

岡山県川上町における 成羽層群とそれを覆う石灰岩体の構造関係

横田修一郎*・松村 聡明・島内 健

Structural relation between Triassic Nariwa Group and overlying limestone bodies in Kawakami, central Okayama, Japan

Suichiro Yokota*, Toshiaki Matsumura** and Takeshi Shimauchi***

Abstract

Structural relationship between the Triassic Nariwa Group and overlying Permian limestone blocks which have been believed to be portions of a nappe body, has been studied in Kawakami, central Okayama, Japan. Based on detail field mapping and observation in some large exposures, spatial distribution of these rocks and relations among them were obtained. The limestone blocks are concluded to be reworked deposits formed as basal conglomerate of the Cretaceous Kanmon Group. Because, greenish volcanic rocks of the Cretaceous Kanmon Group seems to be lower than the limestone body stratigraphically as a whole. And both of them cover sandstone and shale beds of the Triassic Nariwa Group. Considering that there are many landslides in this area, low angle faults of the nappe structure are understood to be such landslide planes formed just below the ground surface.

Key words: structure, nappe, low angle fault, landslide, Nariwa Group, Okayama, Triassic

はじめに

岡山県北西部の川上町から成羽町にかけての地域(第1図)には砂岩・頁岩を主体とするトリアス系成羽層群が広く分布している。本層群には石炭層が含まれていることもあって、古くから古生物学的および地史学的研究がなされてきた。しかし、岩相の単調さと側方変化の著しさを、さらに走向傾斜の頻繁な変化のため、全体の層序や構造は長い間不明であった。1980年代になってようやく層序や構造の概要が明らかにされ、とくに砂岩・頁岩に挟まれている酸性凝灰岩薄層を鍵層にした調査によって、NE-SWに軸をもつ向斜構造の存在が示されてきた(大藤, 1985; 鈴木・Asiedu, 1995)。

しかしながら、走向傾斜の頻繁な変化をみれば、成羽層群中にはこの向斜構造の他にも小規模な背斜・向斜構造が多数存在するであろうし、基盤となる石灰岩の分布

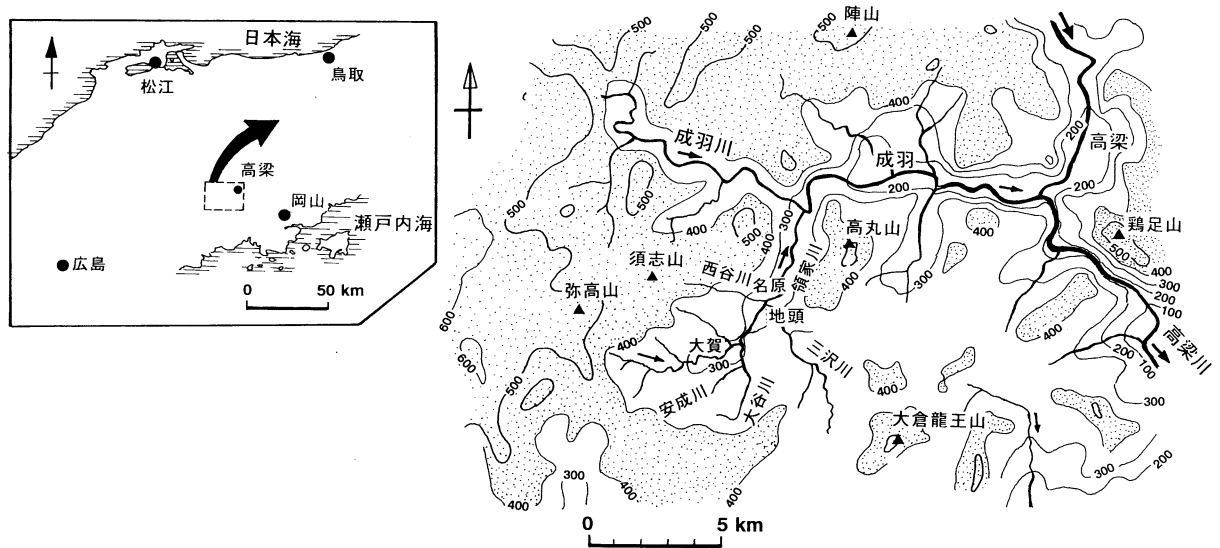
標高をみれば、成羽層群と基盤の境界も複雑な構造形態をなしていることは容易に想像される。とりわけ後者については、基盤のペルム系石灰岩体が成羽層群上に低角逆断層でのりあげたナップをなすとして“大賀の押し被せ”(小澤, 1924; Ozawa, 1925)とよばれてきた。この解釈に関してはその後様々な考え方が提案されており、たとえば“石灰岩体”の大半は白亜紀に再堆積した巨礫の集合体とする考え方(沖村・長谷, 1973)や、両者の境界は起伏に富むものの、低角の断層は実在せず基本的には不整合関係とする考え方(大藤, 1985)などがある。このため、両者の構造関係については現段階でも定見にいたっていない。

筆者らは石灰岩体を中心とする構造関係の把握のため、川上町地頭~大賀地域(第1図参照)において地質分布と構造を調査してきた。その結果、今回上記の議論に資するであろういくつかの露頭を得た。ところで、本地域は岡山県下でも代表的な地すべり地帯である(中国四国農政局計画部, 1964)。したがって成羽層群中の炭質頁岩や石炭層が地すべり発生に関与しているとするれば、走向傾斜の頻繁な変化には最近の地すべり移動が含まれている可能性もある。このため、個々の露頭状況や露頭分布をもとにした以下の構造関係の議論では、地すべりという面からも検討した。

* 島根大学総合理工学部地球資源環境学科
Department of Geoscience, Shimane University, Matue 690-8504, Japan

**同 (現在: 東建ジオテック(株) 松山支店)
Department of Geoscience, Shimane University, Matue 690-8504, Japan. Present address: Matsuyama branch, Token Geotec Co.

***同 (現在: 昭和地下工業(株) 鹿児島支店)
Department of Geoscience, Shimane University, Matue 690-8504, Japan. Present address: Kagoshima branch, Showa Chika Kogyo Co.



第1図 岡山県北西部の川上町から成羽町にかけての地形概要。

1/25,000 地形図をもとにした埋谷接峰面図。標高 400 m 以上の範囲を点々で示している。今回対象とした地頭～大賀地域は地形的に盆地状をなしている。

成羽層群分布域とその周辺の地形・地質概要

(1) 地形概要

調査対象は第1図に示すように、高梁市市街地の南西方約 15 km の川上町地頭から大賀にいたる領家川に沿った地域である。成羽層群分布域は標高 300~400 m で比較的なだらかな山地とそれを開析する河谷に沿った細長い平野よりなる。吉備高原の一部をなす定高性をもった山稜が続き、高梁川支流の成羽川が高原を開析している。領家川はさらにその支流として南側から成羽川に注いでいる。

全体としてみると、高原の標高は東にいくにつれて低くなり、地頭～大賀地域はそのなかで盆地状部分に相当する(第1図)。盆地状地形は成羽層群の分布域にほぼ対応することから、これは成羽層群とその基盤岩類(後述)との間で生じた一種の組織地形といえる。水系もこの盆地状地形に調和的であり、中央を流れる領家川は地頭付近で西谷川、三沢川を併せて北流している。山腹には緩傾斜地形が頻繁に見られるが、これには後述のように地すべり移動にかかわるものがかなり含まれていると推定される。

(2) 広域の地質分布・岩相の概要と層序関係

第2図は中国地方土木地質図編纂委員会編(1984)に基づいた広域地質分布である。本地域周辺には成羽層群の他に石灰岩や頁岩・砂岩を主体として成羽層群の基盤

をなす非変成ペルム系、凝灰岩や凝灰質砂岩を主体として成羽層群を覆う白亜紀前期の関門層群相当層、さらに白亜紀後期の火砕岩類や花崗岩類などが分布し、それぞれ山地を構成している。定高性をもった山稜部には淘汰の悪い第三紀砂礫層が広く分布するとともに、後期中新世の火山岩類が残丘をなしてわずかに分布している。以下にそれぞれの分布と岩相の特徴、相互の関係について述べる(第1表参照)。

成羽層群

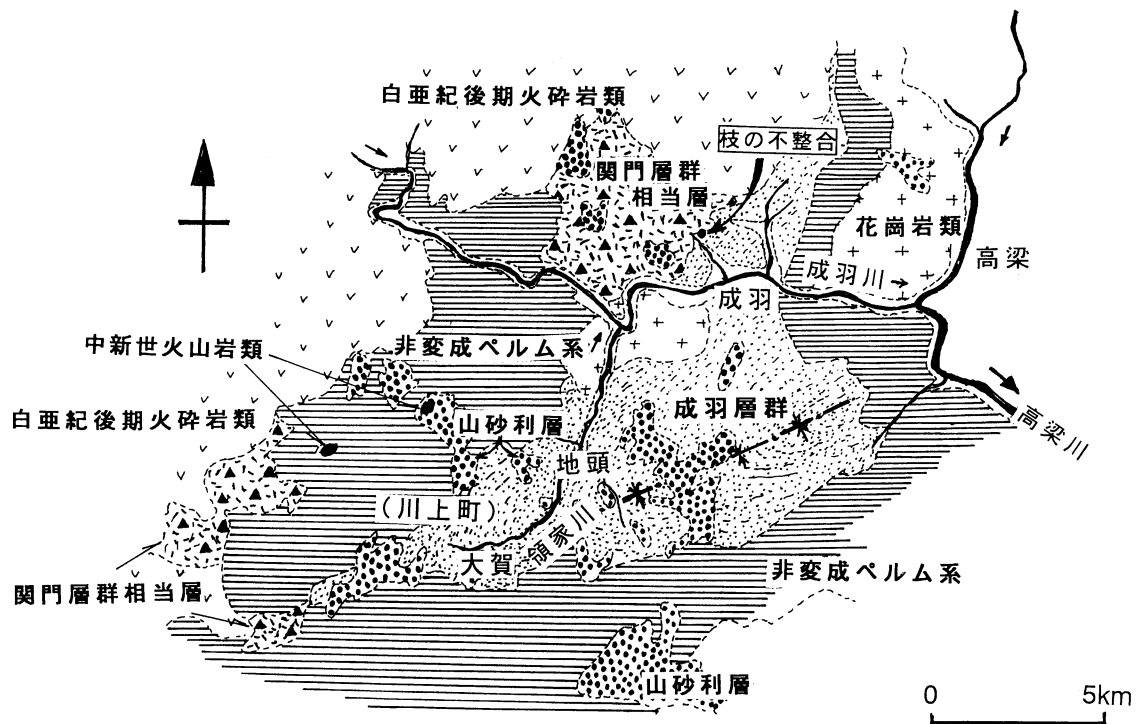
成羽層群は主に砂岩・頁岩とそれらの互層よりなり、砂岩の一部には薄い礫岩が挟まれている。石炭層を含むため、かつてはこの地域で炭鉱も稼行されていた。本層群から産する *Entomonotis* や植物化石は古くから研究され(たとえば、大石, 1931; 小林ほか, 1937)、それらに基づいて地質時代は後期トリアス紀 Norian とされている(中国地方土木地質図編纂委員会編, 1984)。

小林ほか(1937)は産出化石と岩相から、本層群を礫岩に富む下部層、砂岩・頁岩主体の中部層、砂岩に富む *Entomonotis* を産する上部層の3層に区分した。また、寺岡(1959)は下位より、最上山層、日名畑層、地頭層とよんだ。しかしながら、小褶曲や小断層が多く、複雑な構造をなすととともに(徳山, 1960 a,b)、岩相の側方変化が著しいことから層序に関しては疑問点が多かった。

大藤(1985)は砂岩・頁岩の間に挟まれる薄い酸性凝灰岩層を鍵層として新たな層序を確立するとともに、向

第1表 川上町～成羽町およびその周辺の地質概要.

地質時代	地質系統と岩相の概略	
後期中新世	瀬戸内火山岩類 (弥高山玄武岩類など)	アルカリ玄武岩
古第三紀	山砂利層 (高瀬層)	著しく風化した砂礫層
白亜紀後期	{ 花崗岩体 (広島型) 火砕岩類	黒雲母花崗岩 安山岩～流紋岩および同質の凝灰岩～凝灰角礫岩
白亜紀前期	関門層群相当層	礫岩, 凝灰岩～凝灰質砂岩・頁岩
後期トリアス紀	成羽層群	砂岩, 頁岩とそれらの互層, 礫岩
ペルム紀	宇治層および黒萩層	頁岩, 粘板岩, 石灰岩, 塩基性火山岩類



第2図 調査地域周辺の広域地質分布. 中国地方土木地質図編纂委員会編 (1984) による. 成羽層群の分布と構造は鈴木ほか (1990) に基づく.

斜軸を中心として各岩層が弧を描いて分布していることを示した. 鈴木・Asiedu (1995) は酸性凝灰岩層をさらに詳細に追跡し, 成羽層群を下位から仁賀層, 地頭層, 最上山層, 日名層, 日名畑層の5層に細分した. 結果として成羽層群のうち, 相対的に下部は陸成であるが, 上部は海成と考えられている. なお, 筆者らの地質図では

これらの層名を用いていないが, 層序的にはほぼ妥当なものと考えている.

これらの層序区分に基づく地質分布にスレート劈開による褶曲構造解析 (鈴木ほか, 1990) も併せると, 成羽層群は大局的には鉛直に近い褶曲軸面をもち, 東北東に緩くプランジした向斜構造をなすと考えられる (鈴木・

Asiedu, 1995). ただし、両翼部については小褶曲や小断層が多く、かつ岩相の側方変化も著しいことから構造の詳細は現時点においても明らかではない。

非変成ペルム系

成羽層群のまわりに分布してその基盤をなす非変成層についても、古くから石炭紀のサンゴ化石 *Lonsdaleia floriformis* (小澤, 1924) や紡錘虫化石 *Millerella sp.*, *Yabeina sp.* (吉村, 1961) が報告されてきた。現在ではこれらの大半はオリストストロームと解釈され、礁性の石灰岩相を主体とする地層群(高山層群)と、非石灰岩相を主体とする地層群(宇治層, 黒萩層, 芳井層群)に分けられている(鈴木ほか, 1990)。

石灰岩相は塊状灰白色の石灰岩を主体とし、基底部に塩基性火山岩類を伴うとともに(横山ほか, 1979)、石灰岩中には赤紫～緑色の凝灰岩薄層を挟んでいる(吉村, 1961)。非石灰岩相は粘板岩, 砂岩を主体とし、チャート, 塩基性火山岩類, 酸性凝灰岩, 石灰岩を含み、ときには礫岩を含んでいる。佐野ほか(1987)はこれらの形成時代をペルム紀中世から同新世としている。

これらの非変成層は成羽層群分布域の北西側と南東側に広く現れている。黒萩層とよばれる後者では粘板岩の一部は千枚岩化しているところがあるが、時代的には北西側と同様と考えられている(鈴木ほか, 1990)。これらは成羽層群とは基本的には不整合であろうが、不整合関係を示す明確な露頭は得られていない。

関門層群相当層

成羽川の北方には礫岩や凝灰岩～凝灰質砂岩・頁岩よりなる特徴的な地層が分布しており、楠見ほか(1965)は、この地層群を礫岩が優勢な下部層(礫岩, 赤色凝灰質砂岩・頁岩, 黒色頁岩)と頁岩主体の上部層(頁岩, 赤～緑色凝灰岩, 凝灰質砂岩・頁岩)とに区分し、産出する貝エビ化石から白亜紀前期のものとしている。地質時代と岩相上の特徴から、本地層群は中国地方西部から九州北部に分布する関門層群に相当すると考えられ、関門層群脇野亜層群の最上部と下関亜層群の最下部層とを合わせたものがほぼこれに対比されている(今村・楠見, 1951; 今村ほか, 1984)。層相からみると、礫岩から頁岩にいたる上方細粒化の堆積サイクルをなす河成相でもある(鈴木・Asiedu, 1995)。この地層群に対し、かつては関門層群の旧称である硯石層群が用いられてきたが、以下では関門層群相当層としておく。

関門層群相当層と成羽層群との関係を示すものとして、調査地域北方成羽町の“枝の不整合”では、密集した石灰岩礫よりなる関門層群相当層が成羽層群の砂岩を

傾斜不整合で覆っているのが確認できる。

白亜紀後期火砕岩類および花崗岩類

本地域北方の成羽町北西部から備中町北部にかけて、上記関門層群相当層とは別に安山岩～流紋岩および同質の凝灰岩～凝灰角礫岩が分布している。中国地方土木地質図編纂委員会編(1984)によれば、岩相上の特徴および広島型花崗岩体がこれに貫入していることから、中国山地に広く分布する吉舎安山岩類および高田流紋岩類に対比され、関門層群相当層より新しい白亜紀後期のものと考えられている。

成羽川と領家川の合流点付近には花崗岩体(広島型花崗岩類)が分布しているが、ここでは花崗岩体は成羽層群を貫き、かつ関門層群相当層にも熱変成を与えている(大塚, 1966)。

山砂利層および瀬戸内火山岩類

本地域を含む岡山県備北地域には山稜部を中心に淘汰の悪い砂礫層が広く分布しており、河合(1957)によって高瀬層とよばれた。基底部は標高300～350mで、山稜部の定高性ともほぼ対応している。特徴的な層相から漠然と“山砂利層”とよばれ、新第三紀中新世備北層群の一部と考えられてきた(中国地方土木地質図編纂委員会編, 1984; 日本の地質「中国地方」編集委員会編, 1987)。ただし、地質時代に関しては、砂礫層に挟まれる凝灰岩のフィッシュトラック年代測定によって古第三紀の可能性が指摘されている(鈴木, 私信)。

成羽層群分布域の西方には玄武岩が残丘をなしてわずかに分布しており、これは瀬戸内火山岩類の一部をなすアルカリ玄武岩と考えられ、K-Ar年代では後期中新世の8～10Maが得られている(宇都ほか, 1986)。なお、これと同系統の玄武岩の上記砂礫層への貫入が報告されている(通産省, 1967)。

地頭～大賀地域における地質分布と構造

広域的にみると、本地域の周辺にはこのように多様な地質系統が複雑に分布しており、成羽層群の堆積以降、陸化・浸食、そして新たな地層の堆積・陸化・浸食が繰り返されてきたと推定される。しかも山砂利層の残存とその層相が示すように、成羽層群や関門層群相当層などの岩盤は長い間地表近くで風化・劣化を受けつけ、その後河川によって浸食・削割され、とくに河谷に面した岩盤斜面は常に浸食される環境にあったと推定される。山砂利層の堆積時代に基づけば、少なくとも古第三紀の段階で成羽層群などの基盤はすでに現在のように地表に露出していたであろうから、当時すでにかんりのレベル

まで岩盤の風化・劣化が進んでいたと推定される。

成羽層群をめぐるこうした地質時代および現在における諸環境を背景として、成羽層群と非変成ペルム系の一部であろう石灰岩体や緑色を呈する火山岩類との関係を見るため、領家川に沿う川上町地頭～大賀地域を詳しく調査した。第3図は今回作成した地質平面図である。

(1) 成羽層群の層相と大規模な向斜構造

第3図の図化範囲には砂岩・頁岩を主体とする成羽層群が広く分布している。成羽層群中の走向・傾斜は場所によって頻繁に変化しているが、大局的には図の中央部から南部にかけては大藤(1985)や鈴木・Asiedu(1995)の指摘したNE-SWに軸をもつ向斜構造が存在し、砂岩、頁岩よりなる各層はこれを取りまくように分布している。向斜軸の位置と北東への緩いプランジが大谷川沿いの走向・傾斜などから推定できる。さらに軸を境にした両翼での各層の分布範囲の違いなどから、ここでは褶曲軸面はほぼ垂直あるいは多少南側に傾斜していると推定される。

本地域内の層序的最上位、すなわち向斜軸部に相当する領家川と大谷川の合流部南方には厚い砂岩層があり、その一部には礫岩が挟まれている。礫は円礫～亜円礫で、チャート、砂岩、石灰岩、塩基性火山岩類などよりなる。基盤の非変成ペルム系より供給されたものであり、成羽層群堆積時には周辺にこれらが露出していたことを示している。

この砂岩層の下位には連続性のよい頁岩層があり、向斜軸を境にした北翼では領家川下流の右岸まで連続している。この下位には再び厚い砂岩層が存在し、向斜軸の両翼から領家川左岸下流の名原付近まで連続している。したがって後述する名原地すべりはこの砂岩層とそれに挟まれる頁岩層が関与している可能性がある。

この砂岩層の下位は砂岩・頁岩互層となるが、この互層部分は厚く、とくに小谷ヶ市から南の領家川右岸では厚い。ただし、小谷ヶ市北方の領家川左岸側では互層部分と砂岩層部分との岩相上のコントラストが明確になり、互層と砂岩層が交互に現れるようになっている。砂岩は一般に暗灰色～淡灰色を呈し、硬く粗粒であるが、一部はシルト質の部分も含んでいる。頁岩は安成北東方には黒色塊状で無層理のものも見られるが、他はシルト質のところが多く、砂岩の薄層を挟んでいるところも少なくない。

これらの砂岩・頁岩のなかにも頻繁に石炭薄層が挟まれ、頁岩も炭質頁岩が多い。露頭に現れている炭質頁岩の多くは破碎されて粉炭状になっている。頁岩層のみが著しく軟質化して屈曲していることも多く、これらは頁岩の層理面がすべり面になり、頁岩層全体が大きく剪断

された可能性を示している。成羽層群中の酸性凝灰岩薄層のうち、最も明瞭なものの1つは上記の厚い頁岩層の下位に位置している。

成羽層群の向斜構造は北東部で明瞭であるが、南西部の安成付近では不明瞭となる。しかし軸の西方延長は大賀地域の松原南西方の領家川右岸にまで確認できる。この地域における層理面方向の細かい変化に基づけば、上記の向斜構造に加えて小規模な背斜・向斜構造がいくつか推定できる。たとえば、領家川左岸の名原付近から小谷ヶ市の北へ伸びる背斜軸のほか、南～志田間にいくつかの背斜・向斜軸が推定される。

大藤(1985)が指摘したように志田付近では露頭状況はよくないものの、成羽層群の細粒砂岩は基盤の石灰岩上を見かけ上覆っているように見え、砂岩中には頁岩礫のほかわずかに石灰岩や塩基性火山岩類の亜円礫～亜角礫も含まれていることを確認した。したがって、少なくともこの付近では両者は不整合関係をなす可能性が高い。

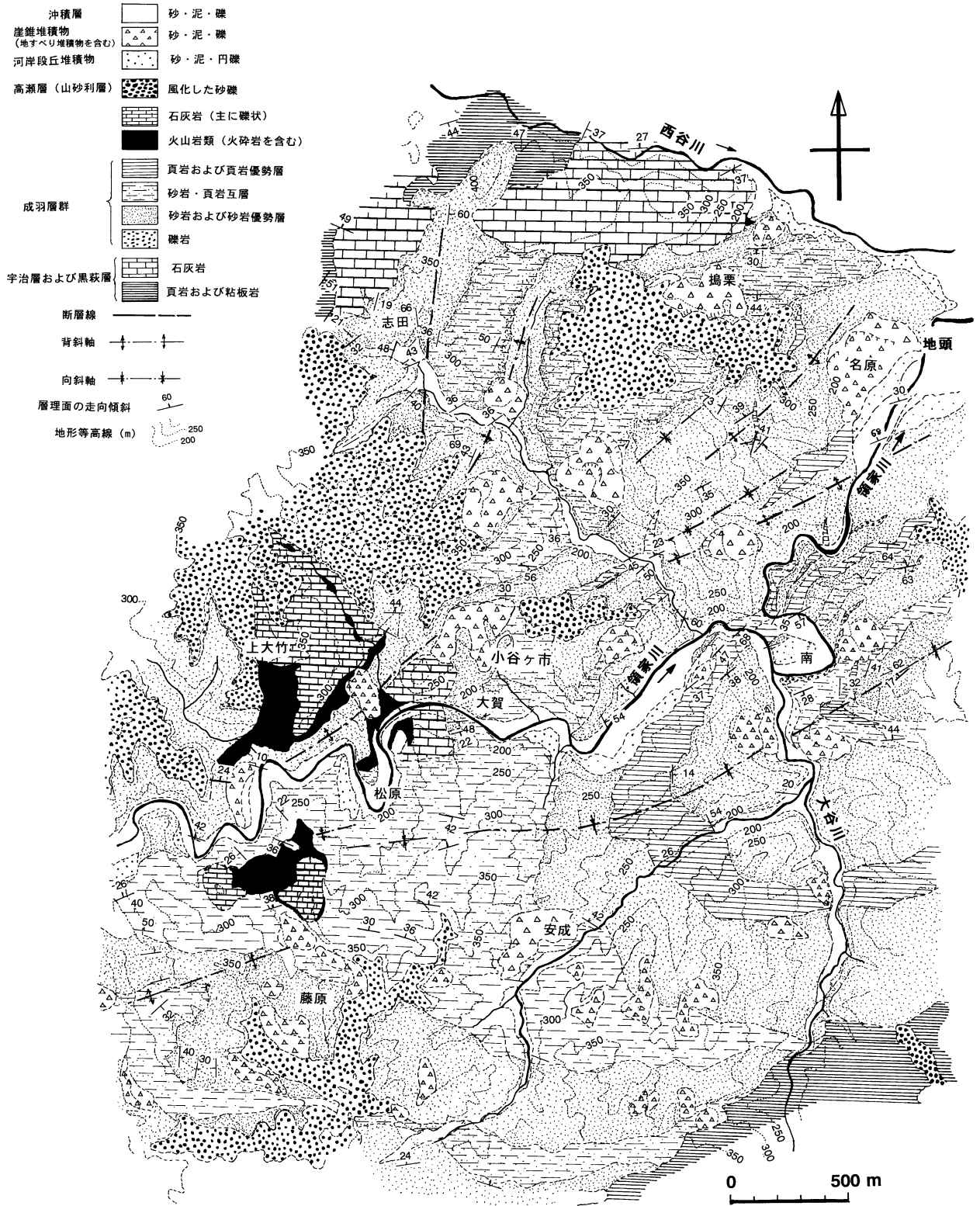
(2) 石灰岩と“緑色岩類”

北部志田付近にはその北西から続く石灰岩が頁岩とともに分布しており、成羽層群の基盤をなす非変成ペルム系と考えられる。宇治層とよばれ、前述のように佐野ほか(1987)によってその大半はペルム紀のオリストストロームと見なされている。石灰岩は西谷川に沿ってさらに北西方に続いており、一部はドリーネ地形をなしている。南部の大賀地域にも小谷ヶ市から松原にかけて石灰岩とともに緑色を呈する火山岩類(緑色岩類)が分布している。

北部の石灰岩は白色～灰白色を呈し、塊状のところが多い。層状のところではNE-SW～E-Wの走向で南側に傾斜している。西谷川沿いでこれと隣接して分布している頁岩には石灰岩礫岩も見られたが、その礫中に紡錘虫化石も含まれている。

大賀地域のうち、最上山と南天山に挟まれる峡谷部では灰白色の石灰岩が連続して露出している。塊状部分が多いが、一部では層状をなして東へ緩傾斜している。この露頭以外に連続的なものはほとんどなく、石灰岩露頭の大半は山腹斜面に突出するように露出している。このような石灰岩露頭からも石炭紀の微化石が報告されている(藤本他, 1994)。

緑色を呈した火山岩類は道路沿いの露頭などで石灰岩とともに見られることが多い。暗緑色、赤褐色、暗赤色などを呈しており、全体に変質が著しい。これまで“緑色岩類”としてペルム系の堆積岩類とともに海底で形成された塩基性火山岩類とされてきた。しかしながら、松原付近の道路沿いで採取した岩石は、顕微鏡観察では針



第3図 川上町の領家川に沿った地頭～大賀地域の地質図.

状の斜長石が密集して pilotaxitic 組織をなし、変質しているものの、原岩は組織としては安山岩質の溶岩または火砕岩の可能性が高い。この火山岩類は個々の露頭では塊状のものも見られるが、成層構造をもっているものや礫状のものもあり、さらに石灰岩が礫状に取り込まれているものも見られる。また、全体してこれは石灰岩体の下位に位置しているようである（後述の露頭分布および地質断面図、第5, 6図参照）。

なお、北部の西谷川に沿っても同様の緑色を帯びた火山岩類と思われる露頭を1箇所確認し、第3図の地質図に示しているが、これは見かけ上成羽層群の砂岩層の下位に位置している。変質が著しく、詳細は不明である。

(3) 山砂利層の残存と層相によって示される地質環境

これら成羽層群と石灰岩、頁岩、緑色を呈する火山岩類は高標高部で風化の著しい山砂利層（高瀬層）によって覆われている。この礫層は搗栗付近をはじめ上大竹、藤原など定高性をもつ標高300m~350mの山稜部に分布している。礫径5~20cmの円礫~垂円礫が主体であり、マトリックスは砂~泥りなる。風化が著しく“くさり礫”を呈している。礫種は流紋岩質の火山岩、安山岩類、砂岩、頁岩の他に片岩類や石灰岩もみられる。成羽層群、基盤の石灰岩や片岩、関門層群相当層などから供給されたものと考えられる。小谷ヶ市北方のものでは一部西~北北西への礫のインブリケーションが確認され、これから南東方向への河川の流れが推定される。

一方、定高性をもつ山稜直下の山腹斜面には多くの地すべり地形が認められ、そのいくつかには滑落崖が認められる。地形的に見られる滑落崖と移動・堆積域の範囲は幅200~300m、長さ数100mのものが多く、田中ほか(1996)によると、その末端が河床に達しているものだけでなく、高標高部のみのもも存在する。一部では最近でも活動があり、搗栗、名原、安成、藤原などの地区を中心に地すべり防止区域として8区域が指定されている（岡山県、1992）。なかでも地頭西方の名原地すべりでは頻繁に活動し、これまで多くの調査がなされてきた。その結果、ここではすべりの地質的素因は漠然とながら流れ盤をなす成羽層群とそのなかの炭質頁岩の存在によると考えられている（内山ほか、1992；田中ほか、1996）。

領家川の河谷に沿っては細長い平野ないし河岸段丘が存在しているが、松原付近および南~地頭の間は峡谷となり、地形的に先行谷をなしている。前述の最上山と南天山の峡谷に天然記念物「大賀の押し被せ」露頭が存在する。本地域ではこのように現在でも地形的に不安定な環境のところが少なくない。

大賀地域における砂岩・頁岩、石灰岩および火山岩類の構造関係

(1) 大賀地域における露頭分布

大賀地域においては成羽層群と石灰岩、緑色を呈する火山岩類が密集して分布しているが、それらの構造関係を見るため、原縮尺1/2,500の地形図を使用して露頭分布を詳しく調査した。第4図はその結果得られた地質ルートマップである。成羽層群に属すると推定される砂岩、頁岩およびそれらの互層は小谷ヶ市付近と松原山付近に広く現れている。石灰岩は前述の峡谷部をはじめ各地域に散在しており、“緑色岩類”として取り扱われてきた火山岩類および火砕岩類もそれらの間に分布している。少なくともこの付近では成羽層群の砂岩・頁岩は相対的に下位にあり、その上を石灰岩と火山岩類が覆っているように見える。

これらの露頭分布をもとに石灰岩・火山岩類（火砕岩類を含む）を併せた部分の底面を等高線で表すと第5図のようになる。底面形状の起伏は大きく、標高200m以下のところがあっても、すぐ近くで標高350m以上となっている。標高の低いゾーンは現在の領家川の河道と若干斜交してNE-SW方向に伸びている。このゾーンを中心に南北で高くなっており、全体として谷状を呈している。第6図はこれらを含めて作成した領家川を横断する南北方向の地質断面図である。石灰岩・火山岩類は起伏をもちながら成羽層群を覆うように分布しているが、この底面形状は成羽層群の背斜・向斜構造とは調和していない。また、緑色の火山岩類は相対的に石灰岩より下位に存在するようである。

最上山と南天山間の「大賀の押し被せ」露頭では数mの範囲で石灰岩と砂岩がほぼ直線状に境しており、すでに述べたように、小澤(1924)はこれをナップの底面をなす低角の逆断層とした。その後、大藤(1985)はこの部分には破碎構造がみられないことを指摘し、断層およびナップの存在を否定したが、今回の調査時点でも、露頭の保存状態がよくないこともあって破碎帯といえるようなものは認められなかった。

一方、本地域では進行中の農道工事に伴って新たに大露頭がいくつか現れており、それらの地質情報は上記の河床の露頭にかわるものとして大賀地域全体における構造関係の議論に資するところが大きいと考えられる。そこで以下では最近の掘削工事によって現れた主な露頭であるLoc.A, Loc.B, Loc.Cの3箇所について、そこでの地質状況を述べる。それぞれの位置は第4図の地質ルートマップに示す。

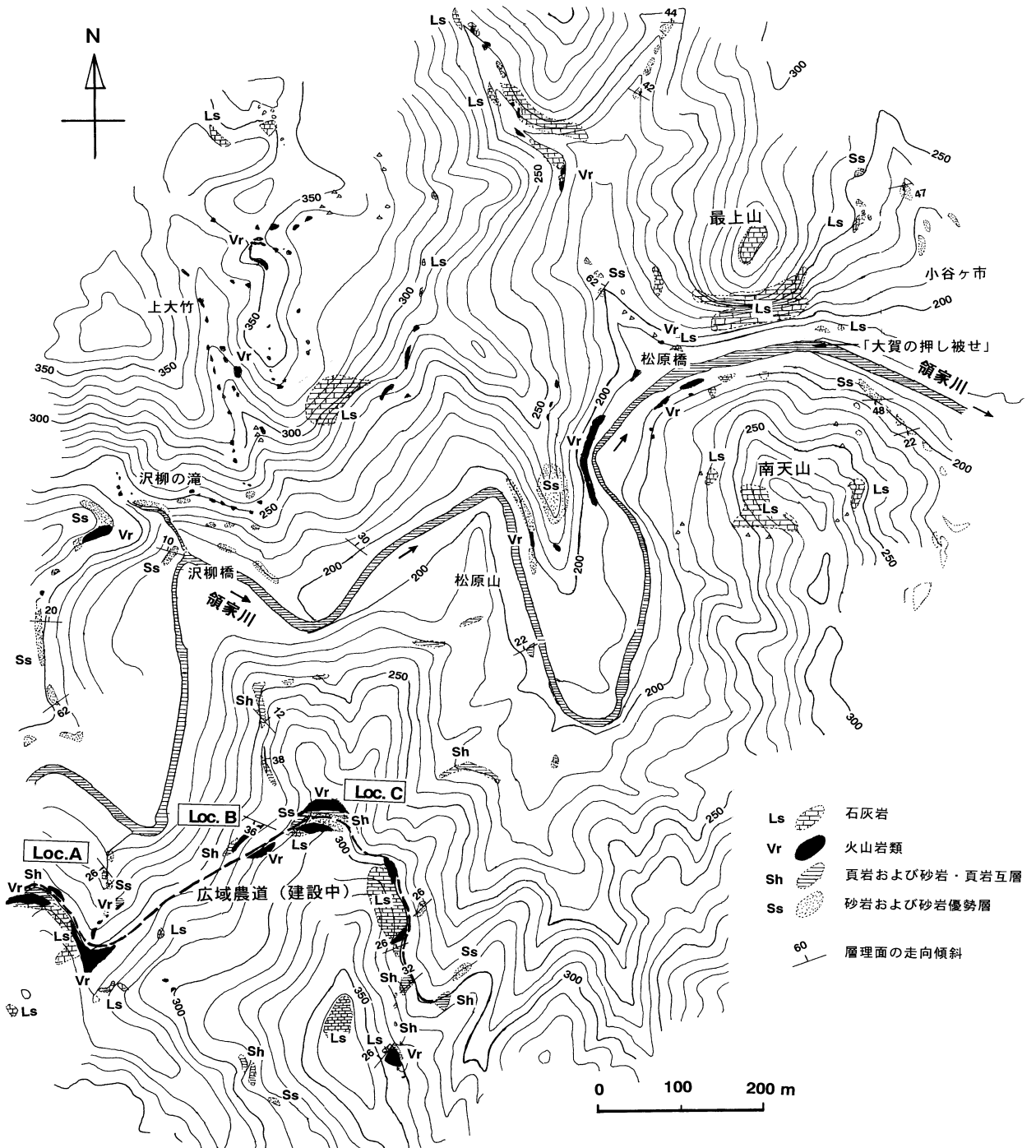
3箇所のうち、Loc.AとLoc.Cは農道法面の掘削に

よって現れたもので、前者は標高 240 m 前後で北向きの山腹斜面に、また後者は標高 280 前後で南側から北に張り出した尾根中の鞍部を横切る位置にある。これは標高 280 m から 300 m におよぶ大規模な掘削法面である。一方、Loc.B は Loc.C の約 50 m 西方に位置し、上記の

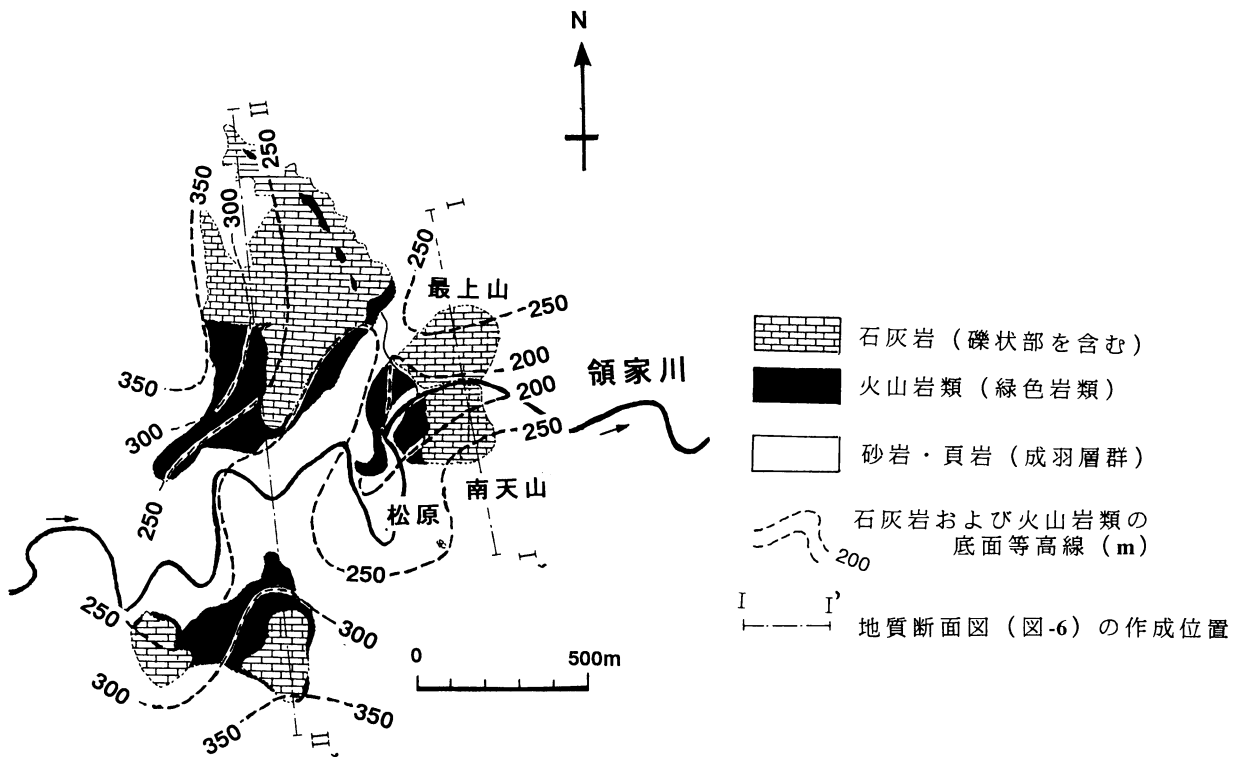
農道工事に関連した工事用道路の掘削による北向き法面である。

(2) Loc. A の状況 (第 7 図)

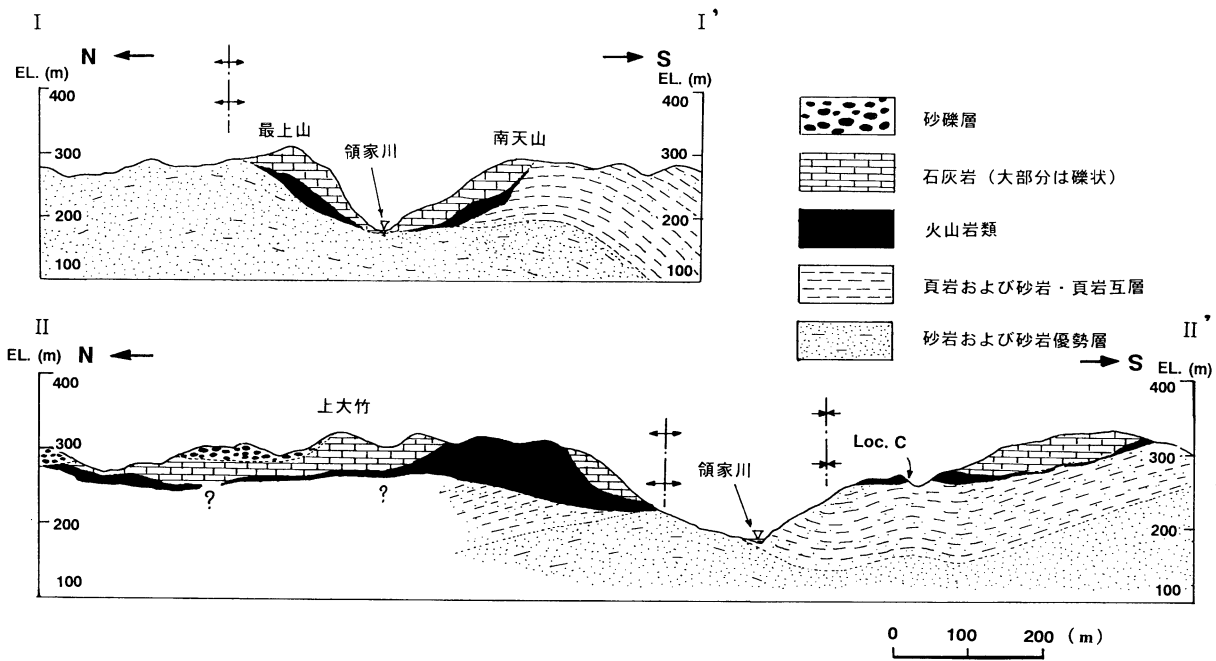
延長約 60 m の北向き掘削法面で、法高は全体として



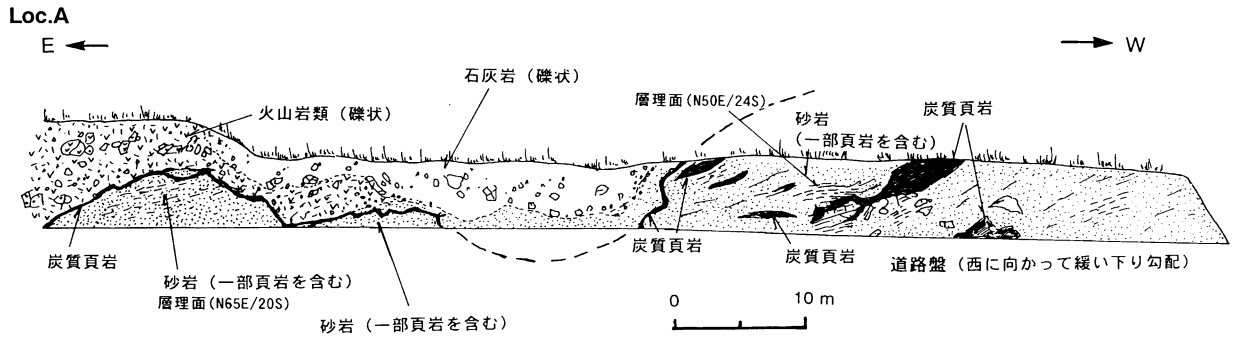
第 4 図 大賀地域における石灰岩、火山岩類（火砕岩を含む緑色岩類）、砂岩、頁岩の分布（地質ルートマップ）。図中の Loc.A,B, C の詳細はそれぞれ第 7, 8, 9 図参照。



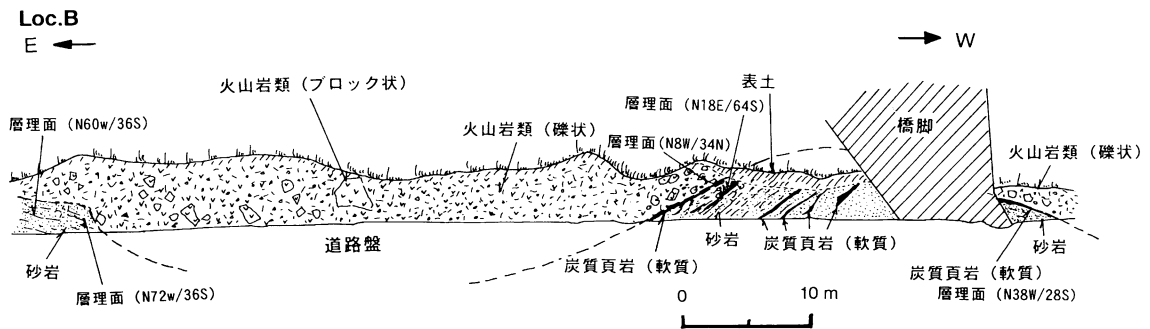
第5図 大賀地域における石灰岩および火山岩類 (火砕岩を含む綠色岩類) の底面等高線 (m). 図示範囲はほぼ第4図に対応している.



第6図 大賀地域における南北方向の地質断面図. I-I'およびII-II'の断面位置は第5図参照.



第7図 Loc.Aにおける砂岩・頁岩と火山岩類，石灰岩の関係．平面位置は第4図参照．



第8図 Loc.Bにおける砂岩・頁岩と火山岩類の関係．平面位置は第4図参照．

10 m以上に達している．道路盤は東から西に向かって緩い下り勾配になっている．ここでは砂岩・頁岩と石灰岩および火山岩類が現れている．砂岩・頁岩は法面の下端にはほぼ連続して現れているが，中央部の約10 mの間は未確認である．火山岩類がその上に礫状を呈して覆っている．石灰岩はこの上に位置するが，現れているのは法面の中央部約30 mの間のみであり，これもすべて礫状を呈している．

砂岩は細粒～中粒で一部頁岩薄層を挟んでいる．頁岩はいずれも炭質頁岩である．露頭状態はよくないため，層理面は確認し難いが，比較的広く現れている西端部では $N50^{\circ}E/24^{\circ}S$ で，東端の砂岩中でも $N65^{\circ}E/20^{\circ}S$ であった．したがって露頭では全体としてNE-SWの走向で南側に緩く傾斜しているものと推定される．炭質頁岩は軟質化し，層厚の変化も著しい．また，礫状を呈する火山岩類の直下は薄い炭質頁岩となっており，これも著しく軟質化している．

火山岩類は緑褐色を呈し，径10～20 cmの礫状ないしブロック状をなしている．石灰岩も同様の礫状であり，

礫間は褐色の土壌が埋めている．このような産状からは，石灰岩，火山岩類ともに当初の岩体から崖錐堆積物として2次的に再堆積したものか，あるいは当初の岩体が移動してバラバラになったものと考えられるべきであろう．

(3) Loc. B の状況 (第8図)

延長約50 mの北向き掘削法面で，法高は約5 mである．ここでも道路盤は東から西に向かって緩い下り勾配になっている．法面の下部には炭質頁岩を伴う砂岩が分布しており，上部には火山岩類が分布している．ただし，砂岩・頁岩は約50 mの露頭の両端部のみに現れ，中央部にはほぼ角礫状ないしブロック状を呈する火山岩類のみが現れている．

砂岩・頁岩は成層構造を残しているところが比較的多いが，火山岩類は灰褐色～赤褐色を呈し，原岩状態をとどめず角礫状ないしブロック状を呈しているのが特徴である．ブロックの最大径は約2 mに達している．砂岩は粗粒～極粗粒で，層理面の走向・傾斜は露頭の東端では $N60^{\circ}\sim70^{\circ}W$ で南に $30^{\circ}\sim40^{\circ}$ で傾斜しているが，西

端ではN8°W前後で北側に約34°で傾斜している。さらに橋脚を挟んだ西方では再びN38°W/28°Sで南傾斜になっている。このような層理面の走向傾斜から、見かけ上小規模な向斜・背斜構造をなしていると推定される。

砂岩・頁岩と火山岩類との境界は植生のため明確ではないが、境界近くには薄い炭質頁岩が存在している。これは極めて軟質になっているほか、東端近くに現れる炭質頁岩は細かく屈曲し、シェブロン褶曲状を呈している。このようなことから、これらの構造の大半は見かけ状東から西に向かっての地すべり運動に伴う構造と見た方が妥当であろう。その場合、すべり面は上記炭質頁岩層と推定される。

(4) Loc. C の状況 (第9図)

大規模に掘削されて広い範囲に露岩が現れている。本法面についてはすでに藤本ほか(1994)や鈴木・Asiedu(1995)でも記載されているが、最近さらに大きく掘削された。第9図のように長さ約70m、法高は中央部で最大約19mである。掘削法面は全体として南向きで、農道のカーブに沿って凹斜面をなしている。道路盤が東から西へ緩い下り勾配になっているため、4段の小段もわずかに勾配がついている。

法面の下半分には主に砂岩と頁岩が、また上半分には火山岩類などが現れている。上半分は風化・変質による褐色化が著しい。いずれの各岩層も見かけ上西側に緩傾斜している。走向・傾斜の変化は大きく、かつ小断層が多数認められる。

砂岩部分は最下段の法面に広く現れている。粗粒の砂岩を主体とするが、中粒砂岩も見られ、前者は一部礫岩を含んでいる。後者は塊状のところもあるが、多少成層構造のみられるところもある。また、一部には不規則なかたちで頁岩を挟んでいる。

測定した層理面の走向・傾斜によれば、中央部ではN30°~40°Eで北西に20~30°で傾斜しているが、東にいくと水平~緩く南東に傾斜している。したがって、全体として東端から約30m付近に軸をもつ小規模な背斜構造の存在が推定される。最下位法面の東端近くにはその下位の頁岩がわずかに現れていることから、砂岩層は少なくとも4~5mの層厚があると推定される。

砂岩層の上位には厚さ4~5mの頁岩が存在する。ほぼ黒色を呈し、炭質物を多く含んでいる。剥離性をもつところ、破碎されて軟質化しているところも少なくない。下位の砂岩との境界面は凹凸をもっている。この頁岩層も全体としてNE-SWの走向で北西へ緩く傾斜しており、これは前述した下位の砂岩層の走向傾斜とはほぼ調

和的である。

頁岩優勢部の上位には褐色を呈する軟質な層が存在する。これは厚さは最大1mで大部分では数10cmで法面の東端部では消滅している。顕微鏡下では原岩は安山岩質の凝灰岩の可能性があり、この上には再び黒色の頁岩が現れるが、これは厚さ1m前後で厚さは側方に急変している。これには炭質物はあまり含まれていないようである。

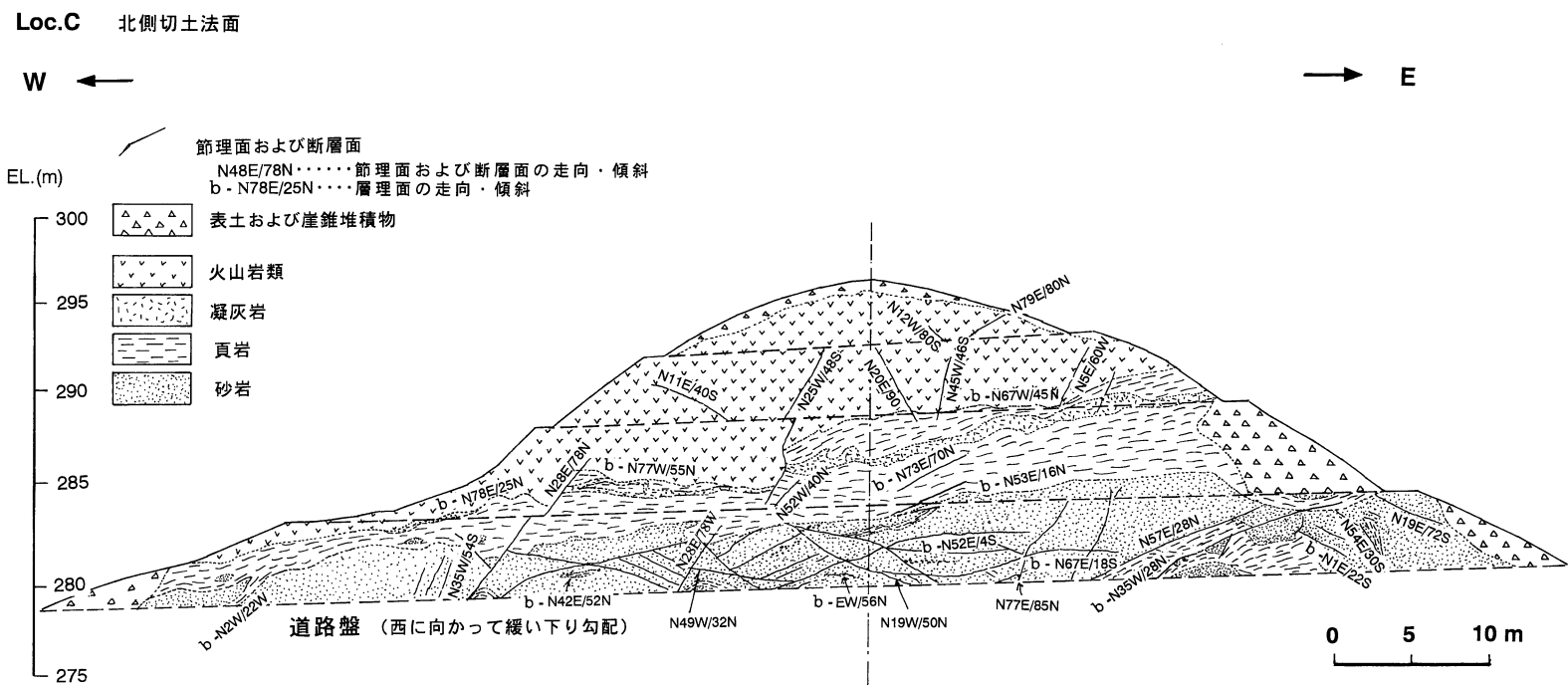
頁岩の上位は灰褐色~赤褐色、一部緑褐色を呈する岩石よりなる。風化・変質が著しいものの、比較的硬質である。安山岩質の溶岩ないし火砕岩と考えられる。これらのなかにはNSの走向で西側に傾斜した節理が見られ、とくに中央部より西よりには、凝灰岩薄層を約1m変位させている節理が少なくとも2箇所確認できた。一部にはほぼEWの走向で北に傾斜した節理も見られるし、さらに全体としてNE-SWの走向で北西に20°前後で傾斜した節理もみられる。

最下部の粗粒砂岩は比較的新鮮なこともあって節理が明瞭で、低角の節理が多数見られる。砂岩の礫質部分を基準にすれば、低角節理の一部はこれを逆断層状に約70cm変位させている。ただし、このような節理面も頁岩優勢層中では不明瞭となっている。連続性のある節理や小断層のなかには上方に凹型をなすようにカーブしたのもも見られ、平面的には東から西に向かってのし上がるような形態をなしている。

第10図はこれらを平面図として表現したものである。第11図は切土法面において測定した層理面と節理面のπ-ダイアグラムである。測定数は層理面28、節理面33である。層理面の方向にはバラツキが大きい。本法面では大局的にはN75°Eの走向で北北西方向に10~20°で傾斜していると推定される。節理面も比較的低角のものが多く、その多くは層理面とはほぼ同方向である。

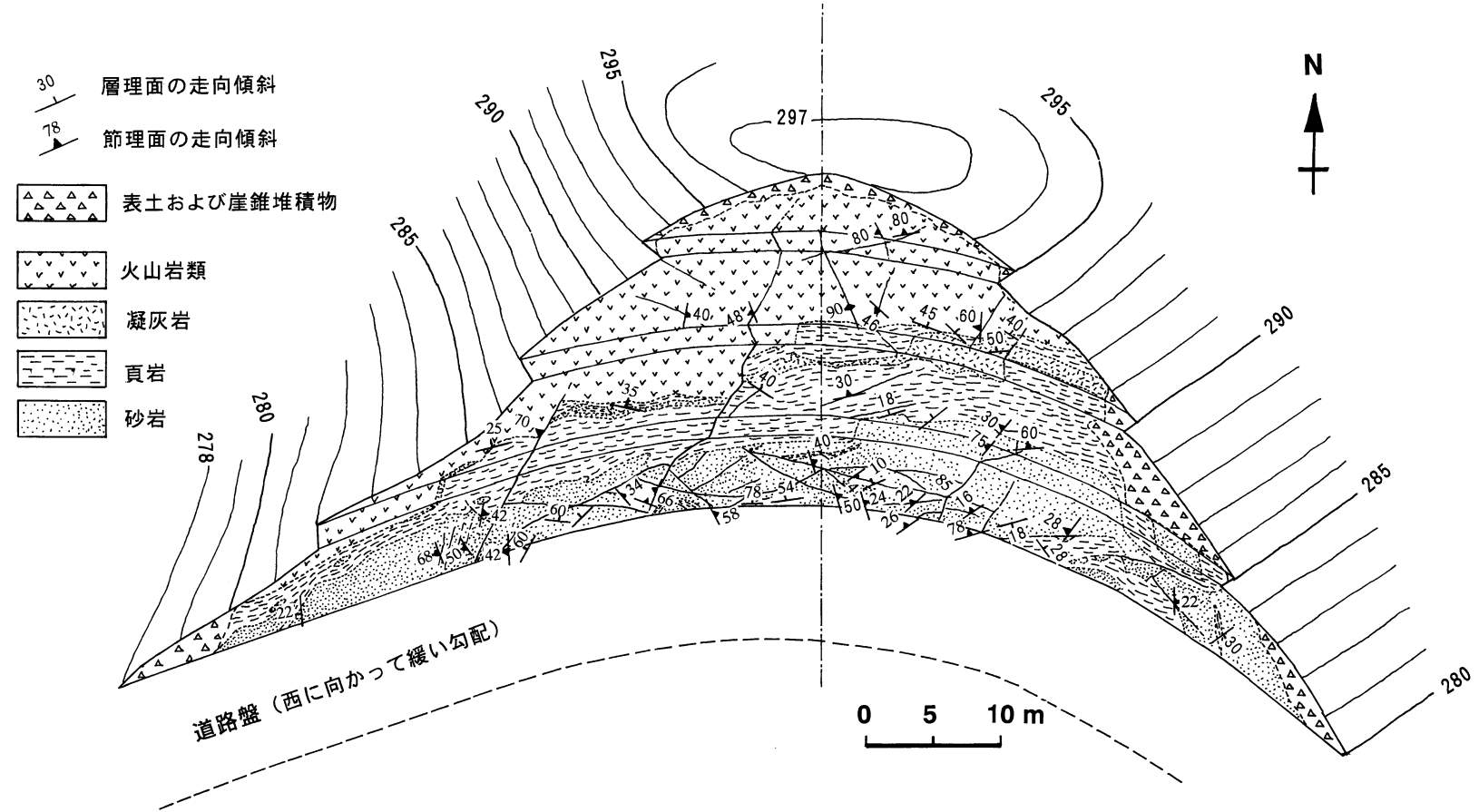
(5) Loc. B, C 付近における成羽層群、石灰岩、緑色岩類の関係

Loc. C 付近では、上記の法面の約50m南東の反対側法面には白色の石灰岩が現れており、これは層理的には明らかに上記火山岩類の上位に位置している。これは前述した他の露頭での層序関係、あるいは大賀地域全体の地質分布による層序関係とも調和的である。第12図はLoc. B~C 付近において層理面の最大傾斜方向と推定されるN15°W方向の地質断面図である。これは上記の法面の他に、それに対面する南側法面などの断片的な調査結果を併せて作成したものである。この断面をみると、上記の法面とその南側の法面との間に小さな背斜構造が推定されるほか、以下のような構造上の特徴が認め

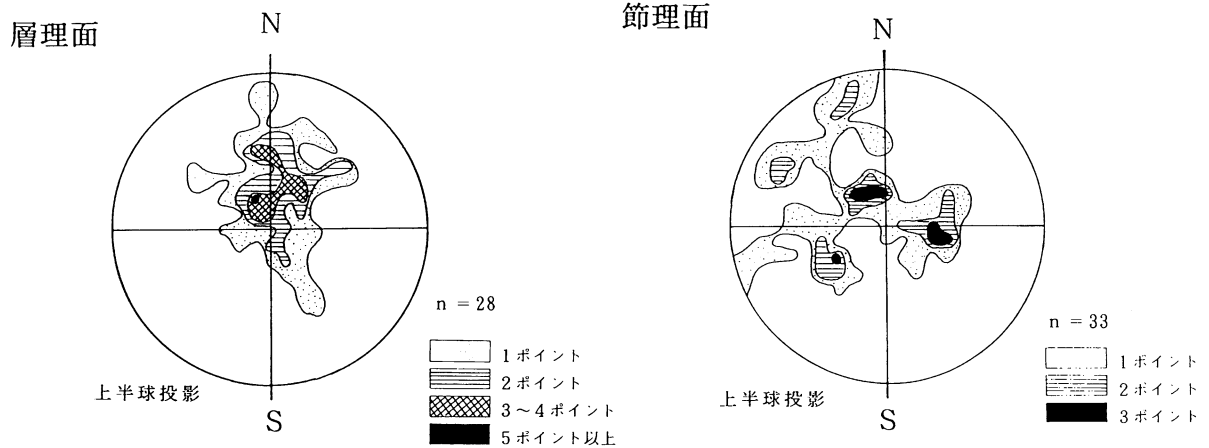


第9図 Loc.Cにおける砂岩・頁岩と火山岩類(火砕岩類)などの関係。カーブした道路に沿った鉛直投影図。平面位置は第4図参照。

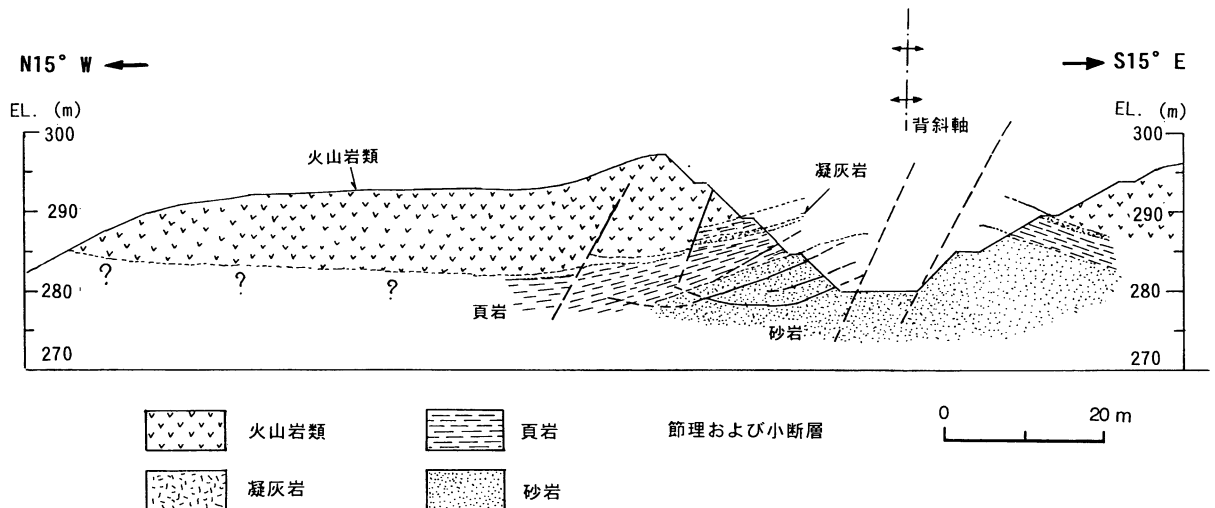
Loc.C 北側切土法面



第10図 平面的にみたLoc.Cの地質分布.



第 11 図 Loc.C における層理面および節理面の卓越方向。



第 12 図 Loc.B~Loc.C における地質断面図 (層理面の最大傾斜方向, Loc.C の中央部を通る)。

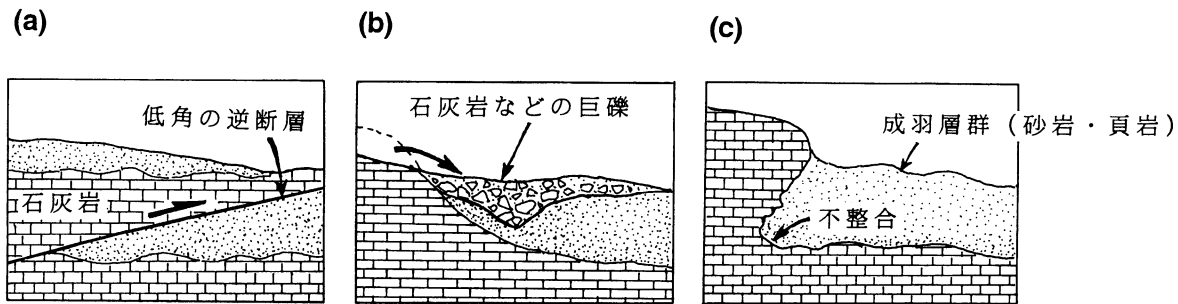
られる。すなわち、(i) 頁岩優勢層の大半は破碎され、また、頻りに条線 striation が認められる。頁岩は軟質化しているところが多いこと、(ii) この破碎部を境にして、岩盤の風化レベルが急変していること、(iii) 北北西方向に急傾斜したみかけ状の正断層がいくつか認められ、それらは頁岩優勢層よりも上部に多いこと、(iv) 一方、これとは別に露頭の下部などに低角の節理~小断層が見られ、それらは上方に湾曲して、末端の一部は逆断層的な変位を示していること、などの特徴がある。これらのうち、(ii) から (iv) は地表近くで生ずる地すべり移動に特徴的な構造であり、たとえば低角で上方に湾曲する節理はすぐ上が自由面であることによって生じた形態と考えられる。正断層は上部岩体が地層の最大傾斜方

向に移動するのに伴って、2次的に形成されたとすれば説明できる。なお、正断層によってすべり面の一部は変位しているが、これは地すべり移動と正断層がほぼ同時であり、しかもすべり面は他にも多数存在していると考えれば説明は可能である。このような例は地すべり地によく知られている (たとえば、田近, 1995)。したがって、Loc.B~C 付近では全体として大賀地域の上下関係を保ちつつ、部分的にはその不整合面付近で地すべり移動の動きをしたものが現在現れていると推定される。

成羽層群とそれを覆う石灰岩体の構造関係

(1) 構造関係の既存の解釈

第 13 図は大賀地域を中心にこれまでに提案されてい



第13図 「大賀の押し被せ」に対する従来の地質構造解釈。

- (a) 低角逆断層によるナップという考え方
 (b) 白亜紀の基底礫岩という考え方
 (c) 起伏にとんだ不整合面という考え方

る構造関係の解釈の違いを示したものである。すでに述べたように、成羽層群とその北西の石灰岩および緑色岩類との関係については小澤（1924）が“大賀の押し被せ”露頭を指摘して以来、石灰岩と緑色岩類は成羽層群の上に衝上したナップであると考えられてきた（小澤，1924）。これは概念的に表せば、第13図（a）のようなものであろう。

しかし、小澤の指摘した露頭の一部はその後の調査で疑問視されたものもある（吉村，1961；楠見ほか，1965）のをはじめ、1970年代になって沖村・長谷（1973）はそれらの石灰岩の一部が関門層群相当層（硯石層群）の基底礫岩である可能性を指摘した（第13図（b））。これは当地域北方の“枝の不整合”で見られるのと同様の石灰岩巨礫が大賀地域などにも広く分布しているとするものである。また、その後大藤（1985）は石灰岩と成羽層群との境界部は密着していて破碎帯のようなものは見られないことと、両者の境界には多少の起伏があることから、基本的には不整合であると解釈した（第13図（c））。ただし、最近、藤本ほか（1994）は新しい露頭で石灰岩を伴う緑色岩類が成羽層群の上を覆い、しかもその間に低角度の断層の存在することを指摘している（第13図（a）の考えといえる）。

(2) 大賀付近における成羽層群、石灰岩、緑色岩類の関係

前述したように、筆者らの調査によれば、大賀地域では基本的に成羽層群の砂岩・頁岩上に緑色の火山岩類、石灰岩という順序で載っている。そして、露頭分布と新たな大露頭での状況から、石灰岩およびこれに伴う緑色岩類は沖村・長谷（1973）の指摘したように前期白亜紀の関門層群相当層の一部と考えるのが妥当であろう。たとえば、(i) 石灰岩と火山岩類を併せたものは全体として砂岩・頁岩よりなる成羽層群を覆うように分布してい

ること、(ii) その基底面は谷状を呈しており、浸食によって生じた成羽層群上の谷を埋積していること、(iii) 火山岩類は層序的に石灰岩の下位に位置しているが、両者は混在しているところも多いこと、(iv) 地表に露出している石灰岩は塊状にみえるが、大きな露頭でみるとほとんど連続的なものは確認できないこと、(v) “緑色岩類（塩基性火山岩類）”とされてきたものは、変質が著しいものの、原岩は関門層群の火山岩類と同様の安山岩ないし安山岩質火砕岩の可能性のあること、などの理由を挙げることができる。

以上のことから、前期白亜紀に関門層群相当層の一部として石灰岩のブロックが火山岩類と混在しながら成羽層群上を不整合で覆ったと考えるのが妥当であろう。石灰岩や火山岩類が成羽層群を不整合で覆ったのち、ごく一部の浸食を免れた部分が現在残存しているものと考えられる。ただし、成羽層群の頁岩上に直接安山岩質凝灰岩が載る部分などではそれに沿ってすべりを生じているようである。露頭では石灰岩とともに火山岩類の多くも角礫化しており、これは地表近くでの地すべり移動の結果と考えられる。

地すべり移動による構造は、地下深部で形成されたテクトニックな構造ではなく、むしろごく地表近くで形成された非テクトニックな構造といえる。ただし、これが比較的最近生じたものか、多少地質時代を遡った時期に生じたものかは明かではない。“大賀の押し被せ”露頭では現在破碎構造は見られないものの、小澤（1924）の調査当時、このような“低角断層”が周辺に見られ、その根拠になっているとすれば、ナップの存在は否定されるべきであろう。いずれにせよ、こうした非テクトニック構造の存在はわが国のような急峻地形での構造として、こうした構造関係の議論では重視されるべきであろう。なお、本地域の構造関係については原時点でも検討

すべき課題は多く、火山岩類や頁岩の構成物の検討も含めて引き続き様々な視点から慎重に検討を進めていく必要がある。

ま と め

「大賀の押し被せ」として地質的に広く知られてきた岡山県川上町の上部トリアス系成羽層群と石灰岩体との構造関係を把握するため、詳細な露頭分布の調査と農道工事によって新たに現れた露頭観察を進めてきた。その結果、以下のような事柄が明らかになった。

- (1) 成羽層群は大局的には大きな向斜構造をなしているが、北翼部などの周辺には小規模な背斜・向斜構造が多数存在している。
- (2) 大賀地域においては砂岩・頁岩よりなる成羽層群上を石灰岩および緑色の火山岩類（火砕岩を含む）が覆っている。後2者は起伏に富んだ成羽層群上の凹地を埋めるような分布形態をとっている。
- (3) 火山岩類は大局的には石灰岩の下位に位置しているが、両者が混在しているところも見られる。また、石灰岩は露頭では連続的なところは少ない。
- (4) “緑色岩類”とよばれる火山岩類は、変質が著しいものの、原岩は安山岩質の溶岩ないし火砕岩の可能性もある。礫状石灰岩は一般に関門層群相当層の基底部に多いことから、大賀地域の石灰岩もこれに相当する可能性が高い。
- (5) したがって、成羽層群上の石灰岩は白亜紀に周辺の急崖からブロックとして移動し、成羽層群上にそれを不整合に覆って再堆積したものと推定される。その間に火山岩類や火砕岩類も堆積したと考えれば、地質分布の説明は可能である。
- (6) ただし、不整合面およびその直下の成羽層群の炭質頁岩では層理面に沿って地すべり移動した可能性もあり、そのようなすべり面が一見低角の断層状を呈している。山砂利層の分布からみてもこの地域は古第三紀以降長期間にわたって風化・劣化を受けてきた可能性があり、しかもすべり面になりやすい成羽層群の炭質頁岩が広く分布することを考えれば、そうした非テクトニック構造の形成は十分考え得る。

謝辞：本研究を進めるにあたっては岡山大学理学部の鈴木茂之先生および当時大学院生であった宝谷周さんには現地調査に同行いただいたのをはじめ多くのご教示を得た。また、火山岩類については島根大学大学院の麻原慶憲さんにご教示をいただいた。さらに、復建調査設計(株)岡山支店の田中元氏にも多くの便宜を図っていただいた。記して謝意を表します。

文 献

- 中国地方土木地質図編纂委員会編, 1984, 中国地方土木地質図および同解説書, 412 pp.
- 中国四国農政局計画部, 1964, 昭和38年度地すべり防止事業調査報告, -中国四国地方の地すべり-, 4-14, 35-36.
- 藤本 睦・於保幸正・平山恭之, 1994, 岡山県大賀南部における非変成古生層と上部三疊系成羽層群の間の衝上断層, 地質雑, 100, 709-712.
- 今村外治・楠見 久, 1951, 岡山県小田郡稲倉村地方の所謂硯石層群について, 広島大学地学研究報告, 1, 1-14.
- 今村外治・長谷 晃・多井義郎・小島丈児, 1984, 日本地方地質誌, 中国地方(新版), 朝倉書店, 383 pp.
- 河合正虎, 1957, 中国山地における後期中生代の地殻変動について, 地質雑, 63, 289-299.
- 小林貞一・堀越義一・東大昭和11年中期生, 1937, 吉備高原の地史に就いて, 地質雑, 44, 797-821.
- 楠見 久・吉村典久・片山貞昭, 1965, 岡山県成羽町北西地域の地質, 広島大学地学研究報告, 14, 397-425.
- 日本の地質「中国地方」編集委員会編, 1987, 日本の地質7「中国地方」, 共立出版(株), 290 pp.
- 岡山県, 1992, 第1-2号単県砂防調査委託名原報告書, 岡山県高梁振興局.
- 沖村雄二・長谷 晃, 1973, 岡山県成羽町北西部の“大賀衝上”, 梅垣嘉治先生退官記念文集, 113-120.
- 大藤 茂, 1985, 岡山県大賀地域の非変成古生層と上部三疊系成羽層群の間の不整合の発見, 地質雑, 91, 779-786.
- 小澤儀明, 1924, 中生代末の大押し被せ, 地質雑, 31, 318-319.
- Ozawa, Y., 1925, The Post-Paleozoic and late-Mesozoic earth-movements in the Inner Zone of Japan *Jour. Fac. Sci., Imp. Univ. Tokyo*, ser.2, 1, 91-104.
- 大石三郎, 1931, 備中成羽地方上部三疊紀層に就いて, 地質雑, 38, 1-8.
- 大塚尚男, 1966, 岡山県成羽町北西地域の中生層について, 岡山大学地学研究報告, 1, 97-102.
- 佐野弘好・飯島康夫・服部弘通, 1987, 中国山地中央部秋吉帯古生界の層序, 地質雑, 93, 865-880.
- 鈴木茂之・小坂丈予・光野千春・昭和61年度岡山大学地学科進級論文履修生一同, 1990, 岡山県川上郡成羽地域の中古生界および三疊系にみられる褶曲の構造解析, 地質雑, 96, 371-377.
- 鈴木茂之・D.K. Asiedu, 1995, 日本地質学会第102年学術大会見学旅行案内書, 日本地質学会, 95 pp.

- 田近 淳, 1995, 堆積岩を起源とする地すべり堆積物の内部構造と堆積層, 地下資源調査所報告, no.67, 59-145.
- 田中 元・山田琢哉・濡木輝一・鈴木茂之・宝谷 周・戸谷 守, 1996, 成羽層群地すべりに見られる地形・地質規制, 日本応用地質学会平成8年度研究発表講演要旨集, 229-232.
- 寺岡易司, 1959, 岡山県成羽町南域の中・古生層, 特に上部三畳系成羽層群について, 地質雑, 65, 494-504.
- 徳山 明, 1960 a,b, 大賀周辺の三畳系とその変形 (第1部 岩相), (第2部 小構造の研究), 地質雑, 66, 742-752, 800-811.
- 通商産業省, 1967, 昭和41年度広域調査調査報告書「成羽川地域」, 19 pp.
- 内山博之・山田琢哉・田中 元・鈴木茂之, 1992, 成羽層群の地質構造と地すべり, 第31回地すべり学会研究発表講演集, 67-68.
- 宇都浩三・平井寿敏・荒井章司, 1986, 西南日本の超苦鉄質岩塊を含有するアルカリ玄武岩類のK-Ar年代, 三鉱学会講演要旨集, 115.
- 横山忠正・長谷 晃・沖村雄二, 1979, 高山石灰岩の堆積相, 地質雑, 85, 11-25.
- 吉村典久, 1961, 中国地方中部大賀台地の古生層の層序と構造, 広島大学地学研究報告, no.10, 1-36.

(受付: 1998年9月30日, 受理: 1998年10月15日)