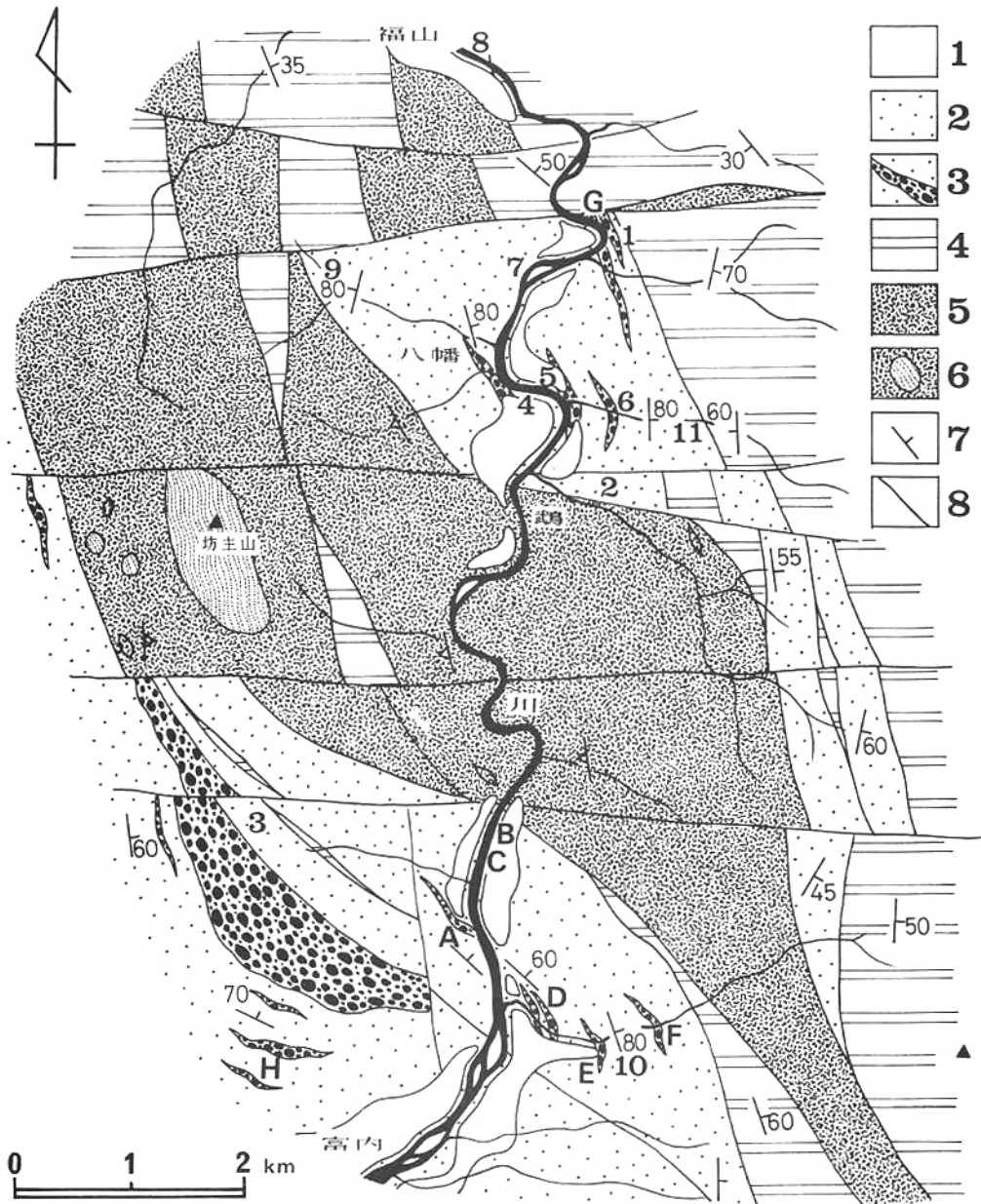
黒色部は蛇紋岩、点ハッチはエゾ累層群の分布域。

伴う。原岩の岩石層がしめす初生的な層状構造や斜方輝石・スピネルなどの初生鉱物が濃集した鉱物層が観察される。鶴川蛇紋岩体のうち、坊主山から西側の部分には、大小さまざまな変成岩の捕獲ブロックが認められる。変成岩ブロックとしては、緑色片岩・緑れん石角閃岩・藍せん石片岩・石英片岩・千枚岩などである。蛇紋岩は著しく葉片状・粘土状を示す。このような西側部分の蛇紋岩体の特徴は蛇紋岩メランジュ（新井田、1987）に類似しており、したがって、鶴川蛇紋岩体は全体として東側の塊状蛇紋岩体と西側の蛇紋岩メランジュが複合した岩体であるとみなし得る。

富内周辺および八幡地域には新第三系滝ノ上層が露出する。主に泥岩・砂岩からなり、しばしば堆積性の蛇紋岩砂岩・礫岩を挟む。一般走向は南北からNW-S Eで、蛇紋岩の分布方向とほぼ調和的である。

福山周辺および東部地域には、ハッタオマナイ層（高橋・和田、1985）が分布する。これは新井田・紀藤（1986）の下部白亜系付加体Iに相当するが、地層形成年代を示す資料は得られていない。主に硬質砂岩と千枚岩からなり、変形・変成作用を受けたチャートや礫岩まれに緑色の塩基性火山砕屑岩をともなう。

蛇紋岩と周囲の滝ノ上層とは、ことごとく断層関係で接している。広域的に地質構造を



第2図 穂別町富内北方地域の地質概略図

堆積性蛇紋岩の代表的な露出地点を示す。地点A～Hは蛇紋岩礫岩の露頭位置。

1～11は蛇紋岩砂岩の試料採集地点(第6図参照)。

1: 段丘堆積物、2: 新第三系滝ノ上層、3: 滝ノ上層中の蛇紋岩礫岩、

4: 先第三系、5: 蛇紋岩、6: 蛇紋岩メランジュ中の変成岩ブロック、

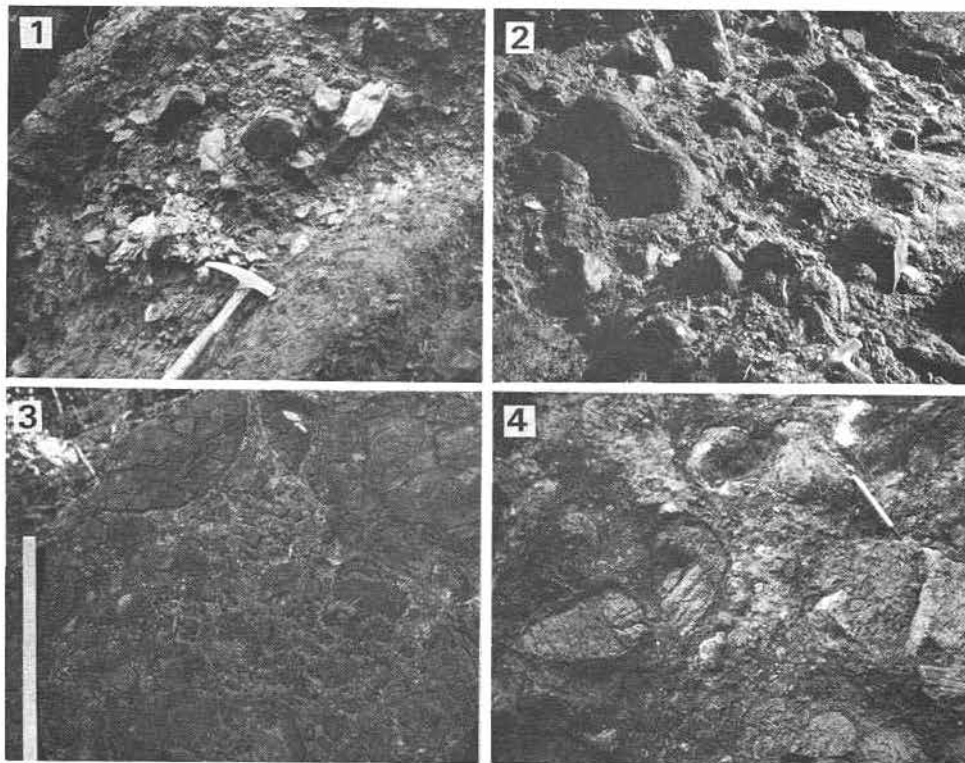
7: 走向・傾斜、8: 断層。

概観すると、この地域は鶴川ナップ(新井田、1987)の南西端に位置しており、蛇紋岩体とハッタオマナイ層が南西方向に衝上した構造を示す。

III 蛇紋岩礫岩の産状

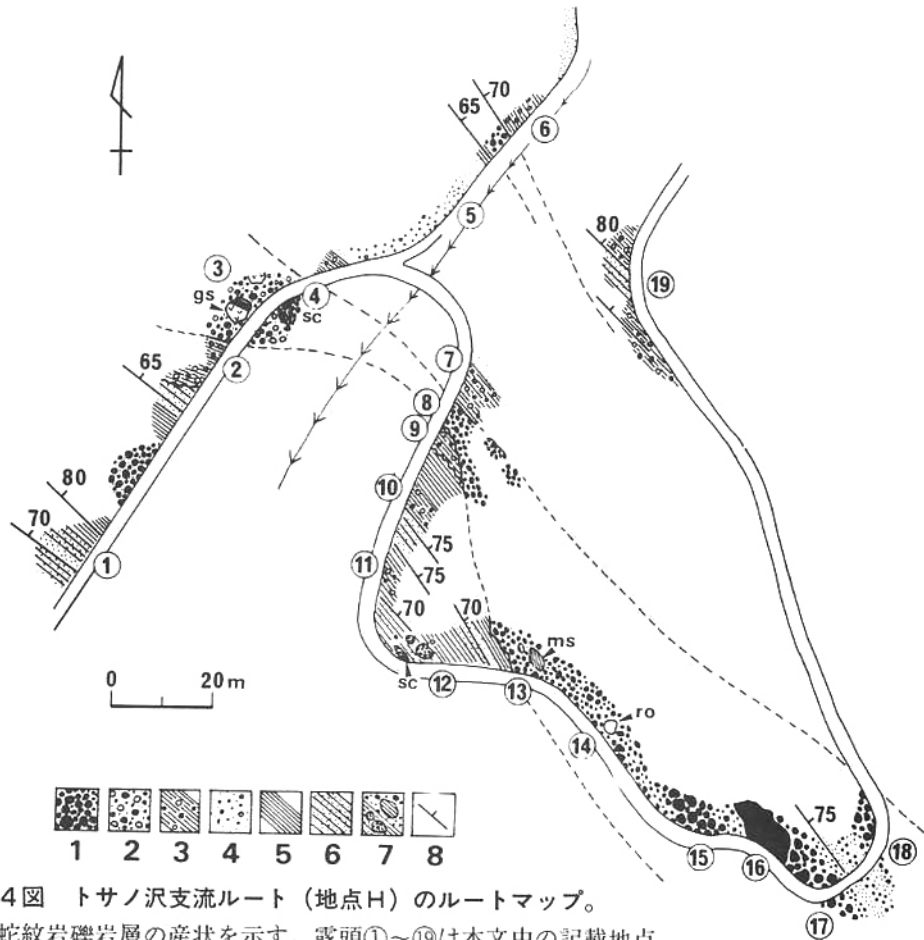
蛇紋岩礫を含む礫岩層は、これまでは、滝ノ上層の基底部のみで記載されていた（例えば、NAGAO、1938; 大立目、1940; 根本ほか、1942; 舟橋、1953; 木崎、1954; 長尾ほか、1954; 鈴木ほか、1964; 高橋・和田、1985）。しかし、第2図のように、これらは滝ノ上層の随所に認められ、特定の出現層準を示さない。礫岩の礫サイズ・礫形はさまざまであり、礫構成も多様で、蛇紋岩・蛇紋岩砂岩礫岩の礫のほか緑色岩・チャート・硬質砂岩・泥岩などを含む。アルカリ角閃石を含む変成岩の転石が関連水系で採集されており、この転石は蛇紋岩礫岩層に由来する。滝ノ上層の基底部以外の層準に出現するこのような蛇紋岩礫岩は、従来、塊状蛇紋岩と区別せず、地質図のうえで単に蛇紋岩として扱われてきた。とくに、角礫状の蛇紋岩礫岩の場合、塊状蛇紋岩体の一部の断層角礫岩と見なされたこともある。

このような蛇紋岩礫を特徴的に含む礫岩を、礫の種類や蛇紋岩礫の構成比にかかわらず、本稿では含蛇紋岩礫岩と総称する。このうち礫の大半が蛇紋岩礫からなる礫岩を蛇紋岩礫岩と呼ぶことにする。



第3図 蛇紋岩礫岩の露頭写真。

- 1：地点Aの含蛇紋岩礫岩。巨礫岩層および中～大礫岩層が互層する。
- 2：地点Eの蛇紋岩礫岩。巨礫は円～亜円で極めて淘汰が悪い。
- 3：地点Fの蛇紋岩礫岩。淘汰が悪い。マトリクスは蛇紋岩質。
- 4：地点Hの含蛇紋岩礫岩中に含まれる蛇紋岩の巨大ブロック。



第4図 トサノ沢支流ルート（地点H）のルートマップ。

蛇紋岩礫岩層の産状を示す。露頭①～⑱は本文中の記載地点。

- 1：蛇紋岩礫岩、2：含蛇紋岩礫岩巨礫岩、3：含蛇紋岩礫岩泥岩、
 4：含蛇紋岩礫岩中礫岩、5：泥岩、6：砂岩泥岩互層、
 7：砂岩泥岩互層中の蛇紋岩礫岩ブロックおよび蛇紋岩礫岩中の泥岩ブロック、
 8：走向・傾斜。

gs：綠色岩およびチャートのブロック、sc：蛇紋岩礫岩ブロック、
 ms：泥岩ブロック、ro：ロジン岩ブロック。

第2図の地点AおよびBの露頭において、含蛇紋岩礫岩が観察される（第3図の1）。主に蛇紋岩・綠色岩・チャート・硬質砂岩の礫をさまざまな程度に含む。礫は中礫～巨礫サイズの角礫～亜角礫で、一般に著しく淘汰が悪い。細粒部分は弱い級化構造を示す。マトリクスは泥質である。鵜川左岸の地点Cの礫岩は、蛇紋岩礫岩が最大で礫構成の約80%をしめ、明瞭な級化構造を示す。泥質マトリクス中に、綠色岩・チャート・硬質砂岩・泥岩の礫も含まれる。

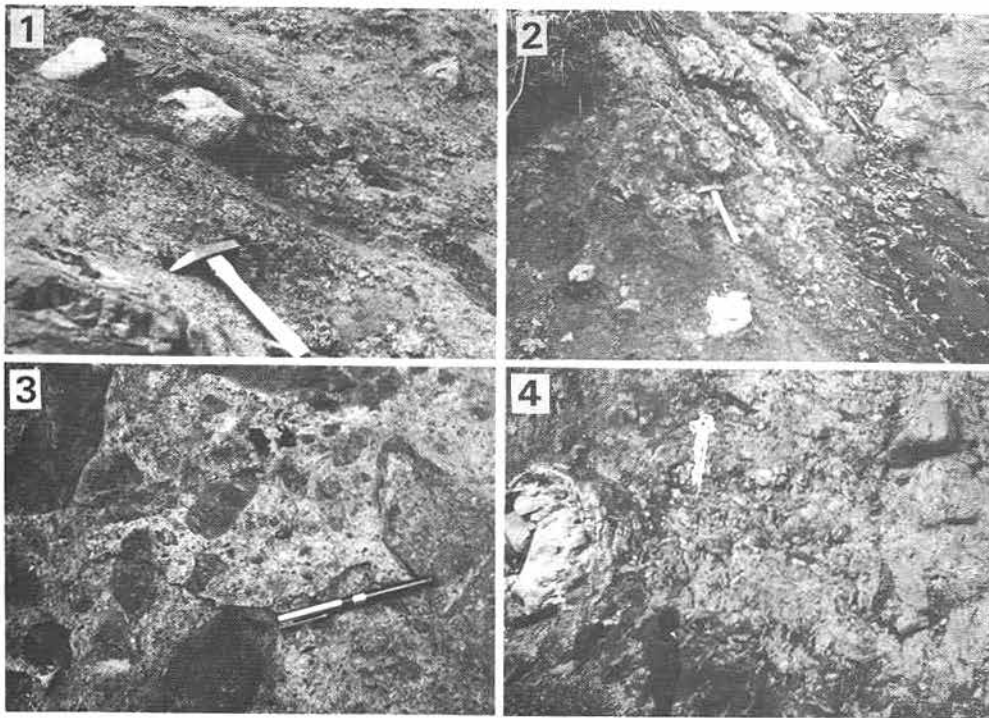
地点D、E、F、G、およびHの蛇紋岩礫岩は、ほとんどが蛇紋岩礫岩からなる礫岩である。礫サイズは中礫から巨礫サイズまでさまざま、しばしば1 m以上の巨礫も認められる。一般に淘汰が悪い。礫形も角礫から亜円礫まで変化に富む。第3図に、地点Eおよび

Fで観察される蛇紋岩礫岩の露頭写真を示す。(第3図の2および3)。

地点Hのトサノ沢支流ルート(第4図のルートマップの露頭①から⑭)に沿って、蛇紋岩礫岩の堆積状態が良く観察される。

蛇紋岩礫岩層の下位にあたる露頭①付近の地層は、砂岩・泥岩・砂岩泥岩互層からなり、しばしば蛇紋岩砂岩の薄層を含む。また、露頭②および⑦⑨⑩⑪⑫では、蛇紋岩礫を含む泥岩層が観察される(第5図の1)。これを含礫泥岩ないし含蛇紋岩礫泥岩と呼ぶ。露頭②の含礫泥岩の礫としては蛇紋岩礫がもっとも多く、蛇紋岩砂岩や硬質砂岩も認められる。礫は一般に大礫から巨礫サイズの亜角～亜円礫である。露頭⑫では、直径約2mの蛇紋岩細礫岩の巨礫が含まれる。露頭②および⑦⑨⑩⑪⑫で観察される含蛇紋岩礫泥岩層の層理面は上下の地層と調和的であり、おおきな堆積間隙や堆積構造の乱れを示さない。

露頭③の礫岩は蛇紋岩質マトリクス中に蛇紋岩・蛇紋岩礫岩・緑色岩・赤色チャートの礫を含む。また、③には緑色岩とチャートが合体した直径約5mの巨礫が認められる。④には、大礫～巨礫サイズの円礫～亜円礫からなる蛇紋岩礫岩の巨礫がある。露頭②の含蛇紋岩礫泥岩層から③の含蛇紋岩礫岩層への変化は漸移的である。両層の境界部で、礫の量比の急増とマトリクスの泥質から蛇紋岩質への変化が特徴的に認められる(第5図の2)。



第5図 トサノ沢支流ルートでみられる堆積性蛇紋岩の露頭写真。

- 1: 露頭②の含蛇紋岩礫泥岩。泥岩中に蛇紋岩(白色部)の巨礫を含む。
- 2: 露頭②～③における含蛇紋岩礫泥岩層(左側)と含蛇紋岩礫岩層(右側)との境界部。
- 3: 露頭③の蛇紋岩礫岩。蛇紋岩質マトリクス中に蛇紋岩の巨～大礫を含む。
- 4: 露頭④でみられる蛇紋岩礫岩中のロジン岩ブロック。

露頭⑧の蛇紋岩礫岩は、化石の破片を含む。化石は1～3mm程度の二枚貝の細片であるが、化石を含むという事実は蛇紋岩礫岩が堆積性であるという重要な証拠となる。

露頭⑬では、泥岩層と蛇紋岩礫岩層との境界部が観察される。ここでは、礫岩層の基底面が下位の泥岩層と斜交し、チャンネル状の堆積関係を示す。また、基底面の直上には、下位の地層に由来すると思われる泥岩ブロックが蛇紋岩礫岩中に混入している。

⑬から⑱までの連続露頭では、蛇紋岩巨礫岩が発達する(第5図の3)。礫のほとんどが蛇紋岩から構成されるが、⑭では直径3mに達するロジン岩(rodingite)が含まれる(第5図の4)。マトリクスは蛇紋岩質である。露頭⑮⑯⑰および⑱では、直径1m以上の蛇紋岩の巨礫を多数含む。⑯の巨礫は10mを越し、ダナイト質の塊状の蛇紋岩礫である。露頭⑰と⑱との間において、第4図に示すような級化構造(ここではサイズグレーディング)が観察される。⑰の巨礫岩は上方に向かって細粒化し、蛇紋岩砂岩に変わる。蛇紋岩砂岩は層厚50cm～1m、大礫岩は1～2mである。蛇紋岩の級化構造が示す走向・傾斜は、第4図で明らかなように、周囲の砂泥質堆積岩類の層理面とほぼ調和的である。堆積後の変形によると考えられるような構造的乱れは観察されない。

蛇紋岩礫岩層の上位にあたる露頭⑤で、層厚およそ30mの含蛇紋岩礫中礫岩が認められる。明瞭な上方細粒化が観察され、この礫岩の上部は層厚約5mの粗粒砂岩さらに層厚約3mのシルト質泥岩に漸移する。さらに上位の⑥および⑨では、蛇紋岩や砂岩の垂角～垂川礫を多数含む含蛇紋岩礫泥岩が認められる。

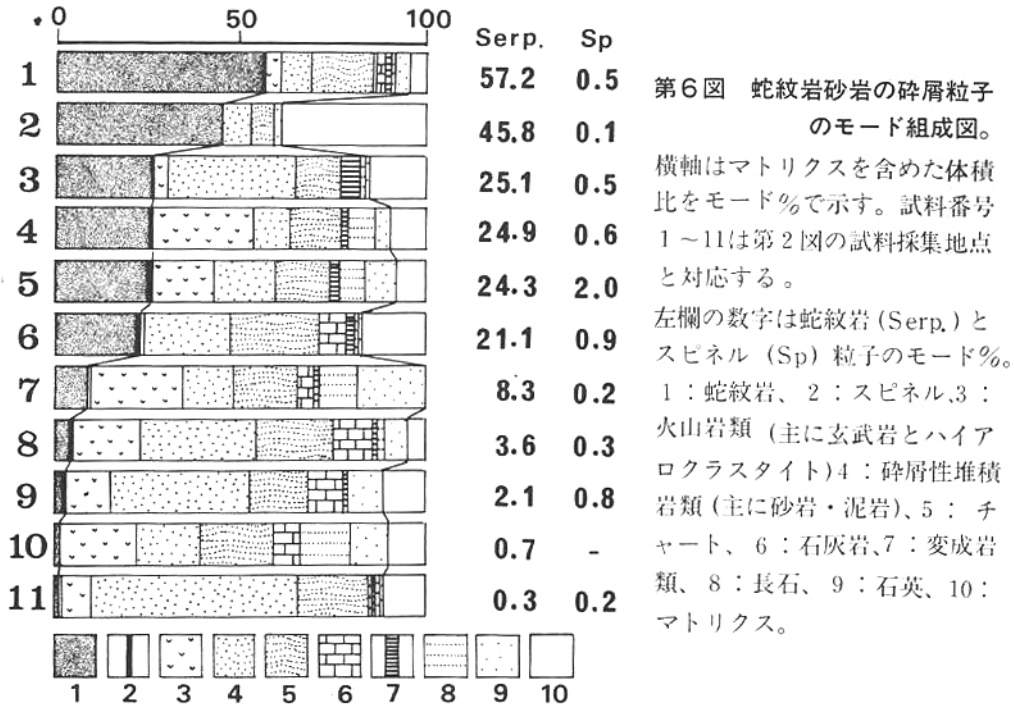
IV 蛇紋岩砂岩の性質

滝ノ上層中には、随所に蛇紋岩砂岩層が介在する(例えば、第2図の1～11地点)。砂岩の碎屑粒子は、主に蛇紋岩・玄武岩質火山岩・各種堆積岩類・変成岩類などの岩石フラグメントおよび石英・長石・スピネルなどの結晶フラグメントからなる。淘汰は一般に良好である。蛇紋岩フラグメントの円磨度は垂角～円であり、他の岩石フラグメントや結晶フラグメントよりも良好である。マトリクスは泥質ないし石灰質である。海緑石を多数含む蛇紋岩砂岩も認められる。

蛇紋岩フラグメントを含む11個の砂岩について、碎屑粒子のモード組成を第6図に示す。第6図の試料番号は第2図に示した地点1～11に対応する。モード測定を試みた砂岩試料はすべて粗粒～極粗粒砂岩である。蛇紋岩フラグメントのモード組成比は0.3～57.2%と広い範囲をもつ。滝ノ上層に介在する蛇紋岩砂岩は、OKADA(1964)が報告したようなmonolithicな蛇紋岩砂岩から蛇紋岩フラグメントをほとんど含まない砂岩まで、蛇紋岩質碎屑物の含有率は極めて変化に富む。また、ほとんどすべての砂岩試料に碎屑性スピネルの粒子が認められ、スピネルのモード組成比は最大で2.0%に達している。

蛇紋岩フラグメントは、肉眼で淡緑～緑色ないし黄緑～黄褐色を示し、鏡下では一般に無色の蛇紋石からなる。一部の蛇紋石は緑泥石によって置換されている。スピネルフラグメントは鏡下で暗赤褐色を示し、Crに富むクロミアンスピネルである。一部に周縁部が不透明になり、磁鉄鉱化したものもある。このような暗赤褐色のスピネルは、塊状蛇紋岩体のダナイト・ハルツバージャイト中に普通に認められている。

蛇紋岩砂岩中の蛇紋岩やスピネルの碎屑粒子の起源としては、神居古潭構造帯に分布する塊状蛇紋岩と同様に、上部マントルに由来するダナイト・ハルツバージャイト質のカン



第6図 蛇紋岩砂岩の碎屑粒子のモード組成図。

横軸はマトリクスを含めた体積比をモード%で示す。試料番号1~11は第2図の試料採集地点と対応する。

左欄の数字は蛇紋岩 (Serp.) とスピネル (Sp) 粒子のモード%。1: 蛇紋岩、2: スピネル、3: 火山岩類 (主に玄武岩とハイアロクラスタイト) 4: 碎屑性堆積岩類 (主に砂岩・泥岩)、5: チャート、6: 石灰岩、7: 変成岩類、8: 長石、9: 石英、10: マトリクス。

ラン岩を考慮することができる。

蛇紋岩以外の岩石フラグメントとしては、玄武岩質火山岩・火山碎屑岩 (ハイアロクラスタイト) などの火山岩類、チャート・石灰岩・粘板岩・砂岩・泥岩などの堆積岩類、石英片岩・緑色片岩などの変成岩類が認められる。モード組成比は、第3図のように、それぞれ0~25%、15~80%、0~5%であり、砂岩試料によってさまざまである。このうち、火山岩類の碎屑粒子は空知層群の火山岩類に類似し、堆積岩類は空知層群およびエゾ累層群の構成岩石に類似している。また、変成岩類の碎屑粒子および珪質・泥質の再結晶した堆積岩類の碎屑粒子と同様の岩石としては、新井田・紀藤 (1986) および新井田 (1987) の蛇紋岩メランジュとメランジュ状付加体 I および II に伴われるテクトニックブロックがある。

V 考 察

(1) 堆積性蛇紋岩の認定基準

蛇紋岩砂岩が「堆積性である」という認知は、蛇紋岩礫岩に比べて、一般にかなり容易である。それは、多くの場合、層理や級化などの堆積構造が露頭で観察されやすいからであり、これに化石が認められると決定的な証拠となる。OKADA (1964) が報告した平取町振内の蛇紋岩砂岩の場合、①露頭オーダーで海緑石砂岩と互層し、②淘汰が良好で、③碎屑粒子の円磨度が高く、さらに④二枚貝の化石を多数含むことから、明らかに堆積性であるとみなされた。

蛇紋岩砂岩や礫岩がことごとく蛇紋岩の碎屑物と蛇紋岩質マトリクスから構成される場合、それが「堆積性かどうか」の判断は極めて困難である。また、塊状蛇紋岩の固体貫入 (protrusion) の際に、その周縁部がテクトニックに破砕して碎屑性の蛇紋岩砂岩が形成

された例も知られている (岡田, 1977)。このような蛇紋岩は、通常の運搬・堆積作用によって形成される堆積性蛇紋岩とは、碎屑物の形成・移動・定置のメカニズムに関して著しい違いがある。それにもかかわらず、両者はいずれも蛇紋岩マトリクス中に蛇紋岩碎屑物を含む碎屑性の蛇紋岩であり、両者はともに碎屑性蛇紋岩として野外で観察されることになる。さらに加えて、これらは、著しい変形を伴う構造帯に出現するために、2次的に断層運動や地滑りなどの滑動を受けることが多い。このような場合、堆積性かどうかの認定は一層困難になる。

LOCKWOOD (1971) は、堆積性蛇紋岩の認定基準として、重要なものから順に次の10項目の証拠をかかげた。

- (1) マトリクスに完全に包まれた化石を含むこと。
- (2) 超苦鉄質岩に由来しない岩石や鉱物を含むこと。
- (3) 堆積構造を示すこと。
- (4) 周囲に接触変成作用を与えていないこと。
- (5) 堆積岩層の形態をもち、周囲の地層と整合的に接すること。
- (6) 少量の緑泥石を含むこと。
- (7) 全岩化学組成のうえでシリカ・アルミナ・酸化鉄の含有量が高いこと。
- (8) 蛇紋岩の境界に沿う剪断作用が認められないこと。
- (9) 随伴する地層中に超苦鉄質岩や超苦鉄質岩に由来する鉱物を含むこと。
- (10) ブルース石がX線回折法で検出されないこと。

富内北方地域の蛇紋岩砂岩に関しては、10項目の基準のうち、(2)(3)(4)(5)(6)(8)(9)が該当する。(1)の化石に関しては、振内の蛇紋岩砂岩中の二枚貝の記載 (OKADA, 1964) がある。すでに述べた蛇紋岩砂岩の鏡下の特徴から、(7)も該当すると予想される。したがって、蛇紋岩砂岩に関しては、LOCKWOOD (1971) の基準をほぼ満たしていると考えられる。

なお、(4)の接触変成作用については神居古潭構造帯の塊状蛇紋岩体が低温の固体貫入による (例えば、新井田・加藤, 1978; 加藤, 1979) と考えられていること、また(10)のブルース石については塊状蛇紋岩体からの報告がある (例えば、IGARASHI *et al.*, 1985) から、(4)と(10)の2つの基準は蛇紋岩が堆積性であるための必要条件とはなり得ない。

つぎに富内北方地域の蛇紋岩礫岩についてみると、野外の産状にもとずく堆積性の認定が蛇紋岩砂岩よりやや難しい。そこで、すでに記述した地点H (トサノ沢ルート) の蛇紋岩礫岩の産状に関して、堆積性であることを示唆すると思われる点を以下にまとめる。

- ① 蛇紋岩礫岩中に二枚貝の細片を含む。
- ② 蛇紋岩礫岩以外に緑色岩・チャート・砂岩などの異質礫を含む。
- ③ 概ね塊状で淘汰が悪いが、部分的に級化構造 (ここではサイズグレーディング) が認められる。
- ④ 上位および下位の地層と整合的に接し、蛇紋岩礫岩中の級化構造は周囲の堆積構造とほぼ調和的である。
- ⑤ 蛇紋岩礫岩の境界面 (層理面) は剪断・滑動などの変形を受けていない。
- ⑥ 蛇紋岩礫岩層の直上・直下には蛇紋岩礫泥岩が発達する。

このような①~⑥の特徴は、LOCKWOOD(1971)の(1)(2)(3)(5)(8)(9)の基準にそれぞれ対応する。

(2) 堆積性蛇紋岩の形成とその起源

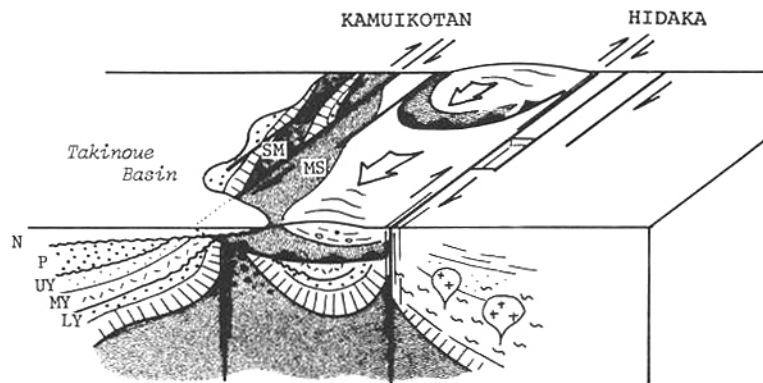
堆積作用が進行している堆積盆中に、蛇紋岩が多量にかつ短時間にもちこまれる様式には2通りある。1つは、塊状蛇紋岩の固体貫入が堆積盆中で生ずる場合であり、もう1つは、堆積盆の周辺に露出する既存の蛇紋岩体から蛇紋岩碎屑物が運搬される場合である。

固体貫入モデルとしては、KNIPPER(1971)の蛇紋岩メランジュの形成モデルやLOCKWOOD(1971)の塊状蛇紋岩の固体貫入(protrusion)モデルがある。蛇紋岩のこのような貫入様式は、いずれのモデルも、低温で固体の蛇紋岩体がテクトニックに上昇・進入する様式としてとらえられる。BONATTI(1976)は現在の海洋底における蛇紋岩の固体貫入の実例を示した。日本における議論としては、荒井ほか(1978)が瀬戸川帯の堆積性蛇紋岩について固体貫入の可能性を示し、また、土谷(1982)は黒瀬川構造帯の蛇紋岩メランジュにその起源を求めた。

蛇紋岩碎屑物の供給・運搬および堆積に注目すると、BORTOLOTTI(1963)が提案した蛇紋岩オリストストローム(serpentinite olistostrome)の問題がある。その運搬機構としては海底地滑り(submarine landslide)や土石流(debris flow)などが考えられ、LOCKWOOD(1971)は重力流(gravity slide)を含めた堆積性の運搬機構を考えた。同様に、狩野ほか(1975)は、三浦半島の蛇紋岩礫岩について、北海道振内の蛇紋岩砂岩(OKADA, 1964)に良く似た蛇紋岩オリストストロームであることを強調した。このようなオリストストロームの形成に関する問題は、オリストストロームの認定の問題の次に、形成場の地質学的位置(セッティング)が問題となる。例えば、海溝斜面でも堆積性蛇紋岩は形成されるはずである。前川(1982, 1986)は美瑛地域の堆積性蛇紋岩をトレンチオリストストロームの実例であると考えた。堆積性蛇紋岩を大量に含む滝ノ上層の場合、東西2つの陸塊の衝突帯(例えば、KIMURA *et al.*, 1983)の上に形成されている。それはむしろ、後述するように、神居古潭構造帯に沿う位置にあり、蛇紋岩の進入帯に沿って形成されている。

蛇紋岩オリストストロームの形成に関してさらに問題となるのは、蛇紋岩碎屑物の起源についてである。一般にその起源を、①近くに求める場合は堆積盆中の固体貫入モデルが有力であり、一方、②遠くに求める場合は堆積盆縁辺部の蛇紋岩露出地域(隆起帯)が供給地として有力となる。LOCKWOOD(1971)は重力流で運ばれる蛇紋岩が固体貫入(protrusion)によってもたらされると考えた。新井田・加藤(1978)も、蛇紋岩オリストストロームと蛇紋岩メランジュの対応関係を強調した。

滝ノ上層の蛇紋岩礫岩に関しては、①大規模な巨礫岩層を伴うこと、②それには1 m以上の巨大岩塊を含むこと、そのような場合、③蛇紋岩の礫のみから構成されること、などの特徴を示すので、礫岩層のすぐ近くに供給源を考えることが可能である。また、含蛇紋岩礫岩の礫種および蛇紋岩砂岩の碎屑粒子の構成は、①蛇紋岩メランジュおよび塊状蛇紋岩と下部白亜系メランジュ状付加体との複合地質体の構成岩石(新井田・紀藤, 1986; 新井田, 1987)および②空知層群とエゾ累層群の地質構成(紀藤ほか, 1986)に類似し、これらに限られる。このことから、滝ノ上層の堆積性蛇紋岩の起源としては、その堆積盆に隣接する隆起域として存在していたと考えられる神居古潭構造帯の蛇紋岩類(蛇紋岩メランジュおよび塊状蛇紋岩)が候補となる(第7図)。堆積盆が蛇紋岩メランジュの直上に位置する場合、蛇紋岩メランジュの一部が再動し、堆積盆中に固体貫入が生じたであろう。



第7図 神居古潭構造帯周辺地域における中期中新世初頭のテクトニクスモデル。

滝ノ上層の堆積盆と神居古潭構造帯の関係を示す。滝ノ上層堆積時（中期中新世初頭）ないしその直前（前期中新世）に、神居古潭構造帯でナップ形成があった。

N：新第三系、P：古第三系、UY：上部エゾ層群、MY：中部エゾ層群、LY：下部エゾ層群、S：空知層群。

(3) 神居古潭構造帯の形成テクトニクスと堆積性蛇紋岩

北海道中軸部における新第三紀テクトニクスに関する最近の論点は、ユーラシア大陸とオホーツク古陸（アムールプレートとオホーツクプレート）の2つの陸塊の接合の際に生じた「右横ずれ変動」の成否についてである。J OLIVET（1986）は漸新世～前期中新世に、木村・宮下（1986）は前期～中期中新世に、渡辺（1987）は中期中新世初頭に、それぞれ、最も活発な右横ずれ変動があったと主張している。一方、前田（1986）、保柳ほか（1986）、および宮坂（1987）は、北海道中軸部において、この右横ずれ変動はなかったか、あるいはあっても軽微だったと考えた。活発な右横ずれ変動を主張するKIMURA *et al.*（1983）や木村・宮下（1986）は、右横ずれを生じた原因について、2つの陸塊の「右斜め衝突」であると述べている。

新井田（1987）は神居古潭構造帯の2段階の形成モデルを提案した。2段階形成モデルの1つめは、100Ma前後に起こったと考えられる前弧海盆（エゾ累層群の堆積盆）の破壊と蛇紋岩メランジュの進入である。これによって、まず、神居古潭構造帯が空知-エゾ帯の中に出現した。すなわち、これが神居古潭構造帯の発生である。2つめは、古第三紀～新第三紀中新世に生じた大規模な南西バージェンスのナップ形成である。このとき、白亜紀前期に付加体の内部変形によって形成された地質体が塊状蛇紋岩とともに北東から南東方向に移動し、定置した。神居古潭構造帯で観察される「軸部に蛇紋岩メランジュをもつ背斜構造」と「塊状蛇紋岩と付加体が複合したナップ」は、このような2段階の形成モデルで説明される。

上述した右横ずれ変動は、新生代には「1回かぎり」起こったと考えられている。したがって、ナップはこの右横ずれ変動時に形成され、それは、滝ノ上層の形成時（中期中新世初頭）か、あるいは、その直前（前期中新世）であったと考えられる（第7図）。なぜなら、滝ノ上層形成時かその直前に、蛇紋岩の進入・移動が最も活発にかつ大規模に行われ

たとえられるからである。このことは、はじめに述べたように、白亜系や古第三系にこれほど大規模な堆積性蛇紋岩が知られていないことから支持される。また、右横ずれ変動を滝ノ上層形成時かその直前に生じたとする時期設定に関しては、日高帯における右横ずれ変動を日高山脈形成前であると論じた渡辺 (1987) の見解とも一致する。

滝ノ上層およびその相当層は神居古潭構造帯の西縁に沿って広く分布し、一般に、先新第三系を傾斜不整合で覆っている。鷹泊周辺および日高周辺地域では、神居古潭構造帯の内側にもその分布が知られている。鷹泊では、滝ノ上層相当層が塊状蛇紋岩体(鷹泊岩体)を直接不整合関係で被覆する(舟橋, 1953; 木崎, 1954; IGARASHI *et al.*, 1985)。このことは、滝ノ上層およびその相当層の堆積盆が神居古潭構造帯の中まで広がっていたことを意味し、同時に、少なくとも塊状蛇紋岩体の一部は神居古潭構造帯にすでに定置していたことを意味する。

ここで注目されるのは、滝ノ上層形成時における日高帯と神居古潭構造帯の関係である。宮坂・菊池 (1978)、宮坂ほか (1986)、および宮坂 (1987) は、礫岩組成の検討にもとづいて、日高山脈の形成を議論した。それによると、川端層や古丹別層の形成時には日高変成帯は山脈をつくっておらず、日高帯の隆起域はその北方地域に限られる。このことは、保柳ほか (1986) の川端層や古丹別層の検討結果からも支持されている。また、このことは、すでに述べたように、滝ノ上層の含蛇紋岩礫岩の礫や蛇紋岩砂岩の碎屑粒子のほとんどが神居古潭構造帯と空知-エゾ帯の構成岩石に限られ、日高帯ないし日高山脈の構成岩石が認められないことも調和的である。したがって、川端層や古丹別層の堆積に先立つ滝ノ上層形成時(中期中新世初頭)には、神居古潭構造帯が活発な変動域であり、その周辺地域のみが隆起域であったと考えて良さそうである。すなわち、第7図のように、神居古潭構造帯の西縁に沿って滝ノ上層が堆積していたとき、日高帯の地下深部では日高変成帯が形成されつつあり、神居古潭構造帯では地表付近でナップ形成が行われていたであろう。その時、右横ずれ変動は日高帯よりも神居古潭構造帯の方が活発であったかもしれない。

IV あとがき

北海道の地質形成史に関して、白亜紀島弧-海溝系の復元と造構史および日高山脈の形成にかかる新生代テクトニクスの議論が活発に行われている。しかし、神居古潭構造帯の性格とその成立についての検討はまだまだ不十分である。それは、神居古潭構造帯の地質構成と地質構造が複雑であり、地質体の性質や年代についての事実記載が不足しているからである。本稿は、神居古潭構造帯の構成とその形成を議論した新井田 (1987) 論文の補強版をめざした。神居古潭構造帯の地質形成史解明を願ってやまない。

本稿をまとめるにあたり、穂別町立博物館の地徳力学芸員およびジオサイエンスの加藤孝幸博士に激励とご助言をいただいた。筆者の一人、福井は、卒業研究をつうじて、北海道大学の勝井義雄教授および渡辺順博士にご指導いただいた。また、穂別町の中村耕平氏と長岡利兵衛氏には、調査の際に宿舎のお世話をいただいた。以上の方々に、心から感謝する。

文 献

- 井章司・下川浩一・高橋輝章 (1978) 瀬戸川帯の超塩基性-塩基性岩類の貫入形態に
関して。地質学雑誌、**84**、691-693。
- ONATTI, E. (1976) Serpentinite protrusions in the ocean crust, *Eearth
Planet. Sci. Lett.*, **32**, 107-113。
- ORTOLOTTI, V. (1963) Sulla posizione delle rocce della serie ofiolitifera
nell'Appennino settentrionale e SE del Taro e della Magra, *Boll. della
Soc. Geol. Ital.*, **82**, 151-166。
- 井敏之 (1983MS) 穂別町坊主山周辺の地質と岩石。北大卒論。
- 柳康一・宮坂省吾・渡辺 寧・木村 学・松井 愈 (1986) "衝突帯" のタービグイト相
形成とテクトニクス-中新世・中央北海道の例-。地団研専報、**31**、265-284。
- 橋三男 (1953) 5万分の1地質図幅「上江丹別」および説明書。北海道開発庁。
—— (1958) 神居古潭構造帯。鈴木醇教授還暦記念論文集、37-52。
——・橋本誠二 (1951) 日高帯の地質。地団研専報、**6**、1-38。
- SARASHI, T., KATO, T. and NIIDA, K. (1985) The Takadomari serpentinites
in the Kamuikotan ophiolite belt, Hokkaido, Japan, *Jour. Fac. Sci.,
Hokkaido Univ., Ser. IV*, **21**, 305-319。
- 田 高 (1987) 山梨県大月市笹子町の小仏層群から産出した蛇紋岩。地質学雑誌、**93**、
233-236。
- OLIVET, L. (1986) A tectonic model for the evolution of the Hokkaido
Central Belt: Late Jurassic collision of the Okhotsk with Eurasia,
Mono graph Assoc. Geol. Collab. Japan, **31**, 355-377。
- 野謙一・伊藤谷生・増田俊明 (1975) 三浦半島衣笠付近の堆積性蛇紋岩。地質学雑誌、
81、641-644。
- 藤孝幸 (1979) 神居古潭構造帯の超苦鉄質岩類にみられる蛇紋岩化作用。MAGMA,
56、1-7。
- 波和雄・小松正幸・新井田清信・紀藤典夫 (1986) 北海道中生界の構造区分と層序。
地団研専報、**31**、1-15。
- IMURA, G., MIYASHITA, S. and MIYASAKA, S. (1983) Collision tectonics in
Hokkaido and Sakhalin, in M. HASHIMOTO and S. UYEDA eds., *Accretion
Tectonics in the Circum-Pacific Regions*, TERRAPUB, Tokyo, 123-134。
- 村 学・宮下純夫 (1986) 海溝-海溝-斜め衝突帯の三重会合点と日高変成帯。地団
研専報、**31**、451-458。
- 藤典夫・君波和雄・新井田清信・蟹江康光・渡辺暉夫・川口通世 (1986) 空知層群と
蝦夷累層群-北海道中軸帯の後期中生代オフィオライトと前弧海盆堆積物-。
地団研専報、**31**、81-96。
- 崎甲子郎 (1954) 北海道雨龍郡鷹泊地方の蛇紋岩について。北地要報、**25**、1-12。
- NIPPER, A. L. (1971) Development history of the serpentinite mélange in
the Lesser Caucasus, *Geotektonika*, **6**, 87-100。
- OCKWOOD, J. P. (1971) Sedimentary and gravity-slide emplacement of serpen-
tinite, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **82**, 919-936。

- 前田仁一郎 (1986) 日高火成活動帯の形成と千島海盆の拡大およびユーラシア・北米プレートとの衝突。地団研専報、31、459-473。
- 前川寛和 (1982) 神居古潭帯中部・美瑛地域の地質-堆積性メラングェの場から。日本地質学会第89年学術大会討論会資料、7-11。
- (1986) 北海道中部、美瑛周辺地域からみた神居古潭変成岩類の形成プロセス。地団研専報、31、107-117。
- 松本達郎・岡田博有・折田行亘・菅野三郎 (1963) 蛇紋岩砂岩。地質学雑誌、69、239-241。
- 宮坂省吾 (1987) 衝突帯における山地形成-日高山脈の上昇史-。松井愈教授記念論文集、195-202。
- ・菊池昂哉 (1978) 新第三紀における日高変成帯の上昇運動。地団研専報、21、139-153。
- ・保柳康一・渡辺 寧・松井 愈 (1986) 礫岩組成から見た中央北海道の後期新生代山地形成史。地団研専報、31、285-294。
- NAGAO, T. (1938) Tertiary orogeny in Hokkaido. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. IV*, 4, 23-30。
- 長尾捨一・小山内 照・酒匂純俊 (1954) 5万分の1地質図幅「大夕張」および説明書・北海道開発庁。
- 永田秀尚・紀藤典夫・中川 充 (1987) 蝦夷累層群中に見出された蛇紋岩礫-神居古潭構造帯の蛇紋岩の進入時期についての新資料-。地球科学、41、57-60。
- 根本忠寛・三本杉己代治・水口文作 (1942) 10万分の1地質図幅「登川」および説明書。北海道工業試験場報告、5、1-31。
- 新井田清信 (1987) 神居古潭構造帯の構成。松井愈教授記念論文集、203-214。
- ・加藤孝幸 (1978) 北海道中軸帯の超苦鉄質岩類。地団研専報、21、61-81。
- ・紀藤典夫 (1986) 北海道における白亜紀島弧-海溝系-その地質構成と造構史-。地団研専報、31、379-402。
- OKADA, H. (1964) Serpentine sandstone from Hokkaido. *Mem. Fac. Sci., Kyusyu Univ., Ser. D*, 14, 23-38。
- 岡田博有 (1977) 海洋地殻との関連でみた堆積岩類。海洋科学、9、53-59。
- 大立目謙一郎 (1940) 北海道中部に於ける下部菊石層と輝緑岩層の層位関係に就いて。北地調報、11、1-48。
- 下川浩一・杉山雄一 (1982) 静岡県掛川市北部に分布する下部中新統三笠層群中の超塩基性-塩基性岩類の礫。地質学雑誌、88、915-918。
- 鈴木 守・渡辺 順・春日井 昭 (1964) 5万分の1地質図幅「美瑛」および説明書。北海道開発庁。
- 高橋功二・鈴木 守 (1986) 5万分の1地質図幅「日高」および説明書。北海道地下資源調査所。
- ・和田信彦 (1985) 穂別町の地質。穂別町立博物館研究報告、2、1-15。
- 土谷信之 (1982) 高知市北方黒瀬川構造帯付近における白亜紀の蛇紋岩源砂礫岩。地質調査所月報、33、381-387。
- 渡辺 寧 (1987) 中期中新世上支湧別層の堆積盆形成とテクトニクス。松井愈教授記念論文集、171-174。