HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	岷山の石灰岩が教えてくれること
Author(s)	佐野, 晋一; 高嶋, 礼詩
Citation	平成10年度版年報, 6, 15-22
Issue Date	1999-11-30
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/17258
Type	journal article
File Information	a6.pdf

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

平成１０年度版年報 Vol.6　星の降る里百年記念館　P.15 ～ P.22 平成11年９月30日発行

5　調査研究報告

崖山（きりぎしやま）の石灰岩が教えてくれること

佐野晋一＊・高嶋礼詩＊＊

1　はじめに

芦別の市街地から芦別川を上流へと向かい、芦別ダムを過ぎて、惣芦別川をさらにさかのぼっていくと、北岸の尾根に、崖山の幾つもの白い岩壁が立ち並んでいる風景を見ることができます（写真１）。崖山は芦別岳などの登山コースからも外れており、林道が整備されるまではアクセスが非常に不便であったことから、これまで地質学的な研究がほとんど行われてきませんでした。

しかし、崖山の岩石には、まだ地球上に恐竜が生きていた約１億2000万年前に、北海道付近が熱帯―亜熱帯の海洋環境にあったことを示す記録が残されていたのです。このことは、日本列島の歴史、ひいては地球の歴史を考える上でも重要であり、北海道の白亜紀の石灰岩は世界中から注目されるようになってきました。今回は、崖山周辺の地質や岩石を研究することによって、どのようなことがわかってきたのかを紹介させていただきます。

2　崖山の成り立ち

崖山の遠目に白く見える岩壁は、石灰岩と呼ばれる岩石が高さ100ｍにも達する絶壁を形成しているものです（写真２）。石灰岩は雨水で浸食され、カルスト地形と呼ばれる独特の地形を形成します。日本でも、山口県の秋吉台や福岡県の平尾台などによく発達しています。秋吉台などでは、石灰岩の分布域は数㎞から数十㎞四方に及び、なだらかな丘陵を作っているのですが、崖山では、厚さの薄い板状の岩体が尾根沿いに連続するといった、非常に変わった見かけをしています。

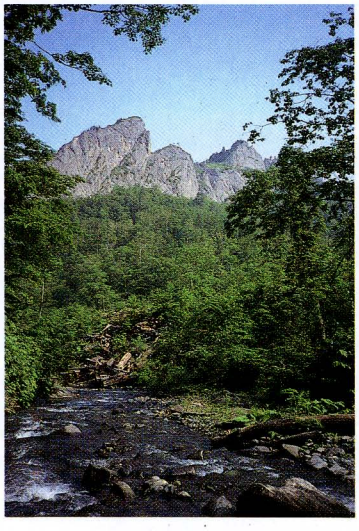

写真１　崖山遠景（惣芦別川支流、東側から撮影）

写真２　東から見た岩峰群

＊　福井県立博物館
＊＊　東北大学理学研究科地圏環境科学専攻

峠山に見られる風景は日本離れしており、石灰岩の塔状の岩体が突き出した様子は中国の有名な観光名所である桂林や石林を思い起こさせるほどです。どうして、峠山はこんな見かけをしているのでしょうか。これも、この地域がたどった歴史を反映しているのです。

峠山の周辺には、地質学的に言うと、アンモナイトやクビナガリュウなどと言った、中生代白亜紀の海にすんでいた生物の化石を産する蝦夷層群が分布しています（図１）。峠山の石灰岩は、蝦夷層群の中でも下部にあたる層に含まれています。蝦夷層群の下には、ジュラ紀後期から白亜紀前期の、空知層群と呼ばれる、海底での火山活動に関連した溶岩や凝灰岩などを中心とした地層があります。地層は雪と一緒で、基本的には下から上へと水平に積み重なっていきますが、その後の変動で、傾いたり折れ曲がったりすることがあります。

最近では、北海道は、もともと東西に分かれていた地塊が衝突してできたと考えられるようになってきました（例えば、北海道の地質と構造運動編集委員会編，1986）。峠山付近の地層も、この衝突による変動の影響を受けていると考えられます。この地域では、変動の結果、かって海であったところが山となり、水平に堆積した地層も曲げられて、南北方向には連続するものの、東西方向には急角度で傾き、ほぼ垂直に立っている状態になってしまっています。ですから、芦別ダムから芦別岳の方へ向かうに従って、アンモナイトなどの化石が見つかる蝦夷層群の上部から中部、化石に乏しく、石灰岩を含む蝦夷層群下部、芦別岳などの峻険な尾根を作る空知層群と、だんだんと下位の地層へと変化していきます。つまり、より昔の地層を観察することができるのです。地層が垂直であることから、地層中に挟まれている板状の石灰岩も垂直になってしまいます。この地域では、石灰岩が周りの砂岩や泥岩よりも風化や侵食に対して強いことから、周りの岩石が選択的に削られて失われ、石灰岩だけが尾根に突きだしたような見かけになっているものと考えられます。峠山の石灰岩体は日本でも珍しい形態をしており、鍾乳洞があるという話もあることから、カルスト研究者による、峠山の石灰岩の風化についての、詳しい研究が待たれるところです。

3　石灰岩の正体

この地域においては、石灰岩が、周囲の岩石に比べて、風化や侵食に対して強いと考えられるという話をしましたが、石灰岩と周囲の砂岩や泥岩とでは、何が異なっているのでしょうか。砂岩や泥岩は、文字どおり砂や泥からできているのに対して、石灰岩は、運動場のライン引きに使う石灰と同じ、炭酸カルシウムを主成分とする岩石なのです。

貝やサンゴなどの生物は炭酸カルシウムで作られた殻や骨格を持っており、硬い部分は、生物が死んだ後も残ります。実は、石灰岩の大部分は、生物の殻などの硬組織が集まってできているのです。峠山の石灰岩をよく観察すると、サンゴや二枚貝、巻貝などの化石が多数含まれていることに気づきます。また、顕微鏡などを用いて観察すると、石灰岩の中には、石灰藻や有孔虫など、肉眼ではわかりにくいような大きさの化石もたくさん含まれています（写真３）。

峠山の石灰岩中の化石の研究はまだ始まったばかりです。石灰岩から大型有孔虫のオルビトリナ（*Orbitolina*）を産し、時代が白亜紀とわかるということから、峠山などに見られる石灰岩は“オルビトリナ石灰岩”と呼ばれて来ました（矢部,1901）。有孔虫は、石灰質の殻を持ったアメーバのような生物です（写真４）。“星の砂”と呼ばれて、沖縄でお土産品として売られているものも有孔虫の仲間です。造礁性（サンゴ礁を作るタイプ）と考えられるサンゴの化石も20種類以上あるようですが、残念ながら、まとまった研究報告はまだ出版されておりません（例えば　江口,1944）。

峠山の石灰岩には、厚歯二枚貝という非常に変わった形を持つ二枚貝の仲間がたくさん見つかり、実は“厚歯二枚貝石灰岩”とでも呼ぶべきものなのです。厚歯二枚貝は、ジュラ紀後期から白亜紀にかけて繁栄し、当時の熱帯地域の石灰岩の主要な構成要素となっています。峠山の石灰岩には、カタツムリのような見かけをするトゥーカシア（*Toucasia*）が密集した部分（写真５）や、

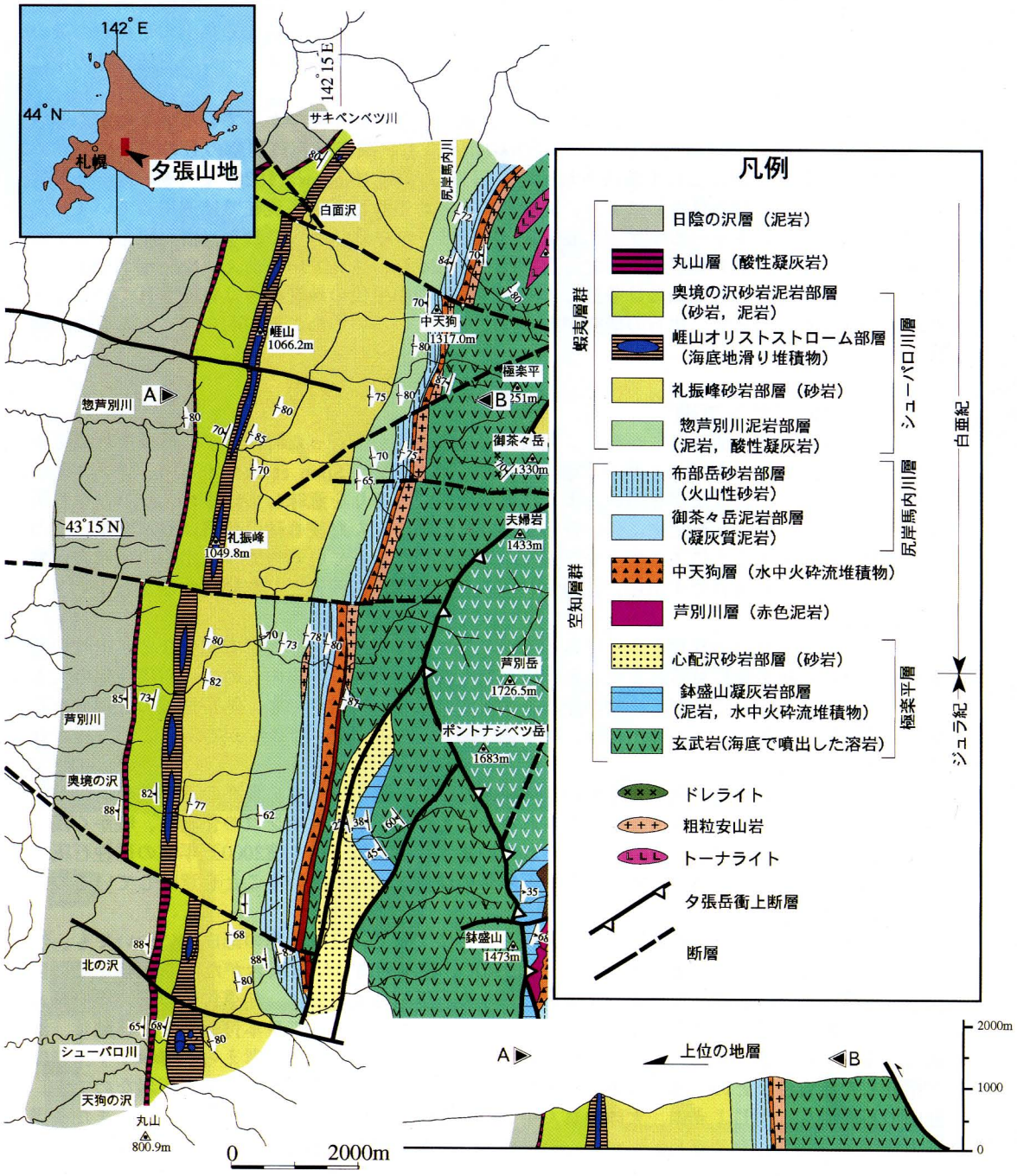
142° E
44° N
札幌
夕張山地
142°15 E
43°15 N
サキベンベツ川
白面沢
尻岸馬内川
中天狗
1317.0m
極楽平
1251m
御茶々岳
1330m
夫婦岩
1433m
芦別岳
1726.5m
ポントナシベツ岳
1683m
鉢盛山
1473m
幌山
1066.2m
礼振峰
1049.8m
物芦別川
芦別川
奥境の沢
北の沢
シューパロ川
天狗の沢
丸山
800.9m
A
B
0
2000m
凡例
蝦夷層群
空知層群
日陰の沢層（泥岩）
丸山層（酸性凝灰岩）
奥境の沢砂岩泥岩部層
（砂岩，泥岩）
幌山オリストストローム部層
（海底地滑り堆積物）
礼振峰砂岩部層（砂岩）
物芦別川泥岩部層
（泥岩，酸性凝灰岩）
布部岳砂岩部層
（火山性砂岩）
御茶々岳泥岩部層
（凝灰質泥岩）
中天狗層（水中火砕流堆積物）
芦別川層（赤色泥岩）
心配沢砂岩部層（砂岩）
鉢盛山凝灰岩部層
（泥岩，水中火砕流堆積物）
玄武岩(海底で噴出した溶岩)
シューパロ川層
尻岸馬内川層
極楽平層
白亜紀
ジュラ紀
ドレライト
粗粒安山岩
トーナライト
夕張岳衝上断層
断層
上位の地層
2000m
1000
0

図１　幌山周辺の地質図

コップのような形をしたプレカプロティナ（*Praecaprotina*）が密集した部分があります（写真６）。しかも、化石の破片が遠くから流されてきて、たまたま集まったのではなく、その場所で生きていたと考えられるような産状を示します。このような、石灰岩中に見られる産出する化石の違いは、石灰岩が堆積した当時の環境の違いを反映していると考えられます。一つの石灰岩体の中にも、いろいろな環境が存在していたようです。

化石の中には、日本では、今のところ、峠山付近だけからしか見つかっていないものがたくさんあります。大型有孔虫のオルビトリナ（*Orbitolina*）も、最初は、芦別産のものが世界で初めて見つかった新種であるとして報告されました（Yabe and Hanzawa,1926）。（その後、世界的なオルビトリナの分類の見直しにより、別な種にまとめられたため、現在では通用していませんが（松丸,1973）。）トゥーカシア（*Toucasia*）は世界中から見つかっており、白亜紀を代表する厚歯二枚貝ですが、東アジアでは、北海道だけからしか報告されていません（Nagao, 1933）。石灰藻にも、当時の熱帯地域には多産しますが、日本の中生代の地層からは報告されていなかった種類が含まれています。化石の研究が進めば、もっといろいろなことが明らかになるものと期待されます。

4　白亜紀の“サンゴ礁”

白亜紀は温暖で海水面の高さが高く、大陸の上に浅い海が広がった時代です。低緯度地域を中心に、この浅い海に大規模な”サンゴ礁”が形成されました（Simo et *al.*,1993）。サンゴ礁は、岩礁と同じ「礁」と言う漢字を用いるように、地形的な高まりを意味しています。サンゴや石灰藻などの、サンゴ礁にすむ生物は硬い骨格を持ち、生物が死んだ後も硬い骨格は残ります。このような骨格の積み重なりによって、サンゴ礁の地形が形作られていくのです。生物の硬組織が集まってできた石が石灰岩ですから、昔のサンゴ礁も、現在は石灰岩として観察することができることになります。

峠山で見つかる化石の種類を調べてみると、サンゴや厚歯二枚貝、大型有孔虫など、当時の熱帯地域の礁性石灰岩体に見られる化石と構成が良く似ています。峠山のものは、石灰岩体の大きさこそはるかに小さいですが、生物の産状や石灰岩の岩相と言う点でも、熱帯地域の大規模な石灰岩によく似ているのです。峠山には、約１億2000万年前の“サンゴ礁”が石灰岩として残されていたのです(Sano,1995)。

“サンゴ礁”と言えば、暖かくきれいな海がすぐに思い浮かびます。現在の造礁性サンゴが冬の水温が18度以下に下がる場所では生きられないことから、造礁性サンゴの化石は、暖かく浅い海であったことを指示する化石だと考えられています。峠山に、約１億2000万年前の礁性石灰岩があると言うことは、当時、芦別が熱帯－亜熱帯の環境にあったということを意味しているのでしょうか。

プレート・テクトニクスの考えを取り入れることによって、日本列島の形成史についても、学説が大きく変わってきました（例えば、平,1990）。日本列島には石灰岩がたくさん存在し、自給できる唯一の天然資源となっています。これらの石灰岩の大部分は、赤道付近の、大洋の真ん中で形成された、サンゴ礁を載せた島が海洋プレートの運動によって日本付近にまで移動し、海溝で海洋プレートが沈み込む際に壊され、陸側に付け加わったものだと考えられています。先ほど紹介した秋吉台などの大きな石灰岩体も、このようにして付加したサンゴ礁石灰岩なのです。峠山の石灰岩も、同じように、大洋の真ん中でできた礁性石灰岩が、陸側に付加し、たまたま現在の位置にあるものなのでしょうか。この場合には、芦別付近が熱帯－亜熱帯の環境である必要はありません。

峠山などに見られる石灰岩には、当時の陸から流されてきたと考えられる、岩石のかけらや石英などの鉱物が大量に含まれています。部分によっては、石灰質砂岩や石灰質礫岩と呼べる部分もあるほどです。石灰岩に含まれる砂岩の礫には数十cmの大きさに達するものもありますし、大

陸を作る代表的な岩石である花崗岩類の礫さえ見つかっているのです（佐野,1995,佐野・高嶋,1999）。

このような陸地由来の構成物に富んだ石灰岩が、陸から遠く離れた場所で形成されたとはとても考えられません。むしろ陸のすぐ近くで堆積したと考える方が自然です。峠山の石灰岩は、おそらく、北海道の西側の部分が当時位置していた、アジア大陸の縁辺部で形成されたものと考えられます。と言うことは、約１億2000万年前には、芦別付近にまで、熱帯－亜熱帯の海洋環境が到達していたことになります。

外国の石灰岩研究者達に、北海道にある白亜紀の“礁性石灰岩”の話をすると、皆がびっくりします。なぜなら、北海道だけでなく、北西太平洋地域から“礁性石灰岩”が知られていなかったことから、この地域は“サンゴ礁”ができない条件の場所であったと考えられていたからです。約１億2000万年前の大陸配置についての、ある復元図によると、北海道の石灰岩は、当時、世界中で最も北にあった“サンゴ礁”になってしまうのです（図２）。私たちは、白亜紀のものとしては、世界で最も北の場所で形成された、“サンゴ礁”石灰岩を観察している可能性もあるのです。

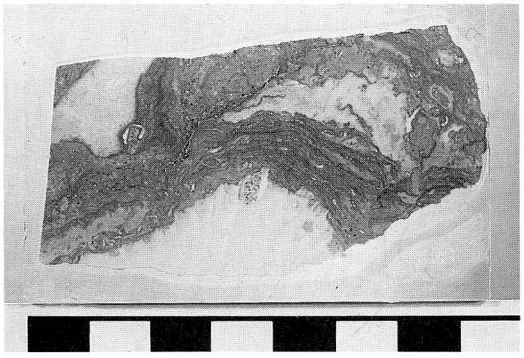

写真３
サンゴ（白色部）と石灰藻（茶色の縞状の部分）が積み重なり、生物が生きていたときの状態を保存しています。中ほどの丸い部分はサンゴの骨格に二枚貝が空けた穴に、下半分だけ、堆積物が詰まったものです。（スケールの白黒の1マスが1cmにあたる）

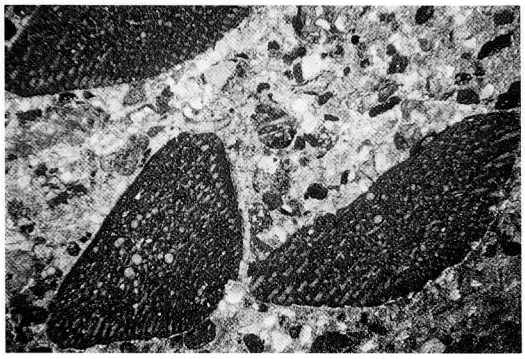

写真４
大型有孔虫 *Orbitolina* 類の産状

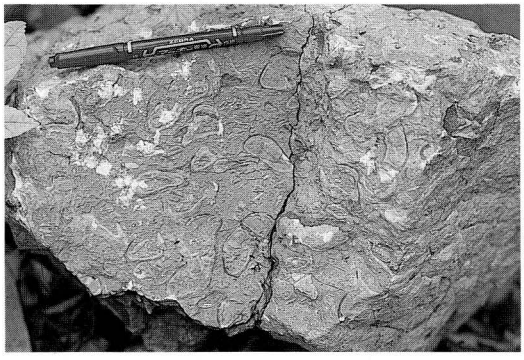

写真５
厚歯二枚貝トゥーカシア（*Toucasia*）の産状。
石灰泥に富む岩相中にトゥーカシアが密集している。化石の向きには、特に方向性はない。

写真６
厚歯二枚貝プレカプロティナ（*Praecaprotina*）の産状。（堆積した面を上から見ている。）十数個体が集まり、ブーケ（花束）を作るような産状を示す。

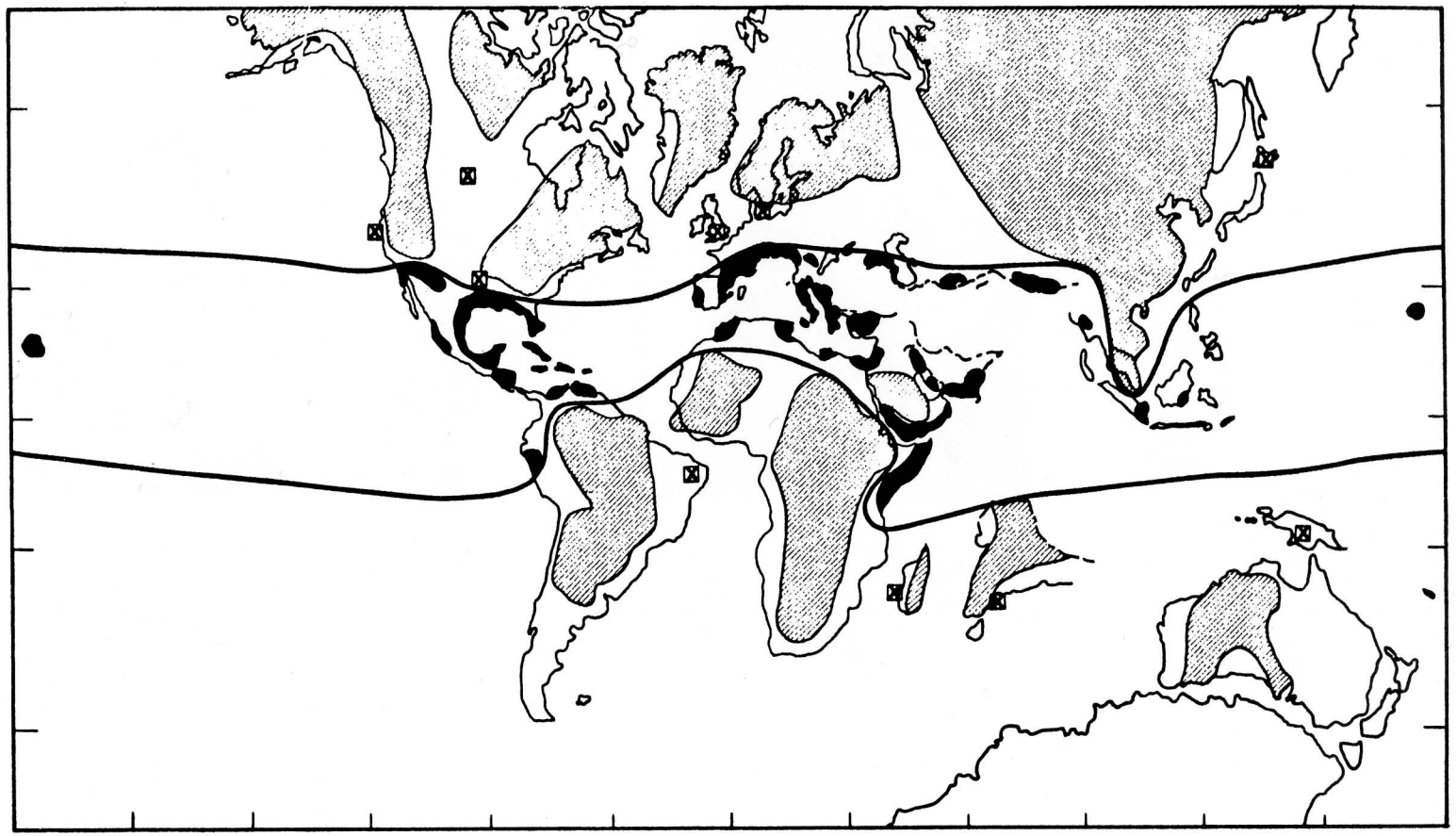

図２　Sohl (1987)による白亜紀における“生物礁の分布”（黒く塗りつぶした部分）。斜線部は当時の陸域を、太線は当時の礁の分布の限界を示す。四角は温帯域における厚歯二枚貝の産地を示している。北海道には四角のマークがついており温帯域の産地とされているが、礁性石灰岩があるため、黒い部分に含め、礁の分布の限界を、北西太平洋地域では北海道付近にまで北上させる必要があるかもしれない。

とは言うものの、当時の日本列島の位置については、日本列島の形成論に大きく関わることから、研究者の間でも様々な意見があり、激しい論争が続いています。北海道の位置については結論が出ているはずもありません。しかし、幌山の石灰岩が世界で最北のものであるにせよ、ないにせよ、今や、約１億2000万年前には、芦別付近が熱帯－亜熱帯の環境にあったということを無視しては、日本列島の形成史や白亜紀の地球の姿を語れなくなっているのです。

5　幌山の石灰岩の形成と崩壊

幌山の石灰岩は、北海道の生い立ちを考えるための、一つの鍵を握っているかもしれません。幌山に見られるものと同じような石灰岩は、北は上川周辺から、南は日高町まで断続的に分布しています。芦別でも、幌山でこそ、幾つかに分かれた板状の岩体が連続するように見えますが、幌山より北の、滝里ダムから島の下にかけての地域でも、幌山より南の、奥芦別からシュウパロ川上流地域にかけても、沢によって石灰岩体があったりなかったりと、石灰岩のブロックが点々と分布しているのです（図１）。

石灰岩が連続しないことについては、「石灰岩が堆積した後に、この地域が一度陸化し、石灰岩などが部分的に浸食され、その後でもう一度海になった」大事件の証拠であると長い間考えられてきました（例えば　橋本,1954）。石灰岩が現在存在するという場所自体が深くなったり、浅くなったりを繰り返していたという考えです。これに対して、最近では、石灰岩体がどこか浅い海で形成された後に破壊され、他の浅海の堆積物と一緒に、一種の巨大な海底地滑りで移動し、深い海に再堆積したと考えられるようになってきました(例えば､高嶋ほか,1997,高嶋・西,1999)（図3）。この考えに立つと、浅い海で形成された石灰岩がバラバラのブロックとして、水深がやや深いと考えられる、化石に乏しい泥や砂の地層中に含まれていることをうまく説明できます。石灰岩に含まれる化石が示す年代と、石灰岩ブロックの周囲の岩石の年代とがほぼ一緒であることから、この礫性石灰岩の形成から崩壊という事件は、地質学的に言うと、かなり短期間のうちに起こったものと考えられます。何が石灰岩の形成と破壊という大事件を引き起こしたのでしょうか。今後、追求していくべき重要なテーマだと思います。

ところで、このサンゴ礫が形成されていたという、浅い海はどこにあったのでしょう。石灰岩が移動しているとなると、石灰岩の現在のかたちや広がりから、石灰岩の形成場についての情報を直接得ることはできません。石灰岩に含まれている礫や、石灰岩と一緒に移動してきた他の堆積物のブロックの情報から、浅い海やその背後にあった陸地の姿を推測していくしかなさそうです。礫の種類から考えると、花崗岩類や石灰岩形成以前の堆積物などが分布する陸地の姿がおぼろげながら浮かびはじめました（佐野・高嶋,1999）。約1億2000万年前に、どこに、どのような陸地や浅い海が存在したのかは、白亜紀の北海道の復元図を書く上で非常に重要です。幌山などの石灰岩には、北海道の生い立ちを考える上でも、重要な情報が秘められているのかもしれません。

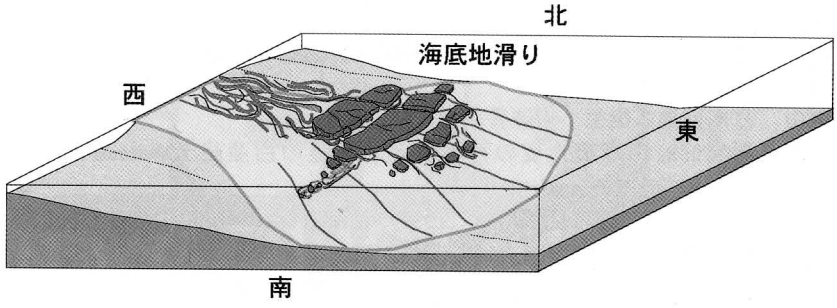

図３　　石灰岩の崩壊、再堆積モデル

6　おわりに

今回は、崕山付近の岩石や地層の研究から、どのようなことがわかりつつあるのかを、簡単に紹介させていただきました。ようやく研究の端緒についたばかりで、やらねばならないことがたくさんあります。私たちは、植物の専門ではありませんが、崕山の植物相には、石灰岩が突きだした山で土壌が発達しにくいことや、石灰岩地帯に特有の植物が見られることも影響しているのではないでしょうか。崕山には、より古い時代の石灰岩でできている、渡島半島の大平山と共通する植物もあるようです。また、エーデルワイスで有名なアルプスの高山植物も、付近の岩石が石灰岩であることと関連しているという話を聞いたことがあります。崕山に素晴らしい高山植物が見られる背景には、崕山の地質や岩石の特徴があるのかもしれません．また、崕山の石灰岩は“サンゴ礁石灰岩”であり、芦別のみならず、日本列島の生い立ちや、白亜紀の地球の姿を考える上でも、非常に重要な情報をもっているのです。

この文を通じて、地質学的に見た、崕山の素晴らしさについても、少しでも理解していただけたならば非常に嬉しく思います。この素晴らしい崕山の自然が大事に保存されていくことを心から希望いたします。

謝辞

本文を書くことをお勧めいただいた、星の降る里百年記念館の長谷山隆博学芸員に深く感謝いたします。

文献

江口元起(1944) 北海道石狩地方産 *Orbitolina* 石灰岩中の珊瑚類.51, p.69-71.

橋本亘 (1954) 北海道中生界の堆積と変形．石油技術協会誌．19, p. 108-115.

北海道の地質と構造運動編集委員会編(1986)北海道の地質と構造運動．地団研専報, 31,518p.

松丸国照 (1973) 日本化石集22　白亜紀・第三紀の大型有孔虫化石．　築地書館.

Nagao, T. (1933) A new variety of *Toucasia carinata* (MATH.) from the Lower Cretaceous of Japan. J. Fac. Sci. Hokkaido Imp. Univ., Ser. D, 2, p.163-167.

佐野晋一 (1995)北海道中央部下部蝦夷層群の“*Orbitolina* 石灰岩”の堆積モデル．月刊地球, 17, 9, p.602-607.

SANO, S. (1995) Litho- and biofacies of Early Cretaceous rudist-bearing carbonate sediments in northeastern Japan. Sedimentary Geology, 99, p.179-189.

佐野晋一・高嶋礼詩 (1999)蝦夷層群下部 "*Orbitolina* 石灰岩 " はどこで堆積したのか．日本地質学会第106年学術大会 (名古屋大学) 講演要旨,p.309

Simo, J. A., Scott, R. W. and J. P. Masse (1993) Cretaceous Carbonate Platforms. AAPG Memoirs 56, 476p.

Sohl, N. F. (1987) Cretaceous gastropods: contrasts between Tethys and the temperate provinces. J. Paleont., 61,p.1085-1111.

平朝彦 (1990)　日本列島の誕生　岩波書店.

高嶋礼詩・西弘嗣(1999)中蝦夷地変の再検討と北海道の白亜紀テクトニクス．地質雑105. p.711-728

高嶋礼詩・西　弘嗣・斎藤常正・長谷川卓 (1997) 北海道シューパロ川流域に分布する白亜系の地質と浮遊性有孔虫化石層序．地質雑, 103,p.543-563.

矢部長克 (1901) 北海道に於けるオルビトリナ石灰岩の発見．地質雑, 8, 187-190.

Yabe, H. and S. Hanzawa (1926) Geological age of *Orbitolina* bearing rocks of Japan., Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ., Ser. 2, 9, p. 13-20.