

日高山脈と夕張-芦別山地の生い立ち

(ありた かずのり)

1941年札幌市生まれ、北海道大学大学院理学研究科地質学鉱物学専攻博士課程修了、理学博士、北海道大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻に勤務、2005年3月退職、地質学・変成岩岩石学・構造地質学・放射年代学的手法により、衝突型山脈（日高山脈・ヒマラヤ）の形成過程および上昇過程を研究。

在田 一 則

(要旨)

日高山脈と夕張-芦別山地は北海道を代表する非火山性山脈である。それらを構成する岩石や地質構造は、一億年以上前に遡るユーラシアプレートと北米プレートの接近・接合の過程で隣り合う地下深部でできた。約一千万年前にはじまる太平洋プレートの斜め沈み込みにより千島島弧前弧は南西に移動し、その衝突前縁では、衝上断層群の運動によりこれらの深部岩石は上昇し、まず日高山脈が、続いて夕張-芦別山地が成立した。このように、両者は性格（構成岩石や地質構造）が異なる姉妹の山脈といえる。夕張-芦別山地は変質した海洋底の岩石からなり、蛇紋岩メランジや石灰岩がもたらした特異な地形やそこに育つ固有な植物群集によって特徴づけられる。グラニュライトを含む島弧地殻深部のいろいろな変成岩類や上部の堆積岩および各種の深成岩類が露出する日高山脈では、山脈を西から東に横断すると、島弧地殻の深部から浅部までの岩石や地質現象を連続的に観察できる。このようなところは世界的にも稀である。アポイ岳の新鮮なカンラン岩は地球深部（マントル）の研究に重要であり、そこに棲息する希少な動植物や山脈主稜部のカルド底に棲むナキウサギとともに、日高山脈の価値を高めている。

地質学・地形学・動植物学など学術的にきわめて貴重で、また山岳景観としても優れている本地域は、国立公園あるいはジオパークとして整備・保全し、未来に引き継ぐべき自然遺産である。

1 はじめに

北海道にある六ヶ所の国立公園は釧路湿原を除いてすべて火山が関連している。いっぽう、小論の対象である日高山脈（一九八一年日高山脈襟裳国立公園に指定）と夕張-芦別山地（一九九六年夕張岳の「高山植物群落及び蛇紋岩メランジユ帯」は天然記念物に指定）には火山はないが、その高さ、スケールまた山容からも北海道を代表する山脈である。このように、山脈には一般に、活火山（マグマ活動）が関わるものとそうでないものがある。前者には、アンデス山脈のように大陸の縁辺にあるタイプと大陸（ユーラシア）と海洋（太平洋）の境界で火山列島をつくるタイプ（弧状列島あるいは島弧という）があり、そのマグマ活動は海洋プレートが海溝から大陸（プレート）の下に沈み込んでいくために起こる。日本列島は火山列島をつくるタイプの代表であり、太平洋の海底から見ると、ヒマラヤに匹敵する大火山山脈である。後者の非火山性山脈はヒマラヤやアルプスが代表であり、大陸や島弧の衝突によってできる衝突型山脈である。

宇宙から北海道を見ると、北海道中央部を南北（樺太方向）に延びる二列の山並み（西側の天塩山地、夕張-芦別山地と東側の北見山地、日高山脈）が目立つ（図1）。両者のあいだには、北から名寄盆地・上川盆地・富良野盆地などの凹地が連なっている（地形学では中央凹地帯とよぶ）。接峰面図では、凹地はさらに南にも続くようであるが、明確な盆地は作らない（図1）。いっぽう、北海道の火山分布を見ると、大雪・十勝火山列、阿寒・屈斜路火山列、知床火山列、さらに千島列島（千島

島弧)の国後島や択捉島の火山列などが雁行状に北東-南西(千島方向)に延びている。ただし、石狩低地帯から西側の渡島半島(図2の北海道西部)は地質学的には本州(東北日本(島)弧)の延長であるので、ここでは除外する。図1を見ると、千島方向の大雪山十勝火山列は樺太方向の北見山地と日高山脈を切っているのがわかる。このことは、千島方向の火山列ができたのは樺太方向の非火山性山脈よりも新しいということを示している。ごく大雑把にいうと、樺太方向の非火山性山脈は、おおよそ一億五千万年前から一千万年前頃にかけて進行した西のユーラシアプレートと東の

北米プレートの二つの大陸プレートの接近・接合に起因した東西圧縮の運動による断層や褶曲(地層が屈曲すること)によってできた。それに対して、千島方向の火山列は、その後が始まり現在も続いている太平洋(海洋)プレートの北米プレート(現在の北海道はこのプレートに含まれる)下への沈み込み運動によって生じたマグマ活動の産物である。

以下では、日高山脈と夕張芦別山地の地質の特徴とその生い立ちを紹介するが、それに先立ち、一般の方々にはなじみのない地質学に関連する事柄を少しく述べる。

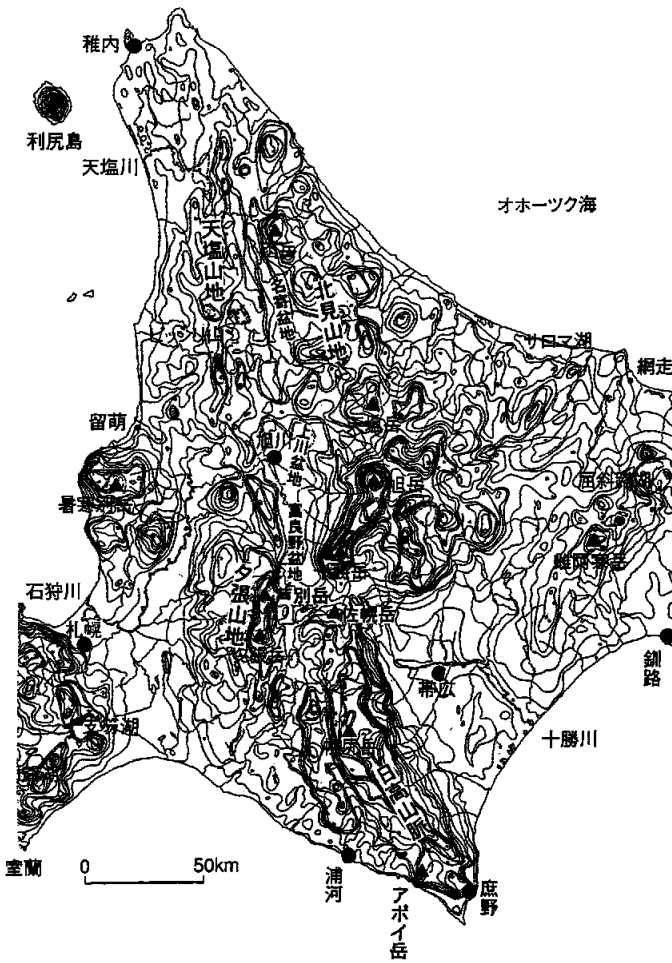


図1 北海道中央部の接峰面図 (小嶋ほか、2003 を改変)

2 プレート(リソスフェア)の運動と造山運動

約六、四〇〇kmの半径がある地球の表層部(地表から深さ八十〜一五〇kmまでの部分)例えば、直径一二〇cmの球を考えると、その表面約一cmの部分)はリソスフェアとよばれる。リソスフェアは上部層(地殻という)と下部層(マントルという)に区分される。リソスフェアの下も深さ約二、九〇〇kmまでマントルは続く。マントルはカンラン岩からできている。さらに深部の地球中心部は核(コア)といい、主に鉄とニッケルからできている。地球内部の温度・圧力の分布と深部の高温・高圧条件下におけるカンラン岩の力学的性質との関係から、リソスフェアの下の厚さ一〇〇kmくらいの部分(アセノスフェアという)のカンラン岩はリソスフェアのカンラン岩よりも柔らかく流動性がある。したがって、リソスフェア(地殻+マントルの最上部)はその下の流動性のある部分(アセノスフェア)を滑り面として移動することができる。地球表層部は大小十数枚に分割されたリソスフェアのブロック(プレートという)で覆われている。これらのプレートの相互運動によって、プレートとプレートの境界では火山活動・地震・山脈形成などの変動が生ずる。このような考え方をプレートテクトニクス(テクトニクスとは地球規模の大きな変動という意味)という。現在の地球で、プレートの動きが一番速いのは、千島海溝や日本海溝から北海道や東北日本に下に沈み込んでいる太平洋プレートで、その速さは年間約十cm(ほぼ手の爪が伸びる速さ)である。プレート運動の原動力は、重い海洋プレートが海溝で沈み込んで

でいく力や太平洋や大西洋、インド洋の中央部に
ある海底火山山脈（中央海嶺）で深部のマントル
物質が湧き上がってくる力である。つまり、地球
内部のエネルギーである。

プレート（リソスフェア）の上部層である地殻
は、陸域（大陸地殻）では三十〜四十km（ヒマラ
ヤでは八十km）の厚さがあり、花崗岩（みかげ石）
に代表されるが、玄武岩も含む多種多様な岩石か
らできている。また、その地質構造も複雑である。
いっぽう、海域（海洋地殻）では厚さ数kmしか
なく、どこでも玄武岩あるいはそれに似た岩石（花
崗岩よりも重い）からできている。構造も単調で
ある。地殻の岩石は陸と海で異なるのに対して、
プレート下部層のマントルは両者とも玄武岩より
もさらに重いカンラン岩でできている。プレート
には、大陸地殻をもつ陸のプレート（大陸プレ
ート）と海洋地殻をもつ海のプレート（海洋プレ
ート）がある。しかし、一般に一つのプレートは、
その割合はいろいろであるが、両方のプレートか
らできていることが多い。花崗岩・玄武岩・カン
ラン岩はこの順番で重くなるので、軽い花崗岩な
どからなる厚い大陸地殻をもつ大陸プレートは、
海洋プレートよりもかなり軽い。したがって、海
洋プレートと大陸プレートが衝突すると、前者は
重いため後者の下に沈み込む。そのため、深部の
マントルのカンラン岩は融けて、マグマができ、
地表や海底では火山山脈や火山列島（島弧）がで
きる。いっぽう、軽い大陸プレートどうしがぶつ
かると、軽いため沈み込むことはできず、衝突・
融合し、圧縮による断層や褶曲によって衝突型山
脈（大陸）ができる。いささか単純に述べすぎた
が、このような、陸地（島弧や大陸）を作る二つ

のメカニズムは、上に述べた北海道の千島方向の
火山群と樺太方向の非火山性山脈に対応してい
る。

したがって、山脈がどのようなタイプのもので
あり、その形成過程がどうかを知ることが
は、大陸がどのようにしてできたかを説明するう
えで重要なことである。日高山脈や夕張・芦別山
地の生い立ちを探る意義の一部はこのようにこと
にある。もちろん、山脈の形成は気候・気象、生物
の分布や種の分化・変遷に大きな影響があるの
で、山脈上昇の時期や上昇過程を明らかにするこ
とも重要なことである。

3 陸の岩石からなる山脈（日高山脈） と海の岩石からなる山脈（夕張・芦別 山地）

北海道中央部の天塩山地〜夕張・芦別山地と北
見山地〜日高山脈の二つの山列は、地質学的には、
それぞれ空知・エゾ帯と日高帯に含まれる（日本の
地質「北海道地方」編集委員会、一九九〇・図1、
図2）。両者の境界は中央凹地帯にほぼ一致する。
空知・エゾ帯には、ジュラ紀後期（約一・五億年前）
〜白亜紀中期（約一億年前）の海洋地殻の岩石（玄
武岩や海底堆積物）からなる空知層群とそれをお
おう白亜紀の陸源性砕屑物（陸から運ばれてきた
砂岩などの堆積岩）からなる蝦夷累層群が広く分
布する。空知・エゾ帯内には変成岩（もとの岩石が
深部の温度や圧力により変化した岩石）や蛇紋岩
（マントルの岩石であるカンラン岩が変質した岩
石で、水を含むと地滑りを起こしやすい）からな
る神居古潭（変成）帯がある。夕張・芦別山地の大

部分は神居古潭帯に含まれる。いっぽう、東側の
日高帯には、空知・エゾ帯の岩石よりも少し若い白
亜紀（一部は古第三紀）の海洋地殻の岩石（玄武
岩や海底堆積物）や一部では陸源性砕屑物からな
る日高累層群が分布する。日高帯南部の西側には、
神居古潭帯の変成岩とは異なるタイプの変成岩類
からなる日高変成帯があり、日高山脈の大部分は
この変成帯からなる（図2）。

以下では、日高山脈と夕張・芦別山地を作ってい
る岩石の特徴や生い立ちを述べるが、最初に、北
海道中央部の地史を簡単に述べる。

(1) 北海道中央部の生い立ち

日高山脈は、かつていわゆる「日高造山運動」
の産物とされ、アルプス造山運動の日本における
現れと考えられた（Hinataishi, 一九五七）。しか
し、第二次世界大戦後の海洋地域でのいろいろな
地球科学的調査や地震観測などによる地球深部構
造の解明の進展により、一九六〇年代前半には上
記のプレートテクトニクスの考え方が誕生した
（上田、一九七二）。その結果、日高山脈を含む北
海道テクトニクスも、一九七〇年代からはプレ
ートテクトニクス論にもとづいて議論されてい
る。

約二千万年前に日本海ができはじめ、日本列島
が大陸から分離するまでは、日本はユーラシア大
陸東縁にあった。白亜紀後期（約九千万年前）に
は、二つの大陸プレート（ユーラシアプレートと
北米プレート）が接近しつつあり、そのあいだに
あった海洋プレートである古太平洋プレート（ク
ラプレートともいう）は西側のユーラシアプレ
ートの下に沈み込んでいた。一般に、海洋プレート

が沈み込んでいくとき、そのプレートの最上部層の玄武岩やそれをおおっている海底堆積物の一部は、いっしょに沈み込まず、ちょうど押された雪が厚くなるように、プレートの沈み込み口である海溝と大陸縁辺とのあいだに厚く堆積することがおおい。このように、大陸縁辺に厚くつもった堆積物を、かつては「地向斜堆積物」と呼んでいたが、現在のプレートテクトニクスの考え方では、海洋

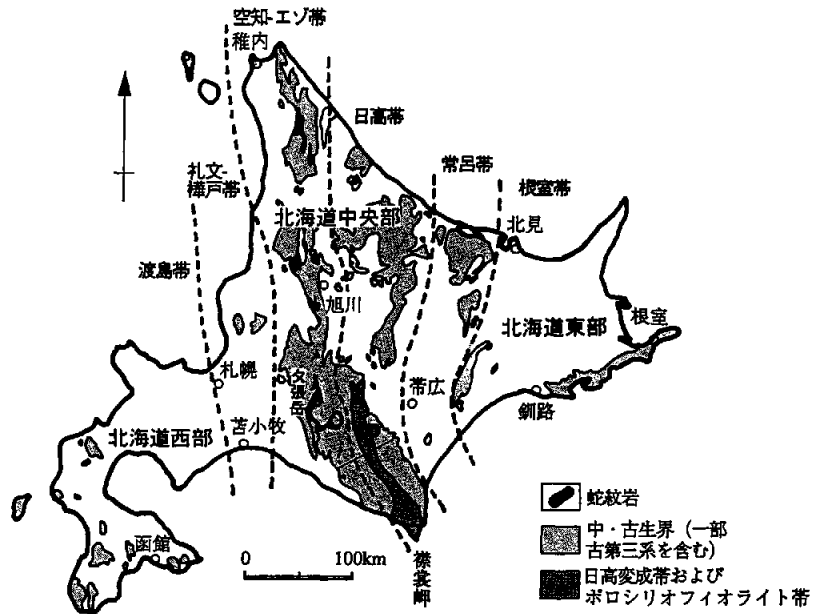


図2 北海道の地質構造帯の区分 (在田, 1995)

この区分は古第三紀より古い岩石によるものであり、新第三紀～第四紀の火山の分布は考慮していないことに注意。中・古生界は、空知エゾ帯では空知層群と蝦夷累層群から、日高帯では日高累層群からなる。

前期にかけては、ユーラシア大陸東縁で古太平洋プレートが沈み込んでできる付加堆積物の形成場(付加帯という)と西側の大陸から供給される陸源砕屑物の堆積場(前弧海盆という)に位置していた(図3)。深く沈み込んでいった海洋地殻の岩石は深部での圧力・温度条件のもとで変化(再結晶)し、変成岩(後述の神居古潭変成岩)にかわった。また、沈み込まなかった付加堆積物(図3の日高

プレートの最上部の岩石が大陸縁辺に付け加えられたという意味で、この堆積物を付加堆積物と呼んでいる。現在の北海道中央部は、ジュラ紀後期から古第三紀

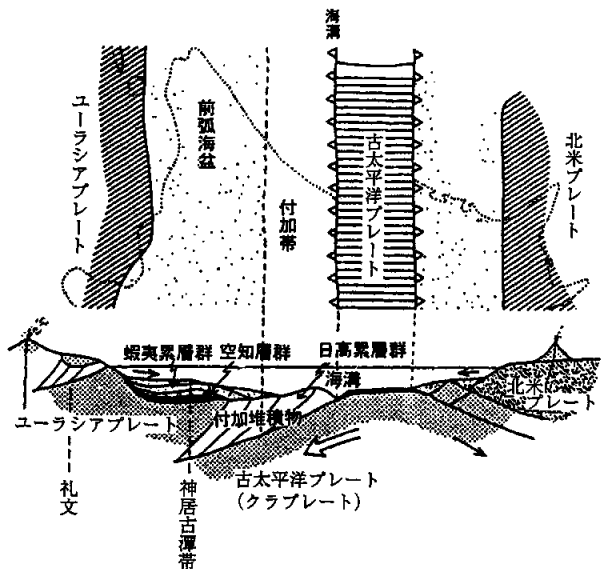


図3 白亜紀後期(約9千万年前)の北海道中央部における海と陸の分布(プレートの分布)および地層の堆積の様子をしめす概念図(上)とその東西断面図(下)(君波, 1984を改変)ユーラシア大陸の沿岸(前弧海盆)には蝦夷累層群が堆積し、その下にはより古い空知層群があった。さらにその下では神居古潭変成岩ができていた。海溝ちかくでは日高累層群が厚く堆積した。スケールを無視した概念図であることに注意。

ジュラ紀後期から古第三紀前期(数千万年前)には、二十数kmの厚さになった付加堆積物(日高累層群)の深部では、地熱とそこに貫入してきたマグマの熱によって、高変成度の変成岩(後述の日高変成岩)ができ、一部は融けてマグマとなった。そのマグマはさらに浅所に貫入して固結し、花崗岩ができた(古日高島弧の成立)。これらが現在の日高山脈の大部分を作っている岩石である。いっぽう、より西側では、深部のカンラン岩の一部は上を覆っている変成岩や堆積岩の断列帯をおおって地表あるいは地表近くには絞り出された。その上昇過程で、カンラン岩は水を含んで蛇紋岩に変質するとともに、途中の深

部の変成岩をブロック状に取り込んで、蛇紋岩メランジ(蛇紋岩のなかに大小のいろいろな岩石が含まれた複雑な地層。蛇紋岩メランジともいう。お菓子のメランゲと語源は同じ)を形成した。約二千万年前には、なお続いている北米プレートが西に押し付ける運動により、古日高島弧は西側の海洋地殻(後述のポロシリオフィオライト帯)に衝突し、断層にそってずり上がった(衝上した)。そのため、地下深部にあった、のちの日高山脈の岩石(古日高島弧地殻の岩石)は急激に上昇し、そのころに地表に露出しはじめたであろうが、本格的な山脈形成までは至らなかったと思われる。現在の日高山脈や夕張・芦別山地の成立は、後述の一千萬年前頃からはじまる千島島弧前弧(千島島弧の前縁部。以後は千島前弧という)の西進(西への移動)による衝突運動の結果である。

(2) 日高山脈の岩石

日高山脈は、十勝火山群の火山岩類におおわれる佐幌岳の北あたりから襟裳岬付近の庶野まで、延長約一五〇kmの西にゆるく張り出した弓形をえがく(図2、図4)。主峰幌尻岳(二、〇五二m)をはじめ、一、五〇〇mをこえる壮年期の山なみは北海道の脊梁山脈の名にふさわしい。日高山脈は東の十勝平野からの眺めと西の日高海岸付近からの眺めが大きく異なる。故坂本直行画伯の描く十勝平野からみた初冬の日高山脈は原野の小柏の林を前景に白銀の屏風のように屹立している。いっぽう、日高海岸からみる日高山脈は連なる前山にさえぎられてはるかに遠い(図1)。このような日高山脈の東西からの眺めのちがいは山脈の成り立ちに関係している。

日高山脈は、地質学的には、山脈西縁の日高主衝上断層とよばれる大きな逆断層(一方の岩層が他方の岩層にのし上がっている断層)を境にして、西側のポロシリオフィオライト帯と山脈の大部分を占める東側の日高変成帯に区分される(図4上、下)。日高変成帯は、地下約二五km(陸の地殻の最下部付近に相当)から地表ちかくまでのいろいろな物理条件(温度と圧力)のもとで再結晶(変成)してできた各種の変成岩あるいはマグマが地下深部でゆっくり固結(結晶)してできたいろいろな深成岩からできている。これらの岩石は山脈に平行に分布し(図4上)、東に急傾斜している(図4下)。このような構造は、変成帯の岩石(古日高島弧地殻の岩石)が深部でできたあと、日高主衝上断層にそって西側のポロシリオフィオライト帯

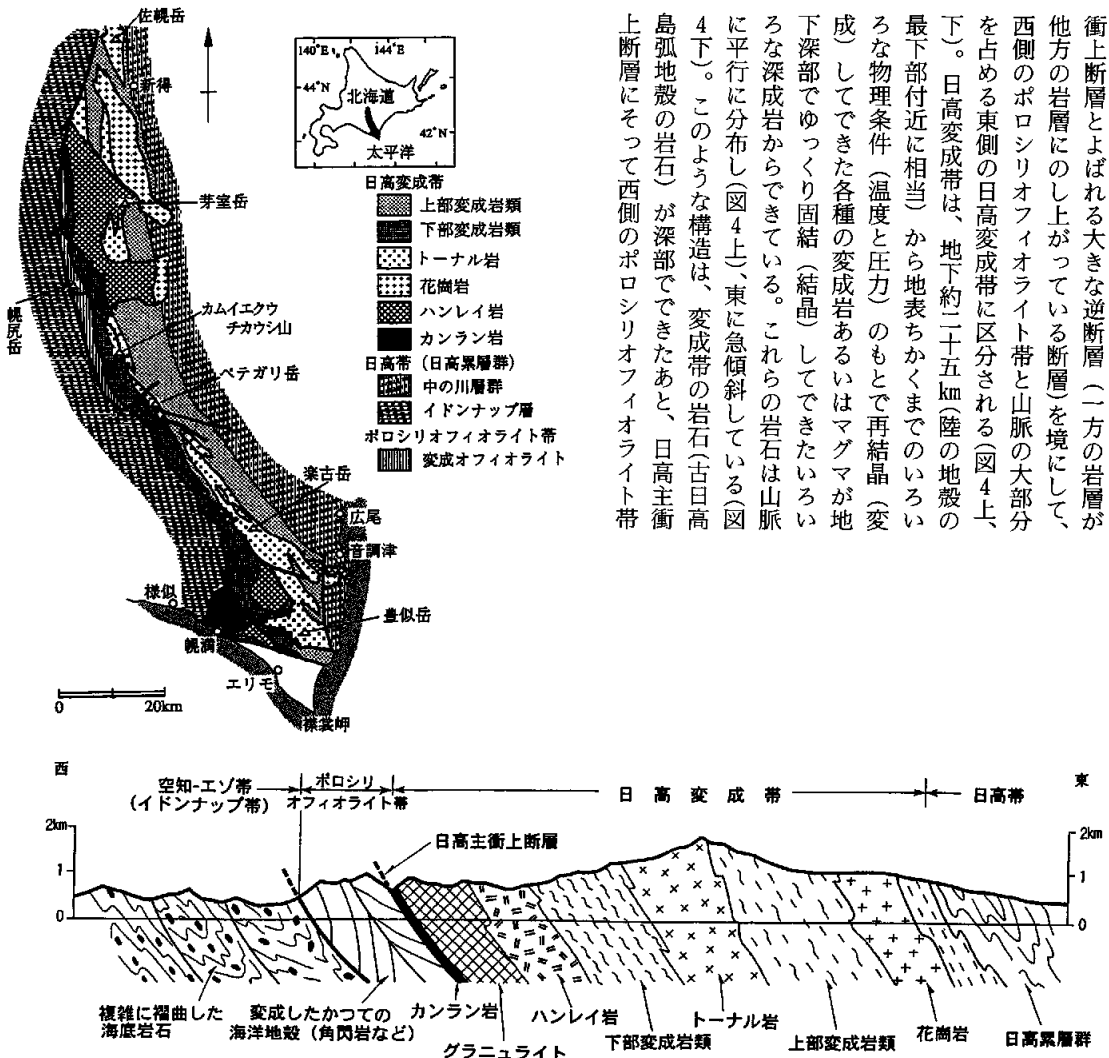


図4 日高山脈の地質概略図(上)と東西模式地質断面図(下) (在田、1995を改変)

に衝上したためである。西側の日高主衝上断層に
ちかい岩石は、深さ約二十五km(温度・約七〇
°C、圧力・約7kbar)で変成したグラニュライ
ト(ザクロ石や輝石を含む高変成度の片麻岩)と
よばれる変成岩で、東側へより浅部でできた変成
岩になる(図4上、下)。東麓の低い丘陵には変成
していない堆積岩(日高累層群)がみられる。こ
れに対応して、マグマが深部で固結してできる深
成岩類も、西斜面には深部で固結したハンレイ岩
が、東斜面には浅いところで固結した花崗岩があ
る。中間の主稜線付近には中部で固結したトーナ
ル岩(以前はミグマタイトとよばれていた)が露
出している(図4上、下)。このように、日高山脈
では、西に地殻最下部の岩石があり、東へしだい
に浅部の岩石になる。つまり、山脈は島弧地殻を
東に急に傾けた構造をしている(図4下)。このよ
うに、島弧地殻の最下部から上部までの岩石を連
続的に観察できるところは、世界的にみても、ヒ
マラヤのコヒスタン地方やアルプスのイブリア地
方などきわめて稀である。同位体年代データによ
ると、日高変成帯の岩石ができたのは数千万年前
(大和田ほか、一九九二)であり、現在のように東
に急傾斜した構造になったのは二千万年ほど前の
ことである(Arita et al., 一九九三)。山脈の北半
分には、日高主衝上断層の西側に、かつての海洋
地殻の岩石であるオファイオライト(海洋地殻は上
部から海底堆積物、玄武岩、ハンレイ岩およびカ
ンラン岩からできており、オファイオライトはこれ
らの岩石の総称)が幅狭くみられる(図4上、下)。
幌尻岳付近に広く露出しているので、ポロシリオ
ファイオライト帯とよばれている。オファイオライト
は変成して緑色の角閃岩類にかわっている。チロ

ロ川などの緑色のきれいな石はこの角閃岩であ
る。

日高主衝上断層にそって、かつての島弧地殻や
海洋地殻の下のマントルをつくっていたカンラン
岩が点在している(図4)。標高が低い(八八二m)
にもかかわらず、ヒダカソウ・サマニユキワリな
などの固有の高山植物群落(一九五二年特別天然記
念物に指定)や高山蝶(ヒメチャマダラセリ)、
ナキウサギなどが生息することで有名な幌満のア
ポイ岳(図1)はこの岩石からできている。地下
数一〇kmを越える深部のカンラン岩は、地表まで
上昇してくるあいだに水の作用によって蛇紋岩に
変質することが多いが、アポイ岳のカンラン岩は
新鮮で、マントルにあつたときの状態がそのまま
保存されており、マントルの様子を知る手がかり
として世界的に注目されている。なお、様似町の
国道沿いにある中央公民館前にはカンラン岩広場
があり、各種のカンラン岩がその他の日高山脈の
岩石とともにきれいに磨かれて展示されている。

(3) 夕張・芦別山地の岩石

後期ジュラ紀〜前期白亜紀の海洋地殻の玄武岩
や海底堆積物(空知層群)およびそれら
覆っている陸から運ばれてきた堆積物(蝦
夷累層群)からなる空知・エゾ帯は、日高帯
や日高変成帯の岩石が比較的整然とした構
造をしているのに対して、きわめて複雑な
構造をしている。これは、東の日高山脈か
ら押し付ける力により強く変形しているた
めである。さらに、空知・エゾ帯には、日高
変成岩とは違うタイプの変成岩が断続して
分布している。この種の岩石は、旭川の南

の石狩川ぞい(神居古潭峡谷)に広く露出して
るので、神居古潭変成岩とよばれている。この岩
石は沈み込んでいった海洋プレートの岩石(海洋
地殻)が数十kmの深度で変化(再結晶)したもの
である。このように深いところの岩石がどのよう
して地表まで上昇してくるかは、重いカンラン岩
の上昇機構とともにいろいろな議論がある。神居
古潭変成岩は蛇紋岩などといっしょに産出するこ
とがおおく、それらの分布域は神居古潭(変成)
帯とよばれている。夕張岳付近は神居古潭帯に属
する(図5)。

芦別岳(一、七二七m)〜夕張岳(一、六六八m)
の稜線から西斜面にかけては、山脈に平行に、空
知層群の海底火山岩類(緑色岩に変質)や深海堆
積物(有孔虫などの微化石を含む泥岩やチャート、
石灰岩)および蛇紋岩が分布する。その西には、
より若い白亜紀中期〜後期(約七千万年前)の蝦
夷累層群の砂岩(アンモナイト化石の産出で有名)
がみられる。さらに西の石狩炭田地域には、石炭
層をはさむ約四千万年前の砂岩などが分布する。
キリギソウやウスユキソウで有名な芦別岳北西
の峰山(二、〇五七m)の岩峰群は、蝦夷累層群

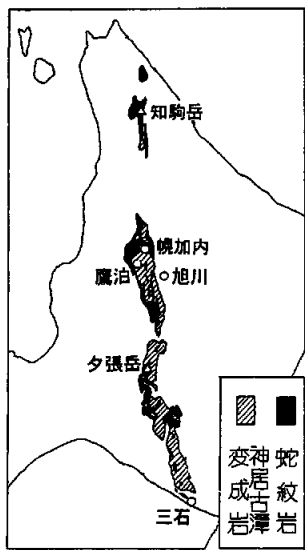


図5 神居古潭変成岩と蛇紋岩の分布(渡辺、1984を改変)

の石灰岩が直立しているために侵食からとり残されたものである。この石灰岩は白亜紀中頃(約一億年前)をしめすオルビトリナ(大型有孔虫)などの化石を含む。夕張岳山頂付近では、広く分布する蛇紋岩メランジ帯がガマ岩や釣鐘岩などの独特な景観であるノツカー(突起)地形を呈している。これは、蛇紋岩メランジに包有されている変成岩塊が、蛇紋岩よりも侵食されにくいため、差別侵食により、なだらかに侵食された蛇紋岩中に残されてきたものである。

蛇紋岩やカンラン岩の超塩基性岩の分布地域には、夕張岳やアポイ岳、道北の知駒岳(図5)、あるいは岩手県の早池峰山や尾瀬の至仏山などのように独特な景観と高山植物相がみられる。これは、超塩基性岩の特異な化学組成(マグネシウムやニッケルが多い)の影響と考えられている(堀江、二〇〇二)。なお、ウスユキソウは渡島半島の大平山(一、一九一m)でも有名である。ここには岨山よりも少し古い石灰岩がある。エーデルワイスの本場アルプスにも石灰岩は多く、石灰岩(カルシウム)とウスユキソウは密接な関係がありそうである。

4 日高衝突帯の深部構造と日高山脈・夕張 芦別山地の上昇

一九九六年以来、日高山脈を含む北海道中央部の南部を東西に横断する測線で人工地震を用いた反射法地震探査を主とする深部構造探査が行われ(Arita et al., 一九九八)、その結果、日高山脈の地下約二十三km付近には、下部地殻が上下に裂けているウェッジ・ディラミネーション(wedge-

delamination)構造(罅口構造ともいう)の存在が明らかになった。裂けた上部は日高主衝上断層にそって地上に続き、下部は下に沈み込んで、約五十kmの深度でその下にある北海道の下に沈み込んでいる太平洋プレートの上面におつかつていらしい(伊藤ほか、一九九八・図6)。さらに、デコルマン(深部の水平な断層・図6の日高主デタッチメント断層)が日高主衝上断層から分岐して西にのび、そのデコルマンからいくつもの衝上断層が地表にむかつて派生していること、それらの衝上断層の運動時期が西へ順次新しくなっていること、また、この西への運動の現在のフロントは石狩低地帯の東を縁どる馬追丘陵西縁の馬追断層であること、などがわかった(伊藤ほか、一九九八・図6)。日高山脈深部にみられるような、下部地殻の下部あるいはマントルとの境界付近が上下に裂けるウェッジ・ディラミネーション構造は厚い大陸地殻をつくるメカニズムの一つとして注目されている。

このような日高山脈を横断する地殻深部構造探査の結果は、日高山脈の上昇は、後期中新世(約一千万年前)にはじまった太平洋プレートの斜め沈み込み(太平洋プレートが沈み込み口である千島海溝に対し直角

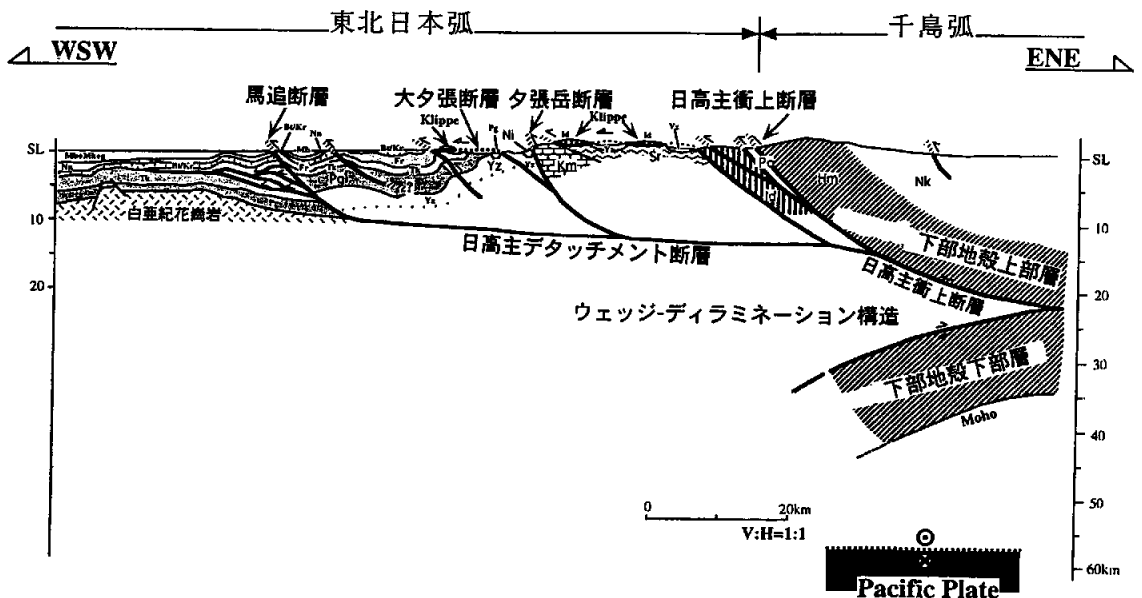


図6 北海道中央部南部の東西地質断面(伊藤ほか、1999を改変)

Hm: 日高変成帯、Po: ポロシリオフィオライト帯、Id: イドンナップ帯、Km: 神居古潭変成岩、Nk: 中の川層群(日高層群)、Sr: 空知層群、Yz: 蝦夷累層群、Ni・Pg: 古第三紀層(他は省略)

ではなく、斜めに沈み込むこと)により、千島前弧が西に移動し、その運動により千島前弧の南西端で古日高地殻が日高主衝上断層にそってめぐり上がり、日高山脈ができたというモデル(木村、一九八四)を支持する(図7)。この考えによると、日高主衝上断層の活動終了後は、千島前弧の西進運動による衝上断層の運動はさらに西におよび、夕張・芦別山地の上昇、石狩炭田地域の衝上断層群の形成をもたらす、現在は馬追断層の活断層運動となっている(図6、図7)。

ところで、前節で述べたことは、日高山脈や夕張・芦別山地を構成している地質(岩石と質構造)の形成過程である。山脈の岩石や地質構造の形成(造構造運動)とそれらが隆起する山脈形成(造地形運動)とは、その形成機構や時代は必ずしも一致しない。日高山脈や夕張・芦別山地が山脈となったのはいつ頃なのであろうか。それを知る方法はいくつある。一般に、山脈が急速に高くなる時、山脈が侵食されてできる粗粒な堆積物(礫岩や砂岩)が山麓に厚く堆積する(モラッセという)。日高山脈の東西両側(とくに西側)には一千万年近く数百万年前のモラッセが広く分布しており、これらのモラッセの分布や種類、堆積年代あるいはモラッセの同位体年代などを調べることに、その供給源である日高山脈の隆起の様子を知ることができる(宮坂、一九八七・在田ほか、二〇〇一)。また、河川の調査によってもおおよそのことがわかる。夕張・芦別山地の北と南で、ともに北部日高山脈に源流をもつ空知川と鶴川が同山地を横切り、西に流れている。このように山脈を横断する川(横谷)は、一般に、山脈の隆起の前から存在したと解釈され(川の争奪による場合も

あるが)、先行谷とよばれている。このことは、すでに存在した日高山脈を源として西に流れていた川の中流部分(夕張・芦別山地)が隆起しはじめたが、川の侵食はその隆起に打ち勝って、河川は流路を保ったことを意味しており、夕張・芦別山地は日高山脈よりも若いことを示している。

約五千万年前にできた古日高島弧は、東西圧縮の力によって、下部地殻のウェッジ・デイルミネーション構造の形成をへて、二千万年前頃には地下十kmほどのところで現在のような東へ急傾斜した構造になった(Arita et al., 一九九三)。そのころの削剝(隆起)速度は日高主衝上断層にちかい山脈の西側では5mm/年と急激であったが、東側は0.5mm/年程度であった。しかし、日高山脈がそのころにできたという証拠はいまのところはない。モラッセの堆積年代や同位体年代のデータによると、現在の日高山脈の原形ができたのは一千万年前頃からと考えられる。そのころの削剝(隆起)速度は山脈の東西両側とも0.5mm/年程度であるが、東側は定常的な隆起であるのに対して、西側の隆起は複雑であった(在田ほか、二〇〇一)。この日高山脈の形成は、約一千万年前以降の千島前弧の西進による日高主衝上断層にそった千島前弧深部(古日高地殻)の隆起の結果である。しかし、日高山脈の隆起をもたらした日高主衝上断層の活動はその後終了し、千島前弧が南西に移動する運動のフロントは、デコルマン(地下深部の水平に近い衝上断層。図6の

日高主デタッチメント断層)の形成とともに、西の衝上断層運動へ移っていった。夕張・芦別山地もその過程において衝上断層運動のひとつ(図6の夕張岳断層)により、深部の蛇紋岩メランジや空知層群の地層が隆起してできたと考えられる。その時代は、日高山脈の成立後のことであるが、いまのところ不明である。

このように、西進する千島前弧の南西端である日高山脈から西側には、南西へ押しつける力により時代とともに西に移る衝上断層群の活動があり、それが日高山脈の西側の複雑な地質構造や多くの山並みをつくっている(図1、図7)。日高山脈の東西からの眺めに大きな違いがあるのはこの

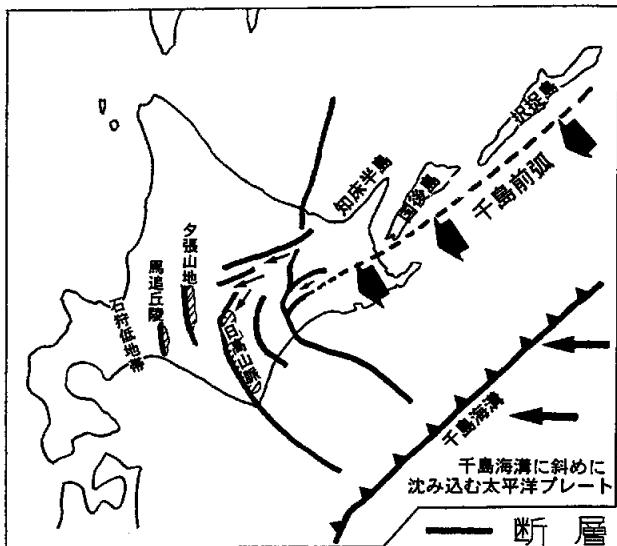


図7 千島前弧の西進とその影響 (木村、1984 を改変)

太平洋プレートの斜め沈み込みにより千島前弧が南西方向に移動し、その南西前縁では衝上断層が順次西方にでき、その衝上断層運動により山脈が形成された。

せいである。最近では、日高主衝上断層から西側の衝上断層帯（一般的には衝突前縁褶曲―衝上帯という）を日高衝突帯とよんでいる。

日高山脈の稜線付近には約八万年前から一万年前にかけての最終氷期（ウルム氷期）に形成された氷河地形もみられる。そのころ稜線付近に懸った小規模な氷河が稜線付近をお椀状にえぐってできたカール（氷河圈谷）である。幌尻岳の七つ沼カールやカムイエクウチカウシ山（一、九七九m）の八の沢カールなど、北のビパイロ岳（一、九一六m）付近から南のトヨニ岳（一、一〇五m）付近まで新旧二期の多くのカールが知られている。カール底の岩のガレ場で鳴くナキウサギは氷期の生き残り（遺存種）である。最近では、戸高別川や札内川において、下流にも氷河地形や氷河堆積物が発見されるとともに、より古い氷期の存在も論じられ、日高山脈の氷河研究は新たな展開をみせている（岩崎ほか、二〇〇〇）。

5 地質多様性 (geodiversity) ジオパーク (Geopark) ・国立公園

山脈の形成はその地域の気候や気象に大きく影響するばかりでなく、生物の分布や種の分化にも深く関わっている。ヒマラヤやチベット高原の存在は、地球の気候環境とくに我が国もその中にあるアジアモンスーンの変遷に大きく影響している。また、超塩基性岩帯や石灰岩帯の例に明瞭にみられるように、岩石およびその風化物である土壌は植生に関連しており、さらに植物を通じて動物にも関わっている。

一九九三年に発効した生物多様性協定では、そ

の棲息環境とともに「生物多様性 (biodiversity) を保全すると謳っており、棲息環境の基盤である地質環境の多様性 (geodiversity) の保全と保護が課題となっている (Grey, 2004・渡辺、二〇〇五)。このような流れのなかで、典型的あるいは希少な地質環境 (現象) を整備し、将来にわたって保存しようとするジオパーク (Geopark) 構想が一九九七年にユネスコ主導で提唱されている。ユネスコの支援するジオパークは、(1) 次世代のために地質遺産を守る (保全)、(2) 地質景観や環境問題について広く大衆を教育し、地質科学に研究の場を提供する (教育・研究)、(3) 持続可能な開発を保証する (ツーリズム) の条件を満たすものといわれている (<http://www.gnpj.jp/geopark/geopark.html>参照)。二〇〇四年から認定が行われ、現在、中国十二ヶ所、ヨーロッパ二十一ヶ所の計三十三ヶ所が認定されている (岩松 暉・星野一男、二〇〇五)。

これまで述べたように、北海道の背骨たる日高山脈・夕張 芦別山地は、一億年以上前に遡るユーラシアプレートと北米プレートの接近・接合過程において、古太平洋プレートの沈み込みによって構成岩石や地質構造が形成され、その後の約一千万年前からはじまった千島前弧の東北日本弧 (北海道西部) への衝突 (島弧―島弧衝突) によって上昇し、山脈となった。このように、日高山脈・夕張 芦別山地はタイプの異なる二回の衝突の産物であり、両山脈にはそれらに伴ういろいろな地質現象がみられる。日高山脈・夕張 芦別山地は構成岩石や地質構造は異なるが、共通する原因によって相前後して誕生した、いわば姉妹の山脈である。

ところで、我が国の代表的な山岳国立公園である本州の中部山岳国立公園 (飛騨山脈) や南アルプス国立公園 (赤石山脈) の構成岩石や形成過程は日高山脈や夕張 芦別山地とどのように異なるのであろうか。飛騨山脈や赤石山脈をつくっている岩石も、大局的には、ユーラシア大陸東縁における海洋プレートの沈み込みに関連してできたものである。飛騨山脈はより古い時代 (二億数千万年前―一億数千万年前) の付加堆積物やそれを原岩とした変成岩およびその後 (数千万年前) に買入した花崗岩や新第三紀末期 (約二百万年前) 以降の火山岩類からできている。いっぽう、赤石山脈はほぼ日高累層群と同じ時代の付加堆積物からなるが、ほとんど変成していない。また、マグマの活動は中新世後期 (約一千万年前) に一部で花崗岩の形成があつたのみである。このように、両山脈では日高山脈に分布する地殻深部の変成岩やカンラン岩などは露出せず、地殻中部から上部の岩石からなる。両山脈の周辺に分布する砂礫層などの検討からは、山脈形成は数百万年前にはじまつたようである (鎮西・町田、二〇〇一)。両山脈の東縁には、本州を東西に分ける大断列帯であるフォッサマグナの西縁を画する糸魚川静岡構造線 (糸静線) がある。赤石山脈は、日高山脈と同じようにプレートの押す力 (太平洋プレートの沈み込みによる力) により、断層にそって逆断層運動によって隆起したと思われるが、飛騨山脈は糸静線の運動とは関係がなく、日本でもっとも厚い地殻の浮力で隆起したようである (池田、一九九九)。いずれにしても、この地域は、ユーラシアプレートと北米プレート (上記の数千万年前より前の北米プレートとは違っている) の境界 (フォッサ

グナ)付近であり、さらに、下にはフィリピン海プレートと太平洋プレートが二重に沈み込んでおり、きわめて複雑な構造をしている。それにくらべると、日高山脈・夕張芦別山地には、島弧地殻の最下部から上部までの一連のさまざまな岩石が整然と露出し、千島前弧の衝突にともなういろいろな地質現象が明確に残されている。

貴重な岩石や地質現象および特異な地形とともに、希少な動植物や豊かな自然を包有する日高山脈・夕張芦別山地を国立公園として、また、ジオパークとして後世に残したいものである。

謝辞

佐々木克之氏と俵 浩三氏には小論の初稿を読んでもういただき、有益な指摘をいただいた。梅沢俊氏と春木雅寛氏には文献を教示いただいた。記して感謝する。

引用文献

- Arita, K., Shingu, H. and Itaya, T. (1993): K-Ar geochronological constraints on tectonics and exhumation of the Hidaka metamorphic belt, Hokkaido, northern Japan. *Jour. Min. Petr. Econ. Geol.*, 88, 101-113.
- 在田一則(一九九五):日高山脈の成立。地学団体研究会編、新版地学教育講座八。日本列島の生い立ち。東海大学出版会、六四―七七。
- Arita, K., Ikawa, T., Ito, T., Yamamoto, A., Saito, M., Kimura, G., Watanabe, T., Ikawa, T. and Kuroda, T. (1998): Crustal structure and tectonics of the Hidaka Collision Zone,

Hokkaido (Japan), revealed by vibroseis seismic reflection and gravity surveys. *Tectonophysics*, 290, 197-210.

在田一則・雁澤好博・板谷徹丸(二〇〇一):日高山脈のテクトニクスと上昇過程——熱放射年代学からの検討。地震研究所彙報、第七六巻、九三―一〇四。

鎮西清高・町田 洋(二〇〇一):日本の地形発達史。米倉伸之ほか編、日本の地形——総説。東京大学出版会、二九七―三二二。

Grey, M. (2004): Geodiversity valuing and conserving abiotic nature. John Wiley & Sons, Ltd., 434pp.

堀江健二(二〇〇二):北海道・超塩基性岩植物の化学的特性に関する研究。酪農学園大学紀要、第二六巻、一五五―二六四。

Hunahashi, M. (1957): Alpine orogenic movement in Hokkaido, Japan. *Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, ser. 4, 9, 415-464.

池田安隆(一九九九):侵食と隆起:山脈形成論の観測的基礎。地震、第四三巻、一三七―一五二。

伊藤谷生・在田一則・井川 崇(一九九八):日高山脈に島弧の衝突をみる。科学、第六八巻、七二―七八。

伊藤谷生・森谷武男・井川秀雄・井川 崇・在田一則・津村紀子・篠原雅尚・宮内崇裕・木村学・奥池司郎・清水信之・井川 猛(一九九九):日高衝突帯におけるテラシニーション—ウエッジ構造。月刊地球、第二二巻、一三〇―一三六。

岩崎正吾・平川一臣・澤柿教伸(二〇〇〇):日高山脈エサオメントッタベツ川流域における第四

紀後期の氷河作用とその編年。地学雑誌、第一〇九巻、三七―五五。

岩松 暉・星野一男(二〇〇五):ジオパークと地質遺産の保全・活用。地球環境、第一〇巻、一八五―一九六。

君波和雄(一九八四):松井 愈ほか編、北海道創世記。北海道新聞社。

木村 学(一九八四):松井 愈ほか編、北海道創世記。北海道新聞社。

小崎 尚・野上道男・小野有五・平川一臣編(二〇〇三):日本の地形——北海道。東京大学出版会、三五九pp。

宮坂省吾(一九八七):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、一九五―二〇二。

日本の地質増補版編集委員会(二〇〇五):日本の地質増補版。共立出版、三三四pp。

日本の地質「北海道地方」編集委員会(一九九〇):日本の地質——北海道地方。共立出版、三三七pp。

大和田正明・小山内康人・加々美寛雄(一九九二):地殻深部における花崗岩質マグマの形成とその時期。月刊地球、第一四巻、二九―二九五。

上田誠也(一九七二):新しい地球観。岩波新書、岩波書店。

渡辺悌二(二〇〇五):ジオダイバーシティ保全とバイオダイバーシティ保全。地球環境、第一〇巻、二〇七―二二六。

渡辺暉夫(一九八四):松井 愈ほか編、北海道創世記。北海道新聞社。