

白糠丘陵東部を訪ねて

中嶋 健¹⁾・小笠原正継²⁾・佐脇貴幸¹⁾・鈴木祐一郎¹⁾
 棚橋 学¹⁾・金子光好³⁾・門澤伸昭³⁾・中西 敏³⁾

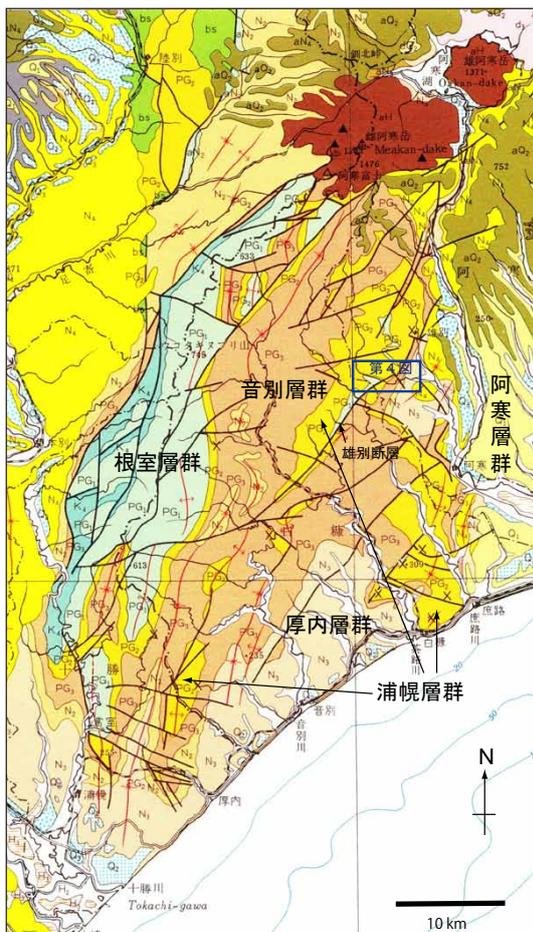
1. はじめに

釧路炭田は、東部の釧路市東方を中心とする地域と、西部の白糠丘陵とに分かれて分布する。白糠丘陵東部の雄別地区は、かつて雄別炭鉱が浦幌層群の雄別層を対象に採炭していた頃には、炭鉱の町として賑わいをみせていたが、1970年に閉山して以来、人気のない寂しい風景となってしまった。ここでは、白糠丘陵東部の地質についてその概略を紹介した後、白糠丘陵東部雄別地域のシュクシタカラ川沿いの地質のポイントを紹介する。

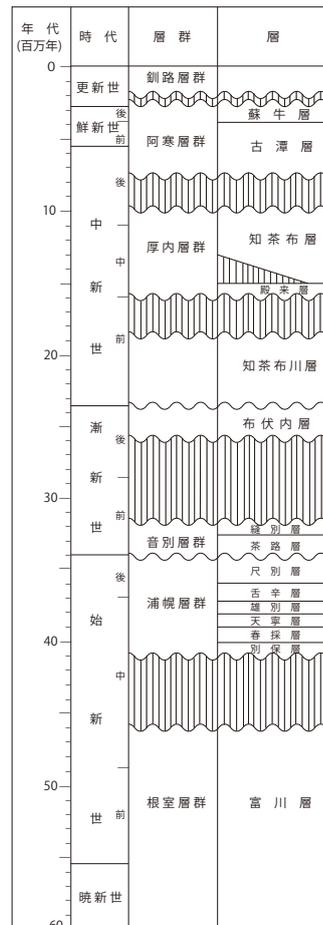
2. 白糠丘陵東部の地質の概要

白糠丘陵には北北東方向の大規模な褶曲・断層を伴った構造に規制されて、白亜系～古第三系の根室層群、古第三系の浦幌層群および音別層群、新第三系の厚内層群および阿寒層群、および第四系が分布する（第1図）。

白亜系～古第三系根室層群は白糠丘陵において全層厚4000 m以上で、岩相により下位から白亜紀マーストリヒチアの川上累層、マーストリヒチアン～古第三期暁新世セランディアン前期の川流布累層、セランディアン前期～



第1図 白糠丘陵の地質分布 (50万分の1地質図「釧路」: 山口ほか, 1978より).
 枠は第4図の位置.



第2図 白糠丘陵東部の層序・地質年代のまとめ.
 水野・百石 (1960), Urabe and Hoyanagi (2004) および日本地質学会編 (2010) を基に編集.

1) 産総研 地圏資源環境研究部門
 2) 産総研 地質情報研究部門
 3) JX 日鉱日石開発 (株)

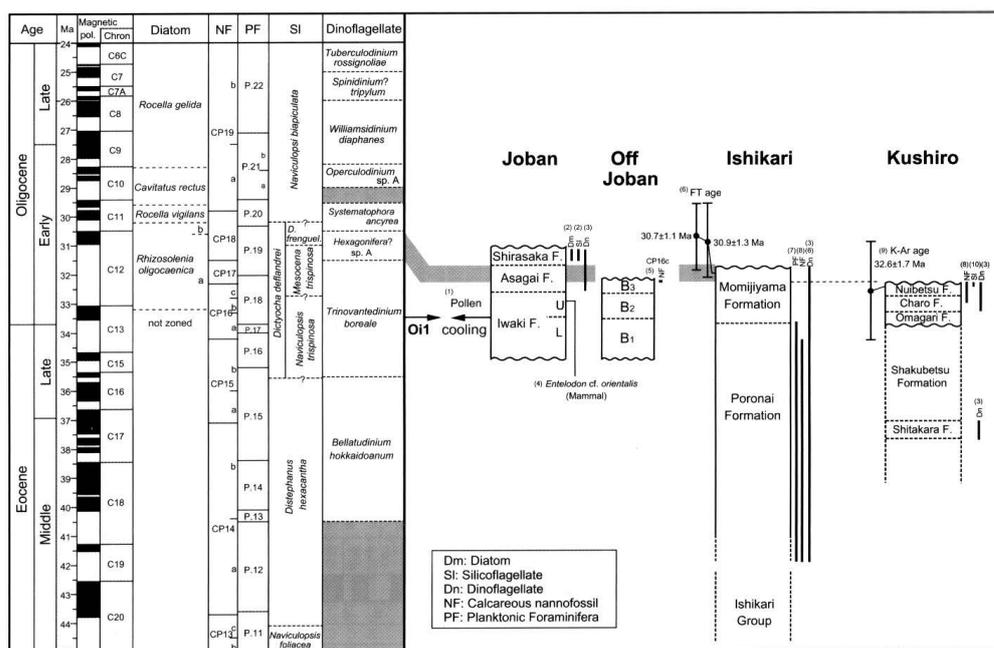
キーワード: 釧路, 炭田, 白糠丘陵, 古第三紀, 浦幌層群, 音別層群, 新第三紀

始新世テシアン前期の富川累層に区分される（日本の地質「北海道地方」編集委員会編，1990；日本地質学会編，2010）。富川累層からは54.0 Maの黒雲母 K-Ar 年代（柴田ほか，1984）と52.0 Maのフィッシュン・トラック年代（木村，1991）が報告されている。根室層群の主分布域は白糠丘陵北西部であるが，東部の雄別付近においては雄別断層により北北東方向に根室層群上部が狭小に分布している（第1図）。

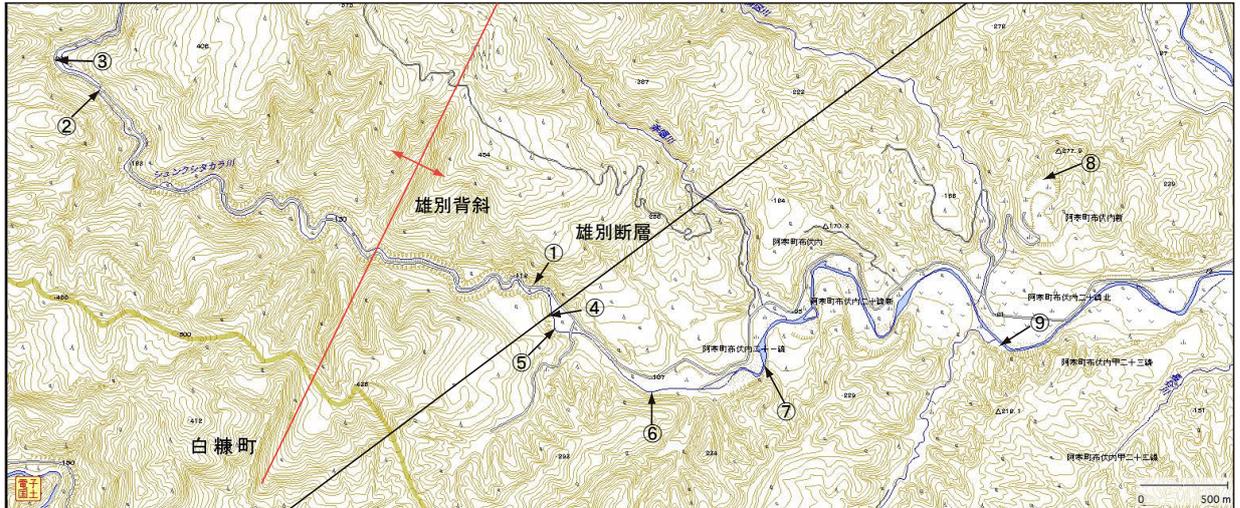
始新統浦幌層群は下位から順に，別保層・春採層・天寧層・雄別層・舌辛層・尺別層で構成される（第2図）。別保層は根室層群を不整合に覆い，不淘汰な砂質礫岩ないし基質支持礫岩から主として構成され，レンズ状の砂岩ないし含礫粗粒砂岩が挟在することから扇状地を形成する礫質網状河川で堆積したと考えられている（日本地質学会編，2010）。春採層は別保層から漸移し，シルト岩・炭質シルト岩・細粒砂岩からなり，一部に礫岩層を挟む。下位の別保層との関係から扇状地末端の細粒堆積物と考えられている（日本地質学会編，2010）。天寧層は基質支持礫岩・含礫砂岩・砂岩などからなり，礫は赤色チャートを含むことから，別保層の黒玉礫岩に対して赤玉礫岩と呼ばれ，古流向が別保層とは逆の西南西→東北東が卓越することから別保層とは異なる供給源が想定されている（七山ほか，1994）。天寧層の堆積環境は扇状地の下流側に作られた網状平原に堆積した砂質網状河川堆積物と解釈されている（日本地質学会編，2010）。雄別層は砂岩・炭質シルト岩・石炭層からなり，下部は陸成層の雄別夾炭部層，上部は汽

水成層の双雲夾炭部層からなる。雄別夾炭部層はチャネル構造・中粒砂岩から泥岩へ上方細粒化する堆積相・根化石などから蛇行河川での堆積を示すと解釈されている（日本地質学会編，2010）。一方，双雲夾炭部層は，生物擾乱を受けた砂質シルト岩からなり，ウェーブリップルやカキの産出から，潮流の卓越する内湾の潮間帯から潮下帯での堆積を示すと解釈されている（日本地質学会編，2010）。舌辛層は下位から錦沢砂岩部層・ユケピラ砂質シルト岩部層・ポン舌辛砂岩部層に区分されている。堆積環境は，カキを含む錦沢砂岩部層の内湾環境から内側陸棚へと徐々に深くなった後に，ハンモック状斜交層理を持つポン舌辛砂岩部層の外浜環境まで浅海化したと考えられている（日本地質学会編，2010）。尺別層は，下部は石炭層を挟む炭質頁岩やシルト質岩からなり，中部から上部はウェーブリップルを持つ砂岩層やトラフ型斜交層理を持つ砂岩層からなることから，下部は海岸近くの淡水湿地，中部から上部にかけては内湾環境が推定される（日本地質学会編，2010）。

浦幌層群の年代に関しては海保（1983）が底生有孔虫から舌辛層を石狩炭田の幌内層の中部～上部に対比し，後期始新世とした（第3図；日本の地質「北海道地方」編集委員会編，1990；日本地質学会編，2010）。また，舌辛層から産出する渦鞭毛藻化石もこの対比を支持している（第3図；Kurita and Matsuoka, 1994；須藤ほか，2005）。また，白糠丘陵西部の浦幌地域で，別保層・春採層・天寧層に相当する留真層から38.0 Maのフィッシュン・



第3図 釧路炭田古第三系の年代と石狩炭田・常磐炭田との対比（須藤ほか，2005）。



第4図 巡検ポイント図（背景地図は国土地理院電子国土 Web システムを使用）。
①～⑨は本文中の地点番号に一致。雄別断層および雄別背斜は水野・百石（1960）による。

トラック年代が報告されており（木村・辻，1990），微化石年代と調和的である。

始新統～漸新統音別層群は海成層の茶路層と縫別層からなり，下位尺別層とは軽微な平行不整合または整合関係にあるとされる（第2図および第3図；日本の地質「北海道地方」編集委員会編，1990；日本地質学会編，2010；須藤ほか，2005）。茶路層は主として塊状シルト岩からなり，基底部に含礫粗粒砂岩からなる大曲砂岩層を伴う。縫別層は茶路層から整合漸移する砂岩層主体の地層で，砂岩は凝灰質で安山岩片に富む。茶路層・縫別層ともに外側陸棚の堆積物であると推定されている。（第2図；日本地質学会編，2010）。音別層群の年代に関しては，海保（1983）および Kaiho（1984）は底生有孔虫から茶路層下部を石狩炭田の幌内層中～上部の後期始新世に対比し，茶路層上部～縫別層を石狩炭田の紅葉山層の前期漸新世に対比している（第3図；日本の地質「北海道地方」編集委員会編，1990；日本地質学会編，2010）。茶路層および縫別層から産出する渦鞭毛藻化石による対比もこれと整合的である（第3図；Kurita and Matsuoka, 1994；須藤ほか，2005）。また，縫別層からは 32.6 ± 1.7 Ma の K-Ar 年代（柴田・棚井，1982）および 32.2 Ma の K-Ar 年代（木村・辻，1992）と 33.8 Ma のフィッション・トラック年代（木村・辻，1990）が報告されている。

雄別付近の上部漸新統は，布伏内層とその相当層の上茶路層からなり，両層とも凝灰質シルト岩を主体とする（第2図；日本の地質「北海道地方」編集委員会編，1990；日本地質学会編，2010）。上茶路層からは漸新統中部を示す浮遊性有孔虫化石が得られており（海保，

1983），渦鞭毛藻化石・花粉化石の検討から漸新統末期に対比された（栗田ほか，1998）。

新第三系は従来，厚内層群に属する殿来層・知茶布層と阿寒層群に属する古潭層に区分されていたが，最近珪藻化石層序と岩相層序の再検討（卜部ほか，2003；Urabe and Hoyanagi, 2004）から大幅な層序の見直しが行われた。Urabe and Hoyanagi (2004) によると下部中新統がチチャップ川下流に存在し，新たにチチャップ川層と命名された（第2図）。シュンクシタカラ川では下部中新統を欠き，布伏内層を不整合で中部中新統下部の殿来層の硬質頁岩が覆う。殿来層は珪藻化石帯 *Denticulopsis lauta* Zone (15.9-14.9Ma) に属し，*Desmostylus* および *Paleoparadoxia* を産出する（Urabe and Hoyanagi, 2004）。殿来層の上位には中部～上部中新統の知茶布層が部分不整合で覆う（第2図）。知茶布層は凝灰質シルト岩・凝灰質砂岩・珪藻質シルト岩・軽石質凝灰岩からなる。知茶布層からは 7.71 ± 0.39 Ma の K-Ar 年代も得られている（広瀬・中川，1999）が微化石層序と矛盾する。知茶布層を不整合で覆って，阿寒層群に属する上部中新統上部～鮮新統の古潭層の塊状砂質シルト岩が分布する（第2図）。

3. 巡検コースと露頭

白糠丘陵東部のシュンクシタカラ川沿いにおいて，根室層群上部，浦幌層群，音別層群および厚内層群知茶布層の露頭の紹介を行う。第4図にシュンクシタカラ川沿いのルートマップを示す。以下では，下位の地層から上位に順に紹介する。いくつかの地点は，山口ほか（1999）にも



第5図 地点①の根室層群上部層の泥岩。
東（奥）に緩く傾く層理面と垂直の節理が見える。



第6図 地点②の根室層群と浦幌層群別保層の不整合面。
不整合面下面に礫岩が見える。



第7図 地点③の春採層の砂岩。
露頭下部に円礫岩を挟む。



第8図 地点④の雄別断層の破碎帯。
根室層群泥岩が直立している。

記載があるので併せて参考してほしい。

地点① 根室層群上部層（山口ほか，1999の地点⑤）

布伏内からシュンクシタカラ川林道に入り3 kmほど西に進むと、急に険しい谷地形になり、道路沿いに断崖が出現する。突然地形が変わったのは、雄別断層（第4図）を通過して硬い根室層群が露出するようになったからで、ここが地点①である。崖を作る地層は古第三紀暁新世の根室層群上部層の緻密で硬い暗灰色泥岩で、東に緩く傾斜している（第5図）。ここでは層理に直交する節理が多い。根室層群はシュンクシタカラ川沿いに北北東方向の背斜軸（雄別背斜）に沿って分布する（第4図）。

地点② 根室層群と浦幌層群の不整合と別保層の礫岩（山口ほか，1999の地点⑥）

地点①からさらに林道を3 kmほど奥に進むと、橋を渡っ

たところで橋の左下に根室層群と浦幌層群の不整合の露頭が観察できる。根室層群の層理泥岩の上に、うねった明瞭な侵食面を持って浦幌層群基底の別保層の黒玉礫岩が載る。礫岩が侵食に抗して張り出しているため、不整合面が良く観察できる（第6図）。不整合面の走向傾斜はN50° E, 17° W。不整合面直下の根室層群の走向傾斜はN45° E, 15° Wでわずかに斜交する。別保層の礫岩は円礫で、最大径は20 cm程度で花崗岩礫を含む。南側の川の南壁は根室層群の泥岩の上に20 m程度の別保層礫岩が載っている。

地点③ 春採層の砂岩

さらに奥に入ったシュンクシタカラ川の屈曲点の道路沿いが地点③である。ここでは、下位から成層した細粒～中粒砂岩（50 cm+）、黒玉円礫岩（1.4 m）、黒い岩片を含む淘汰の良い塊状粗粒砂岩（3 m）、成層砂岩が観察できる（第7図）。礫岩を挟むことから河川の堆積物であると推定さ



第9図 地点⑤の舌辛層砂岩の露頭。



第10図 地点⑤下部の舌辛層錦沢砂岩部層の化石カキ床。



第11図 地点⑥の尺別層の露頭。
中央の暗色部が炭質泥岩および頁岩。



第12図 地点⑥の尺別層の露頭上部の炭質物に富んだ葉理の発達する砂岩（第11図の左隅）。
上部にウェーブリップルが認められる。

れるが、上部の淘汰の良い塊状砂岩は外浜で堆積した浅海成砂岩の可能性もある。

地点④ 根室層群と浦幌層群の境界断層

地点③から再び林道を下り、①の地点からシュンクシタカラ川に入り下流へと歩くと右岸が地点④である。北側の根室層群は直立し、数10mにわたって断層破碎帯が連続する(第8図)。断層の方向は $N60^{\circ}E$ で東に 80° 急斜する。これは第4図の雄別断層の露頭で、この断層は地形面にも明瞭な傾斜変換線を作っている(第4図)。破碎帯の南側は薄い炭層を挟んだ砂岩が断層と同じ走向傾斜で東急傾斜している。その上位(南)は別保層の黒玉礫岩と春採層と推定される砂岩が続く。

地点⑤ 舌辛層のカキ床を含む砂岩

地点④から南に連続した露頭だが、垂直方向の断層を境

に走向傾斜が急変する。断層の北側では $N35^{\circ}E, 45^{\circ}E$ を示すが、断層の南側のこの地点⑤の露頭では $N85^{\circ}W, 23^{\circ}S$ と南傾斜に変わる。境界の垂直断層は見かけ上北落ちであるが、横ずれを示す条痕が認められ、横ずれ断層の可能性もある。⑤の露頭の下部8mは淘汰の良い細粒砂岩で、50～100cmの厚さの化石カキ床を数枚挟む(第9図)。砂岩にはウェーブリップルや平行葉理が発達することがある。カキ床には離弁の殻のみからなる掃き寄せのものと、合弁の殻が含まれるものがある(第10図)。これらの堆積構造とカキの産状から、静穏時に波浪の影響を受ける下部外浜に、暴風時に潮間帯から流されてきたカキを含む砂が堆積する堆積環境が推定される。露頭上部の5mは塊状シルト質細粒砂岩からなり、静穏時の波浪限界より下に位置すると推定され、露頭下部より少し深い堆積環境が推定される。5万分の1地質図「雄別」(水野・百石, 1960)および日本地質学会編(2010)に従うと、下部が



第 13 図 地点⑦の露頭下部の茶路層珪質泥岩.

舌辛層の錦沢砂岩部層に相当し、上部がユケピラ砂質シルト岩部層に相当すると考えられる。

地点⑥ シュンクシタカラ川右岸. 尺別層上部と思われる.

地点⑤の 500 m ほど下流の右岸が地点⑥である。この露頭の走向・傾斜は N46° E, 30° E. 下位から、平行葉理の発達した淘汰の良い粗粒砂岩 (5 m), 炭質泥岩および頁岩 (1 m), 炭質物に富んだ平行葉理およびウェーブリップルの発達する砂岩 (3 m) の順に累重する (第 11 図, 第 12 図). 全体に内湾的の堆積環境が推定されることから尺別層上部に相当すると考えられる (日本地質学会編, 2010).

地点⑦ シュンクシタカラ川右岸の音別層群茶路層の露頭

シュンクシタカラ川の砂防ダムの上流右岸が地点⑦である。薄層理を成す茶褐色の珪質泥岩 (第 13 図) の上に、砂岩泥岩互層と塊状砂岩が不調和に載る。珪質泥岩は茶路層の泥岩と考えられるが、西傾斜で、この付近の東傾斜の一般的傾向と合わないこと、上に載るおそらく縫別層由来と考えられる砂岩がほぼ水平で、下の茶路層の泥岩と傾斜方向が合わないことから、この露頭全体が地滑りブロックである可能性が高い。しかし、シュンクシタカラ川沿いで茶路層の岩相を観察できる貴重な露頭である。

地点⑧ 安山岩採石場

厚内層群知茶布層中に貫入した安山岩で、火口部の露出と推定される。柱状節理の発達した安山岩岩脈、凝灰角礫岩、火口壁の崩壊によるスランプ堆積物など多種多様な火山性噴出物が認められる (第 14 図). 厚内層群堆積時か、



第 14 図 地点⑧の安山岩採石場.
柱状節理の発達した安山岩岩脈, スランプ堆積物, 凝灰角礫岩など.



第 15 図 地点⑨の知茶布層の平行葉理の発達する凝灰岩と凝灰質泥岩互層.

それ以降に貫入したと推定される。

地点⑨ 厚内層群知茶布層

シュンクシタカラ川右岸の大露頭で、平行葉理の発達する凝灰岩と凝灰質泥岩の互層からなる厚内層群知茶布層が観察できる (第 15 図). 露頭下部の走向・傾斜は N20° E, 53° E であるが、露頭上部は N30° E, 36° E と緩傾斜になる。

4. おわりに

この紹介記事では、白糠丘陵の層序・年代に関する概要をまとめ、白糠丘陵東部のシュンクシタカラ川沿いに分布する根室層群、浦幌層群、音別層群および厚内層群の露頭を紹介した。シュンクシタカラ川沿いのルートは、白亜系から新第三系までの層序の概略を一通り観察するには最適

のルートである。ただし、雄別炭鉱の主要炭層を含む浦幌層群雄別層と天寧層は断層で欠落しているため、このルートでは観察できない。天寧層と雄別層はシュンクシタカラ川のさらに上流に分布するが、雄別層の観察を行うには、布伏内から北に入った舌辛川沿いの露出が良く最適である。山口ほか（1999）に舌辛川沿いの雄別層の露頭が紹介されているので参照すると良い。

シュンクシタカラ川沿いの見学を行うための注意点に触れておく。シュンクシタカラ川沿いは国有林に属するため、林道に入るにも林野庁の許可を事前に得る必要がある。許可なく入り、調査や岩石採取すると法に触れるので、必ず根釧西部森林管理署に入林承認申請すること。また、シュンクシタカラ川沿いはヒグマの生息地となっているため、調査は必ず複数名で行い、十分な装備（クマ鈴・クマ除けスプレー・爆竹など）と用心が必要である。直前のクマ出没情報は、入林承認証を受け取る際に根釧西部森林管理署で教えてくれるので、必ず聞いておくこと。

最後に、シュンクシタカラ川沿いの調査においては、根釧西部森林管理署に国有林内の調査の許可をいただいた。図面の作成にあたっては、地圏資源環境研究部門の仁道純子氏のご協力を得た。これらの方々に感謝する。

文 献

広瀬 亘・中川光弘（1999）北海道中央部～東部の新第三紀火山活動：火山学的データおよび全岩化学組成からみた島弧火山活動の成立と変遷。地質学雑誌，**105**，247-265。

海保邦夫（1983）浮遊性有孔虫による北海道の古第三系の地質年代—堆積間隙と海水準変動との関係。化石，no. 34，41-49。

Kaiho, K. (1984) Paleogene Foraminifera from Hokkaido, Japan Part 1. Lithostratigraphy and biostratigraphy including description of new species. *Sci. Rep. Tohoku Univ., Sec. Ser. (Geol.)*, **54**, 95-139.

木村勝弘（1991）堆積盆の生成発展過程の研究。平成2年度石油開発技術センター年報，12-15。

木村勝弘・辻 喜弘（1990）堆積盆の生成発展過程の研究。平成元年度石油開発技術センター年報，10-14。

木村勝弘・辻 喜弘（1992）堆積盆の生成発展過程の研究。平成3年度石油開発技術センター年報，90-98。

Kurita, H. and Matsuoka, K. (1994) *Trinovantedinium boreale* Bujak-dominated dinoflagellate assemblages

in Eocene-Oligocene stratified water in northern Japan. *Review of Palaeobot. Palynol.*, **84**, 129-153.

栗田裕司・小布施明子・秋葉文雄（1998）北海道東部における上部漸進統～下部中新統渦鞭毛藻・花粉化石層序および珪藻化石層序との対応。石油資源開発株式会社技術研究所研究報告，no. 13，11-31。

水野篤行・百石 浩（1960）5万分の1地質図幅「雄別」および同説明書。北海道開発庁，78p。

七山 太・中川 充・岡田博有（1994）北海道東部，上部始新統浦幌層群の碎屑性クロムスピネルとその起源。地質学雑誌，**100**，383-398。

日本地質学会編（2010）日本地方地質誌1「北海道地方」。朝倉書店，東京，631p。

日本の地質「北海道地方」編集委員会編（1990）日本の地質1「北海道地方」。共立出版，東京，337p。

柴田 賢・棚井敏雄（1982）北海道第三紀火山岩類のK-Ar年代。総研成果報告書「北海道新第三系生層序の諸問題」，75-79。

柴田 賢・内海 茂・宇都浩三・中川忠夫（1984）K-Ar年代測定結果，2—地質調査所測定未公表資料—。地質調査所月報，**35**，331-340。

須藤 斎・柳沢幸夫・小笠原憲四郎（2005）常磐地域及びその周辺の第三系の地質と年代層序。地質調査研究報告，**56**，375-409。

ト部暁子・秋葉文雄・保柳康一（2003）北海道東部阿寒地域に分布する新第三系の珪藻生層序。地質学雑誌，**109**，399-413。

Urabe, A. and Hoyanagi, K. (2004) Stratigraphy of the late Cenozoic strata in the Akan area: with special emphasis on significance of the lower Miocene in the central Hokkaido, northern Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **110**, 51-64.

山口昇一・岡崎由夫・ト部暁子（1999）3 釧路炭田 <石炭のふるさと雄別地区の古第三紀層>。道東の自然史研究会編，道東の自然を歩く，北海道大学図書刊行会，札幌，20-27。

山口昇一・対馬坤六・佐藤博之（1978）50万分の1地質図「釧路」。地質調査所。

NAKAJIMA Takeshi, OGASAWARA Masatsugu, SAWAKI Takayuki, SUZUKI Yuichiro, TANAHASHI Manabu, KANEKO Mitsuyoshi, MONZAWA Nobuaki and NAKANISHI Satoshi (2012) Field excursion in the eastern part of the Shiranuka Hills, Hokkaido.

（受付：2012年10月11日）