

地域地質研究報告

5 万分の 1 地質図幅

秋田 (6) 第1号・第2号

NJ-54-25-1, 5, NK-54-30-8

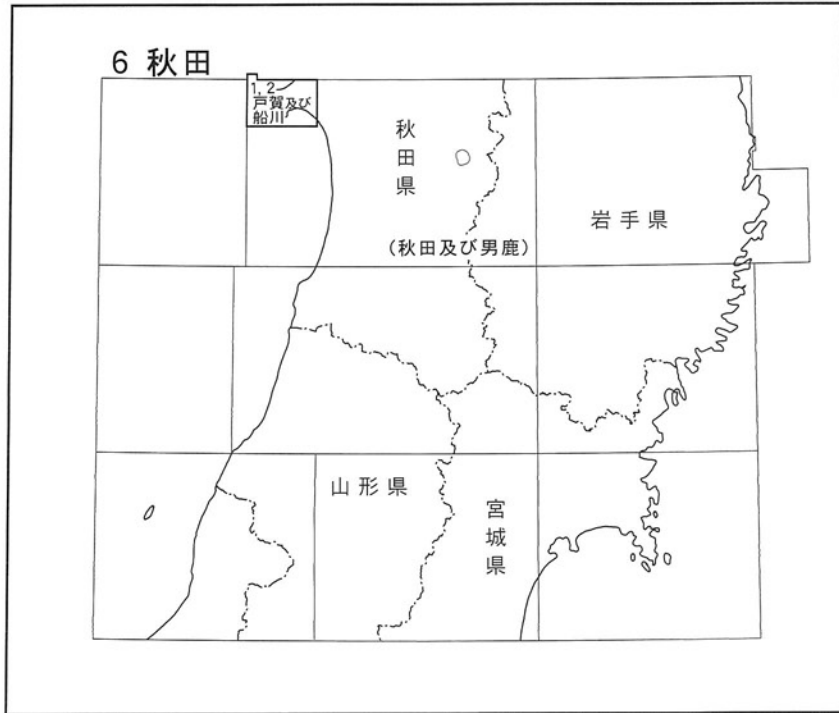
## 戸賀及び船川地域の地質 (第2版)

鹿野和彦・大口健志・柳沢幸夫・粟田泰夫・小林紀彦・佐藤雄大・  
林 信太郎・北里 洋・小笠原憲四郎・駒澤正夫

平成 23 年

独立行政法人 産業技術総合研究所  
地質調査総合センター

位置図



( ) は1:200,000図幅名

5万分の1地質図幅索引図  
Index of the Geological Map of Japan 1:50,000

|  |  |   |
|--|--|---|
|  | 5-51<br>羽後浜田<br>Ugo-Hamada<br>NK-54-30-4<br>(1985)   | 5-52<br>森岳<br>Moritake<br>NK-54-24-16<br>(1985) |
|  | 6-1,2<br>戸賀及び船川(第2版)<br>Toga and Funakawa (2nd Edition)<br>NJ-54-25-1, 5, NK-54-30-8<br>(2011) | 6-3<br>五城目<br>Gojōme<br>NJ-54-19-13<br>(1970)   |
|  | 6-11<br>秋田<br>Akita<br>NJ-54-19-14<br>(1977)   |   |



## 戸賀及び船川地域の地質（第2版）

鹿野和彦\*・大口健志\*\*・柳沢幸夫\*・粟田泰夫\*\*\*・小林紀彦†・佐藤雄大††・  
林 信太郎\*\*・北里 洋†††・小笠原憲四郎\*\*\*\*・駒澤正夫\*

本書は、産業技術総合研究所地質調査総合センターが自ら調査・編集した5万分の1地質図幅「戸賀及び船川」を補足し解説することを目的に当該地域の地質に関する研究成果をまとめた報告書である。地質調査総合センターの5万分の1地質図幅は国土地理院発行5万分の1地形図にその図郭を合わせるのが原則であるが、5万分の1地質図幅「戸賀及び船川」では、利用者の利便性を考慮して、国土地理院発行5万分の1地形図「戸賀」と「船川」とを併せて「戸賀及び船川」地域と称して1枚の図とし、また、これに合わせて報告書でも両地域の地質を一括して記述する。

戸賀及び船川地域は男鹿半島及び八郎潟など秋田平野側との間の低地を占める。そのうち、男鹿半島は、秋田油田地域に隣接し露頭が良く連続することから、早くから秋田油田地域に分布する地層の模式地とされ、その地質は、石油資源開発に関連して地質調査所（地質調査総合センターの前身）や企業、大学の研究者によって詳しく調査されてきた。1959年に故藤岡一男秋田大学名誉教授がそれまでの成果を5万分の1地質図幅「戸賀」「船川」の2枚の地質図と、それらを一括した5万分の1地質図幅説明書「戸賀・船川」にまとめ、ほかの地域に先駆けて男鹿半島の層序学的枠組みを示すと、これが、秋田油田のみならず、新潟、能登、山陰など各地の新生界の対比基準として参照されることとなった。しかし、出版から50年以上を経た現在の視点で振り返ってみると、その後の研究の進展に伴い、層序・構造ともに大幅な修正が必要となっている。そこで、地震防災対策資料提供の一環として行われた特定観測地域総括地質図「秋田県西部及び山形県西北部」の研究（平成11年度～平成17年度）を契機に、その層序学的重要性に鑑み、当該地域の地質を見直して、5万分の1地質図幅「戸賀及び船川」の改訂版（第2版）を出版することにした。

改訂に当たっては、特定観測地域総括地質図「秋田県西部及び山形県西北部」の研究（平成11年度～平成17年度）での予察調査に基づいて、主要な地層の分布と構造については1959年出版の5万分の1地質図幅「戸賀・船川」を生かすことができると判断し、1) 男鹿半島の西部に分布する赤島層・門前層・台島層の層序区分と分布、2) 西黒沢層／女川層境界、3) 真山珪藻泥岩の層位、4) 船川層の層序区分、5) 北浦層から鮪川層までの層序区分、6) 段丘堆積物など中部～上部更新統の層序と分布、7) 寒風山火山の層序区分などについて重点的に見直し地質図を修正・編集した。

門前層・野村川層・台島層の層序区分と分布については、小林紀彦と佐藤雄大がそれぞれ秋田大学大学院工学資源学研究所博士論文、筑波大学大学院生命環境科学研究科修士論文・博士論文研究の一環として取り組み、鹿野、大口、小笠原が指導してまとめた成果に基づいている。

西黒沢層から船川層にかけての層序区分については、石油資源開発株式会社の微化石調査資料と渡辺真人主任研究員（地質情報研究部門）の博士論文に、鹿野と柳沢が現地調査を加えて検討した。西黒沢層と女川層との地層境界を見直すにあたっては、小笠原と鹿野の指導の下、廣部嘉祥さんがまとめた筑波大学自然学類地球科学専攻卒業論文を参照し、これに関連するそれまでの報告の妥当性を検討した。また、船川層の層位を検討し、これを細分して再定義するにあたっては、秋田大学工学資源学部西川 治講師の指導で吉田昌幸さんがまとめた未公表調査資料を参照させていただいた。

北浦層から鮪川層にかけての層序と分布は北里の東北大学大学院理学研究科修士論文をおおむね踏襲し、これに小泉格北海道大学大学院名誉教授、佐藤時幸秋田大学大学院教授ほかによる微化石層序を加味して模式となるようまとめた。

段丘堆積物など中部～上部更新統の層序と分布については、白石建雄秋田大学名誉教授の最新のまとめがあり、これを助けとして、5万分の1地質図幅「能代」、同「森岳」、同「羽後浜田」地域の調査に関連して粟田が得た調査資料などに基づいて記述した。また、寒風山火山については林の未公表資料に基づいて記述した。

本報告をまとめるに要した現地調査は平成17年度から平成19年度にかけて鹿野と大口、柳沢が行った。調査日数は53日で、そのほか特定観測地域総括地質図「秋田県西部及び山形県西北部」の研究（平成11年度～平成17年度）に関連して先行調査を15日間行っているが、これらの大部分は層序学的問題の検討に費やした。

地質図の編集に当たっては、石油資源開発株式会社国内探鉱部、同秋田鉱業所、国際石油帝石株式会社国内事業本部開発ユニット、秋田県の岡本金一専門主幹、渡辺真人主任研究員（地質情報研究部門）に資料を提供していただいた。また、重力図の編集に当たっては、石油資源開発株式会社から未公表の重力測定データを提供していただいた。

本報告をまとめるに当たって、国立科学博物館の植村和彦主任研究官には未公表の台島植物群を構成する化石種一覧

と産出化石の産地を掲載させていただくとともに、地質学的意義についてご教示いただいた。野田浩司・筑波大学名誉教授には男鹿半島南岸西黒沢層上部から産する生痕化石を同定していただいた。谷 健一郎（海洋研究開発機構）、岩野秀樹・檀原 徹（京都フィッシュン・トラック）、石塚 治（地質情報研究部門）の方々には、それぞれ異なる手法で測定した赤島層の未公表放射年代値の引用を許可していただいた。また、中野 俊主任研究員（地質情報研究部門）には粗稿について細部にわたって目を通して問題となる点を指摘していただいた。最終原稿については、的場保望・秋田大学名誉教授に全般に目を通していただきご意見を賜った。なお本報告の地質年代尺度はおおむね Gradstein *et al.* (2004) に従っているが、新第三紀と第四紀との境界は、2009年の IUGS 勧告に従ってピアセンジアン (Piacenzian) 期とジェラシアン (Gelasian) 期との境界とした。また、古第三紀と新第三紀を合わせた地質時代区分としてこれまで使用されてきた第三紀については、すでに廃止されており、本報告でも、文献の引用上やむを得ない場合を除いて使用しない。薄片作成は、地質標本館の大和田 朗、佐藤卓見、福田和幸による。

(平成 22 年度原稿)

---

所 属

- \* 地質情報研究部門
- \*\* 秋田大学
- \*\*\* 活断層・地震研究センター
- \*\*\*\* 筑波大学大学院
- † 秋田大学大学院（現在：国際石油帝石開発(株)）
- †† 筑波大学大学院（現在：国土地理院）
- ††† 海洋研究開発機構

Keywords: Geological map of Japan 1: 50,000, Late Cretaceous, Paleocene, Eocene, Oligocene, Miocene, Pliocene, Pleistocene, Holocene, Akashima Formation, Monzen Formation, Nomuragawa Formation, Daijima Formation, Nishikurosawa Formation, Onnagawa Formation, Funakawa Formation, Minamihirasawa Formation, Nishimizuguchi Formation, Kitaura Formation, Wakimoto Formation, Shibikawa Formation, Toga volcano, Upper Kanegasaki terrace deposits, Lower Kanegasaki terrace deposits, Kami-Shinzan terrace deposits, Shimo-Shinzan terrace deposits, Katanishi Formation, Iriai Formation, Aikawa terrace deposits, Kotokawa terrace deposits, Hakoi Formation, Yumoto travertine, Kanpu-Zan volcano, Megata volcano, Hashimoto Formation, Hachiro-gata lagoon deposits, Coastal sand dune deposits, Beach deposits, Reclaimed land

## 目 次

|      |                      |     |
|------|----------------------|-----|
| 第1章  | 地 形                  | 1   |
| 第2章  | 地質概説                 | 6   |
| 2.1  | 研究史                  | 6   |
| 2.2  | 層 序                  | 22  |
| 2.3  | 層序区分と対比上の問題点         | 27  |
| 2.4  | 地質構造                 | 31  |
| 第3章  | 上部白亜系、上部始新統及び下部中新統   | 34  |
| 3.1  | 赤島層                  | 34  |
| 3.2  | 門前層                  | 36  |
| 3.3  | 野村川層                 | 45  |
| 3.4  | 台島層                  | 51  |
| 3.5  | 貫入岩                  | 55  |
| 第4章  | 中部中新統～上部中新統          | 56  |
| 4.1  | 西黒沢層                 | 56  |
| 4.2  | 女川層                  | 62  |
| 4.3  | 船川層                  | 66  |
| 第5章  | 鮮新統～中部更新統            | 67  |
| 5.1  | 南平沢層                 | 67  |
| 5.2  | 西水口層                 | 70  |
| 5.3  | 北浦層                  | 71  |
| 5.4  | 脇本層                  | 75  |
| 5.5  | 鮪川層                  | 75  |
| 5.6  | 金ヶ崎高位段丘堆積物           | 79  |
| 5.7  | 金ヶ崎低位段丘堆積物           | 79  |
| 5.8  | 上真山段丘堆積物             | 80  |
| 第6章  | 戸賀火山噴出物              | 81  |
| 第7章  | 上部更新統～完新統            | 86  |
| 7.1  | 下真山段丘堆積物             | 86  |
| 7.2  | 潟西層                  | 86  |
| 7.3  | 五里合層及び相川・琴川段丘堆積物     | 88  |
| 7.4  | 箱井層                  | 89  |
| 7.5  | 湯本トラバーチン             | 89  |
| 7.6  | 橋本層、海岸低地堆積物及び谷底平野堆積物 | 90  |
| 7.7  | 海岸砂丘・浜堤堆積物及び海浜堆積物    | 92  |
| 7.8  | 干拓地及び埋立地             | 92  |
| 第8章  | 寒風山火山噴出物             | 93  |
| 第9章  | 目潟火山噴出物              | 98  |
| 第10章 | 地質構造                 | 102 |
| 第11章 | 重力異常と密度構造            | 104 |
| 11.1 | 重力データの編集             | 104 |
| 11.2 | 重力データの処理             | 104 |
| 11.3 | 重力異常の概要              | 105 |
| 11.4 | 表層密度推定               | 106 |
| 11.5 | 残差重力図                | 106 |
| 11.6 | 重力基盤図                | 108 |

|                    |     |
|--------------------|-----|
| 第12章 応用地質          | 109 |
| 12. 1 石油・天然ガス及び珪藻土 | 109 |
| 12. 2 石材・砕石        | 110 |
| 12. 3 湧水           | 111 |
| 12. 4 温泉           | 111 |
| 12. 5 自然災害         | 111 |
| 文献                 | 113 |
| Abstract           | 124 |

## 図・表目次

|   |       |
|---|-------|
| 第1. 1図 男鹿半島及び周辺地域の地形                          | 1     |
| 第1. 2図 海側から見た男鹿半島西岸                           | 2     |
| 第1. 3図 本山東側斜面, 航空自衛隊本山レーダー基地へ向かう道路からの遠望       | 2     |
| 第1. 4図 潟西段丘の旧汀線高度分布                           | 3     |
| 第1. 5図 五里合低地東側における潟西段丘の分布面高度                  | 3     |
| 第1. 6図 八郎潟の湖底地形と底質分布                          | 3     |
| 第1. 7図 八望台から望む一ノ目潟, 二ノ目潟及び三ノ目潟                | 4     |
| 第1. 8図 南西, 馬生目から見た寒風山の景観                      | 4     |
| 第2. 1図 男鹿半島新生界層序区分の変遷                         | 7     |
| 第2. 2図 大橋(1930)の男鹿半島地質図とその凡例                  | 8     |
| 第2. 3図 藤岡ほか(1954)の男鹿半島地質図                     | 9     |
| 第2. 4図 5万分の1地質図幅「戸賀・船川」旧版の地質総括図               | 10    |
| 第2. 5図 男鹿半島上部中新統～更新統古地磁気層序                    | 12    |
| 第2. 6図 北浦層有孔虫化石・石灰質化石群集                       | 13    |
| 第2. 7図 男鹿半島における底生有孔虫化石層序区分と中新統～更新統の水深変化       | 14    |
| 第2. 8図 珪藻質泥岩の微化石層序に基づく西黒沢層, 女川層及び船川層の層序学的位置づけ | 16    |
| 第2. 9図 西黒沢周辺における西黒沢層・女川層珪藻化石層序                | 17    |
| 第2.10図 北浦層とその上下の地層に挟まれている凝灰岩鍵層の記号と特徴, 模式地     | 18    |
| 第2.11図 戸賀及び船川地域の地質総括図                         | 22-23 |
| 第2.12図 男鹿半島及び秋田周辺地域に分布する船川層の珪藻化石帯に基づく対比       | 28    |
| 第2.13図 秋田県に分布する油田の坑井で用いられている“秋田地域標準層序”        | 29    |
| 第2.14図 有孔虫化石層序に準拠した“秋田地域標準層序”と桂根相, 申川タフとの対比   | 30    |
| 第2.15図 秋田・新潟油田地域と男鹿半島の層序対比                    | 32    |
| 第3. 1図 入道崎とその周辺地域の地質図                         | 34    |
| 第3. 2図 赤島層を構成する岩相                             | 35    |
| 第3. 3図 門前層柱状図                                 | 36-37 |
| 第3. 4図 舞台島玄武岩火砕丘の断面                           | 38    |
| 第3. 5図 竜ヶ島デイサイト中のラハール堆積物                      | 39    |
| 第3. 6図 竜ヶ島デイサイト最上部の軽石流堆積物                     | 39    |
| 第3. 7図 長楽寺玄武岩中の堆積物と枕状溶岩                       | 40    |
| 第3. 8図 長楽寺玄武岩中の重複岩脈                           | 41    |
| 第3. 9図 長崎デイサイトを構成する火砕流堆積物                     | 42    |
| 第3.10図 毛無山安山岩中の水冷破碎溶岩                         | 42    |
| 第3.11図 潮瀬ノ岬砂礫岩中の玄武岩質安山岩スコリア堆積物                | 43    |
| 第3.12図 玄武岩質安山岩火砕岩を覆う砂岩                        | 43    |
| 第3.13図 真山流紋岩とこれに不整合に重なる野村川層                   | 44    |
| 第3.14図 真山流紋岩基底の砂岩礫岩                           | 44    |
| 第3.15図 野村川デイサイト I を構成するデイサイト溶結火山礫凝灰岩          | 47    |

|        |  |     |
|--------|--|-----|
| 第3.16図 | 野村川玄武岩を構成する玄武岩質安山岩溶岩   | 48  |
| 第3.17図 | 野村川玄武岩中のスコリア火山礫岩   | 48  |
| 第3.18図 | 本山火道充てん堆積物を構成する強溶結デイサイト凝灰岩の偏光顕微鏡写真                               | 49  |
| 第3.19図 | 館山崎及び周辺地域の地質図  | 49  |
| 第3.20図 | 館山崎デイサイトを構成する軽石火山礫凝灰岩とその中に発達する凝灰岩脈                               | 50  |
| 第3.21図 | 館山崎地質図   | 50  |
| 第3.22図 | 潮瀬ノ岬地質図  | 51  |
| 第3.23図 | 椿から台島東側の沢にかけて分布する台島層の柱状図   | 52  |
| 第3.24図 | 野村川デイサイト I 上面のチャンネルを充てんする台島層礫岩                                   | 52  |
| 第3.25図 | 潮瀬ノ岬海食崖における台島層柱状図  | 52  |
| 第3.26図 | 男鹿半島西部における岩脈の分布  | 54  |
| 第4. 1図 | 西黒沢付近における西黒沢層・女川層柱状図   | 56  |
| 第4. 2図 | 西黒沢南方, 地点 16' での珪藻化石層序   | 57  |
| 第4. 3図 | 西黒沢南方, ルート 17 での珪藻化石層序   | 58  |
| 第4. 4図 | 戸賀湾南西方, 地点 20 での珪藻化石層序   | 58  |
| 第4. 5図 | 真山から南岸にかけての西黒沢層・女川層岩相分布概念図                                       | 59  |
| 第4. 6図 | 男鹿半島南岸, 台島付近に分布する西黒沢層の砂岩とシルト岩                                    | 60  |
| 第4. 7図 | 西黒沢層動物化石産地   | 61  |
| 第4. 8図 | 男鹿半島南岸, 女川層基底付近の“硬質頁岩”   | 63  |
| 第4. 9図 | 相川上流, 下真山付近における珪藻化石層序  | 64  |
| 第5. 1図 | 南平沢凝灰岩柱状図  | 67  |
| 第5. 2図 | 南平沢凝灰岩露頭   | 68  |
| 第5. 3図 | 南平沢凝灰岩基底面に認められる流痕  | 68  |
| 第5. 4図 | 南平沢層露頭   | 69  |
| 第5. 5図 | 野村漁港における西水口層露頭スケッチ   | 70  |
| 第5. 6図 | 生鼻崎から西方へ続く北浦層大露頭のスケッチと層序   | 72  |
| 第5. 7図 | 北浦層中の凝灰岩鍵層 Km2, Km3, Km4, Hm9, Hm10 柱状図                          | 73  |
| 第5. 8図 | 生鼻崎大露頭における北浦層中シルト岩砂岩中の底生有孔虫化石産出例                                 | 74  |
| 第5. 9図 | 鮪川層中の男鹿パミスタフ   | 76  |
| 第5.10図 | 安田海岸海食崖における鮪川層・潟西層岩相柱状図とその堆積学的解釈                                 | 77  |
| 第5.11図 | 安田海岸海食崖における鮪川層・潟西層の堆積相柱状図と、<br>それから推定される堆積場の水深変化、及び酸素同位体変動曲線との対比 | 78  |
| 第5.12図 | 安田海岸海食崖における鮪川層・潟西層露頭スケッチ   | 79  |
| 第6. 1図 | 戸賀火山噴出物の分布, 古流向と火口の位置  | 81  |
| 第6. 2図 | 戸賀火山の形成過程と噴出物の火口内における流動定置モデル                                     | 83  |
| 第7. 1図 | 戸賀湾東側丘陵に分布する下真山段丘堆積物の露頭  | 86  |
| 第7. 2図 | 潟西丘陵とその周辺地域に分布する潟西層の柱状図  | 87  |
| 第7. 3図 | 模式地における箱井層の露頭スケッチと柱状図  | 89  |
| 第7. 4図 | 八郎潟中央部におけるポーリング柱状図   | 90  |
| 第7. 5図 | 能代砂丘の分布と地質断面   | 91  |
| 第7. 6図 | 天王砂丘の分布と柱状図  | 91  |
| 第8. 1図 | 寒風山火山噴出物の区分と層序関係   | 93  |
| 第8. 2図 | 寒風山火山の第1火口と第2火口  | 95  |
| 第9. 1図 | 一ノ目潟東側の模式露頭における目潟火山噴出物柱状図  | 98  |
| 第9. 2図 | 一ノ目潟火山噴出物の層厚分布   | 99  |
| 第9. 3図 | 三ノ目潟火山噴出物の産状   | 100 |
| 第9. 4図 | 三ノ目潟火山噴出物の層厚と最大粒径の分布   | 100 |
| 第11.1図 | 5万分の1地質図幅「戸賀及び船川」地域の重力異常図  | 105 |
| 第11.2図 | 寒風山地域及び本山地域における上方接続残差比較 (CVUR) 法による密度推定                          | 106 |

|        |  |         |
|--------|--|---------|
| 第11.3図 | 5万分の1地質図幅「戸賀及び船川」地域の上方接続残差図                          | 107     |
| 第11.4図 | 5万分の1地質図幅「戸賀及び船川」地域の重力基盤図                            | 108     |
| 第12.1図 | 男鹿半島東縁の油田ガス田   | 109     |
| 第12.2図 | 申川油田の東西断面図   | 110     |
| 第3.1表  | 赤島層デイサイト溶結火山礫凝灰岩のジルコンのフィッショントラック年代                   | 36      |
| 第3.2表  | 台島植物群を構成する化石種一覧                                      | 53      |
| 第4.1表  | 西黒沢層産動物化石一覧  | 62      |
| 第4.2表  | 戸賀塩浜, 秋田大学臨海実習所南側の沢上流に分布する女川層シルト岩中の珪藻化石一覧            | 65      |
| 第5.1表  | 南平沢凝灰岩のジルコンのフィッショントラック年代測定結果                         | 69      |
| 第5.2表  | 鮪川層・潟西層を構成する堆積相                                      | 77      |
| 第6.1表  | 戸賀火山噴出物中の軽石の化学組成                                     | 82      |
| 第6.2表  | 戸賀火山噴出物中の珪藻化石一覧                                      | 84      |
| 第8.1表  | 寒風山火山溶岩モード組成   | 96      |
| 第8.2表  | 寒風山火山溶岩全岩化学組成  | 96      |
| 第12.1表 | 温泉一覧   | 111     |
| Fig. 1 | Geological summary of the Toga and Funakawa district | 124-125 |



# 第1章 地 形

(鹿野和彦)

「戸賀及び船川」地域は、国土地理院発行5万分の1地形図「戸賀」と「船川」とを併せた地域で、世界座標系の北緯39°50'10"～40°00'10"、東経139°29'48"～139°59'48"（日本座標系の東経139°30'～140°00'、北緯39°50'～40°00'）の範囲にある。ただし、北緯40°00'10"を超えてその北側にある入道崎とその北方500m沖合の水島も国土地理院にならって、「戸賀及び船川」地域に入れてある。「戸賀及び船川」地域にかかる地方自治体は旧男鹿市と旧南秋田郡若美町とが合併した男鹿市と、潟上市（旧天王町）、南秋田郡大潟村である。

「戸賀及び船川」地域の主要部は、男鹿半島が占める。また、男鹿半島の東側には、干拓された八郎潟がある（第1.1図）。

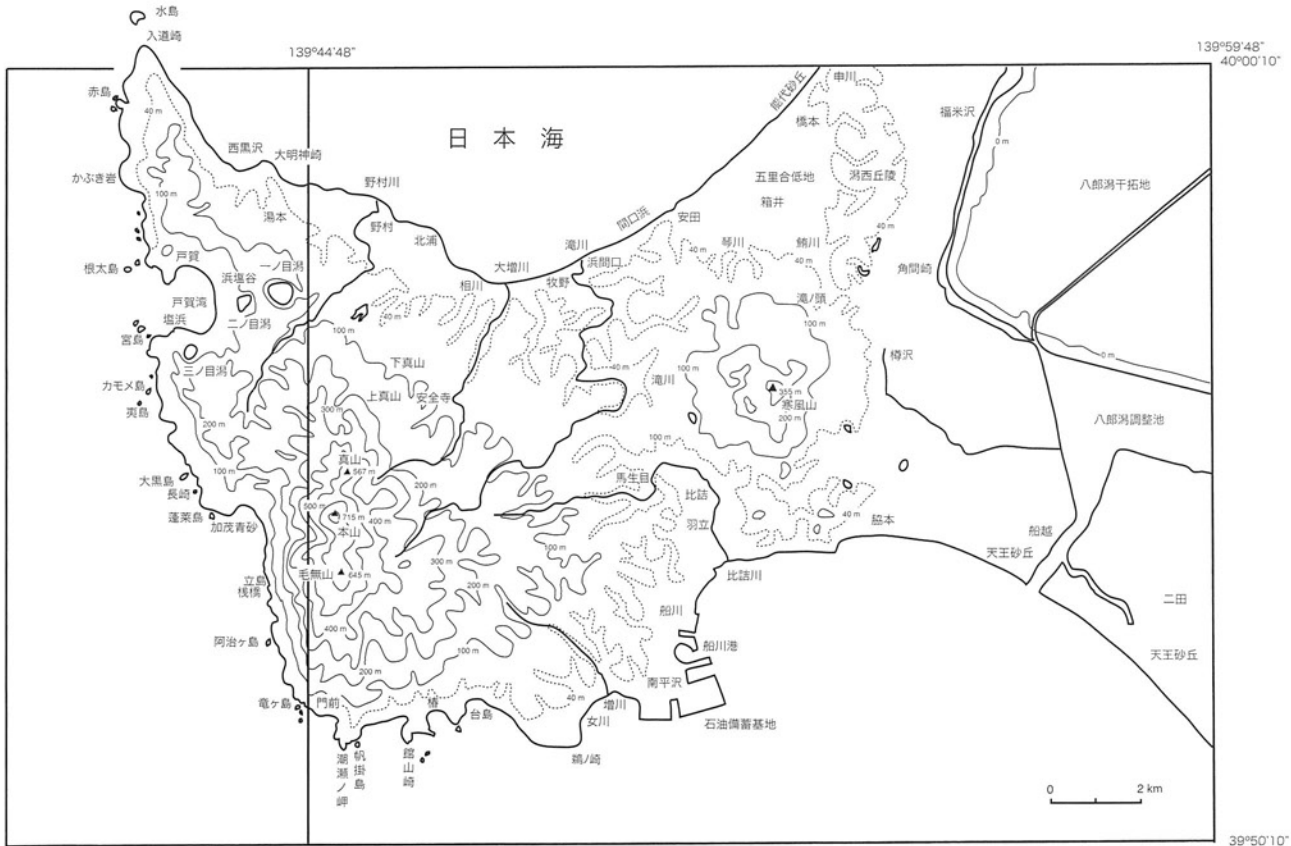
八郎潟は、秋田市東側の太平山から北へと延びる太平山地と男鹿半島との間の低地を占める潟湖で、八郎潟と男鹿半島とは南側の船川湾との間にある砂丘（天王砂丘）と男鹿半島北東端から能代へと続く砂丘（能代砂丘）で

繋がっている。

男鹿半島の東部は八郎潟に面して低地から緩やかに立ち上がる起伏の緩やかな丘陵で、西部は起伏に富んだ山地となっている。この男鹿半島の地形は地質と深く関係している。

男鹿半島西部は後期白亜紀～前期中新世の火山岩が分布しており、後期始新世～前期中新世の火山岩が堆積する南岸の本山門前（以後門前という）から北岸の野村川にかけては、真山（標高567m）、本山（標高715m）、毛無山（標高677m）などが、ほぼ南北に連なる。この山稜の西側は急斜面となって日本海に没し、山稜の北々西側と東側は次第に高度を減じて緩やかに傾斜した平坦面に漸移する。

西側の急斜面は火山岩が広い範囲に露出し、複雑に入り組んだ海岸線と点在する岩とが見事な景観を織りなしている（第1.2図）。一方、毛無山から本山を経て真山へと連なる山稜の東側であって、山稜と平坦面との間の



第1.1図 男鹿半島及び周辺地域の地形  
国土地理院発行20万分の1地勢図「男鹿」を基に作成。

緩斜面を占めるのは、中期中新世～更新世の堆積岩である。それらは暁新世～前期中新世の火山岩を被覆し北東側に緩く傾斜して広がる。その緩斜面の先に広がる平坦面は海成段丘で、面の高い方から順に、上真山、下真山、かたにし あいかわ ことかわ 潟西、相川・琴川段丘に区分でき、いずれも北東側に緩く傾斜している（第1.3図、第1.4図）。現存する段丘面の最大標高は、それぞれ180、120、80、40 mで、20万年前から8万年前もしくは、若干後の時期にかけて形成されたと考えられている（例えば、白井・多田、1997；白石、2000；Shirai and Tada, 2000, 2002）。この

ほか、局所的ではあるが、男鹿半島西側、かねがさき 金ヶ崎温泉から一ノ目潟にかけては、現存する面の最大標高がそれぞれ290 m、240 mの金ヶ崎高位段丘、金ヶ崎低位段丘と呼ぶ二つの平坦面が認められる。また、いけあひ 五里合低地にあって箱井はこいの南側、しびかわ 鮎川付近では、潟西面を構成する堆積物（潟西層）を不整合に覆う2～3万年前の湖沼堆積物（箱井層）があり、周囲の潟西面とほとんど標高差のない平坦面（箱井面）をなしている（白石ほか、1988）。その分布は寒風山の東側を経て寒風山南東山麓と続き、高度も寒風山南東山麓では標高50～80 mに



第1.2図 海側から見た男鹿半島西岸

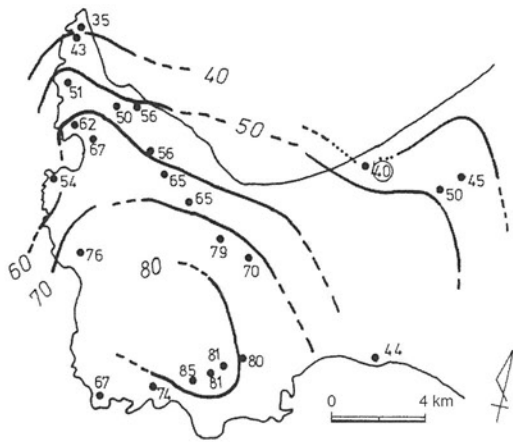
左上の奥に毛無山がある。毛無山から発する水は、V字谷を通過して流下し、細い白糸の滝となって急崖を落ちる（写真中央）。左手の急崖には門前層舞台島玄武岩を構成する玄武岩質安山岩溶岩が何枚か見える。その上の平坦面より上の部分から稜線までは上位の毛無山安山岩が占める。



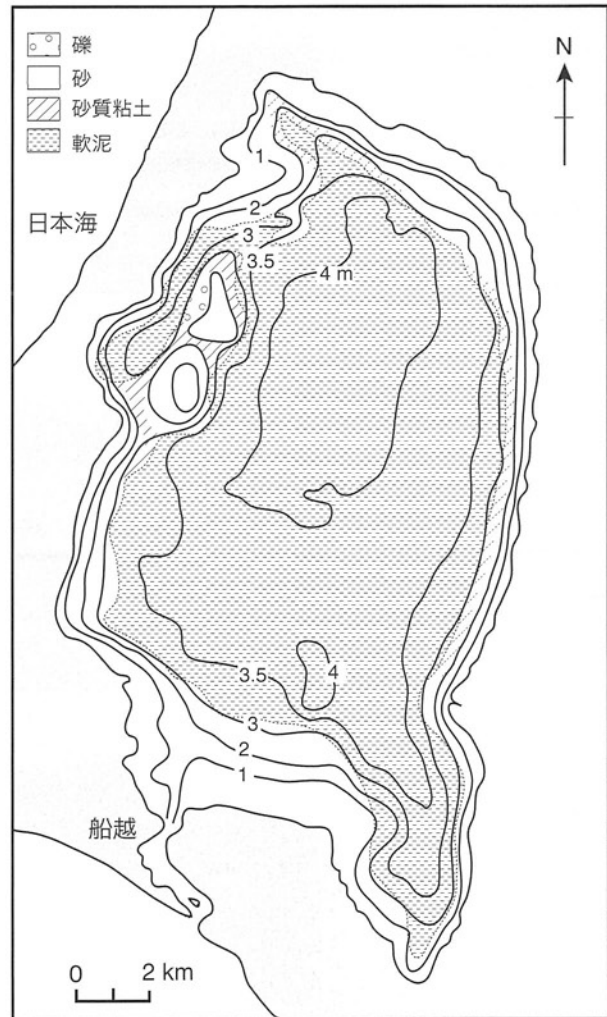
第1.3図 本山東側斜面、航空自衛隊本山レーダー基地へ向かう道路からの遠望

手前から上真山段丘、下真山段丘、潟西段丘が広がり、その向こうに寒風山、はるか東北東方に森吉山が見える。潟西段丘は緩やかに北東の安田海岸に向かって傾斜している。

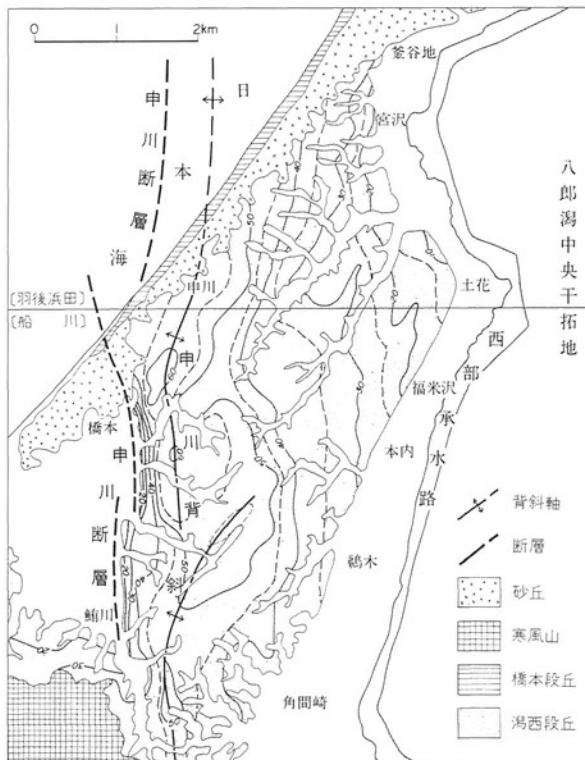




第1.4図 潟西段丘の旧汀線高度分布（今泉，1977）  
単位はm. 原著ではT<sub>III</sub>面としている。



第1.6図 八郎潟の湖底地形と底質分布（加藤，1965から編集）



第1.5図 五里合低地東側における潟西段丘の分布面高度（大沢ほか，1985a）  
面高度の単位はm. 申川断層としている内陸の伏在断層（破線）は、地形面の撓曲として認識できる（本報告の地質図参照）。

達する。

男鹿半島西部から連続する中新世以降の堆積物は、寒風山の西側を走る男鹿中断層（後述）を境にその東側で南北方向の延びた褶曲をなし、同じく南北方向の申川断層などの逆断層によって断たれている（地質図参照）。申川断層の東側に分布する後期更新世の段丘堆積物（潟西層）は、断層を境に隆起して東側に傾動している（第1.5図：大沢ほか，1985a）。また、その付近で1810年

9月25日にM6.5の地震が発生しており、申川断層はその震源断層と考えられている（大橋，1928）。

男鹿半島の東側に広がる八郎潟は、面積220 km<sup>2</sup>、最大水深4.7 m、平均水深約3 mで、かつては琵琶湖に次いで日本で2番目に大きい湖であった。湖岸から2～3 kmまでは緩やかに傾斜した斜面で、そのほとんどが砂に覆われている。そこから先は水深3～4.7 mの軟泥に覆われた平坦な湖底が広がる（第1.6図）。

この潟は1957年から1965年にかけて干拓され、1977年にすべての工事を終えて、1万7千ヘクタールの干拓地となった。かつては、男鹿市船越で日本海とつながって淡水と海水がまじっていたため、ワカサギ、シラウオ、フナ、ハゼ、ボラなど60種近い魚が生息していたといわれている。干拓にあたっては湖の南端が八郎潟防潮水門によって締め切れ、現在は、船越水道に接する調整池と、外周にあたる部分が水路として残され、農業用水として利用されている。

八郎潟はもともと男鹿半島と秋田平野との間の浅い海峡もしくは内湾で、縄文海進以降の海面低下にともなって、西側と南側に砂丘が成長して潟となったらしい。し



第1.7図 八望台から望む一ノ目潟 (A)、二ノ目潟 (B) 及び三ノ目潟 (C)  
二ノ目潟の先に戸賀湾が見える。戸賀火山は戸賀湾の東半分と二ノ目潟を含む内陸地域を火口とするタフリングである。三ノ目潟は写真C中央の窪地がそれで水面は見えていない。



第1.8図 南西、馬生目から見た寒風山の景観

かし、極めて水深が浅いにもかかわらず完全に埋め立てられることはなく、完新世堆積物が最大で62mも堆積している。このことは、東側に傾動隆起する男鹿半島とは対照的に、八郎潟が完新世の間、ずっと沈降していたことを意味する(白石, 1990)。八郎潟を取り巻く平坦地は1810年の地震で隆起した例から類推できるように、地震等で八郎潟もしくは周辺の湖沼(おそらく海跡湖)が隆起した沖積段丘と考えられる。

八郎潟の西側に位置する五里合低地は周囲を潟西層などの段丘で囲まれ、北岸に開いた開口部は砂丘で塞がれ

ており、もともと小規模な潟湖であった可能性が高い(第1.1図)。南側の潟西層に重なる箱井層は、その潟湖の水面が最も高かった時期の堆積物であろう。箱井層に対比できる湖沼堆積物は寒風山の南麓と東麓にもあって、八郎潟ともつながった潟湖の存在が浮かび上がる。また、寒風山の西側に箱井層が分布しないことから、男鹿半島の東側への傾動は男鹿中斷層、あるいはその東側の斷層に沿って起こった可能性が考えられる。

男鹿半島は東北日本弧の背弧側に位置するが、更新世以降に形成された小さな火山がいくつかある。戸賀湾沿

岸の東側には直径 1.2～2 km の三ノ目潟（水面標高 45 m, 水深 3 m）、二ノ目潟（水面標高 40 m, 水深 12 m）、一ノ目潟（水面標高 88 m, 水深 42 m）と南西から北東方向に並ぶマール群（第 1.7 図）があり、その噴出物が戸賀湾から入道崎へと続くこの平坦面上の段丘堆積物を覆う（Katsui *et al.*, 1979；北村, 1990）。また、戸賀湾の湾岸には、段丘堆積物に覆われてタフリング（戸賀火山）が伏在している。このタフリングは 42 万年前に活動しその後の海進で開析され海成堆積物に覆われたため、最近までその存在は知られていなかった（鹿野ほか, 2002）。

男鹿半島東部の緩やかに起伏した丘陵地の中であって、八郎潟に面してひときわ目につくのが標高 354.8 m の寒風山である（第 1.8 図）。寒風山は、10 万年前以降に活動を始め、2 万年前以降に湖沼堆積物（箱井層）の上に急速に成長した比較的小規模な複合火山で、寒風山の山頂付近から噴出した溶岩などが 2～3 km の範囲に広がり、ゆるやかな扇状地形をなしている（林ほか,

1990）。箱井層は透水性が悪いため、寒風山の溶岩に浸透した水が溶岩の末端で湧きだしており、周辺集落の重要な水源となっている。有名な滝ノ頭湧水は一日の湧水量が 2 万 5 千トンもあって五里合とその周辺集落の農業用水や飲料水として古くから利用されている。

男鹿半島の水系は集水面積が小さいためあまり発達していない。主要な河川は毛無山や本山、真山がなす山塊に源を發し、主に東流して北岸あるいは南岸に達する。北岸に達する河川は野村川、賀茂川、相川、大増川、小増川、滝川である。中でも野村川が最も長大で、滝川がこれに次ぐ。南岸では比詰川、増川、小増川、双六川が目立つ。比詰川は、北岸に注ぐ滝川と並行して東流するが、寒風山の西麓で南に屈曲し南岸に注ぐ。寒風山の周辺ではこれ以外に大きな河川はなく、寒風山の溶岩末端から湧出する水が寒風山周辺の集落の水源となっていることは先に述べたとおりである。湯本や戸賀など男鹿半島北部の緩やかな丘陵地も水系の発達が悪く、一ノ目潟、二ノ目潟、三ノ目潟が重要な水源となっている。

## 第2章 地質概説

(鹿野和彦)

### 2.1 研究史

#### 2.1.1 黎明期

戸賀及び船川地域の地質図が刊行されたのは、おそらく三浦 (1892) の 20 万分の 1 地質図幅「男鹿嶋」が最初である。この地質図は、第三紀堆積岩が男鹿半島の大半を占め、寒風山と真山が火山岩からなることを示しただけの図であったが、石油滲出露頭位置が示されていて興味深い。

その後、中島 (1903) が男鹿半島を踏査してまとめた地質概報が地質学雑誌に掲載された。これは秋田県が主導して秋田石油調査会を 1902 年に設立し、1903 年に地質調査所に秋田油田の地質調査を依頼した時期に重なる。

地質調査所はこの依頼を契機に秋田を中心とした地域の調査を実施し、その成果を大日本帝国油田地形及び地質図として次々と刊行した。秋田県男鹿島油田 (大日本帝国油田第 26 区) 地形及び地質図 (千谷, 1925, 1929) もその 1 つである。この地質図は縮尺 3 万分の 1 と詳細で、男鹿半島における当時の岩相層序区分の考え方が明瞭にうかがえる。そこに示された層序は当時地質調査所が秋田油田で設定し、秋田県下の油田地域で用いていた岩相層序にならったもので、火山岩を主体とする最下部を緑色凝灰岩として一括し、これに砂岩及び礫岩層、珪質頁岩層、黒色頁岩層、頁岩及び砂岩互層、砂質頁岩層、砂岩層、階段堆積層、沖積層が順に重なっていた (第 2.1 図)。

ほぼ同じ頃、秋田鉱山専門学校 (1910 年設立) 採鉱学科石油コースで地質学鉱物学を指導していた大橋良一教授も、秋田県下の地質や鉱床の研究を進めており、1918 年 5 月に男鹿半島第三系の層序区分を設定したことを外山 (1925) が紹介している。その記述によれば、双六火成碎片岩を基盤として、これに不整合に重なる第三紀海成層を台島層及び西黒沢層、船川黒色頁岩、北浦互層、脇本砂質頁岩層、鮎川砂層、申川灰色頁岩層に分けている。この層序は当時の地質調査所による岩相層序区分にほぼ対応しているが、船川黒色頁岩層の同時異相として野村灰色頁岩と平沢凝灰砂岩を設けている。ただし、外山 (1925) の記述では、後に大橋が 1930 年に地質学雑誌に公表した層序と比較して女川珪質頁岩が抜けており、しかも、どのような場で公開されたのかは不明である。

外山 (1925) は、大橋の指導を受けて男鹿半島の地質をまとめ、その成果を大橋 (1930) に先駆けて公表した。

その中で、大橋の層序に従ったことと変わった上で、第三系を台島層、西黒沢層、女川珪質頁岩層、船川黒色頁岩層、北浦砂岩頁岩互層、脇本砂質頁岩層、鮎川砂層、申川層に区分した。大橋 (1930) は、その後、この層序を更に詳しくして、地質図とともに地質学雑誌に公表した (第 2.2 図)。これによれば、台島層の下位に双六火成碎片岩と入道崎安山岩類があり、台島層と西黒沢層とは同時異相としている。また、女川珪質頁岩がその上部に珪藻土を挟み、船川黒色頁岩は平沢凝灰砂層に間に挟むとともに、側方で野村灰色頁岩に移化するとしている。脇本砂質頁岩層については層をとって脇本砂質頁岩とし、下部と上部に分けた。更に、申川灰色頁岩層は消えて、第四系下部を構成する地層として瀧西層が登場している。大橋 (1930) は火山にも目を向け、寒風山や一ノ目湯、二ノ目湯、三ノ目湯が第四紀火山であることを認め、戸賀湾が戸賀軽石砂層を噴出した爆裂火口であるとした。ただし、本山とその周辺に分布する流紋岩を三つのトロイデからなる本山火山岩類、加茂付近の流紋岩を加茂溶岩台地、入道崎 (旧称：畠) の流紋岩を畠溶岩台地と認めて第四紀火山としたのは、それぞれの特徴的地形を想起したがゆえの勇み足であった。

それはさておき、千谷 (1930) は、大橋 (1930) と同時に同じ雑誌に本邦油田第三紀層の地層名改正案を提唱している。これは、すべての油田第三紀層について代表的な岩相名で層序区分し命名することに無理があることを認め、それぞれの地層が分布する地域の地名をもって地層名とする案であった。これによれば、秋田油田については、男鹿半島を模式として、下位から順に、双六層、台島層、西黒沢層、女川層、船川層、北浦層、脇本層、鮎川層とし、鮎川層の上位に鷹巣地域の坊沢層を置いた。また、秋田側に特徴的に分布する桂根層を北浦層相当層とし、鷹巣地域に発達する下部七座凝灰岩と上部七座凝灰岩をそれぞれ女川層と船川層との間、船川層と北浦層との間に置いた。千谷 (1930) の提案は、当時の石油会社と地質調査所の有志による合意を得てのことで、これ以降、男鹿半島の地層名はほぼこれに準ずることになった。また、石油鉱床学の観点から、高橋 (1940 a,b) は、この層序に準じて台島層から鮎川層までを 1 つの堆積輪廻とみなし、台島層から船川層までが石油母層となることを指摘し、石油鉱床探査の指針とした。しかし、層序区分の細部については研究者によって異同があり、これ以降も修正が加えられた。

まず、藤岡 (1948, 1950) は、1932 年に秋田鉱山専

| 千谷 (1925, 1929)           | 外山 (1925)                     | 大橋 (1930)   | 藤岡 (1948, 1950)                       | 藤岡ほか (1954)    | 半沢 (1954) | 宮城 (1958, 1963) | 藤岡 (1959) | 藤岡 (1973)   | 北里 (1975)              | 木村 (1986) | 白石・的場 (1992) | 白石 (2000) | 大口ほか (1995) | 小林ほか (2004)<br>佐藤ほか (2007) | 本報告   |
|---------------------------|-------------------------------|---|---------------------------------------|----------------|-----------|-----------------|-----------|-------------|------------------------|-----------|--------------|-----------|-------------|----------------------------|---|
| 沖積層, 砂丘,<br>寒風安山岩など       | 砂丘堆積物, 湖底<br>堆積層, 段丘堆積<br>物など | 砂丘砂, 湖底堆積層,<br>目濁噴出物, 寒風火山<br>安山岩溶岩, 戸賀浮石<br>砂層など |                                       | 沖積層            |           |                 | 沖積層       | 沖積層         | 沖積堆積物<br>及び<br>砂丘堆積物   |           |              |           |             |                            | 海岸砂丘・浜堤堆積<br>物, 橋本層, 海岸低<br>地堆積物, 谷底平野<br>堆積物など |
|                           |                               |   |                                       | 目濁噴出物          |           |                 | 目濁火山抛出品   | 目濁火山<br>噴出物 | 目濁火山噴出物                |           |              |           |             |                            |   |
| 階段堆積層                     | 段丘堆積物                         |   |                                       | 寒風火山岩          |           |                 | 寒風火山安山岩   | 寒風火山安山岩     | 寒風火山火<br>山噴出物          |           |              |           |             |                            | 寒風火山噴出物   |
|                           |                               |   |                                       |                |           |                 |           |             |                        |           |              |           |             |                            |   |
| 砂岩層                       | 申川灰色頁岩層<br>鮎川層                | 湯西層   | 鮎川層                                   | 段丘堆積物<br>戸賀浮石層 | 鮎川層       | 鮎川層             | 段丘堆積物     | 段丘堆積物       | 段丘堆積物                  |           |              | 箱井層       |             |                            | 箱井層   |
|                           |                               |   |                                       | 湯西層            |           |                 | 湯西層       | 湯西層         | 湯西層                    |           |              | 湯西層       |             |                            | 五里合層<br>湯西層                                     |
| 砂質頁岩層                     | 脇本砂質頁岩層                       | 脇本砂質頁岩層   | 脇本層                                   | 脇本層            | 脇本層       | 脇本層             | 脇本層       | 脇本層         | 脇本層                    |           |              |           |             |                            | 脇本層   |
| 頁岩及び砂岩互層                  | 北浦砂岩頁岩互層                      | 北浦砂岩頁岩互層  | 北浦層                                   | 北浦層            | 北浦層       | 北浦層             | 北浦層       | 北浦層         | 北浦層                    |           |              |           |             |                            | 北浦層   |
| 黒色頁岩層<br>平沢凝灰質砂岩層<br>を挟む  | 船川黒色頁岩層                       | 船川黒色頁岩層<br>野村川灰色頁岩層<br>平沢凝灰砂層を挟む                  | 船川層<br>平沢層<br>(1950年に<br>南平沢層に<br>改称) | 船川層<br>南平沢層    | 船川層       | 船川層             | 船川層       | 船川層         | 船川層<br>眞山珪藻泥岩<br>部層を含む |           |              |           |             |                            | 船川層<br>戸賀火山噴出物                                  |
| 珪質頁岩層                     | 女川珪質頁岩層                       | 女川珪質頁岩層   | 女川層                                   | 女川層            | 女川層       | 女川層             | 女川層       | 女川層         | 女川層                    |           |              |           |             |                            | 女川層   |
| 砂岩及び礫岩層                   | 台島層及び<br>西黒沢層                 | 台島層及び西黒沢層   | 西黒沢層                                  | 西黒沢層           | 西黒沢層      | 西黒沢層            | 西黒沢層      | 西黒沢層        | 西黒沢層                   | 西黒沢層      | 西黒沢層         | 西黒沢層      | 西黒沢層        | 西黒沢層                       | 西黒沢層  |
|                           |                               |   | 台島層                                   | 台島層            | 台島層       | 台島層             | 台島層       | 台島層         | 台島層                    | 台島層       | 台島層          | 台島層       | 台島層         | 台島層                        | 台島層   |
| 複輝石安山岩<br>緑色凝灰岩層<br>石英粗面岩 | 本山火成岩                         | 双六火山砕片岩   | 双六累層                                  | 双六層            | 双六層       | 双六層             | 双六層       | 双六層         | 双六層                    | 双六層       | 双六層          | 双六層       | 双六層         | 双六層                        | 双六層   |
|                           |                               |   | 西黒沢層                                  | 西黒沢層           | 西黒沢層      | 西黒沢層            | 西黒沢層      | 西黒沢層        | 西黒沢層                   | 西黒沢層      | 西黒沢層         | 西黒沢層      | 西黒沢層        | 西黒沢層                       | 西黒沢層  |
| 赤島層                       | 赤島層                           | 赤島層   | 赤島層                                   | 赤島層            | 赤島層       | 赤島層             | 赤島層       | 赤島層         | 赤島層                    | 赤島層       | 赤島層          | 赤島層       | 赤島層         | 赤島層                        | 赤島層   |
|                           |                               |   |                                       |                |           |                 |           |             |                        |           |              |           |             |                            |   |

第 2.1 図 男鹿半島新生界層序区分の変遷



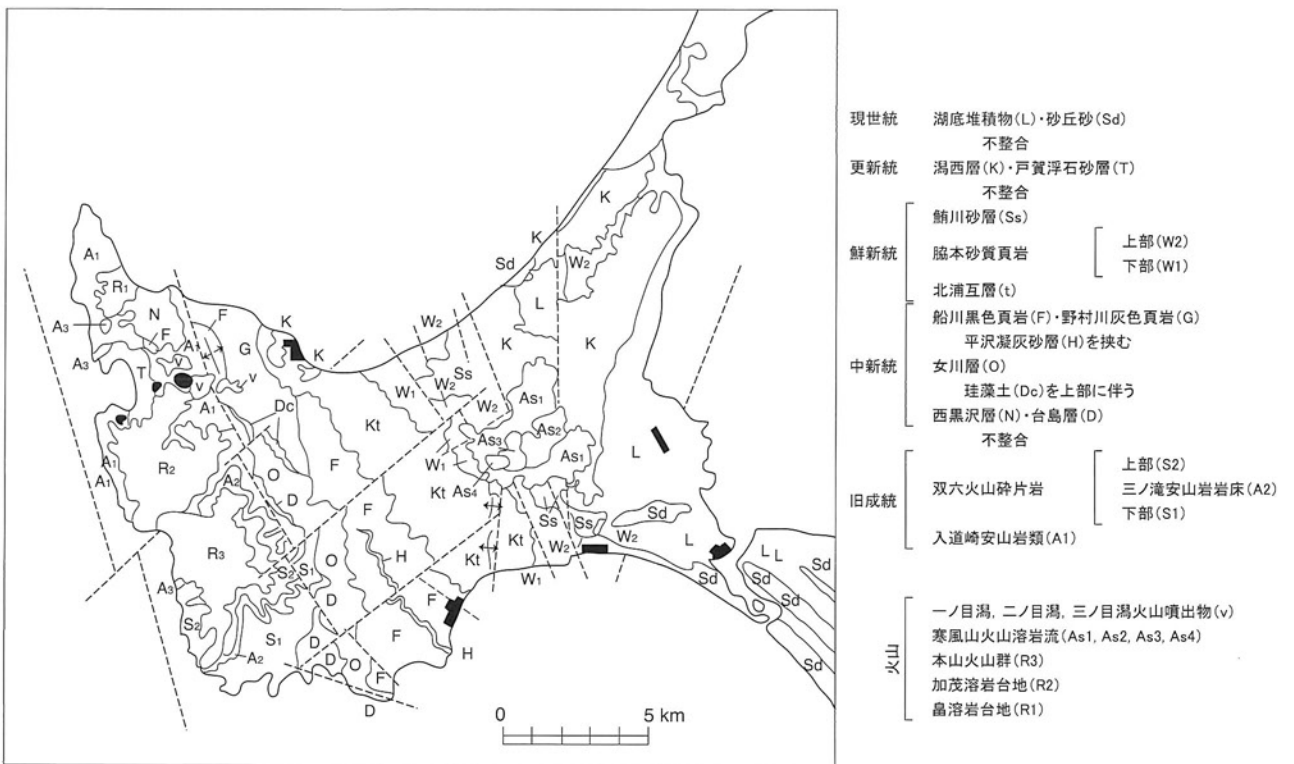
門学校の採油科新設と同時に教授として赴任して以降秋田県下の地質調査を進めていた知見に基づいて、台島層と同時異相とされていた西黒沢層を非海成層である台島層の上位に重なる海成層とし、また、女川層の基底を海緑石砂岩に置いた。更に、船川層の中であって平沢凝灰質砂岩層(千谷, 1925, 1929)あるいは平沢凝灰砂層(大橋, 1930)として区別されていた砂岩卓越相を模式地の地名にちなんで南平沢層と改称し、これを女川層の直上に置いた(第2.3図)。模式地の地名が平沢ではなく南平沢であることは確かであるが、この改称は当然のことであった。しかし、模式地の女川と南平沢との間にあるべき南平沢層の露出は極めて悪く、ほとんどその存在は確認できない。それゆえに南平沢にその模式地を求めたのであるが、そこではみかけ下位に船川層を特徴付ける暗灰色泥岩があったことから、模式地の南平沢層はその西側の断層(南平沢断層)で上位に再び現れていると説明した。この説明には無理があり、後に撤回することになる(藤岡, 1959)。特筆すべきことに、それまで船川層は脇本層に整合的に重なりとされていたが、藤岡はこの論文で初めて両者が不整合関係にあることを指摘した。この後、藤岡・井上(1952)は、南岸の2箇所(双六東方、中山峠付近、潮瀬ノ岬と門前との間の海食崖)において、それまで双六層として一括されていた火山岩卓越相分布域の頁岩から植物化石を発見し、中山峠付近のものは模

式の台島植物群とし、潮瀬ノ岬と門前との間の海食崖のものは阿仁炭田の阿仁合植物群に対比されるとした。

台島層下位に広がる火山岩卓越相が当時、双六層と呼ばれていたことはこれまで述べたとおりである。双六層が分布する男鹿半島西部には、このほかに真山を中心として広い範囲に分布する流紋岩があり、当時はこれを本山火山岩類と呼んで双六層と区別していた。これらの調査は長い間手つかずであったが、1950年代になって、東北大学の加藤磐雄、狩野豊太郎、宮城一男がこの火山岩卓越相を調査している。宮城(1956)は、下位の赤島溶岩類(宮城・宇留野, 1956)に重なる火山岩類を潜岩溶岩類と命名し、後に西男鹿層群の一部に位置づけた。また、潮瀬ノ岬砂礫岩等の砂礫岩が加茂溶岩類に重なり、あるいはその間にあって幾つかの異なる層準に挟まれているとした。

半沢(1954)は、この報告に先駆けて、入道崎から門前まで分布する火山岩卓越相を西男鹿層群、これに不整合に重なる酸性火山岩卓越相を双六層群として台島層の下位に置いた。この双六層群は、門前漁港の礫岩を基底礫岩とし、真山を構成する「石英安山岩」を含むなど、現時点で振り返ってみれば層序学的に混乱した地質単位となっている。

このような動きを受けて、藤岡ほか(1954)は日本地質学会第61年年会の地質見学旅行案内書「男鹿半島」



第2.2図 大橋(1930)の男鹿半島地質図とその凡例  
原著地質図を模写した図に加筆。凡例は原文から編集。

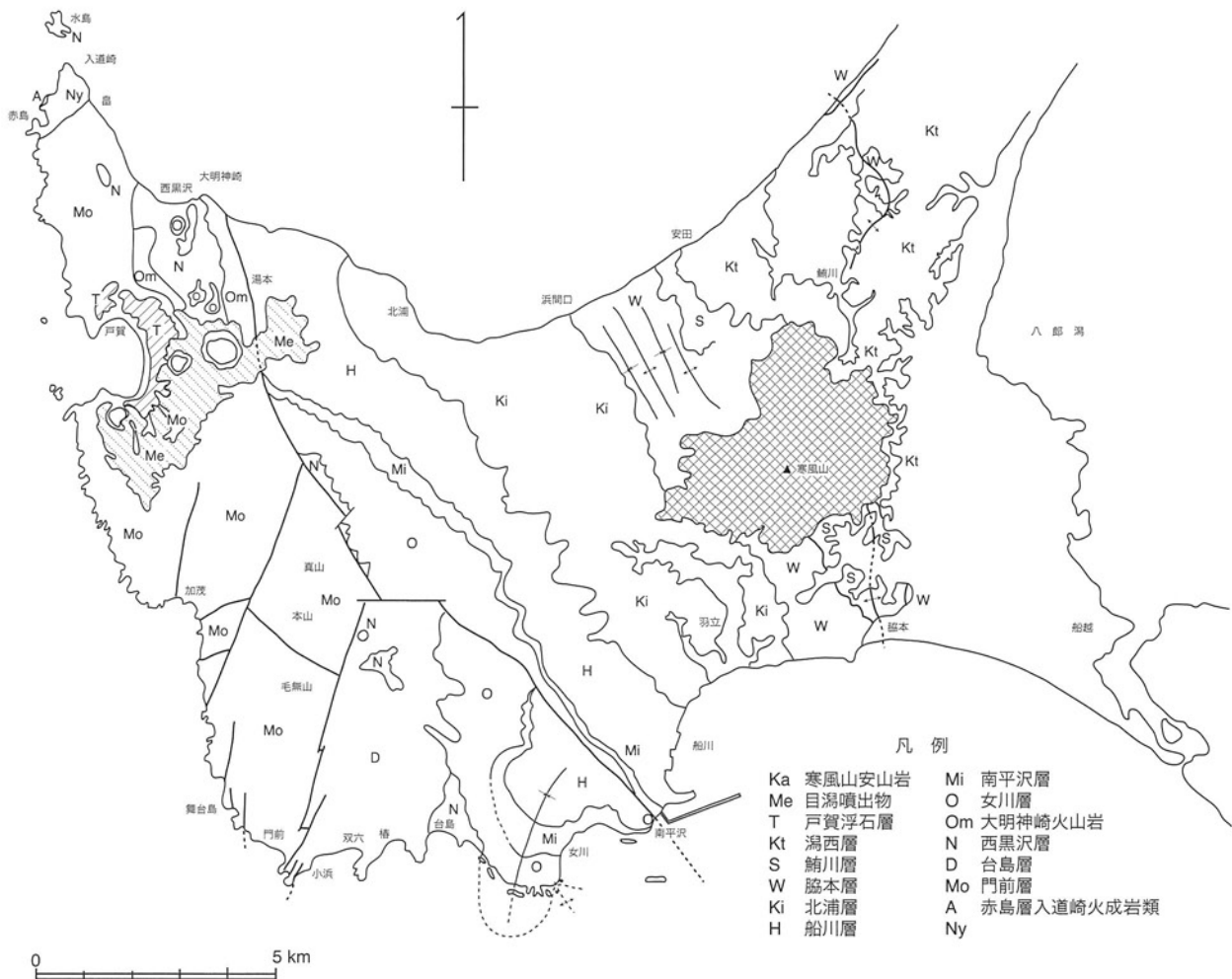
をまとめる際に、台島層以下の火山岩卓越相を大幅に見直し、下位より順に入道崎火成岩類、赤島層、門前層に分けるとともに、台島層の下限を藤岡・井上（1952）が植物化石を発見した双六層内の層準まで広げた。しかし、拡張された台島層内の主部を占める火山岩とそれまで台島層としていた礫岩砂岩主体の堆積物との関係は明らかにされないまま放置され、これが後の層序学的混乱を引き起こすことになる（鹿野ほか、2008；佐藤ほか、2009）。とはいえ、この巡検案内書は戸賀火山や寒風山火山、目潟の火山噴出物、段丘堆積物まで網羅しており、この後にまとめられた5万分の1地質図幅「戸賀・船川」（藤岡、1959）の原型となった。

同じ頃、台島層以下の火山岩とその層序を詳しく調べた宮城は、入道崎と赤島（宮城・宇留野、1956）、次いでその南の潜岩（宮城、1956）の層序を明らかにし、更に南に下って、台島層の層序と分布について議論している（宮城、1958）。

宮城・宇留野（1956）と宮城（1956）は、入道崎から

潜岩にかけて分布する火成岩を基盤のアダメロ岩と、これらを不整合に覆う赤島溶岩類と入道崎火成岩、潜岩溶岩類に分けた。入道崎火成岩はデイサイト溶結火砕岩である（大口ほか、1979）が、当時の知識では赤島溶岩類上の溶岩またはこれを貫くシートと理解していたようである。藤岡ほか（1954）も入道崎火成岩が赤島層の礫質凝灰岩、すなわち宮城・宇留野（1956）の赤島溶岩類に重なると誤認していた。

また台島層の定義を更に拡張して、宮城（1958）は、それまで台島層とされていた地層を中山峠砂岩・礫岩部層とし、その下位に安山岩質玄武岩、金ヶ崎凝灰岩部層、小浜砂岩部層、館山崎凝灰岩部層が続き、基底を塩瀬崎礫岩・凝灰岩部層が占めると考えて、これらを台島層に一括した。館山崎南端の玄武岩質安山岩については、これを館山崎凝灰岩部層に不整合に覆われると見なして西男鹿層群に対比した。しかし、ここで潮瀬ノ岬とすべきところを塩瀬崎と誤記したこともさることながら、宮城（1958）の層序は、小浜砂岩部層や館山崎南端の玄武



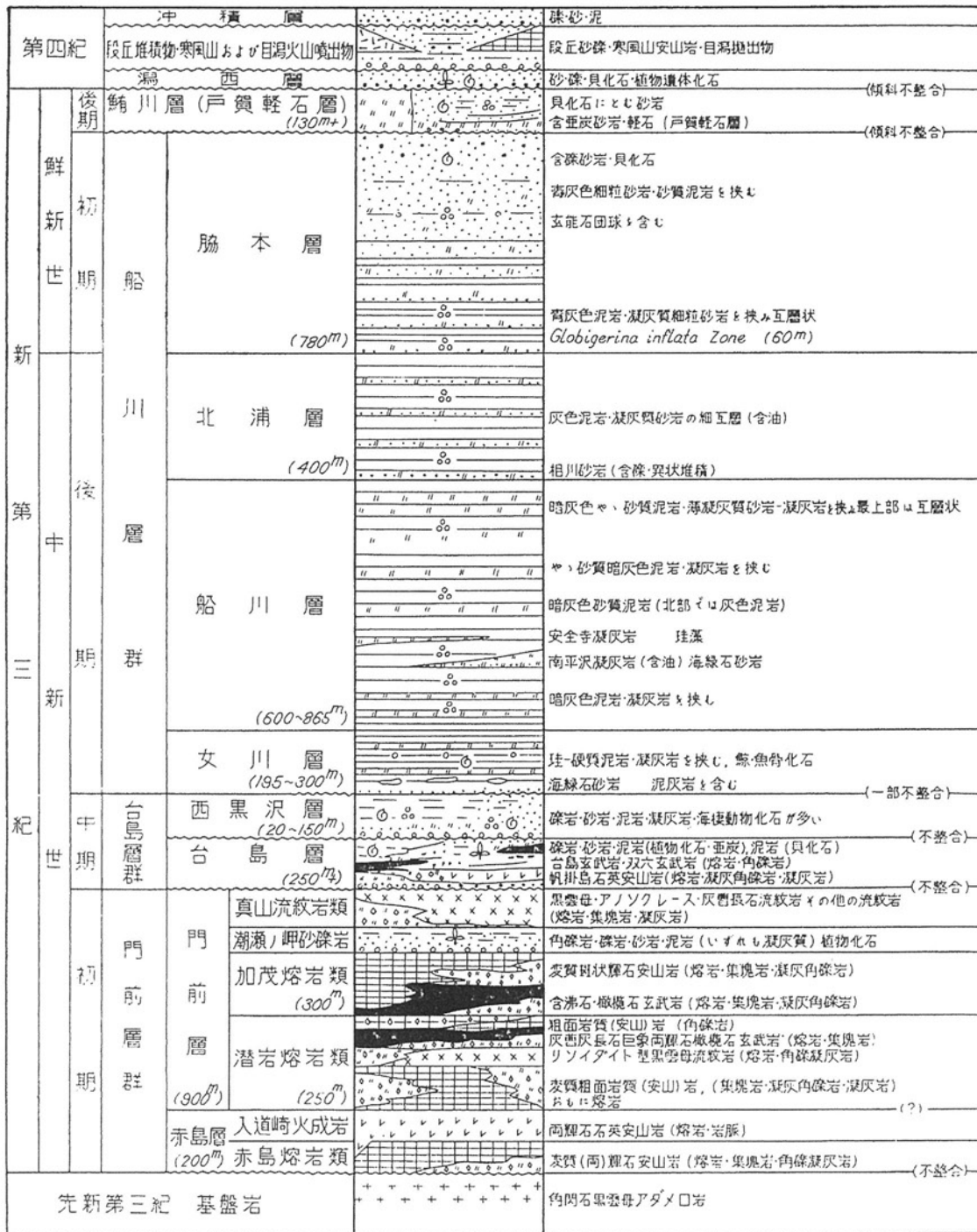
第2.3図 藤岡ほか（1954）の男鹿半島地質図  
原著地質図を模写した図に加筆。藤岡（1948、1950）の提案に従って女川層（O）と船川層（H）との間に南平沢層（Mi）が設けられている。

岩質安山岩の層位を誤るなど、後々、藤岡ほか（1954）と同様、混乱の元となった。

### 2.1.2 層序の基本的枠組みの確立

この後、藤岡（1959）は、それまでの層序区分を整理しなおして、5万分の1地質図幅「戸賀・船川」の地質を、角閃石黒雲母アダメロ岩、赤島層、門前層、台島層、西黒沢層、女川層、船川層、北浦層、脇本層、鮎川層、湯

西層、段丘堆積物、寒風山安山岩、目湯火山噴出物、沖積層に区分した（第2.4図）。この層序は、藤岡（1948, 1950）と藤岡ほか（1954）を基本とし、それまでの定義をほぼ継承しているが、赤島層と門前層とを新たに設け、更に、赤島層を赤島溶岩類とこれに重なる入道崎火成岩に、門前層を潜岩溶岩類、加茂溶岩類、潮瀬ノ岬砂礫岩、真山流紋岩類に細分した。ここで、潜岩溶岩類と加茂溶岩類はほぼ同時期の火山噴出物とし、上位に真山流紋岩



第2.4図 5万分の1地質図幅「戸賀・船川」旧版の地質総括図 (藤岡, 1959)



類を置いた。潮瀬ノ岬砂礫岩は門前層の中に点在する様々な礫岩を一括したもので、潮瀬ノ岬付近で阿仁合植物群の要素を含んだ植物化石を産出する。

藤岡 (1959) は、台島層より上位の地層についても、それまでの定義を見直している。まず、女川層の基底を海緑石砂岩に置くとともに、北岸、模式地の西黒沢層の上部に海緑石砂岩薄層を挟み、かつそれ自体も海緑石を含む珪質岩とその上位に続く珪藻質岩を認め、これらを女川層に位置づけた。また、下真山から野村川にかけて分布し、それまで女川層上部に位置づけられていた珪藻質岩を船川層に組み入れ、大橋 (1930) が船川層の同時異相と考えた野村灰色頁岩も船川層の一部と位置づけたうえで、これらを区別することなく船川層として一括して地質図に示した。一方、それまで藤岡が自ら提唱していた南平沢層 (藤岡 1948, 1950) については、船川層の一部とし、特に凝灰質岩に富むところを南平沢凝灰岩、安全寺凝灰岩と名付けてそれらの分布を示した。船川層、北浦層、脇本層、鮎川層、潟西層それぞれの地層境界はそれまでの定義をほぼ継承している。ただし、北岸から南岸まで追跡できることを前提に、北浦層の基底を相川砂岩 (石油資源開発株式会社公表資料) とし、北浦層と脇本層との境界は、浮遊性有孔虫化石の *Globorotalia inflata* (d'Orbigny) が出現し始めるところに置いた。

藤岡 (1959) の示したこの層序は、それまで曖昧であった“緑色凝灰岩”を層序学的に細分した点で革新的であった。また、それだけでなく、門前層潮瀬ノ岬砂礫岩と台島層から産出する植物化石をそれぞれ阿仁炭田の阿仁合植物群と打当植物群<sup>うっとう</sup>に対比し、これによって男鹿半島の“緑色凝灰岩”の地質年代を中新世と判断したことも、その後、日本各地に分布する“緑色凝灰岩”の層序区分と対比に果たした役割はきわめて大きい。更に、藤岡 (1959) は、“緑色凝灰岩”上位の海成層から産出する大型有孔虫 (Hanzawa, 1935)、浮遊性有孔虫 (岩佐, 1955)、底生有孔虫 (浅野, 1939, 1948)、放散虫 (Nakaseko, 1959)、貝 (Yokoyama, 1926; Hatai, 1938; Yabe and Hatai, 1941; Kotaka, 1951; 小高, 1954; 半沢, 1954) などの動物化石にも注意を払って各層の地質時代と堆積環境を論じており、結果的に、藤岡 (1959) の示した層序は、秋田油田だけでなく、日本各地、特に油田地域に分布する新生界の模式層序とみなされるようになった (北村, 1959; 池辺, 1962; Minato *et al.*, 1965)。

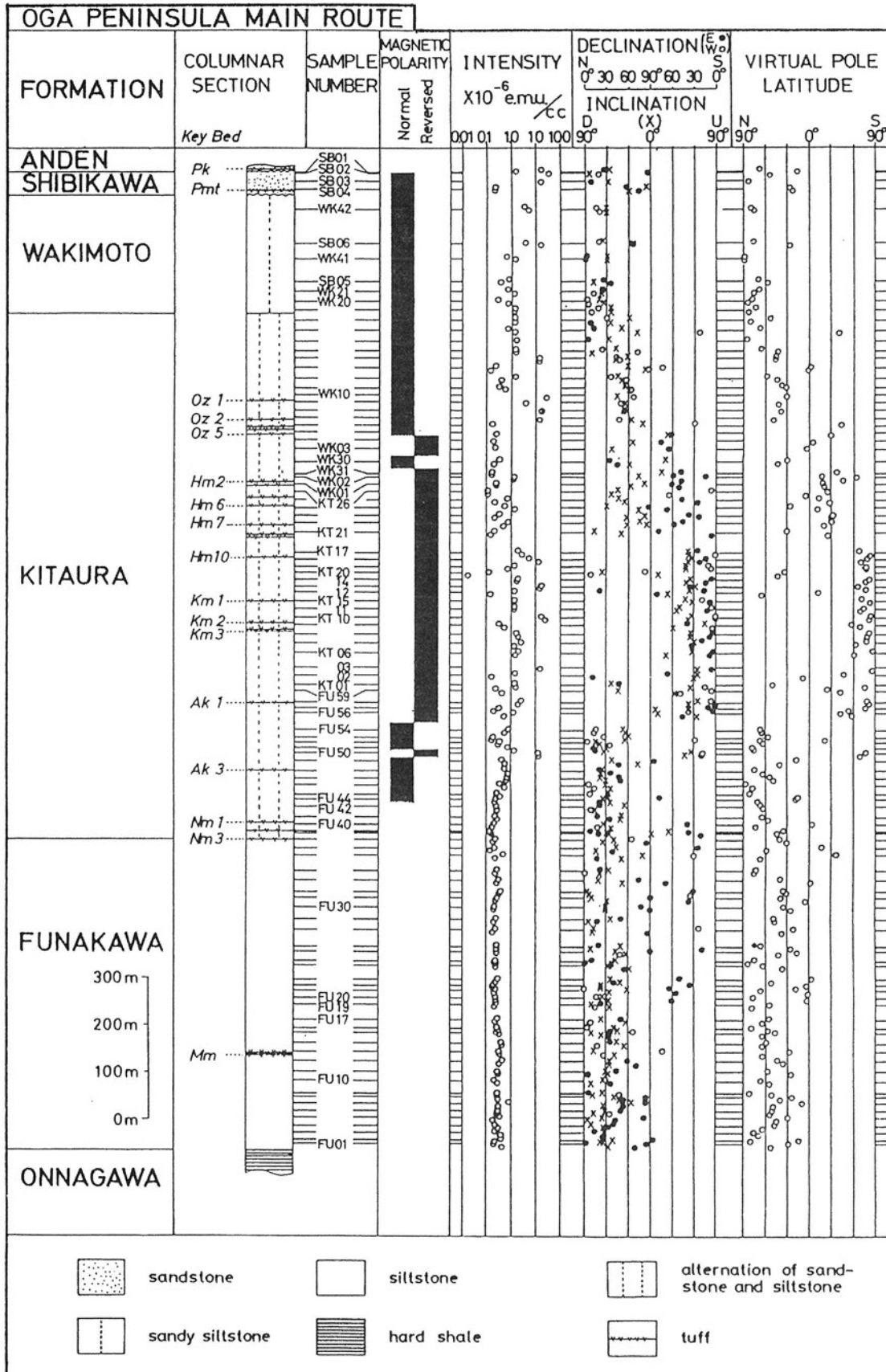
この層序に基づいてまとめられた男鹿半島全体の地質図、すなわち5万分の1地質図幅「戸賀・船川」は、これが出版された1959年以降、ほとんど修正されなかった (例えば、大沢, 1960, 1980)。1970年代初頭になって、男鹿半島の国定公園指定を求めた秋田県がその総合学術調査を日本自然保護協会に委託したことを受けて、藤岡と秋田大学関係者が地質調査を実施して調査報告書 (藤岡, 1973) をまとめ、また、その付図として、5万分の

1縮尺の秋田県男鹿半島地質図 (藤岡ほか, 1973) をまとめているが、この秋田県男鹿半島地質図でも、それまでの層序区分をほぼ踏襲している (第2.1図)。これは、真山珪藻質泥岩の層位 (Kanaya, 1959) と門前層真山流紋岩類の細分、そして真山流紋岩類とこれに近接する礫岩との関係 (西男鹿団体研究グループ, 1972) を除けば、この時点で男鹿半島の層序区分について目立った異論はなかったためである。それでも、この地質図では、寒風山火山噴出物である寒風安山岩がはじめて細分されたほか、Huzioka *et al.* (1970) が提唱した釜谷<sup>かまやち</sup>地層が新たに登場した。地質時代については、赤島層と門前層を前期中新世、台島層と西黒沢層、女川層を中期中新世、船川層を後期中新世とし、北浦層と脇本層を鮮新世、鮎川層と潟西層を更新世としている。更に、船川層と北浦層に挟在する主な凝灰岩 (凝灰質砂岩) を示すとともに、北浦層の下限を下げ、上限を上げた。ただし、船川層と北浦層に挟在する凝灰岩についての記載はなく、また、北浦層の上限と下限を変更した理由と新たに設定したそれら境界の定義も述べられていない。これらの詳細は、北里 (1975) によってはじめて明らかにされ、太平洋新第三系層序学に関する第1回国際会議 (First International Congress on Pacific Neogene Stratigraphy) で行われた男鹿半島巡検の案内書 (Takayasu and Matoba, 1976) で紹介された。

しかし、1980年代以降、1) 層序学的研究が著しく進展して、2) テフラの同定と更新統～完新統年代層序の再検討、3) “緑色凝灰岩”の放射年代と岩相層序の再検討、4) 火山の構成と活動時期の解明が行われ、その結果、藤岡 (1973) と藤岡ほか (1973) にも修正すべき点が多数あることが明らかになった。また、女川層と船川層を示準層とする秋田地域 (秋田市とその周辺地域) の新第三系の岩相層序との年代対比上の食い違いも顕わになっている (小泉・金谷, 1977; 佐藤ほか, 1988; 松居, 1981; 的場ほか, 1989; Matoba *et al.*, 1990; 的場, 1992a,b; 白石・的場, 1992)。

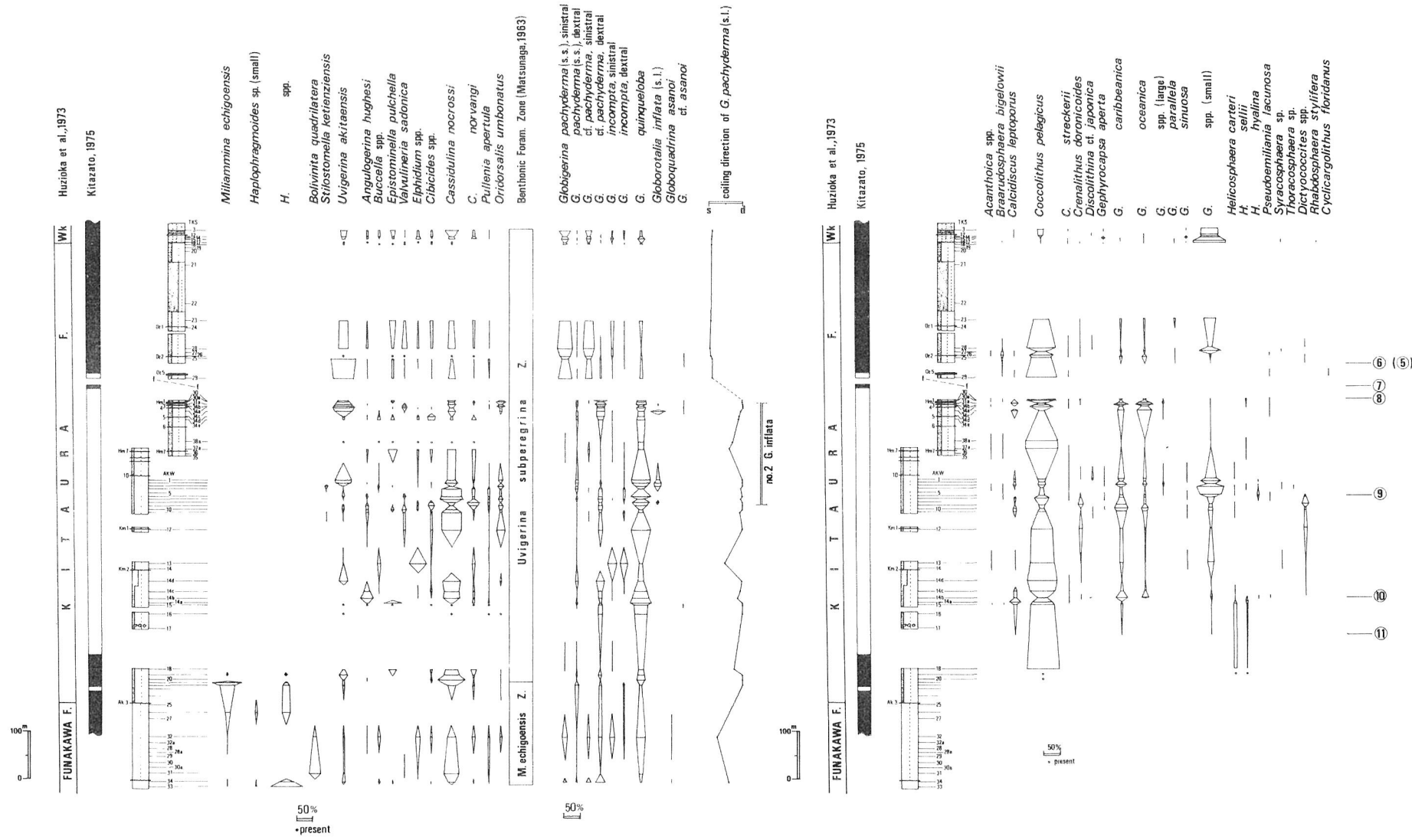
### 2.1.3 層序学的研究の進展

男鹿半島では1960年代から1970年代にかけて生層序学的研究が集中的に行われ、それぞれの地質時代が次第に明らかになる。その先駆けとなったのが、Kanaya (1959) の珪藻層序学的研究である。これに引き続いて、浮遊性有孔虫 (高柳・大場, 1966; Shinbo and Maiya, 1969; Saito and Maiya, 1973; Maiya *et al.*, 1976)、底生有孔虫 (Matsunaga, 1963; Asano *et al.*, 1969)、石灰質ナンノプランクトン (Nishida, 1971; 内尾, 1972; Uchio, 1974)、放散虫 (中世古・菅野, 1973; Ling, 1971)、珪藻 (Koizumi, 1968; Burckle, 1971)、珪質鞭毛藻・エブリ類 (Ling, 1971)、花粉 (山野井, 1978) について層序学的検討が加えられた。また、これらの微



第 2.5 図 男鹿半島上部中新統～更新統古地磁気層序 (北里, 1975)

本報告では、安田層は鮎川層に、脇本層と北浦層との境界は試料番号 WK19 と WK20 との間に  
変更している。また、北浦層の境界は凝灰岩鍵層 Ak3 基底に置き、そこから凝灰岩鍵層 Mm (安  
全寺凝灰岩) 上面までを西水口層、それ以下を南平沢層と船川層に細分している。

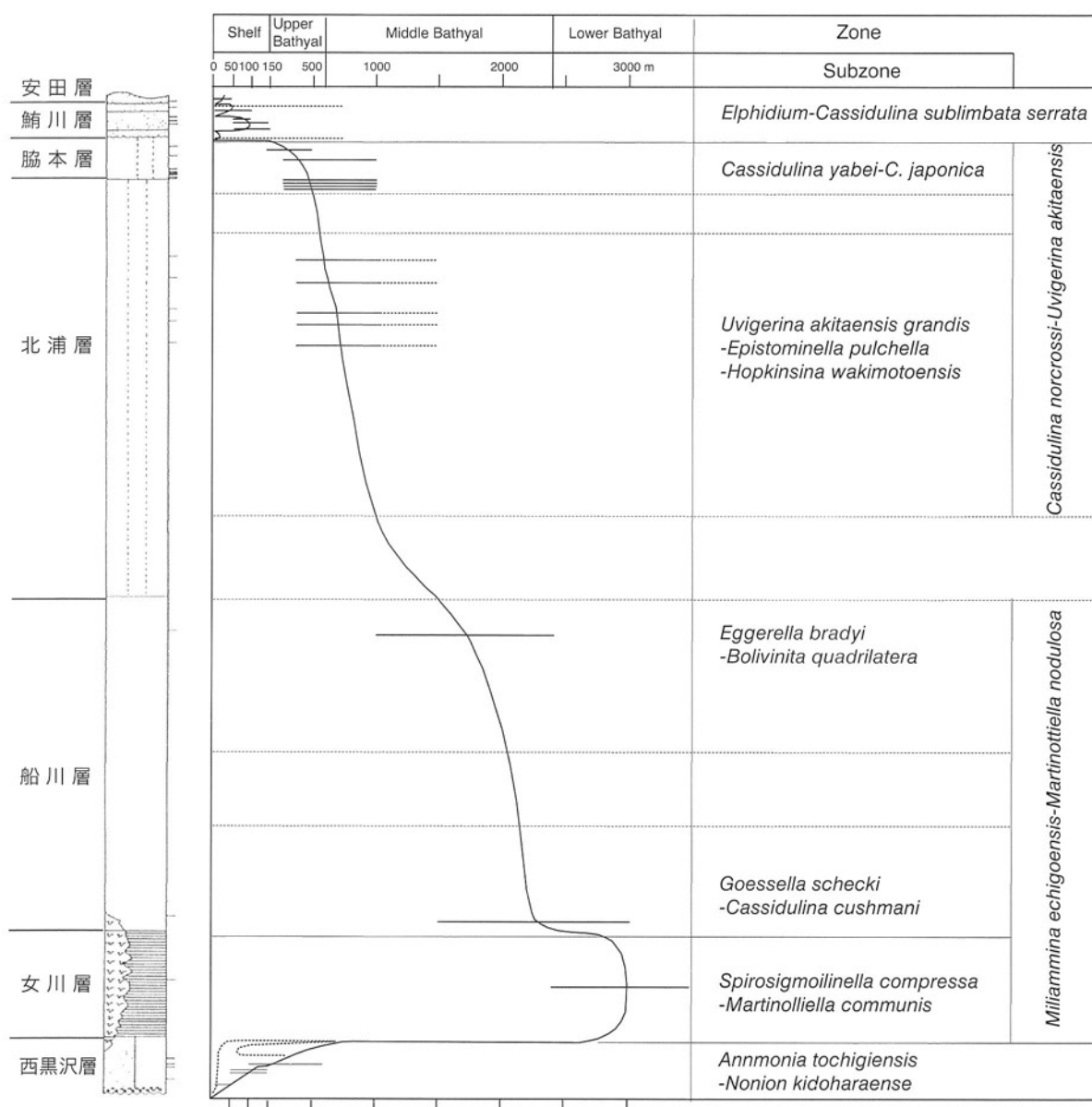


第2.6図 北浦層有孔虫化石・石灰質化石群集 (佐藤ほか, 1988)  
 図に示されている藤岡 (1973) の層区分のうち、船川層とした部分は本報告の西水口層に、脇本層は本報告の北浦層に相当する。⑤-⑪は Takayama and Sato (1987) の石灰質微化石基準面。

化石層序学的研究と並行して大型動物化石に関する研究も行われ、Ogasawara (1973) が西黒沢層から産出する貝化石について、Takayasu (1962)、高安 (1962) が北浦層と脇本層、鮭川層から産出する貝化石について、また、Shikama and Takayasu (1971) が鮭川層から産出する哺乳動物化石について詳細に記載している。

1970年代に入ると、堆積岩を対象とした古地磁気層序学が始まり、Kent (1973) と Kimura (1974) が、それ

まで得られた微化石層序と組み合わせて北浦層と脇本層、鮭川層の年代推定を試みた。北里 (1975) は、彼らの古地磁気層序学的研究を引き継いで船川層から鮭川層までの、より精密な層序を確立するため、まず、それまで曖昧だった北浦層の下限を暗灰色シルト岩から暗緑色シルト岩へと変わる位置に挟在する凝灰岩鍵層 Nm3 の基底に、上限を最上部凝灰質砂岩シルト岩互層にあって最上位を占める砂岩の上面に置いた。また、Takayasu (1962)



第 2.7 図 男鹿半島における底生有孔虫化石層序区分と中新統～更新統の水深変化

Matoba *et al.* (1990) の Fig.12 と Fig.13 から編集。ここでの地層区分は北里 (1975) に準じているが、真山珪藻質泥岩は女川層最上部、一部船川層と指交しているとしている。本報告では、安田層は濁西層に、脇本層と北浦層との境界はやや上位に、北浦層の境界は凝灰岩鍵層 Ak3 基底に置き、そこから凝灰岩鍵層 Mm (安全寺凝灰岩) 上面までを西水口層、それ以下を南平沢層と船川層に細分している。また、西黒沢層と女川層の境界はこれまでよりも上位に置いているが、底生有孔虫化石層序区分はこれまでの層序に合わせた場合と変わらない。

の指摘した傾斜不整合を鮪川層中に認め、その下位を鮪川層、上位を安田層と定義した(第2.1図)。

北里(1975)の再定義に従うと、それまで藤岡(1959)が相川砂岩(石油資源株未公表資料)に、藤岡(1973)が北里(1975)が定義した鍵層Ak3に置いていた北浦層基底を、もともと外山(1925)、千谷(1925, 1929)、大橋(1930)、藤岡(1950)、藤岡ほか(1954)が定めた位置に戻したことになる。また、北浦層の上限については、当初、北岸の牧野と南岸の茶臼峠を結ぶ線付近(外山, 1925; 千谷, 1925, 1929; 大橋, 1930)に置かれていたが、北岸の浜間口と南岸の生鼻崎の西側とを結ぶ線付近(藤岡, 1950, 1959; 藤岡ほか, 1954)に変更され、藤岡(1973)及び藤岡ほか(1973)によって更に上位層準に移され、これを北里(1975)が踏襲した(第2.1図)。

北里(1975)は、このように新たに地層境界を定義した後、多数の凝灰岩を手がかりに、できるだけ連続した柱状図を作成し、試料を採取して古地磁気層序をまとめた(第2.5図)。更に、自ら有孔虫を同定し、石灰質ナンノプランクトン、放散虫、珪藻については高山俊昭、酒井豊三郎、小泉 格の同定を得て、それまで以上に詳しく微化石層序を検討して古地磁気層序と比較した。その結果、両者で整合しないところもあったが、北浦層～鮪川層を更新世に対比できると結論づけた。

この後、佐藤ほか(1988)とSato *et al.* (2001)は、これに石灰質ナンノ化石層序学的検討を加え、鮮新世～第四紀石灰質ナンノ化石層序(Sato and Kameo, 1996)と北里が示した古地磁気層序との対比に基づいて、北浦層をクロンC1r(松山逆磁極期)、脇本層をクロンC1n(ブルン正磁極期)の前半、すなわち、それぞれ前期更新世～中期更新世前期と中期更新世中期に対比した(第2.6図)。

同じ頃、Matsuoka *et al.* (1987)は、西黒沢層から北浦層まで渦鞭毛藻化石を調べ、それぞれの地層にほぼ対応する4つの化石帯を設定した。また、Matoba *et al.* (1990)と的場(1992a)は、西黒沢層から湧西層に至るすべての地層から産出する底生有孔虫化石と浮遊性有孔虫化石の変遷に基づいて、底生有孔虫層序を示し、更に堆積場の水深と水温の変遷を議論した(第2.7図)。

#### 2.1.4 珪藻化石層序と女川層の上限・下限

1960年代以降の生層序学的研究で、それぞれの地層の地質時代が次第に明らかになるにつれて、地層境界や対比についても異なる見解が示された。その1つに、女川層の下限と上限の問題がある。

女川層と下位の西黒沢層との区分については、初期の地質調査では、珪質岩は珪藻質岩とは異なる堆積岩との認識が強かったらしく、外山(1925)は珪質頁岩(現在のチャート、ポーセラナイト、珪質泥岩・シルト岩に相当する珪質岩の総称。珪藻岩、珪藻質泥岩・シルト岩な

ど珪藻化石が多数確認できる珪藻質岩は除く)で特徴づけられる地層を女川層とし、西黒沢層とは漸移整合関係にあるとしている。しかし、西黒沢付近にあっては、砂岩上位の珪質岩と珪藻質岩までを西黒沢層としたため、結果的に、女川層と西黒沢層との境界は曖昧になった。

その後、藤岡(1948, 1950)は、珪質頁岩で特徴付けられる岩相直下の海緑石砂岩に着目して、これを女川層の基底に置いた。この海緑石砂岩は南岸から丸森を経て真山北西方、野村川流域まで追跡できる(藤岡, 1959, 1973; 藤岡ほか, 1954)。北岸の西黒沢では、海緑石が著しく濃集した厚さ15 cmの砂岩は確認できるものの、それが南岸で女川層の基底とした海緑石砂岩に対応するものかどうかは確認できていない。それでも、砂岩卓越相から珪藻質泥岩(実際はシルト岩、以下同じ)卓越相へ漸移する層準の砂岩や珪質泥岩に海緑石が散在することは確かであり(外山, 1925)、また、女川層を構成する珪質岩は珪藻質岩起源である(高橋, 1922)との認識が深まったこともあって、藤岡(1959)は、珪藻質泥岩の直下にある海緑石を含有する珪質シルト岩を女川層の基底とした。

女川層と上位の船川層との境界については、当初から“珪質頁岩”と“黒色頁岩”との境界とされていた。“珪質頁岩”と“黒色頁岩”との間にある男鹿半島下真山付近の珪藻質シルト岩・泥岩についても珪藻質であることから、これを女川層としていた(大橋, 1930; 藤岡, 1950)。しかし、藤岡(1959)はこれを“珪質頁岩”から除外して船川層とした。

藤岡(1959)が定義した女川層の下限と上限は、長い間多くの研究者がこれを受け入れており、男鹿半島の地質図を自ら編集し直した時点でもそのままとした(藤岡, 1973)。その間、異論が無かったわけではなく、Kanaya(1959)は、珪藻化石層序を検討する際、北岸の西黒沢に分布する女川層珪藻質泥岩卓越相が女川層を特徴づける層状珪質堆積岩とは岩相が異なることを指摘し、これを平沢珪藻質泥岩部層(Hirasawa Diatomaceous Mudstone Member)として区別し、両者は指交関係にあるとした。また、下真山から野村川にかけて分布する珪藻質岩について、岩相が平沢珪藻質泥岩部層に似ていて、しかも、平沢珪藻質泥岩部層に共通する珪藻化石種が存在することから、これを真山珪藻質泥岩部層(Shinzan Diatomaceous Mudstone Member)と名付けて、船川層ではなく、女川層に位置づけることを提案した。このKanaya(1959)の説は、Koizumi(1968)に引き継がれたものの長い間無視され続けた。北里(1975)は、真山珪藻質泥岩部層を認めつつも、船川層の主体をなす泥岩と指交すると考えて、これを船川層下部に位置づけている。

しかし、小泉・金谷(1977)が真山珪藻質泥岩部層の、そして小泉・的場(1989)が平沢珪藻質泥岩部層の珪藻



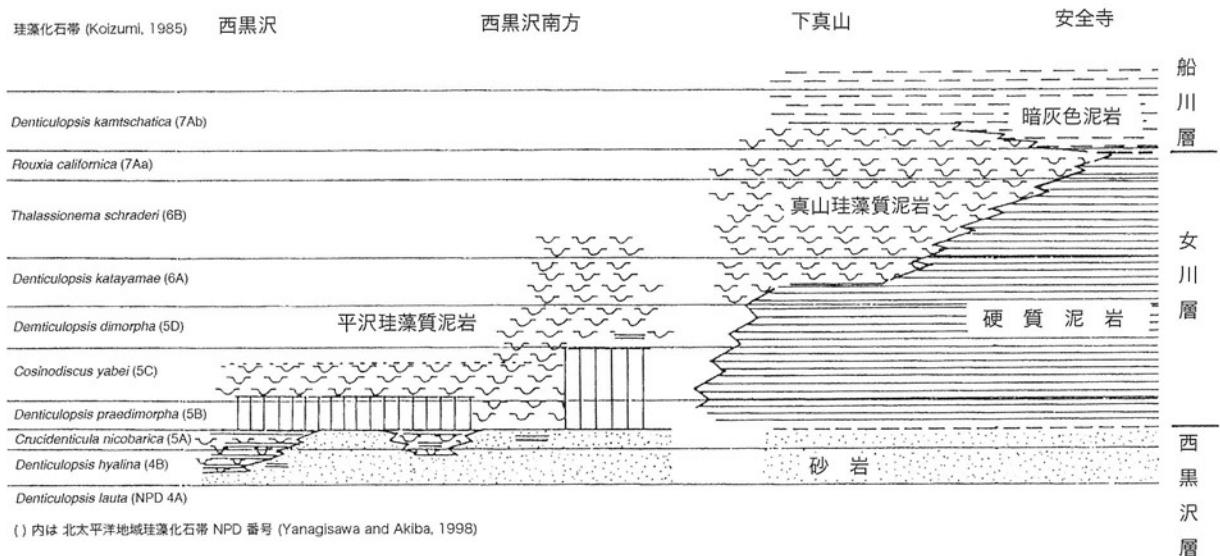
化石層序を明らかにしたことで、平沢珪藻質泥岩部層上部が真山珪藻質泥岩に対比されることが分かり、それ以降は、真山珪藻質泥岩部層を女川層とし、その上部が一部船川層と指交すると考えられるようになった（第2.8図：的場・小泉，1986；白石・的場，1992；的場，1992b；Koizumi *et al.*, 2009）。ただし、小泉・的場（1989）は、西黒沢層模式地で平沢珪藻質泥岩部層の珪藻化石帯を調べ、南岸では珪質頁岩直下の海緑石砂岩を北岸では最初に出現する含海緑石珪質頁岩（すなわち平沢珪藻質泥岩部層の基底）をもって女川層の基底としていたそれまでの考え方を変更して、平沢珪藻質泥岩部層下部の珪質泥岩珪藻質泥岩互層を西黒沢層に、無層理珪藻質泥岩が優勢となる上部を女川層とすることを提案している（第2.10図）。これには、日本海側の各地で温暖な海が寒冷な海に変わる時期が生層序学的に定義可能であるとの見込みに立って、模式地の境界をできる限りその生層序学的境界に近づけようとの意図があった。

男鹿半島を模式として層序が立てられていた秋田地域や周辺地域と男鹿半島との間の地層対比は、当初から、特徴的岩相を備えた女川層を示準層として、岩相層序の類似性に基づいてなされてきた。しかし、後で述べるように生層序学的研究が進化した結果、女川層の上限と下限の定義にとどまらず、男鹿半島と周辺地域との間で女川層より上位の地層群の岩相層序と年代層序との食い違いも顕わになっている（小泉・金谷，1977；松居，

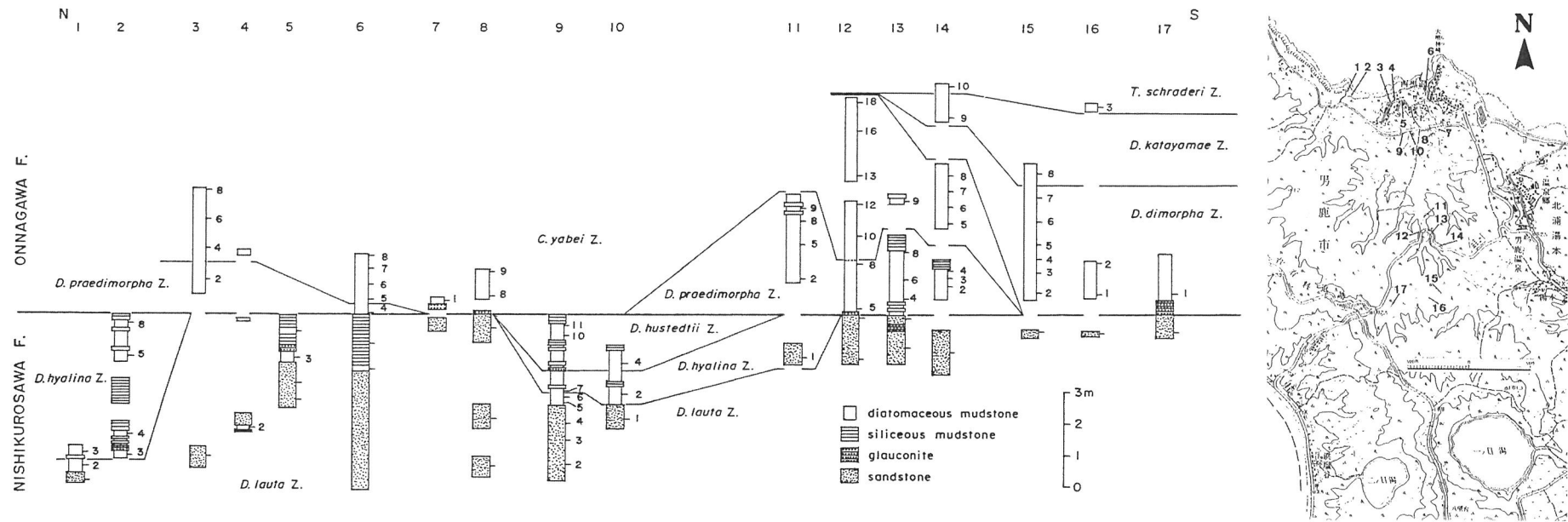
1981；佐藤ほか，1988；的場ほか，1989；的場，1992b）。

### 2.1.5 テフラの同定と更新統～完新統年代層序の確立

男鹿半島における層序学的研究では藤岡（1959）以降、北浦層から鮎川層、あるいは潟西層に至る地層と周辺に広く分布する段丘堆積物との層序学的関係は1990年代に入るまでほとんど議論されなかった。しかし、段丘そのものについては、広い範囲に分布することから、1960年代以降、段丘面の区分が繰り返し行われてきた（藤岡・高安，1965；太田，1968；太田ほか，1968；今泉，1977；白石・潟西団体研究グループ，1981；潟西団体研究グループ，1983；宮内，1988；白石，2000）。太田ほか（1968）は、高位から順に、第1，2（H1），3（H2），4（M1），5段丘に分け、太田（1968）は、第2，3，4段丘の対比と旧汀線高度に基づいて地殻変形量を議論し、今泉（1977）も、同様に  $T_I$  面よりも上位の段丘と、 $T_I$ ， $T_{II}$ ， $T_{III}$ ， $T_{IV}$  段丘に区分して、同じく男鹿半島の地殻変形量を議論している。白石・潟西団体研究グループ（1981）は、太田ほか（1968）の第1段丘を金ヶ崎高位段丘と金ヶ崎段丘に細分し、第2，3，4，5段丘をそれぞれ上真山，下真山，潟西，相川段丘と名付けるとともに、完新統からなる橋本段丘を識別した。これら段丘を構成する堆積物と地層との対比や地層の時代年代決定は、堆積物中に挟まれている広域テフラの同定によるところが大きい。



第2.8図 珪藻質泥岩の微化石層序に基づく西黒沢層、女川層及び船川層の層序学的位置づけ  
 的場・小泉（1986）に加筆。縦線は珪藻化石帯の欠如を示す。本報告では、真山珪藻質泥岩を女川層とした。また、平沢珪藻質泥岩のうち、海緑石砂岩や炭酸塩で膠結した砂岩が認められなくなる層準（NPD5C）より上を女川層とした。Crucidenticula nicobarica 帯は原著では Denticulopsis nicobarica 帯となっているがその後改称されたので、この図では現在使われている名称に置き換えた。



第2.9図 西黒沢周辺における西黒沢層・女川層珪藻化石層序

小泉・的場 (1989) の Fig. 1・Fig. 3 (© 日本地質学会) から編集. 数字は柱状図番号と柱状図上での試料番号. 柱状図位置は右側の地図参照. 小泉・的場 (1989) は, 珪質泥岩と珪藻質泥岩との互層から無層理珪藻質泥岩が優勢になる層準で *Crucidentricula nicobarica* 帯 (NPD5A) が欠けていることに着目して西黒沢層と女川層との境界をそこに置いた.

北里 (1975) は、船川層から鮪川層に至る層序を総合的に検討した際に、北浦層に26の凝灰岩鍵層を認めている (第2.10図)。それらの起源は不明であったが、佐藤ほか (1988) と Sato *et al.* (2001) の研究で北浦層の年代がほぼ確定したことを受け、広域テフラの存在を求めて探索が行われるようになった。その結果、長橋ほか

(2002) と黒川ほか (2004) は、石灰質微化石層序と鉱物構成比・化学組成などに基づいて、北里 (1975) が Km3, Km2 とした凝灰岩を大峰-SK110 (Omn. 1.65 ~ 1.60 Ma: 町田・新井, 2003) と SK100 に対比した。また、鈴木・中山 (2007) は、仙岩地域の倉沢山溶結凝灰岩 (約 2 Ma: 須藤, 1992) に対応する玉川 R4 テフ

| KEY BEDS | DESCRIPTION  | TYPE LOCALITY |
|----------|--|---------------|
| Pk       | (Sd)/ p f T(33)/ (Sd)  | 安田西方 100m     |
| Pmt      | (lg Slt)/ Lg(60)/ lg Slt(25)/ w c P(65)/ w f T(2)/ w c P(3)/ w f T(1)/ w c P(35)/ alt. lg Slt & w m P(18)/ Lg(33)/ lg Slt(10)/ (f Sd)  | 安田西方 200m     |
| An       | (sdy Slt)/ gr w f T(10)/ f-m G(20)/ (sdy Slt)  | 安田西方 1000m    |
| Oz 1     | (Slt)/ light pp vf T(58)/ w c P(2)/ (Slt)  | 生鼻崎西方 500m    |
| Oz 2     | (Slt)/ thin alt. light pp vf T(36)/ (Slt)  | "             |
| Oz 3     | (Slt)/ thin alt. light pp f T(100)/ (Slt)  | "             |
| Oz 4     | (Slt)/ pmc Sd(6)/ light pp vf T(50)/ alt. vf T & G(34)/ (Slt)  | "             |
| Oz 5     | (Slt)/ gr f T(20)/ (Slt)   | "             |
| Hm 1     | (Slt)/ gr sdy m T(10)/ w f T(35)/ (Slt)  | 浜間口西方         |
| Hm 2     | (Slt)/ w f-m T(40)/ c G(10)/ (Slt)   | "             |
| Hm 3     | (Slt)/ sdy m T(8)/ vf T(7)/ gr f T(5)/ (Slt)   | "             |
| Hm 4     | (Slt)/ thin alt. vf T & f T(60)/ sdy m T(70)/ (Slt)  | "             |
| Hm 5     | (Slt)/ gr f T(7)/ (Slt)  | "             |
| Hm 6     | (Slt)/ gr w vf T(14)/ w f T(16)/ (Slt)   | "             |
| Hm 7     | (Slt)/ alt. vf T & w f T(20)/ tfc Slt(4)/ bu gr f T(8)/ alt. w vf T & w f T(25)/ w m G(0.5)/ (Slt)   | "             |
| Hm 8     | (Slt)/ gr w vf T(10)/ w f T(20)/ gr w vf T(10)/ (Slt)  | "             |
| Hm 9     | (Slt)/ light pp vf T(60)/ (Slt)  | "             |
| Hm 10    | (Slt)/ gr w vf T(3)/ w f T(11)/ sdy T(13)/ gr w vf T(6)/ w f T(7)/ sdy T(18)/ w m G(1)/ (Slt)  | "             |
| Hm 11    | (Slt)/ gr w vf T(7)/ gr w sdy T(12)/ bu gr sdy T(3)/ (Slt)   | "             |
| Km 1     | (Slt)/ gr sdy T(10)/ w f T(4)/ (Slt)   | 小増川河口         |
| Km 2     | (Slt)/ alt. gr w vf T & w f T(16)/ bl f T(1)/ w f T(31)/ gr w sdy f T(10) / w f T(17)/ w f G(5)/ (Slt)   | "             |
| Km 3     | (Slt)/ gr vf T(2)/ w f T(2)/ gr w vf T(10)/ gr w f T(10)/ w f T(15)/ gr w f T(10)/ f G(10)/ w m G(20)/ bl vf T(1)/ (Slt)   | "             |
| Km 4     | (Slt)/ gr w vf T(4)/ gr bl vf T(1)/ w f T(1)/ gr w f T(5)/ w f T(1)/ gr w G(3)/ bl vf T(0.5)/ (Slt)  | "             |
| Ak 1     | (Slt)/ w f T(27)/ (Slt)  | 相川澳港          |
| Ak 2     | (Slt)/ gr vf T with black spot(8)/ (Slt)   | "             |
| Ak 3     | (Slt)/ w f T(3.5)/ Slt(8.5)/ gr w sdy m T(6)/ tfc Sd(1)/ Slt(9)/ tfc Sd(0.5)/ Slt(7)/ w m G(9)/ (Slt)  | 相川下流          |
| Nm 1     | (Slt)/ gr vf T(20)/ gr f T(2)/ gr vf T(10)/ gr f T(4)/ lam gr vf T(60)/ gr sdy f T(25)/ gr vf T(20)/ gr sdy T(5)/ gr vf T(50)/ gr sdy T(5)/ gr vf T(30)/ gr sdy T(50)/ (Slt) | 野村澳港          |
| Nm 2     | (Slt)/ gr vf T(80)/ gr f T(5)/ nodule(5)/ gr vf T(30)/ gr f T(10)/ pmc c Sd(0-2)/ (Slt)  | "             |
| Nm 3     | (Slt)/ gr vf T(15)/ gr w vf T(15)/ thin alt. vf T & f T(13)/ gr f T(10)/ w f T(5)/ (Slt)   | "             |
| Mm       | (Slt)/ w vf T(10)/ w f T(60)/ w f-m T(60)/ gr w m T(150)/ lam. m T(50)/ sdy c T(2)/ lam. m T(10)/ sdy c T(2)/ c T(5)/ sdy c T(5)/ (Slt)                                      | 南平沢北方 200m    |

ABBREVIATION

|      |               |    |                     |
|------|---------------|----|---------------------|
| Sd   | : sand        | c  | : coarse-grained    |
| Slt  | : silt        | m  | : medium-grained    |
| T    | : tuff        | f  | : fine-grained      |
| G    | : Gomashio    | vf | : very fine-grained |
| P    | : pumice      |    |                     |
| L    | : lignite     | w  | : white             |
|      |               | bu | : blue              |
| sd   | : sandy       | pp | : purple            |
| tfc  | : tuffaceous  | p  | : pink              |
| pmc  | : pumiceous   | gr | : gray              |
| lam. | : laminated   | bl | : black             |
| alt. | : alternation |    |                     |
| lg   | : lignitic    |    |                     |

( Thickness in centimeters )

第2.10図 北浦層とその上下の地層に挟まれている凝灰岩鍵層の記号と特徴、模式地 (北里, 1975)  
Mm = 南平沢凝灰岩, Nm = 野村川, Ak = 相川, Hm = 浜間口, Km = 小増川 (Km3 = 大峰-SK110, Km2 = SK100), Oz = 生鼻崎 (Oz2=OT21= 八甲田2), An = 安田, Pmt = パミスタフ (男鹿パミスタフ), Pk = ピンクタフ (洞爺火山灰)



ラ (Tmg-R4: 町田・新井, 2003) を男鹿半島北東, 申川の海岸に露出する北浦層中に認めている。

鮪川層についても, 北里 (1975) 以降, 三つの広域テフラが見つかり, 45~20 万年前 (中期更新世) であることが確定した。そのうち, 脇本テフラ (Wkm: 町田・新井, 2003) と白頭山男鹿テフラ (B-Og: 町田・新井, 1992) は, 男鹿半島を模式とするが, それぞれ房総半島と日本海において同定され, 年代が確定した (町田・新井, 2003; 白井ほか, 1997)。白頭山男鹿テフラの直下にあり, 北里 (1975) が鍵層とし命名定義したパミスタフ (Pmt) が 42 万年前に戸賀火山から噴出した火砕サージ堆積物であることも明らかにされている (鹿野ほか, 2002)。この鍵層は, その後, 男鹿パミスタフ (白石・的場, 1996 a) あるいは男鹿 pmt (町田・新井, 2003) と異なる名称で記載された。

北里 (1975) が提案した安田層については, 白石・潟西層団体研究グループ (1981) がこれを認め, 鮪川層との傾斜不整合は西側の隆起を反映しているとした。しかし, 町田ほか (1987) が安田層に挟まれている細粒火山灰 (ピンクタブ) を広域テフラである洞爺火山灰 (Toya) と同定し, 同じテフラが模式地の潟西層にも挟まれていることを指摘し, 安田層が潟西層に対比されることを示した。

その後, 白石ほか (1992) は模式地の潟西層中に三瓶木次テフラ (SK, 115~110 ka: 町田・新井, 2003) を, 模式地の安田層中に阿蘇 4 テフラ (Aso-4, 90~85 ka: 町田・新井, 2003) を認め, 町田ほか (1987) の対比を確認した。白井・多田 (1997) は, この対比に基づいて, 安田層から潟西層中部までを外側陸棚上部から内湾, 河口へと上方に向かって水深が浅くなる 1 つの堆積輪廻であることを指摘し, 安田層を潟西層に一括した。

白石・竹内 (1999) は, 安田層に対応する岩相がテフラを基準に安田層の模式地 (安田海岸) から潟西層の模式地 (潟西丘陵) まで及んでいることを確認して安田層を潟西層の沖浜堆積相と位置づけた。潟西層は広い範囲で段丘を構成しているが, これらの堆積相と広域テフラの対比に基づく研究は, その上面を MIS (酸素同位体ステージ) 5.3 (100 ka) の離水面とすべきことを示している。ただし, 白石・竹内 (1999) は, 安田海岸においては, 潟西層最上部に寒冷化を示唆する貝化石群集が産出するため, MIS 5.3 の離水面をそれより下位に置き, 潟西層最上部の上面を MIS 5.1 (80 ka) の離水面とする考え方を提示した。また, 白石 (2000) は, 潟西層の浅海堆積物を削剥してこれに不整合に重なる堆積物を安田東方の五里合に認め, これを MIS 5.1 に対応する堆積物として五里合層と名付けて潟西層から切り離すと同時に, その離水面に対応する段丘の名称をそれまでの潟西段丘から牧野段丘に変更した。更に, 下位の潟西層の離水面についても, これをそれまで下真山とされていた

段丘へ連続するとみなして, 潟西段丘に対比した。

白石ほか (1988) は, 五里合層の発見に先駆けて, 同じく五里合地域の箱井南方で潟西層の侵食面を埋める湖沼堆積物を見つけて箱井層と名付けるとともに, これが始良 Tn テフラ (29~26 ka: 町田・新井, 2003) を挟むことから, MIS 2 に対応する地層とした。また, 白石 (1982) は, 五里合の北方に続く海岸沿いに低位段丘を認め, これを橋本段丘と名付けるとともに, 橋本段丘を構成する堆積物を橋本段丘堆積物と呼び, 堆積物中の木片の <sup>14</sup>C 年代を得て縄文海進の堆積物に位置づけた。その後, 大沢ほか (1985 a) は, この橋本段丘堆積物を橋本層と改称し記載している。

白石 (2000) は, MIS 5.1 より後に形成された面を構成する堆積物として, 相川付近の段丘堆積物 (MIS 3) と, 箱井層 (MIS 2), 橋本層 (MIS 1) を挙げている。相川付近の段丘堆積物の対比についてはその形成時期を判断する材料はないが, 五里合層のなす堆積面よりも面高度が低いとして, 形成期を五里合層よりも若いとした。結局, 男鹿半島の段丘を高位から順に, 金ヶ崎高位, 金ヶ崎, 上真山, 潟西, 牧野, 相川, 箱井, 橋本段丘に区分し直し, 更に, 潟西と牧野, 相川, 箱井, 橋本段丘を構成する潟西層と五里合層, 相川段丘構成層, 箱井層, 橋本層をそれぞれ MIS 5.3, 5.1, 3, 2, 1 に対比した。

一方, MIS 5.3 より前に形成された段丘面については, それを構成する堆積物に対比基準がみつからないこと, あるいは, 段丘面に対応する堆積物が観察できないことから, 段丘面の形成時期についての推定はあいまいなままである。しかし, 白井・多田 (1997) は新たに定義された潟西層 (旧来の安田層と潟西層とを合わせた地層) の下位にあって安田層を除く鮪川層についても 6 つの堆積輪廻を認め, Shirai and Tada (2000) はそれぞれの輪廻を MIS 12~5 に対比した。また, Shirai and Tada (2002) は堆積相と堆積サイクル境界面の傾斜から堆積場の傾動と隆起を検討した。

完新世の堆積物のうち, 砂丘堆積物については白石 (1986) の報告がある。八郎潟湖底堆積物については, 八郎潟干拓に関連した調査研究 (三位, 1960, 1966; 藤岡, 1965) があり, その後, 白石 (1990) が, 砂丘堆積物と八郎潟湖底堆積物の形成年代や環境について議論している。

#### 2.1.6 “緑色凝灰岩”の放射年代と岩相層序の確立

以上述べてきたように, 藤岡 (1959) 以降, 男鹿半島での層序学的研究は詳細を極めてきたことがわかる。一方, “緑色凝灰岩”については, 海岸以外での露出が悪く, 組成と産状の異なる様々な火山岩が複雑に入り組んでいることもあって, ほとんど研究の進展がなかった。

その中において, 西村・石田 (1972) は, フィッシュン・トラック (FT) 年代測定法を導入して男鹿半島の様々

な地質単元から得たジルコンを対象に年代測定を試みて、次のような年代値を得た。赤島のアダメロ岩 = 62 Ma, 門前層真山流紋岩類 = 26 Ma, 台島層帆掛島石英安山岩 (溶結凝灰岩) = 20 Ma, 館山崎西側の台島層軽石火山礫凝灰岩 = 25 Ma, 西黒沢層中の凝灰岩 = 16 Ma, 船川層南平沢凝灰岩 = 13 Ma, 同安全寺凝灰岩 = 12 Ma, 北浦層基底相川砂岩 (北浦凝灰岩) = 7.5 Ma, 脇本層中部凝灰岩 = 6.8 Ma, 鮪川層ピンク火山灰 = 2.8 Ma。これらの年代値は当時想定されていた各層の地質時代と大きくかけ離れたものではなかったが、笹島ほか (1978) は、異質ジルコンの混入を考慮して補正し、船川層, 北浦層, 脇本層, 鮪川層の年代値を, それぞれ, 5.8 Ma, 3.6 Ma, 2.9 Ma, 1.1 Ma に修正し, 結果的に地質時代との矛盾は解消されたかに見えた。同じ頃, 玉生 (1978) は, ジルコン結晶を二つの集団に分けて自発トラック数と誘発トラック数を別個の集団で求める方法 (population method) で, 赤島のアダメロ岩 =  $96.1 \pm 13.6$  Ma, 赤島層入道崎火成岩デイサイト溶結凝灰岩 =  $61.2 \pm 9.0$  Ma, 同デイサイト貫入岩 (実はデイサイト溶結凝灰岩: 大口ほか, 1979) =  $67.2 \pm 9.9$  Ma, 門前層真山流紋岩類 =  $59.2 \pm 8.7$  Ma, 館山崎西側の台島層軽石火山礫凝灰岩 =  $31.2 \pm 4.7$  Ma, 船川層安全寺凝灰岩 =  $6.9 \pm 1.4$  Ma の結果を得た。しかし, これらの値は, 自発トラック数と誘発トラック数を個々のジルコン結晶で求める方法 (grain-by-grain method) を用いた西村・石田 (1972) と笹島ほか (1978) とは大きく食い違うところがあった。玉生 (1978) の方法は誤差が大きく, 火砕岩のように異質ジルコンが混入している場合には不適とされ, 以後, population method が顧みられることはなかった。

FT 年代測定法がある程度標準化された 1980 年代になると, K-Ar 年代測定法に適さない変質した岩石について次々と FT 年代測定が行われた。男鹿でも再度測定が試みられ, 鈴木 (1980b) が次のような値を報告した。すなわち, 赤島溶岩類 =  $49.3 \pm 2.7$  Ma, 入道崎火成岩デイサイト溶結凝灰岩 =  $51.4 \pm 2.0$  Ma, 北岸の門前層流紋岩 =  $31.5 \pm 1.7$  Ma, 白岩の門前層細粒凝灰岩 =  $27.1 \pm 1.3$  Ma, 門前層真山流紋岩類 =  $25.3 \pm 0.2$  Ma, 台島層帆掛島石英安山岩 =  $22.0 \pm 1.1$  Ma,  $20.9 \pm 0.3$  Ma。続いて雁沢 (1987) が, 入道崎火成岩デイサイト溶結凝灰岩 =  $53.4 \pm 1.4$  Ma, 北岸の門前層流紋岩 =  $29.8 \pm 0.6$  Ma, 門前層真山流紋岩類 =  $23.7 \pm 0.2$  Ma, 台島層帆掛島石英安山岩 =  $21.9 \pm 0.7$  Ma,  $20.8 \pm 0.6$  Ma の値を得て鈴木 (1980b) の結果を追認したため, この後, 鈴木 (1980b) と雁沢 (1987) の測定値が赤島層と門前層, 台島層の年代とみなされるようになった。

同じ頃, 木村 (1986) は, 真山流紋岩類と帆掛島石英安山岩の FT 年代値  $24.4$  Ma と  $18.8$  Ma を報告し,

潮瀬ノ岬砂礫岩と真山流紋岩類, 帆掛島石英安山岩を台島層と門前層との間を占める双六層とすることを提案したが, 年代測定に関する資料と地質記載がなかったために顧みられることはなかった。また, 大口ほか (1979) は, これらに先駆けて, 入道崎火成岩の全岩 K-Ar 年代として  $38$  Ma,  $30$  Ma の値を報告していたが, 変質年代とみなした。このとき, 真山流紋岩類の黒雲母 K-Ar 年代として  $39$  Ma の値も報告されており, 兼岡 (1983) がこの値を評価していたにもかかわらず, 雁沢 (1987) が FT 年代値との食い違いについて原因を突き止めることなくこれを棄却してしまい, 忘れ去られてしまった。

この後“緑色凝灰岩”の研究は, その詳細な層序と古地磁気学, 岩石学に移る。門前層の層序は, その岩相構成の複雑さと分布地域の険しさに阻まれて, 長い間大まかなまま放置されていた。この事情は 1970 年代に入っても変わらなかったが, 各地の“緑色凝灰岩”との年代対比 (例えば, 雁沢, 1987) が進むにつれて, 日本海形成に関連した火山活動を記録した地層として脚光を浴びるようになり, 古地磁気学的研究 (Otofujii *et al.*, 1985, 1994; Tosha and Hamano, 1986, 1988; 西谷・田上, 1988) とあいまって, それまでになく詳しい調査が必要になった。大口ほか (1995) は, 後期新生代火山活動の解明に向けた総合的な研究 (周藤ほか, 1995) を契機に, 門前層を岩質と噴出環境の違いに着目して細分し, 多数の全岩 K-Ar 年代測定値に基づいて, それらが  $35 \sim 25$  Ma に噴出したと結論づけた。また, 潮瀬ノ岬砂礫岩と帆掛島石英安山岩とを併せた地層として潮瀬ノ岬層を定義し, 門前層と台島層との間に置いた。深瀬・周藤 (2000) は, 門前層潜岩溶岩類・加茂溶岩類を 4 つに区分した大口ほか (1995) の層序区分にほぼ準じて地質単元を分け, それらを構成する玄武岩～安山岩の元素組成を調べて, リフトを特徴付ける組成を持った玄武岩と, リフトと島弧に産する玄武岩の中間的特徴を備えた玄武岩, これらが花崗岩質岩石を同化して生じた安山岩が存在することを指摘した。八木ほか (2001) と吉田ほか (2004) は, 台島層の玄武岩質溶岩が島弧ソレイトに似た組成を示し, 台島層の時期には浅いところでマンツルの部分溶融が起こった可能性を指摘している。

この頃, 小林ほか (2004) は, それまで深い植生に隠されて詳しい調査がなされないまま門前層とされていた内陸の野村川上流域を調査し, デイサイト火砕岩と玄武岩～玄武岩質安山岩溶岩が門前層を構成する様々な火山岩に不整合に重なり, 西黒沢層と女川層に不整合に覆われていることを発見した。更に, これらの火山岩を野村川層と名付け, 同様の火山岩で構成される台島層主部に対比されることを示唆した。これを受けて, 佐藤ほか (2009) は, 台島層の岩相層序を古地磁気層序と併せて再検討し, 台島層のほとんどが野村川層と同様, デイサイト火砕岩と玄武岩～玄武岩質安山岩溶岩・火砕岩から

なり、野村川層に連続することを確認した。また、館山崎にあって台島層の代表的岩相とされたデイサイト火砕岩は、それを噴出したカルデラ（館山崎カルデラ：Sato *et al.*, 2009）を埋めた堆積物で、周辺の岩石を取り込んでおり、潮瀬ノ岬砂礫岩もそのカルデラに滑り落ちた巨大なブロックであるとの解釈を示した。

潮瀬ノ岬砂礫岩の主体は長い間砂礫岩とされていたが、実際は岩片に富むスコリア堆積物である。その下位には、砂岩とシルト岩、泥岩があり、そこに浅海に棲息する生物が残したと考えられる生痕が認められる（大口ほか、2002）。潮瀬ノ岬砂礫岩は阿仁合植物群に類する植物化石を産することから、時代は前期中新世で、門前層の一部とされていた（藤岡、1959, 1973）。しかし、周囲の門前層と隔絶されていたため確証はなく、門前層本体との関係については長い間論争があった（西男鹿団体研究グループ、1972；鈴木、1980 a；木村、1986；大口ほか、1995）。Kano *et al.* (2007) は、スコリアの FT 年代値 33 Ma と 35 Ma を得て、これが門前層に対比されることを示唆した。更に、鹿野ほか（2007）が、真山流紋岩類（本報告の真山流紋岩）の黒雲母 K-Ar 年代値と黒雲母 Ar-Ar 年代値がともに 34 Ma で、同一試料のジルコン FT 年代値が 37 Ma に近いこと、そして真山流紋岩類基底起源の砂岩が潮瀬ノ岬砂礫岩最上部を占めていることを指摘するに及んで、潮瀬ノ岬砂礫岩は真山流紋岩類下部に対比できることが確実にされた（鹿野ほか、2008）。同時に、潮瀬ノ岬砂礫岩のスコリアと潮瀬ノ岬砂礫岩（34 Ma 前後）を貫くドレライト～玄武岩（20 Ma 前後）の古地磁気方位がそれぞれの年代から推定される周囲の火山岩について得られているそれとは大きく異なって、もとの位置から移動・回転していることも明らかになり、潮瀬ノ岬砂礫岩は、これを貫くドレライト～玄武岩とともに館山崎カルデラを充てんする堆積物中の巨大ブロックと解されるようになった（鹿野ほか、2008；Sato *et al.*, 2009）。潮瀬ノ岬砂礫岩を除く門前層の本体については、最近、小林ほか（2008）が火山岩の組成や産状、分布に着目して旧来の岩相層序（藤岡、1959, 1973；藤岡ほか、1973）を全面的に改めている。

門前層の 1970 年代～1980 年代に測定された FT 年代値はと較正がなされていない。鹿野ほか（2007）が報告した真山流紋岩類の FT 年代値が 1970 年代～1980 年代に得られた値と異なるのはそのためであると考えられている。ただし、必ずしも食い違うわけではなく、台島層帆掛島石英安山岩の年代値は西村・西田（1972）以降、鈴木（1980 b）、雁沢（1987）ともほぼ同じで、帆掛島石英安山岩に対比される野村川層のデイサイト溶結凝灰岩のそれとも大差ない。門前層下位の赤島層については、本報告でデイサイト溶結火山礫凝灰岩について新たに測定したところ、 $58.8 \pm 1.5$  Ma の値が得られた（後述）。この測定値は  $\chi^2$  検定に合格しないため参考値ではある

が、従前の値と大きくは食い違わないことが分かった。しかし、最近得られたジルコン  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年代値は  $71.53 \pm 0.64$  Ma と  $72.03 \pm 0.65$  Ma であり、赤島層の地質時代は後期白亜紀まで遡る（谷、未公表）。基盤とされていたアダメロ岩は（現行の IUGS による分類では花崗岩とすべき岩石）、赤島層に取り込まれた巨大なブロックで（大口ほか、2008）、そのジルコンの  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年代値は、 $87.0 \pm 1.8$  Ma,  $89.9 \pm 2.6$  Ma,  $93.3 \pm 1.9$  Ma と古い（小笠原ほか、2005）。潮瀬ノ岬砂礫岩スコリア火砕岩には花崗岩質岩（加納・井上、1952）のほか、火砕岩起源のホルンフェルス（大口ほか、1973）も取り込まれており、白亜紀に噴出した火砕岩とこれを貫く花崗岩質岩の存在が浮かび上がる。

#### 2.1.7 火山の構成と活動時期の解明

男鹿半島の火山に関する研究は意外に少なく、層序学的研究の中で触れられることが多かった。男鹿半島に分布する火山のうち、目潟火山と総称される一ノ目潟、二ノ目潟、三ノ目潟は、その地形的特徴から、いずれも爆裂火口（マール）として知られていたが（例えば、林、1955）、噴出物の産状や分布、層序を詳しく記載したのは Katsui *et al.* (1979) が初めてである。これ以降は岩石学的研究が相次ぎ、Katsui *et al.* (1979)、Aoki and Fujimaki (1982)、Sakuyama and Koyaguchi (1984)、阿部ほか（1992）は、一ノ目潟と二ノ目潟の本質火砕粒子がカルクアルカリ安山岩であることを、吉永・中川（1999）は、三ノ目潟の本質火砕粒子が高アルミナ玄武岩であることを明らかにした。また、Kuno (1967)、Aoki (1971)、Takahashi (1986) は、噴出物中に散在するマントル由来の様々な岩石の起源を議論した。北村（1990）は、 $^{14}\text{C}$  年代、始良 Tn 火山灰、更新世段丘との層序関係に基づいて、一ノ目潟と三ノ目潟の形成年代を約 7 万～6 万年前、2 万 4 千～2 万年前と結論した。

目潟火山に近接する戸賀湾は、その目潟に類似した地形的特徴と、沿岸に限って分布する軽石堆積物の存在を挙げて、これを爆裂火口とする意見が昔からあった。大橋（1930, 1938 a, b）は戸賀湾沿岸の軽石堆積物を戸賀爆裂火口噴出物と認め戸賀浮石砂層と名付けており、半沢（1954）はこれを戸賀凝灰岩、藤岡ほか（1954）は戸賀浮石層と呼んだ。藤岡（1959）は、更に戸賀軽石層と改称し、酸性火山噴出物を多量に含む水成層と考えて記載したが、その起源と戸賀湾との関係については不明とした。藤岡（1959）以降は、戸賀湾を爆裂火口とする議論は長い間、影を潜めていたが、最近になって、鹿野ほか（2002）が、軽石堆積物の特徴と分布、堆積物と基盤との接触関係、更には狐崎ほか（2002）による重力異常の解析結果に基づいて、戸賀湾に面する塩浜谷を中心とした火口径 2.4 km × 2 km の開析されたタフリングの存在を改めて認め、これを戸賀火山と名付けた。



寒風山が火山であることは三浦 (1891) の地質図からも読み取れ、斉藤 (1898)、津田 (1929)、大橋 (1931) などの記載がある。しかし、火山の構成を具体的に示したのは、おそらく、藤岡ほか (1973) がはじめてである。その後、丸山ほか (1988) が産状と構成物、層位関係を考慮した細分を行い、それぞれの岩石学的特徴を記載した。また、林ほか (1990) は丸山ほか (1988) とは異なる地質区分を提唱し、それぞれの単元の層位関係と岩石学的特徴について述べており、Hasenaka *et al.* (1993) が、この区分に基づいた地質図を作成して第 29 回万国地質学会議 (IGC) 見学旅行案内書の中で紹介した。

## 2.2 層序

本報告では、これまでの研究を再検討して、男鹿半島に露出する地層岩体を下位から順に、赤島層、門前層、野村川層、台島層、西黒沢層、女川層、船川層、南平沢層、西水口層、北浦層、脇本層、鮎川層、戸賀火山噴出物、金ヶ崎高位段丘堆積物、金ヶ崎低位段丘堆積物、上真山段丘堆積物、下真山段丘堆積物、湧西層、五里合層及び相川・琴川段丘堆積物、箱井層、湯本トラバーチン、寒風山火山噴出物、目瀉火山噴出物、橋本層及び海岸低地堆積物、谷底平野堆積物、そして海岸砂丘・浜堤堆積物及び海浜堆積物に区分する。先に述べたように、これらの下位には後期白亜紀の花崗岩質岩などが伏在していると考えられる。男鹿半島南岸の鶴ノ崎付近では重力異常の解析結果から花崗岩質岩が地下浅所に伏在していることが示唆され、また、温泉ボーリングでその存在が確認されていることから、重力異常の解析結果に基づいてその分布を推定して地質図幅の地質断面図に示した。ただし、詳細は不明なので、以下では触れない。

各地質単元の岩相、年代、層序関係などを、第 2.11 図に示す。詳細は各説に譲るとして、以下では新たに層序を設定するに当たって考慮した点と各地質単元の岩相、年代、層序関係などの概要について述べる。

**赤島層** (藤岡, 1959) は、男鹿市入道崎西方、赤島とその周辺地域を模式地とし、西岸の赤島と東岸の島 (入道崎漁港に面する集落でこれも含めて現在の地名は入道崎となっている) を結ぶ線の北側から入道崎にかけて分布する。その下限は不明で、層厚は 200 m を超える。赤島層の基盤とされていた角閃石黒雲母アダメロ岩 (花崗岩) は、赤島層中の巨大ブロックと判断した (大口ほか, 2008)。

赤島層はこれまで赤島溶岩類と入道崎火成岩とに区分されてきた (藤岡, 1959, 1973)。赤島溶岩類は主に斜方輝石単斜輝石安山岩 (もしくはデイサイト) ブロックとそれらの細片からなる無層理、淘汰不良の火山角礫岩で、花崗岩など雑多な異質角礫と混合しており、溶岩とは異なる。入道崎火成岩類は斜方輝石単斜輝石デイサイ

ト溶結火山礫凝灰岩を主体とする火砕流堆積物で、火山角礫岩の上位にあって一部に火山角礫岩と入り組んでいるところがあり、火山角礫岩に引き続いて定置したと考えられる (大口ほか, 2008)。したがって、本報告では、赤島溶岩類と入道崎火成岩とを区分することなく、両者を同時異相として記載する。デイサイト溶結火砕岩のジルコン  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  年代値は約 72 Ma (谷, 未公表) で、赤島層の地質時代は後期白亜紀である。また、赤島層中の花崗岩ブロックのジルコン  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年代値は、93 ~ 87 Ma である (小笠原ほか, 2005)。

**門前層** (藤岡, 1959) は、男鹿半島門前から赤島に至る海岸を模式地とし、男鹿半島北岸の大明神崎、内陸部の男鹿山牧場及び南岸の潮瀬ノ岬を結ぶ線から西側の海岸にかけて、半島の西部を占めて分布する。下位の赤島層とは北東-南西方向の正断層で接する (藤岡, 1973)。また、野村川層・台島層、西黒沢層、女川層に不整合に覆われる (小林ほか, 2004, 2008; Sato, 2006MS)。

門前層の主な構成岩石は、玄武岩~デイサイトとこれに不調和に重なる流紋岩で、礫岩、砂岩などの碎屑物を伴う。本報告では、小林ほか (2008) に従って、下位から順に舞台島玄武岩、竜ヶ島デイサイト、長楽寺玄武岩、長崎デイサイト、毛無山安山岩、潮瀬ノ岬砂礫岩、真山流紋岩の各部層に区分する。ただし、小林ほか (2008) では長楽寺玄武岩と指交する砂礫岩を長楽寺砂礫岩としたが、門前層を構成するほかの岩相も砂礫岩などを伴うことから、これを長楽寺玄武岩に一括した。

これらの部層のうち、舞台島玄武岩から毛無山安山岩までが藤岡 (1959) の潜岩溶岩類と加茂溶岩類に相当し、主に玄武岩~デイサイト溶岩・火砕岩からなる。門前層の最上部を占める真山流紋岩は藤岡 (1959) が定義した真山流紋岩類にほぼ相当する。流紋岩水底溶岩を主体とするが、基底に砂礫岩と流紋岩火砕岩を伴う。

潮瀬ノ岬砂礫岩は、野村川層館山崎デイサイト (後述) が充てんするカルデラ内の巨大ブロックである (鹿野ほか, 2008; Sato *et al.*, 2009)。しかし、形成時期が門前層である (鹿野ほか, 2008) にもかかわらず、門前層の本体では確認されていない浅海堆積物と厚いスコリア火砕密度流堆積物からなる特異な岩相を示し、また、植物化石を産する。本報告では、この点を重く見て、これを門前層の一部として記載する。

門前層については多数の放射年代値が得られており (鈴木, 1980; 雁沢, 1987; 大口ほか, 1995; Kano *et al.*, 2007; 鹿野ほか, 2007, 2008)、その年代の上限は 34 Ma、下限は不明であるが、37 Ma 前後と考えられ、最新の年代尺度 (Gradstein *et al.*, 2004) に照らし合わせると、門前層の地質時代は後期始新世まで遡る。

**野村川層**は、野村川流域を模式地として小林ほか (2004) が新たに提唱した地層である。デイサイト火砕岩 (主として溶結) と玄武岩~玄武岩質安山岩溶岩・火

| 地質時代               | 層序区分 (層厚)  | 岩相   | 火成活動                           | 堆積環境   | 地殻変動   | 放射年代、化石、鍵層など   |   |  |                                   |
|--------------------|--|--|--------------------------------|--|--|--|---|--|-----------------------------------|
| 第四紀                | 完新世  | 干拓地及び埋立地   |                                |  |  |  |   |  |                                   |
|                    |  | 海浜堆積物、海岸砂丘堆積物、旧八郎潟湖底堆積物及び谷底平野堆積物                               | 礫、砂及び泥                         | 海岸平野など   |  |  |   |  |                                   |
|                    | 後期更新世  | 橋本層及び完新世段丘堆積物 (2~5 m)  | 礫、砂及び泥                         |  |  |  | 6-4 ka ( <sup>14</sup> C, 橋本層中の木片)<br>30-5 ka ( <sup>14</sup> C, トラバーチン中の炭質物) |  |                                   |
|                    |  | 寒風山火山噴出物   | 火山麓扇状地堆積物                      | 火山岩屑   | カルクアルカリ岩<br>高アルカリ玄武岩<br>(三ノ目湯)   | 丘陵   | NS方向の圧縮変形<br>隆起と傾動  |  |                                   |
|                    |  |  | 第4期 妻恋峠溶岩                      | 斜方輝石角閃石含有かんらん石単斜輝石玄武岩                            |  |  |   |  |                                   |
|                    |  |  | 第3期                            | 玉の池地すべり・岩屑なだれ堆積物                                 |  |  |   |  | かんらん石含有斜方輝石単斜輝石安山岩の巨大ブロック及びそれらの砕片 |
|                    |  |  |                                | 滝川溶岩   |  |  |   |  | 角閃石斜方輝石単斜輝石安山岩                    |
|                    |  | 山頂溶岩   |                                | 斜方輝石単斜輝石安山岩                                      |  |  |   |  |                                   |
|                    |  | 第2期  | 片倉溶岩                           | 角閃石含有斜方輝石単斜輝石安山岩                                 |  |  |   |  |                                   |
|                    |  |  | 琴川溶岩                           | 角閃石含有斜方輝石単斜輝石安山岩                                 |  |  |   |  |                                   |
| 岩清水溶岩              |  |  | 角閃石斜方輝石単斜輝石安山岩                 |  |  |  |   |  |                                   |
| 第1期                |  | 浦田水溶岩  | かんらん石含有斜方輝石単斜輝石安山岩             | 安山岩及び玄武岩テフラ                                      |  |  |   |  |                                   |
|                    | 樽沢テフラ  | かんらん石含有単斜輝石角閃石玄武岩  |                                |  |  |  |   |  |                                   |
|                    | 岩倉溶岩   | 角閃石斜方輝石単斜輝石安山岩   |                                |  |  |  |   |  |                                   |
| 富永溶岩               | かんらん石含有角閃石斜方輝石単斜輝石安山岩                            |  |                                |  |  |  |   |  |                                   |
| 前期-中期更新世           | 五里合層及び相川・琴川段丘堆積物 (10 m)                          | 礫、砂及び泥   |                                |  |  |  |   |  |                                   |
|                    | 湯西層 (30 m)                                       | 砂、シルト及び礫 (炭質粘土を伴う)   |                                |  |  | 阿蘇4テフラ (90~85 ka)<br>三瓶木次テフラ (115~110 ka)<br>洞爺テフラ (115~112 ka)  |   |  |                                   |
|                    |  | 下真山段丘堆積物   | 砂、泥及び礫                         |  |  |  |   |  |                                   |
|                    | 鮪川層 (110 m)                                      | 上真山段丘堆積物   | 砂、シルト (礫を伴う)                   |  | 湖沼~沖合  |  | 阿蘇1テフラ (255 ka)   |  |                                   |
|                    |  | 金ヶ崎低位段丘堆積物   | 凝灰質砂岩 (泥岩、シルト岩、亜炭、酸性凝灰岩を挟む)    | 主として礫  |  |  |   |  |                                   |
|                    |  | 金ヶ崎高位段丘堆積物   | 主として礫                          |  |  |  |   |  |                                   |
|                    |  | 戸賀火山噴出物 (男鹿バミスタフを含む)   | 黒雲母含有流紋岩軽石火山凝灰岩・凝灰岩            |  |  |  | 白頭山男鹿テフラ (448 ka)<br>脇本テフラ  |  |                                   |
|                    | 脇本層 (180 m)                                      | 砂質シルト岩 (酸性凝灰岩を挟む)  |                                |  | 海成層状地~陸棚   | 凝灰岩鍵層 An   |   |  |                                   |
|                    | 北浦層 (1,250 m)                                    | 凝灰質砂岩シルト岩五層 (酸性凝灰岩を挟む)   |                                |  |  | 基底凝灰岩鍵層 Ak3  |   |  |                                   |
|                    | 西水口層 (440 m)                                     | 泥岩・シルト岩 (酸性凝灰岩を挟む)   |                                |  | 海盆   | G. Asanoi bed<br>No.3 G. inflata bed<br>G. Ikebei bed  |   |  |                                   |
| 南平沢層 (15~160 m)    | 凝灰質泥岩・シルト岩・砂岩及び酸性凝灰岩 (南平沢凝灰岩など)                  |  |                                |  | FO. M. echigoensis<br>LO. S. Compressa 海緑石砂岩                                     |  |   |  |                                   |
| 船川層 (0~220 m)      | 泥岩及びシルト岩 (酸性凝灰岩を挟む)                              |  |                                | 外浜~斜面  | NPD 7A/7B (6.4 Ma)   |  |   |  |                                   |
| 女川層 (10~160 m)     | 珪藻質シルト岩、珪藻岩、珪質シルト岩、ポーセラナイト及びチャート (凝灰質泥岩・シルト岩を伴う) |  |                                |  | Planktonic Foram. sharp surface 海緑石砂岩  |  |   |  |                                   |
| 西黒沢層 (30~420 m)    | 礫岩、砂岩、シルト岩、泥岩、炭酸塩岩、珪質シルト岩、チャートなど (海緑石砂岩を伴う)      |  |                                |  | Miogyopsina -Operculina  |  |   |  |                                   |
| 新第三紀               | 前期中新世  | 台島層 (<150 m)   | 礫岩、砂岩、シルト岩及び泥岩                 |  |  | 台島植物群<br>20.1±0.8 Ma (FT)  |   |  |                                   |
|                    |  | 野村川層   | 館山崎デイサイト                       | デイサイト火砕岩 (玄武岩質安山岩、デイサイト溶結火砕岩などのブロックを含む)          | 湖沼 河川  | 湿池   | 21.4±0.8 Ma (FT)  |  |                                   |
|                    | 本山火道充てん堆積物                                       |  | デイサイト溶結火砕岩 (火山角礫岩を伴う)          |  |  |  |   |  |                                   |
|                    | 野村川デイサイトII (>60 m)                               |  | デイサイト火砕岩 (一部溶結)                |  |  |  |   |  |                                   |
|                    | 野村川玄武岩 (>250 m)                                  |  | 玄武岩~玄武岩質安山岩溶岩・火砕岩 (基底に砂岩礫岩を伴う) | 沖積平野   |  | 19.8±1.7, 20.2±0.8, 20.9±0.3 Ma (全岩K-Ar)   |   |  |                                   |
|                    | 野村川デイサイトI (45~200 m)                             |  | デイサイト火砕岩 (主として溶結)              |  |  |  |   |  |                                   |
|                    | 野村川凝灰質礫岩 (<60 m)                                 |  | 礫岩及び砂岩 (シルト岩を伴う)               |  |  | 20.9±0.3, 22.0±1.1, 21.8±0.6, 21.9±0.7 Ma (FT)   |   |  |                                   |
|                    | 後期始新世  | 門前層  | 真山流紋岩                          | 黒雲母含有流紋岩水底溶岩・火砕岩 (火道充てん火山角礫岩~凝灰角礫岩を含む) 及び凝灰質砂岩礫岩 | 水底火山活動 陸棚~斜面   | 陸上火山活動 前浜~外浜   | 34.06±0.78 Ma (黒雲母K-Ar)<br>34.04±0.16 Ma (黒雲母Ar-Ar)                           |  |                                   |
|                    |  |  | 潮瀬ノ岬砂礫岩 (>40 m)                | 玄武岩質安山岩スコリア火山凝灰岩・凝灰岩、砂岩、シルト岩、泥岩、礫岩及び酸性凝灰岩        |  |  | 32.8±1.5, 34.7±1.9 Ma (FT)  |  |                                   |
|                    |  | 毛無山安山岩 (130~160 m)   | 安山岩溶岩 (凝灰質礫岩及び安山岩火山凝灰岩を伴う)     |  |  | 31.4±0.8 Ma, 31.9±0.9 Ma (全岩K-Ar)  |   |  |                                   |
| 長崎デイサイト (20~100 m) |  | デイサイト火山凝灰岩・凝灰岩 (主として溶結)  |                                |  | 27.1±1.3 Ma, 35.5±1.2 Ma (FT)  |  |   |  |                                   |
| 長楽寺玄武岩 (180~250 m) |  | アルカリかんらん石玄武岩~玄武岩質粗面安山岩及び玄武岩~玄武岩質安山岩溶岩・火砕岩 (凝灰質砂岩・礫岩、炭質シルト岩を伴う) |                                |  | 26.9±0.6, 29.9±0.7, 31.5±0.8, 32.5±0.8, 34.3±0.9, 34.5±0.9, 33.6±0.8 Ma (全岩K-Ar) |  |   |  |                                   |
| 竜ヶ島デイサイト (>600 m)  |  | 粗面岩~デイサイト溶岩、デイサイト火砕岩 (凝灰質砂岩・礫岩・シルト岩を伴う)                        |                                |  | 27.1±1.3, 29.8±0.6, 31.5±1.7 Ma (FT), 27.1±0.6 Ma (全岩K-Ar)                       |  |   |  |                                   |
| 舞台島玄武岩 (>220 m)    |  | アルカリかんらん石玄武岩及び玄武岩~玄武岩質安山岩溶岩・火砕岩                                |                                |  | 31.1±0.7, 32.5±0.8, 32.8±0.8, 33.8±1.1 Ma (全岩K-Ar)                               |  |   |  |                                   |
| 晩新世 中期 始新世         |  |  |                                |  |  |  |   |  |                                   |
| 後期白亜紀              | 赤島層 (>200 m)                                     | デイサイト火砕岩 (主として溶結)及び角礫岩 (角閃石黒雲母花崗岩ブロックを伴う)                      |                                |  | 陸上カルテラ   | 49.3±0.2, 51.4±2.0, 53.4±1.4, 58.8±1.5 Ma (FT), 71.53±0.64, 72.03±0.65 Ma ( <sup>238</sup> U/ <sup>206</sup> Pb) |   |  |                                   |

第 2.11 図 戸賀及び船川地域の地質総括図

砕岩を主体とし、毛無山から本山を経て真山に至る山塊を構成する真山流紋岩などの門前層を不整合に覆って広い範囲に分布しており、藤岡（1959）の定義した台島層の上部もこれに対比できる（佐藤ほか、2009）。野村川層は、小林ほか（2004）がその存在を指摘するまで、長い間、門前層の一部として扱われてきた。

台島層は、もともと、“緑色凝灰岩”あるいは“グリーンタフ”と呼ばれていた火山岩主体の地層、すなわち、“<sup>すごろく</sup>双六層”を不整合に覆う非海成堆積岩を指す地層名であったものを、藤岡ほか（1954）が再定義し、現在に至っている。藤岡ほか（1954）による定義の変更は、藤岡・井上（1952）が双六のすぐ東側において、それまで双六層とされていた火山岩がなす丘陵斜面上の泥岩から台島層の台島植物群とほぼ同じ種構成の植物化石を発見したことによるもので、藤岡ほか（1954）は、双六から潮瀬ノ岬に至る地域の火山岩と植物化石を産出した泥岩などを“双六層”から切り離して台島層に組み入れた。藤岡・井上（1952）は、植物化石を産出した地層と、もともと台島層とされていた地層との関係は不明としていたが、宮城（1958）はこれを<sup>こはま</sup>小浜砂岩部層とし、もともと台島層としていた<sup>なかやまとうげ</sup>砂礫岩主体の地層（中山峠砂岩・礫岩部層）より下位の部層とした。しかし、両部層は、岩相が似ており、しかも、ともに下位の“双六層”火山岩のなす起伏を埋めてこれにオンラップしている（鹿野ほか、2008）。本報告では、この点を重視して、“双六層”火山岩に重なる非海成砂礫岩主体の地層を台島層とし、藤岡（1959）で台島層とされていた火山岩主体の地層を、これとは区別して野村川層と呼ぶことにした。野村川層に相当する火山岩は南岸にも広く分布するが、館山崎から潮瀬ノ岬にかけて海岸に露出する火山岩（館山崎デイサイト：佐藤ほか、2009）はカルデラ充てん堆積物で（Sato *et al.*, 2009）、それが分布する区間で連続した層序を立てられないため、模式地を野村川流域とした。

小林ほか（2004）は、野村川流域の台島層、すなわち、野村川層を野村川凝灰質礫岩、野村川デイサイト I、野村川玄武岩、野村川デイサイト II に区分し、佐藤ほか（2009）は、台島以西の南岸から北側にかけての地域に分布する台島層（もとの台島層）を双六沢礫岩、双六沢デイサイト、双六玄武岩、館山崎デイサイト、椿砂礫岩の各部層に区分した。このうち、椿砂礫岩が新たに定義した台島層に相当する。また、佐藤ほか（2009）の双六沢礫岩と双六沢デイサイト、双六玄武岩は、それぞれ、野村川凝灰質礫岩、野村川デイサイト I、野村川玄武岩に対応する。野村川デイサイト II に対応する火砕岩は南岸にはなく、また、館山崎デイサイトに対応する火砕岩は野村川流域では確認されていない。館山崎デイサイトがカルデラ充てん堆積物で、野村川デイサイト I が火砕流堆積物であることを考慮すると、野村川デイサイト II の後に館山崎デイサイトが噴出し、野村川流域では館山

崎デイサイトに対応する火砕流堆積物まで、そして南岸においては野村川デイサイト I までが削剥され、その後には台島層、すなわち“椿砂礫岩”が堆積したと考えられる。本報告では、これらのことを勘案して野村川層を野村川凝灰質礫岩、野村川デイサイト I、野村川玄武岩、野村川デイサイト II、館山崎デイサイトに細分する。

野村川凝灰質礫岩は、主として淘汰不良、塊状無層理の基質支持礫岩からなり、真山流紋岩がなす真山及び本山の山麓斜面に局所的に分布する。野村川デイサイト I は、淘汰不良、無層理の淡灰色～暗灰色または暗紫色を呈するデイサイト凝灰岩～火山礫凝灰岩（火砕流堆積物）で、ほとんどが溶結している。層厚は 200 m 程度。ジルコン FT 年代値は 22～21 Ma の範囲内にある（鈴木、1980；雁沢、1987；小林ほか、2004）。野村川玄武岩は、玄武岩～玄武岩質安山岩アア溶岩のほか、同質スコリア火砕サージ・降下堆積物とスパターからなる。溶岩の全岩 K-Ar 年代値は 21～20 Ma の範囲内にある（鈴木、1980；雁沢、1987；小林ほか、2004；吉田ほか、2004）。野村川デイサイト II は、野村川上流域にのみ分布し、野村川玄武岩に重なる。主体は黒雲母含有単斜輝石斜方輝石軽石火山礫凝灰岩（火砕流堆積物）で、層厚は約 60 m 以上。館山崎デイサイトは、館山崎から潮瀬ノ岬にかけて海岸に沿って分布する。周囲の双六沢デイサイトや双六玄武岩、門前層とは急傾斜で接し、その境界は環状である。淘汰不良、塊状無層理の黒雲母デイサイト軽石火山礫凝灰岩～凝灰岩と、その中に散在するデイサイト溶結火山礫凝灰岩（野村川デイサイト I）、成層したデイサイト凝灰岩（野村川デイサイト I または II）、玄武岩～玄武岩質安山岩溶岩（野村川玄武岩）、炭質物を含む泥岩など、多数の多種多様な異質ブロックとそれらの細片からなる乱雑な堆積物である。館山崎デイサイトは、その産状から、館山崎から潮瀬ノ岬に至る海岸から沖合にかけて広がる直径 3.2 km のカルデラを充てんした堆積物と考えられる（Sato *et al.*, 2009）。デイサイト軽石火山礫凝灰岩のジルコン FT 年代値は 21 Ma である（鹿野ほか、2008）。

台島層は、椿において野村川デイサイト I と野村川玄武岩にオンラップしており、また、館山崎付近で館山崎デイサイトを、潮瀬ノ岬付近では館山崎デイサイトと潮瀬ノ岬砂礫岩をほぼ水平に不整合で覆う。最大層厚は約 150 m である。主に成層した泥岩、砂岩、礫岩からなるが、海成の証拠はなく、砂岩と泥岩、特に黒色の泥岩は植物片化石を含む。椿東部金崎東側の海岸付近では、淘汰不良、礫支持の礫岩が、金崎から連続する野村川デイサイト I を下刻するチャンネルを埋め、あるいは野村川デイサイト I がなす急崖にアバットしている。潮瀬ノ岬付近の海食崖で台島層の砂礫岩とした堆積物中には黒雲母軽石火山礫凝灰岩が挟まれているが、そのジルコン FT 年代値は 20 Ma である（鹿野ほか、2008）。野村川層と



新たに定義した台島層との間に大きな時間間隙はなく(鹿野ほか, 2008), 台島層が野村川層にオンラップしていることから, 野村川層の火山活動に引き続き沈降した浅い水域に台島層が堆積したと考えられる。

西黒沢層は海浜から沖合にかけて堆積した礫岩, 砂岩, シルト岩などからなり, 暖かい海に特徴的な動物化石を産出する。間に砂岩やシルト岩, 泥岩の一部は石灰質またはドロマイト質で, コキナなども認められる。全体に上位ほど細粒で, 間に珪質堆積物を挟むようになり, 珪質岩もしくは珪藻質岩が卓越する上位の女川層に移り変わる。両層の岩相境界は漸移的で珪質岩もしくは珪藻質岩が優勢となっても依然として海緑石や炭酸塩が濃集した層を挟む“漸移相”が続く。そこで本報告では, この“漸移相”までを西黒沢層とする。一方, 女川層の上限については, 真山珪藻泥岩部層を船川層とするか女川層とするか見解が分かれていたが, 珪藻質で, 年代層序学的にも西黒沢付近の女川層珪藻質岩卓越相上部に対比できることから, 白石・的場(1992)の見解に従って, これを女川層上部に位置づける。ただし, 白石・的場(1992)では, 真山珪藻泥岩部層上部は船川層下部と指交関係にあるとしているが, 真山珪藻泥岩部層が薄くなるにつれて上位の暗灰色泥岩シルト岩に置き換わっており, 両者が指交関係にあるとの証拠は見出せないため, 本報告では真山珪藻泥岩部層を女川層, 暗灰色泥岩シルト岩を船川層としておく。また, 煩雑さを避けるため, 真山珪藻泥岩部層と平沢珪藻泥岩部層を部層として扱うことはせず, 女川層を構成する1つの岩相として記載する。このように地層境界を再定義した西黒沢層と女川層の最大層厚は420 mと160 mである。両層とも台島層以下の地層群にオンラップしており, 構成岩相と産出化石は, これらの堆積場が内湾もしくは沿岸から沖合へと次第に深くなっていったことを示している。

船川層は, “無層理暗灰色泥岩”で特徴づけられる地層として知られている。これまでは, これが途絶えて砂岩と泥岩もしくはシルト岩との互層が始まるところの直下までを船川層としてきたが, 実際には船川層全体が“無層理暗灰色泥岩”からなるわけではない。本報告では, これまで船川層とされてきた地層のうち, 泥岩が卓越する下部を船川層と再定義し, その上位の凝灰質泥岩シルト岩に酸性凝灰岩, もしくは凝灰質砂岩の薄層を多数挟む岩相を南平沢層, 更に上位の泥岩シルト岩を主体とする岩相を西水口層とする。

新たに定義した船川層は, 様々な程度に珪藻殻を含む無層理暗灰色泥岩・シルト岩からなり, 南岸付近では, 女川層の珪藻質堆積物に似た硬い珪質泥シルト岩を挟むところがある。層厚は南岸で220 m, 北西に向かって薄くなり, 下真山から先で尖滅する。

南平沢層は下位の船川層とは整合的で, 凝灰質泥岩シルト岩に酸性凝灰岩もしくは凝灰質砂岩の薄層を多数挟

む。層厚は北西に向かって160 mから15 mまで薄くなり, 船川層が尖滅する下真山から先では, 直接女川層に重なる。南平沢層の最上部を占める南平沢凝灰岩のジルコンFT年代値は, 相対的に年代の古いジルコンを除去した場合, およそ3 Ma前後(3.3 Maと2.7 Ma:本報告)となる。また, 南平沢凝灰岩付近の泥岩からは*Neogloboquadrina (Globoquadrina) asanoi* (Maiya, Saito et Sato), *Globorotalia orientalis* Maiya, Saito et Sato, *Orburina universa* d'Orbignyなどの有孔虫化石群集が産出し, これは, 米谷(1978)の浮遊性有孔虫化石帯*Neogloboquadrinachyderma (dextral)/Globorotalia orientalis*帯(PF7:三輪ほか, 2004a)の最下部に近いものと考えられる(的場, 1992b)。米谷(1978)の*N. pachyderma (dextral)/G. orientalis*帯(PF7)の下限の年代は約3.25 Maと推定されており(三輪ほか, 2004a), これは南平沢凝灰岩のジルコンFT年代値と矛盾しない。南平沢層の地質時代は鮮新世(5.3~2.6 Ma: Gradstein *et al.*, 2004)と考えることができる。

西水口層は, 南平沢層上位の泥岩シルト岩で, その層厚は440 mに達する。下位の船川層のそれと似て暗灰色を呈するところがあるが, 暗灰色泥岩シルト岩は天徳寺層を命名定義した大村(1928a, b, 1930)も述べているように, 天徳寺層にも共通した岩相であり, しかも, 注意深く観察すると, 比較的色彩も明るく粗粒で, 極細粒~細粒凝灰質砂岩の薄層を挟んでいることに気づく。また, 大橋(1930)が“灰色頁岩”として示しているように, 安全寺から北岸にかけては灰色泥岩シルト岩が卓越する。南平沢層と西水口層との関係は分布を見る限り整合的である。

西水口層の上限は, これまで船川層とされていた地層の上限とする。船川層の上限については, 泥岩もしくはシルト岩の色が暗灰色もしくは灰色から緑色を帯びた灰色に変わるとともに砂岩を挟み始めるところに置くとの考え方が支配的で, 北里(1975)は, その漸移部に凝灰岩鍵層Nm3を認め, その基底までを船川層としている。一方, 藤岡(1959)は, 底生有孔虫化石帯が*Cyclammina japonica-Martinottiella bradyana tarukiensis*帯から*Uvigerina akitaensis-Cassidulina kashiwazakiensis*帯へと変わる層準(相川砂岩基底:石油資源開発(株)未公表資料)に置いたが, その後, 藤岡(1959, 1973)と藤岡ほか(1973)は, 泥岩もしくはシルト岩と砂岩との互層が出現し始める層準に凝灰岩鍵層Ak3(北里, 1975)を認め, その基底より下位を船川層とした。いずれの定義に従っても両者の岩相は漸移的であり, 人為的にならざるを得ないが, 本報告では, 比較的岩相を特定しやすい方を選んで, 凝灰岩鍵層Ak3の基底に西水口層と北浦層との境界を置く。ただし, 石油資源開発(株)の坑井資料や反射波探査断面図によれば, 八郎潟西岸では, 西水口層以下の地層群が褶曲しており, 北浦層が西水口層と南

平沢層の上部を欠いて南平沢層以下の地層がなす複背斜にオンラップしている（地質図幅断面図参照）。

北浦層は凝灰質砂岩シルト岩互層からなり、酸性凝灰岩を挟み、層厚は1,250 mにも達する。凝灰質砂岩シルト岩互層の多くは級化成層したタービダイトで、海底扇状地をなしていたと考えられる。

北浦層基底の凝灰岩鍵層 Ak3 の140 m 上位の層準には石灰質ナンノ化石 *Geophyrocapsa caribbeanica* の出現層準がある（佐藤ほか, 1988）。この基準面は、Takayama and Sato (1987) 及び佐藤ほか (1988) では基準面11, Sato *et al.* (1991) 及び Sato and Kameo (1996) では基準面12とされており、その年代はCande and Kent (1995) の年代尺度に基づくと1.65 Maである（佐藤ほか, 1999）。また、Ak3 前後の堆積物が正帯磁しており、男鹿半島北岸の北方延長に当たる申川付近でのデータに限られてはいるが、凝灰岩鍵層 Ak1 と Ak3 との間のある層準から Nm3 にかけて堆積物が逆帯磁していることが確認されている（北里, 1975）。したがって、Ak3 前後の堆積物は C2n, すなわち、オールドバイ (Olduvai)・サブクロンに、その下位の堆積物は C2r に対比される可能性が高く、Ak3 付近から Nm3 と南平沢凝灰岩との間のある層準までの時代は、おそらく、前期更新世ジェラシアン (Gelasian) 期と考えることができる。

石灰質ナンノ化石層序の基準面12と Ak3 との間には底生有孔虫化石 *Miliammina echigoensis* Asano *et Inomata* の産出上限、すなわち、Matsunaga (1963) が設定した底生有孔虫化石帯 *Miliammina echigoensis* 帯と *Uvigerina subperegrina* 帯との境界がある（佐藤ほか, 1988）。日本海側で設定されたこの境界は、これまで、米谷 (1978) の浮遊性有孔虫化石帯 *Globorotalia ikebei/Orburina universa* 帯 (PF6) と *Globigerina pachyderma* (dextral)/*Globorotalia orientalis* 帯 (PF7) との境界に対応する（米谷, 1978）とされてきたが、男鹿半島では両者が一致しない。これは、日本海に温暖水塊が流入して生物生産量が減少し、海底へ供給されるの有機物量が減少するといった生息環境の変化があったためかもしれない（花方ほか, 2001a; 花方, 2007）。

上位の脇本層との境界については、当初より、砂岩が厚くなり、かつ、砂岩と互層するシルト岩も砂質になり始めるところより上位を脇本層、それより下位を北浦層とすることで研究者の間で意見は一致していた。しかし、砂岩が卓越する層準が繰り返し現れるため、どこから全体に砂質となるかについて見解が異なり、したがって、実際に設定された境界は研究者によって必ずしも一致しなかった。そこで、藤岡 (1959) は、岩相境界ではなく、浮遊性有孔虫の *Globorotalia inflata* (d'Orbigny) が出現する層準から上位を脇本層とすることにした。藤岡 (1959) が設定した北浦層と脇本層との境界は長い間受

け入れられてきたが、その後、*Globorotalia inflata* の産出層準が1つではないことが分かり、藤岡 (1973) は、北浦層と脇本層との境界をそれより上位の乱堆積状砂礫岩の基底に変更した。また、北里 (1975) は、ほぼ同層準にあって、砂岩が凝灰質でなくなる直下にある凝灰質砂岩の上面を北浦層と脇本層との境界とした。しかし、いずれも人為的で、岩相上の特徴から境界を設定することは難しい。そこで、本報告では、砂岩泥岩互層上位にあって無層理の砂質シルト岩を主体とする岩相を脇本層とする。

脇本層は主に砂質シルト岩からなり、酸性凝灰岩を挟む。層厚は全体で180 m 前後である。北浦層と対照的に目立った堆積構造はなく、海底扇状地の頂部付近にある比較的静穏な沖合の堆積物と考えられる。

鮪川層は脇本層の上位にあって砂岩が卓越し、亜炭層などを挟む。層厚は全体で110 m 前後である。脇本層と鮪川層との境界は南岸では植生に被覆されて観察できないが、北岸では、脇本層の砂質シルト岩の上に厚い砂岩が出現し始めるところから上位を鮪川層としてきた。砂岩と下位のシルト岩の間には軽微な侵食面がある（藤岡ほか, 1954; 藤岡, 1959, 1973; Takayasu, 1962）。白井・多田 (1997) と Shirai and Tada (2000) によれば、これは外浜付近での暴風時波浪による侵食面で、シルト岩から砂岩までは海退期の一連の堆積物と解釈できる。このシルト岩から砂岩に至る堆積物の直上には、比較的大きな侵食間隙を介して亜炭層など湿地堆積物で特徴づけられる低海面期の堆積物があり、更に、そこから上位の濁西層と五里合層までは海面上昇と低下を反映した特徴的な岩相が繰り返していて、併せて5つの堆積サイクルが認められる。このようなことから、これまでの脇本層と鮪川層との境界を堆積サイクルに基づいて脇本層のシルト岩から上位を鮪川層とする考え方もできる。しかしながら、露頭条件が悪いため脇本層のシルト岩の基底を特定できない上に、それぞれの堆積サイクルを特定して両層の境界を追跡することが難しいため、本報告では、脇本層と鮪川層との境界はこれまで通りとする。鮪川層基底砂岩上位の亜炭層は戸賀火山起源の黒雲母含有流紋岩軽石火山礫凝灰岩と凝灰岩とからなる火砕サージ堆積物（男鹿パミス）を挟んでおり（鹿野ほか, 2002）、北岸から南岸にかけて追跡できる（北里, 1975）。

戸賀火山は、戸賀湾の湾岸にあって約40万年前のマグマ水蒸気噴火によって形成されたタフリングで、その後、開析されたため特徴的な地形は残っていないが、径2 km × 2.4 km の火口を埋める黒雲母含有流紋岩軽石火山礫凝灰岩・凝灰岩、すなわち、戸賀軽石層（藤岡, 1959）によってその存在が明らかになった（鹿野ほか, 2002）。本報告では火山の存在を明示するため、戸賀軽石層を男鹿パミスと併わせて戸賀火山噴出物に改称した。



潟西層と鮎川層との境界は脇本層から始まる堆積サイクルの1つの境界に当たるが、下位の鮎川層よりも緩やかに傾斜しており、隆起に伴う傾斜不整合面でもある(Shirai and Tada, 2002)。一方、鮎川層内の堆積サイクルの境界面は下位ほど傾斜が大きくなっており、この場が緩やかに傾動して沈降する過程に海面変動が重なって生じたと考えられる(Shirai and Tada, 2002)。

このように海面変動が岩相に現われ始めるのは、安田海岸でこれまで鮎川層基底とされてきた砂岩よりも下位の脇本層シルト岩からである。このシルト岩からは下部浅海帯の貝化石が産出する(高安, 1962)。一方、北浦層は、南岸では、これまで脇本層とされてきた層準に至るまで、砂岩タービダイトと半遠洋性泥岩シルト岩もしくは砂岩シルト岩タービダイトで占められており、そのほとんどが海底扇状地をなしていたと考えられる。

脇本層の砂質シルト岩から鮎川層最下部の砂岩までは浅海化する堆積サイクルの1つをなす。しかし、その上位から始まる海進海退の堆積サイクルは、下位の堆積サイクルを削剥して重なっている(白井ほか, 1997; Shirai and Tada, 2000)。Shirai and Tada (2002) は、これらの不整合は気候変動に加えて(白井, 2000)地殻の傾動を伴う海面低下をも反映していると考えた。

男鹿半島に段丘面が広く発達していることは先に述べたとおりである。面区分はこれまでも繰り返し行われているが(藤岡・高安, 1965; 太田, 1968; 太田ほか, 1968; 今泉, 1977; 白石・潟西団体研究グループ, 1981; 潟西団体研究グループ, 1983; 宮内, 1988; 白石, 2000)、本報告では、白石(2000)に準じた。ただし、1) 琴川付近の段丘(琴川段丘)面が安田海岸の五里合層がなす地形面に連続すること、2) 安田海岸において五里合層のなす地形面のすぐ西側に、潟西層の上面が地形をなして更に西側へと連続すること、そして、3) 相川付近の段丘(相川段丘)と琴川付近の段丘(琴川段丘)の面高度がほぼ同じであることから、白石(2000)の牧野段丘と潟西段丘をそれぞれ潟西段丘と下真山段丘に戻し、また、琴川段丘を相川段丘に対比した。したがって、本報告では高位から順に、金ヶ崎高位、金ヶ崎低位、上真山、下真山、潟西、琴川・相川、箱井、橋本段丘とした。そのうち、潟西、琴川・相川、箱井、橋本段丘を構成する堆積物は、潟西層、五里合層、箱井層、橋本層である。金ヶ崎高位、金ヶ崎低位、上真山、下真山段丘を構成する堆積物は地層として見るべき厚さも広がりもないので、それぞれ段丘の名称を堆積物に付して記載する。

五里合層と潟西層は広域テフラの年代とその層位から、MIS 5.1、MIS 5.3とMIS 5.2との間に離水したと考えられる(白石, 2000; Shirai and Tada, 2002)。下真山段丘と上真山段丘は面の保存が比較的良く、低位の段丘と接して広がっているため、それぞれ、MIS 5.5と7に離水した可能性が高い。金ヶ崎低位段丘と金ヶ崎高位

段丘は面が開析され傾動しているため、形成時期は特定できない。箱井層は広域テフラの年代と花粉群集、そして、その層位からMIS 2に堆積したと考えられている(白石ほか, 1988)。

橋本層は完新世の堆積物であり、内陸側の八郎潟や、その周辺にある五里合などの低地、あるいは河川によって下刻された谷底を埋める堆積物と指交し、ともに隆起して海面よりやや高い平坦面(海岸低地)をなす。橋本層とこれらの堆積物は、表層の地形的特徴のみでは分ちがたく、したがって、地質図では一括した。

八郎潟沿岸の低地、特に角間崎付近の低地は最大標高約10 mに達するやや高い隆起平坦面をなしており、その間を流れる河川によって運ばれた堆積物に薄く覆われている。また、海との間は沿岸流で運ばれた砂が集積して砂丘または浜堤が形成されており、砂が比較的薄い浜堤列の間に浅海から沿岸にかけて堆積した堆積物やそこに生じた沼沢地の堆積物(堤間低地堆積物)がのぞいている。1810年男鹿地震では、八郎潟西側から南西の湖岸に沿って旧湖底が隆起し、広い平坦地が出現した。本報告では、その範囲を古文書の記述と地形判読結果に基づいて旧八郎潟湖底堆積物(1810年地震による離水地域:a 1810)として地質図に示した。

男鹿半島の東側に広がる八郎潟は、1957年から1965年にかけて干拓され、今は広大な農地となっている。この農地は平均標高が-2~-3 mと低いため堤防で守られている。また、船川港の海岸は、石油備蓄基地と港湾施設などの用地として、南平沢から金川の広い範囲に渡って埋め立てられている。

男鹿半島南岸から南東へ延びる海岸と北岸から北へ延びる海岸には海岸砂丘・浜堤堆積物と海浜堆積物が分布する。また、男鹿半島西岸には、戸賀湾に沿って狭いながらも海浜がある。戸賀湾の背後には半固結もしくは未固結の戸賀火山噴出物があり、雨で流出した火山灰と軽石が戸賀湾へと流入して、これが打ち上げられて砂浜をなしている。

目潟火山噴出物は一ノ目潟と二ノ目潟、三ノ目潟からの噴出物の総称であるが、二ノ目潟からの噴出物は未だ同定されていない。一ノ目潟と三ノ目潟の噴出物は、それぞれ安山岩(もしくはデイサイト)テフラと玄武岩テフラである。三ノ目潟の噴出物は一ノ目潟の近くにおいて始良T<sub>n</sub>テフラを挟んで一ノ目潟の噴出物に重なっており、(北村, 1990)、一ノ目潟と三ノ目潟は寒風火山の第1~2期噴出物と同じ頃に形成されたと考えられる。湯本トラバーチンは湯本断層に沿って湧出した温泉水から相川段丘面上に沈んでいる。

寒風山火山噴出物は安山岩溶岩を主体とする。寒風山の地質図には、藤岡ほか(1973)と丸山ほか(1988)、Hasenaka *et al.* (1993)の中で紹介された林(未公表)がある。いずれも、それ以前に比べて格段に詳しい区分が

なされている。丸山ほか (1988) の地質図は、藤岡ほか (1973) の地質図によく似ているが、溶岩のほかに火砕流堆積物と降下火砕堆積物、火山泥流堆積物を識別して示している点で異なる。林 (未公表) の地質図は、化学組成と層位の異なる溶岩をそれまで以上に数多く識別し、また、産状に基づいて、火砕岩の存在を否定するとともに、周囲の堆積物との関係も明らかにしている。寒風山火山は植生に覆われて火山岩の産状や層位を特定できないところがあり、最終的に確信を持って地質図を提示できる段階にはないが、本報告では林 (未公表) に従って噴出物を区分してそれぞれの単元の分布を示した。

## 2.3 層序区分と対比上の問題点

以上のように、本報告では男鹿半島の層序を大幅に見直している。新たに提示した層序の妥当性については、これから検討されることになるが、その際の参考に資するために、本報告の層序区分と対比上の問題点について、ここで触れておく。

### 2.3.1 赤島層・門前層の対比

男鹿半島の最下部を占める赤島層に相当する地層は周辺地域では知られていない。秋田市東方の太平洋山の北側に分布する大又層、出羽丘陵の山内層は、それぞれ阿仁合挟炭層・萩形層、飯沢層・鹿ノ爪層に一部不整合で覆われることから、これまで門前層に対比される火山岩主体の地層とされてきた (大沢, 1980)。しかし、これらの地層については、放射年代測定がほとんど行われていない上、上位層との関係も判然としないため、門前層に対比できるかどうか現時点では判断できない。阿仁合挟炭層・萩形層、飯沢層・鹿ノ爪層、そしてこれらの上位を占める打当層・大倉又層、畑村層の放射年代値は 22 ~ 18 Ma で (例えば、土谷, 1995)、岩相も酸性火砕岩と玄武岩との組み合わせで特徴づけられることから、男鹿半島の野村川層に対比できる可能性が高い。

### 2.3.2 台島層の対比及び台島層相当層と

#### 西黒沢層相当層との層序関係

台島層は野村川層にオンラップしているが、放射年代値は接近している (鹿野ほか, 2008)。台島層から産する台島植物群に類似した植物群は、阿仁合の打当層や出羽丘陵の畑村層からも産出する。打当層や畑村層はいずれも非海成の砕屑岩を主体とし、20 Ma 前後の溶岩または火砕岩を挟んでおり、互いに対比できる (例えば、八木ほか, 2001; 土谷, 1995)。

台島層相当層と西黒沢層相当層とは指交関係にあると見る見解がある (例えば、藤岡ほか, 1981)。しかし、男鹿半島では、西黒沢層が上位の女川層とともに台島層のみならず、その下位の野村川層、門前層にまでオンラッ

プしている。この、台島層と西黒沢層との間の構造的不整合は、野村川層～台島層形成期の反時計回りの回転 (Otofujii *et al.*, 1985, 1994; Tosha and Hamano, 1988; 西谷・田上, 1988) に対応しており、広域的現象である可能性が高い。確かに微化石などから西黒沢層に対比される海成層からは、台島植物群に対応する植物群が産出するが、それだけで西黒沢層と台島層とが指交関係にあるとするのは早計である。台島層相当層と西黒沢層相当層との関係については岩相層序を注意深く検討した上で判断する必要がある。

### 2.3.3 西黒沢層／女川層境界の再定義と地質学的意味

小泉・的場 (1989) は、西黒沢層と女川層との境界を、西黒沢付近における珪藻層序に基づいて Akiba (1986) 及び Yanagisawa and Akiba (1998) の北太平洋珪藻化石帯 (NPD: North Pacific Diatom Zone) のうち、NPD5A が欠如、もしくは確認できない層準に置くことを提案した。

小泉・的場 (1989) によれば、西黒沢付近では、砂岩上位の珪藻質泥岩と珪質泥岩との互層までは NPD4A と NPD4Bb に対比できる。また、珪藻質泥岩 NPD5D ~ NPD6B に対比できるが、これらの間に位置づけられる珪藻化石帯の分布は局所的である。特に、NPD5A 上位では、NPD5D が NPD5B または NPD5C をも欠いて西黒沢上部の砂岩に直接重なるところがある (第 2.9 図)。

NPD5A とその下位の NPD4B を構成する珪藻化石群集は温暖群集から寒冷群集へ移行する過程の群集で、上位の NPD5B になると寒冷群集が卓越する (小泉・的場, 1989; Koizumi *et al.*, 2009)。また、それだけではなく、例えば能登半島珠洲地域では、NPD4A 最上部から NPD5A にかけて、海緑石砂岩など海緑石が様々な程度に濃集した砂岩・シルト岩が出現し、NPD5B の下限から急激に珪藻堆積物が卓越するようになる (吉川ほか, 2002)。東北日本や北海道でも同様で (Koizumi *et al.*, 2009)、出羽丘陵や津軽などの各地で、珪藻堆積物が卓越する層準の下位の浅海堆積物に海緑石密集層が認められる (例えば、島田, 1986)。海緑石は、温暖な海域の大陸棚外縁～大陸斜面にあって、堆積速度が小さく栄養に富む酸素極小帯境界付近で形成されるとされており (例えば、Ordin and Letolle, 1980)、温暖な海が次第に深くなる過程に対応している。

男鹿半島北岸、西黒沢南方では、NPD5B の下部までは温暖な海に適応した珪藻種が認められ、また、海緑石濃集層も NPD5A 直上からそこまで連続するように見える (第 4.2 図)。これは能登半島珠洲地域などでも同様である。そこで、本報告ではこの海緑石濃集層の上限を西黒沢層／女川層境界とすることにした。ただし、南岸にあっては珪藻化石がほとんど溶解して石英に変わっ

ており (Kano, 1979), 珪藻化石帯で層準を確認することは不可能である。そこで改めて岩相を見直すと、藤岡 (1948, 1950) が女川層の基底とした海緑石砂岩と珪質岩が出現する層準までの間には海綿骨針に富む暗灰色シルト岩が卓越する岩相があり (北里, 1975; 佐藤ほか, 2009), 更に、これまで女川層とされてきた部分の中部層準までは、断続的に現れる露頭で見る限り、チャートや珪質泥岩の間にドロマイト質もしくは石灰質泥灰岩などの炭酸塩岩, あるいは砂岩薄層が挟まれており, しかも、それらの中に海緑石が散在している (Kano, 1979)。同様の岩相は能登半島珠洲地域にもあって、ここでは、NPD4A 上部 (15.5 Ma) から NPD5B 下部 (12.3 Ma) にかけて、珪藻岩もしくは珪質岩の間に炭酸塩や海緑石が濃集する層準が広い範囲で追跡できる (吉川ほか, 2002)。この層準は、ちょうど、日本海拡大が終息した頃から西南日本の隆起に伴って対馬海峡が閉じるまでの期間 (鹿野ほか, 1991) に対応している。本報告では、この点を踏まえ、珠洲地域の場合と同様、珪質岩もしくは珪藻質岩が優勢となっても海緑石や炭酸塩の濃集層を挟む限りはこれを西黒沢層とした。

廣部 (2005MS) によれば、西黒沢付近では、NPD4B までは海緑石や *Aphrocallistes* sp., 石灰質またはドロマイト質砂岩が確認でき、また、NPD5A を欠くか確認できない (第 4.1 図)。したがって、小泉・的場 (1989) や Koizumi *et al.* (2009) に従って設定した西黒沢層/女川層境界に近い西黒沢層最上部は、堆積速度が遅く、あるいは繰り返し波浪や斜面崩壊によって沖合へと堆積粒子が運ばれる環境にあったと考えられる。一方、南岸の西黒沢層上部 (これまで女川層下部とされてきた層準) では、ドロマイト質もしくは石灰質泥灰岩などの炭酸塩岩, あるいは砂岩薄層が挟まれており、しかも、それらとともに産する珪質岩には波状~平行葉理が認められることから、底層流が強く、珪藻殻や炭酸塩殻、砂などが浅いところから運び込まれる環境にあったことがうかがえる。ただし、露出が悪い上に、このような観点からの調査がこれまで行われていないため、地質図では西黒沢層と女川層との境界のおおよその位置を示すにとどまっておき、なお検討が必要である。

### 2.3.4 船川層とその上位層の層序区分・対比の再検討

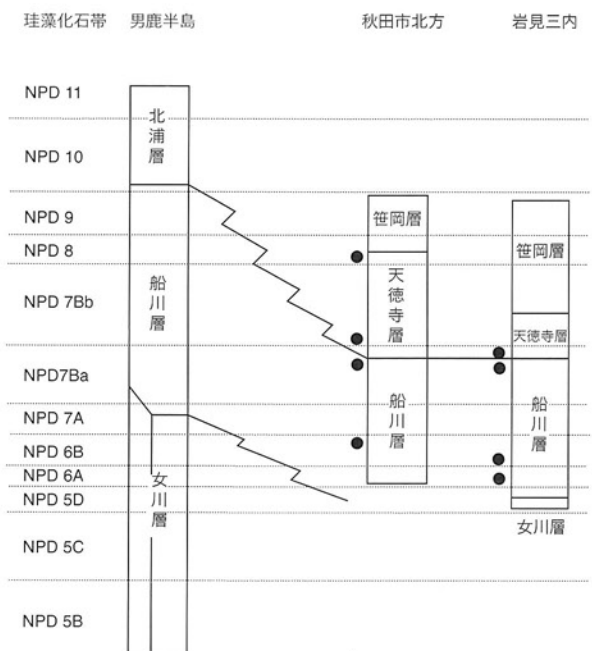
船川層は“黒色頁岩”と称される無層理暗灰色泥岩もしくはシルト岩で特徴づけられ、“珪質頁岩”で特徴付けられる女川層とともに秋田地域にも広く分布するとされており、長い間、“黒色頁岩”=船川層、“珪質頁岩”=女川層として、これらの岩相を基準に地層対比が行われてきた (長谷・平山, 1970; 藤岡ほか, 1976, 1977; 大沢ほか, 1981, 1985 a,b)。しかし、珪藻化石 (小泉・金谷, 1977) や浮遊性有孔虫化石 (的場, 1992a), 石灰質微化石 (佐藤ほか, 1988; Sato *et al.*, 2001) などの微

化石層序学的研究 (第 2.12 図, 第 2.13 図) によれば、男鹿半島においてこれまで船川層とされてきた地層の大部分は秋田地域の天徳寺層もしくは天徳寺層上位の笹岡層に対比される (的場, 1992b)。

本報告では、これまで“黒色頁岩”として一括されてきた船川層の岩相を再検討し、岩相の違いに基づいて、船川層を狭義の船川層と南平沢層、西水口層に三分した。

藤岡 (1959) は、船川層の中に二枚の厚い凝灰岩を認め、それぞれ南平沢凝灰岩、安全寺凝灰岩と名付けて区別している。しかし、北里 (1975) は、安全寺凝灰岩が南平沢凝灰岩に連続することを認め、これを南平沢凝灰岩に一括した。北里 (1975) が再定義したこの南平沢凝灰岩の下位は、それ以前から、凝灰質砂岩もしくは凝灰岩を多数挟んでいることが知られており、平沢凝灰質砂岩層 (千谷, 1925, 1929) または平沢凝灰砂岩層 (外山, 1925; 大橋, 1930) と名付けて船川層の部層, あるいは南平沢層 (藤岡, 1948, 1950) と名付けて船川層とは別個の地層として扱う考え方が提示されたこともある。本報告ではこれを南平沢層とした。

南岸では、この凝灰質岩が目立つ南平沢層の上位に暗灰色泥岩があり、安全寺付近から野村川流域を経て北岸にかけては、千谷 (1925) や大橋 (1930), 藤岡ほか (1954), 北里 (1975) が指摘しているように、次第に灰色もしくは



第 2.12 図 男鹿半島及び秋田周辺地域に分布する船川層の珪藻化石帯に基づく対比 (的場 (1992b) を改変。●は珪藻化石帯確認層準。この図で示している男鹿半島の船川層は本報告の女川層上部から西水口層までを包括していることに注意。

は青灰色シルト岩に変わる。また、丁寧に観察すると、凝灰岩や凝灰質細粒砂岩の薄層が多数挟まれていることが分かる。これが西水口層である。

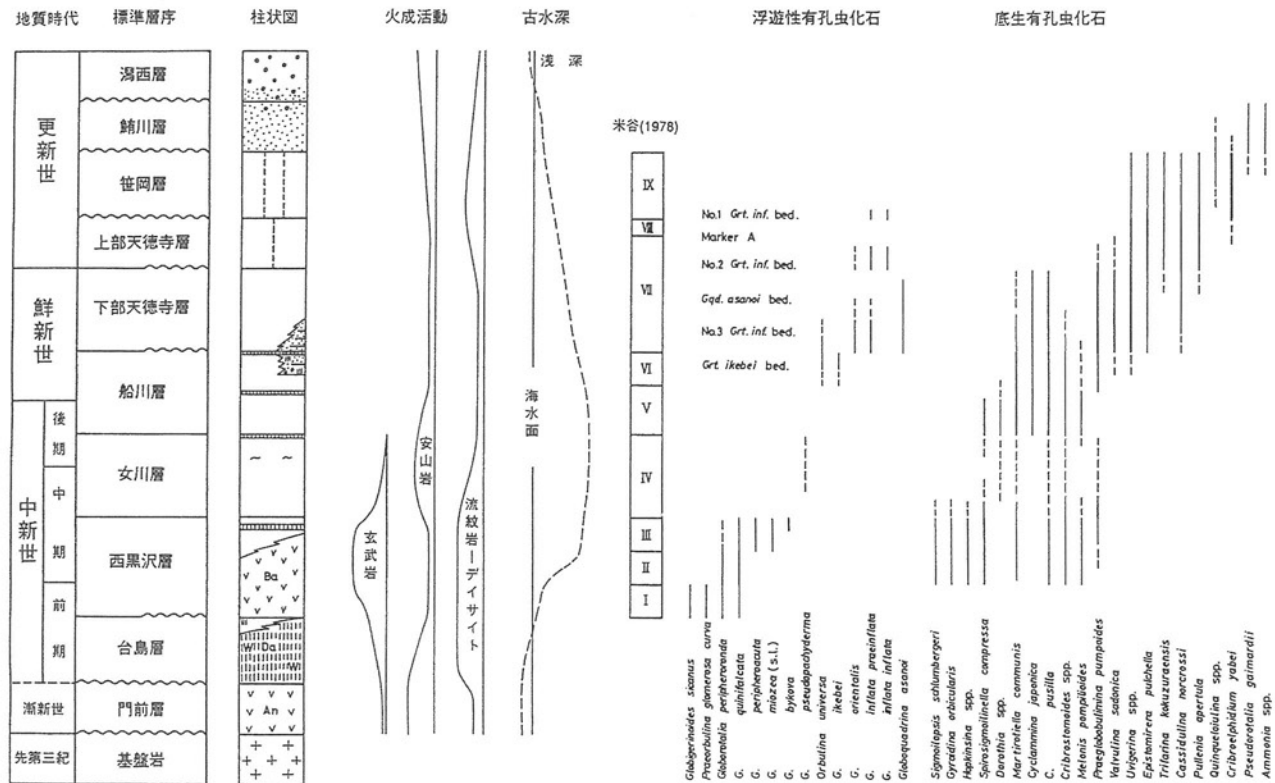
本報告で再定義した船川層は、南平沢層と女川層との間にあって、西水口層とは対照的に、古典的な船川層の特徴として知られる暗灰色泥岩もしくはシルト岩が卓越し、しかも、溶け残った珪藻化石の痕跡が散在する珪質シルト岩を挟むこともある。秋田地域の船川層は天徳寺層の下位にあってこれと同様の岩相を示す。

池辺 (1962) は、秋田県北部の鷹巣から米内沢、能代にかけての地域で、女川層最上部に下部七座凝灰岩を、船川層最上部に上部七座凝灰岩を認め、これら2つの酸性凝灰岩卓越層を鍵として女川層と船川層、船川層と天徳寺層とを区分し、これらの鍵層が分布しない秋田市周辺から出羽丘陵にかけては、船川層と天徳寺層との間に桂根層 (上床, 1922, 1932a,b) を置いて、これを天徳寺層の下部に位置づけた。

秋田県北部の羽後浜田 (大沢ほか, 1985b), 森岳 (大沢ほか, 1985a), 米内沢 (角・盛谷, 1973), 鷹巣 (平山・角, 1963), 能代 (大沢ほか, 1984) の各地域について船川層とその上位の地層群の層位と生層序・年代層序資料を検討すると、上部七座凝灰岩の層準が南平沢層に、

その直下から下部船川層までが新たに定義した船川層に対比できる。男鹿半島北東の砂丘上に位置する申川油田の坑井でも、船川層とその上位にあって天徳寺層とされている地層との境界を申川凝灰岩の上限としている (第12.2図)。この申川凝灰岩の上限は浮遊性有孔虫の No.3 *Globorotalia inflata* bed の下限付近、すなわち、米谷 (1978) の *Neogloboquadrina pachyderma* (dextral)/*Globorotalia orientalis* 帯 (PF7) の下限付近にあり、その下位に I~IV 凝灰岩 (もしくは凝灰質砂岩) が続く (第2.14図; 掃部ほか, 1992)。同様に、男鹿半島の南平沢凝灰岩の層準近傍の泥岩もしくはシルト岩からも *N. pachyderma* (dextral)/*G. orientalis* 帯 (PF7) の最下部に近いと考えられる浮遊性有孔虫化石群集が産出しており (Matoba *et al.*, 1990; 的場, 1992b), したがって、申川凝灰岩と南平沢凝灰岩はほぼ同一層準にあって、申川油田における申川凝灰岩と酸性凝灰岩が挟まれているその下位の層準は、おおむね男鹿半島の南平沢層に対比できる。また、申川凝灰岩上位の天徳寺層の下位は、西水口層に対比できる (第12.2図)。

羽後和田地域を模式地とする桂根層、すなわち、天徳寺層下部の桂根相は、厚さ数 m の厚い砂岩と泥岩との互層で、シルト岩が優勢な天徳寺層の下位にある特異な



第2.13図 秋田県に分布する油田の坑井で用いられている“秋田地域標準層序”(佐賀, 1992) 坑井での層序区分・対比はこれに準拠して特徴的な岩相と有孔虫化石などの微化石とを組み合わせて行われている。

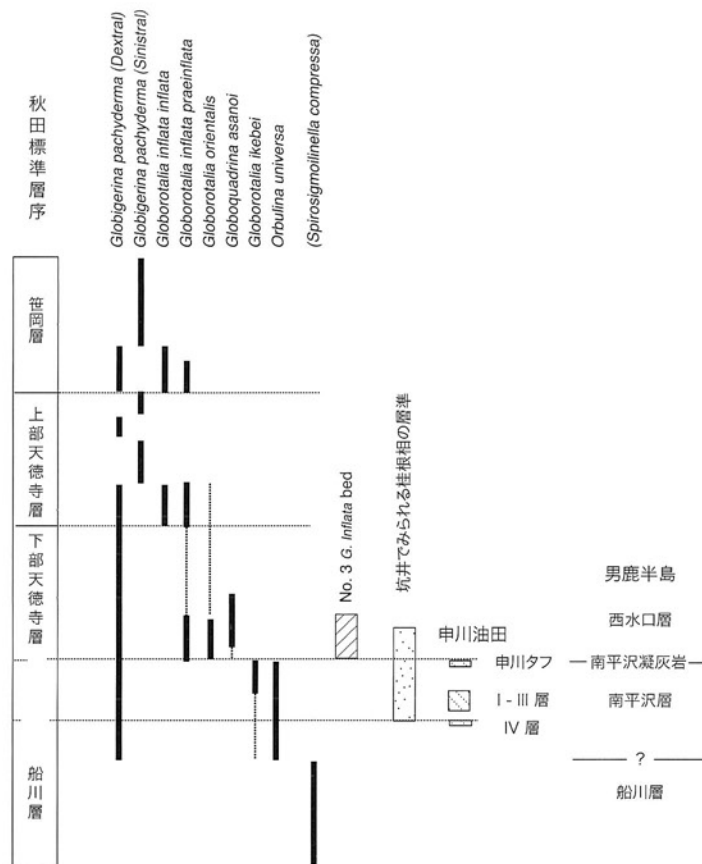


岩相であったため、当初は桂根層（上床，1922，1923a,b；大村，1928a,b）として扱われていた。しかし、池辺（1962）が天徳寺層下部のシルト岩と指交関係にあるとしてからは、天徳寺層下部の1つの岩相、桂根相として扱われるようになった（藤岡ほか，1976，1977）。ただし、桂根相（本来の桂根層）の模式地と天徳寺層の模式地との間は離れていて、これを天徳寺層の模式地まで連続的に追跡できる箇所はなく、対比の根拠は判然としない。また、秋田油田地域の調査が行われた当初の層序では上部七座凝灰岩の上位に北浦層を置き、秋田市南西、羽後和田地域に分布する桂根層を北浦層に対比している（千谷，1930；大村，1930）が、岩相が類似していることを除けば明確な根拠はなさそうである。

いずれにしても、桂根相は、坑井では、米谷（1978）が定義した浮遊性有孔虫化石帯の *Globorotalia ikebei*/*Orburina universa* 帯（PF6）から *N. pachyderma* (dextral)/*G. orientalis* 帯（PF7）の下部に対比できるとされており（掃部ほか，1992）、岩相が南平沢層に似ているだけでなく、生層序学的にもほぼ同じ層位にある。

桂根相の下限は、桂根油田とその日本海沖合の坑井「由利沖中部 SI-1」において底生有孔虫化石 *Spirosigmolinella compressa* Matsunaga が消滅し *Miliammina echigoensis* Asano et Inomata が出現する層準（約 5.4 Ma；花方ほか，2001a,b）よりやや上位にある（掃部ほか，1992）。また、桂根油田の桂根相中部に挟まれている酸性凝灰岩のジルコン FT 年代値は  $4.4 \pm 0.6$  Ma である（中嶋ほか，2003）。したがって、新たに定義した南平沢層の下限が桂根相の下限に相当すると仮定すると、その年代は 5.4 Ma よりもやや若いことになる。一方、先に述べた南平沢凝灰岩の FT 年代や生層序によれば、南平沢層上限の年代は 3 Ma 前後、おそらく、後期鮮新世ピアセンジアン（Piacenzian）期の中期と考えられる。

新たな区分に基づく船川層から西水口層までの層序と秋田県の日本海沿岸に広がる油田地域の坑井に適用されている“秋田地域標準層序”（第 2.13 図，第 2.14 図）とを比較すると、船川層と南平沢層とを合わせたものが船川層に、西水口層は天徳寺層下部にほぼ対応づけるこ



第 2.14 図 有孔虫化石層序に準拠した“秋田地域標準層序”と桂根相、申川タフとの対比  
掃部ほか（1992）の第 2 図（© 日本地質学会）を書き改めて男鹿半島の層序とのおおよその対  
応関係を加筆。

とができる(第2.15図)。この“秋田地域標準層序(坑井層序)”は、秋田市付近の岩相層序と男鹿半島の岩相層序とを岩相の類似性などに着目して対比して設定した“仮想的時間岩相層序(時階)”であり、上部は秋田市付近の、下部は男鹿半島の層序を採用している。この層序は、石油資源探査の立場から秋田油田地域の地質を池辺(1962)がまとめた際に提案したもので、もっとも特徴的な岩相である“珪質頁岩”と“黒色頁岩”を各地に共通する岩相、すなわち、女川層と船川層と認め、これを対比基準として有孔虫などの微化石層序を援用しつつ、秋田油田地域において坑井間の層序対比に広く用いられてきた。しかし、“仮想的時間岩相層序”はそれぞれの岩相の同時性が必ずしも確認されているわけではないため、そのまま対比の基準とするには注意を要する。

男鹿半島における新たな層序区分に準拠して対比する場合、船川層より上位の地層については、上部七座凝灰岩またはこれとほぼ同じ層準の凝灰岩が追跡できる秋田県北部地域では、これを1つの基準とすることができる。五城目以南の地域では、下部・上部七座凝灰岩の分布が確認できず、また、これらに代わる鍵層もないが、桂根相を基準とすることは可能である。

“秋田地域標準層序”では、天徳寺層を浮遊性有孔虫のNo.2 *Globorotalia inflata* bed 基底を境に上部と下部とに分け、両者は局所的に不整合関係にあるとしている(第2.14図)。西水口層の最上部付近にはNo.2 *G. inflata* bedの下位にあるとされている *Neogloboquadrina asanoi* bedがあるので、この点に着目すると、西水口層と北浦層は、それぞれ天徳寺層下部と上部におおむね対比できる。

一方、秋田市付近に分布する模式の天徳寺層は南平沢層に、上位の笹岡層は西水口層に対比され、更に、太平洋地域の笹岡層は南平沢層に対比される(的場, 1992b; Sato *et al.*, 2001)。地層境界の年代が地域ごとにずれていることは間々あることではあるが、これまで報告された天徳寺層と笹岡層との境界は地域によって異なる(藤岡ほか, 1977; 大沢ほか, 1981; 土谷・吉川, 1994)。これは、天徳寺層と笹岡層との境界付近から上位にかけて岩相が著しく側方変化している(長谷・平山, 1970)にもかかわらず、岩相境界を広く追跡することなく、それぞれの地域内で定義が異なる岩相境界を設定したためだといえる。この食い違いを是正するには、五城目地域で松居(1981)が試みたように、鍵層を追跡することで岩相の側方変化を把握し、岩相境界を再検討する必要がある。男鹿半島の北浦層や秋田市付近の天徳寺層から上位の堆積物の層序対比は広域テフラが鍵になる。

## 2.4 地質構造

男鹿半島西部には火山岩もしくは火山岩起源の碎屑岩を主体とする赤島層、門前層、野村川層、台島層が分布する。これらは下位層の起伏を埋めておおむね水平に重なっているが、北東-南西方向の正断層によってところどころ変位し、あるいは同方向に伸びた平行岩脈群に貫かれている。

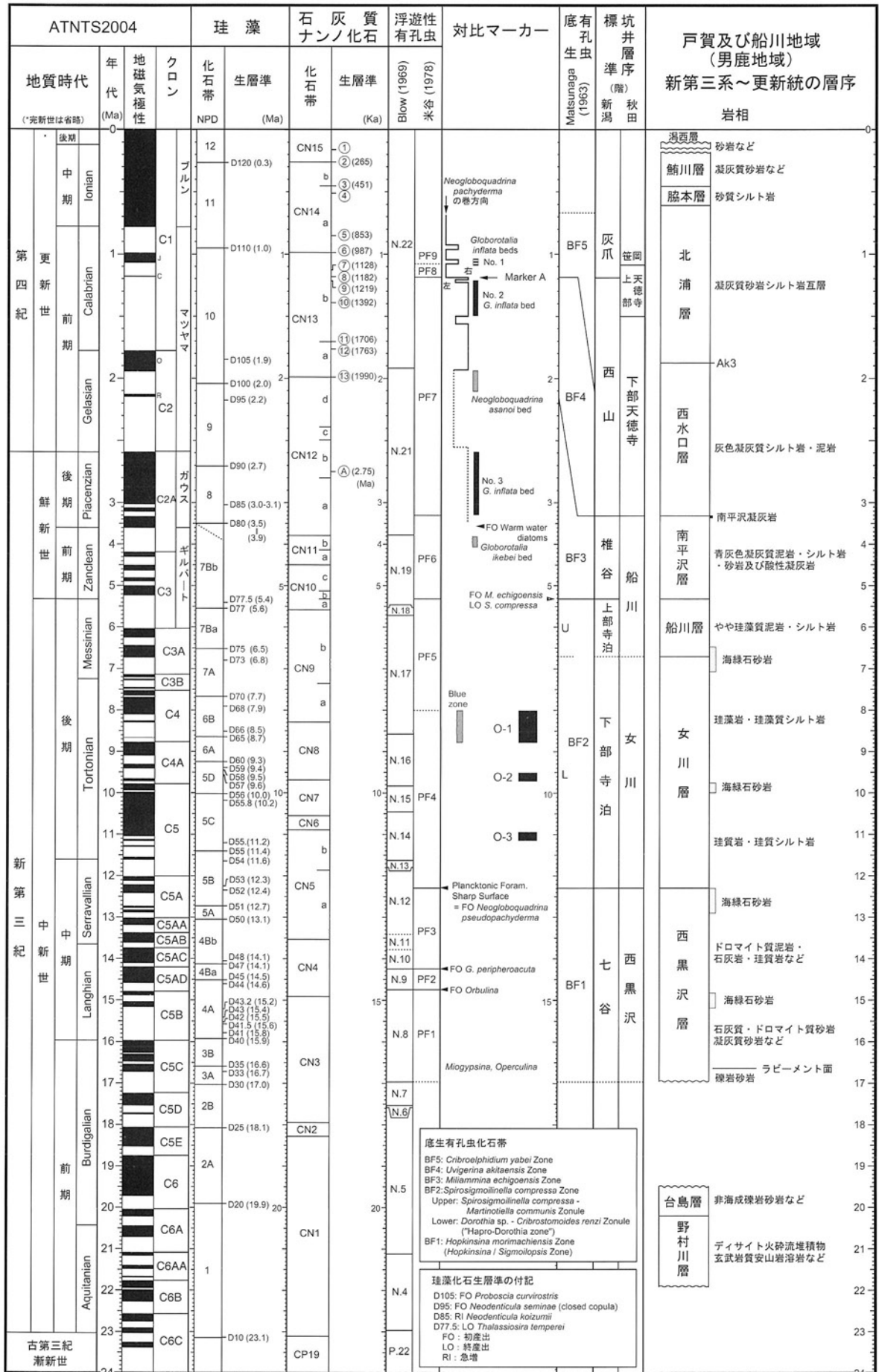
これら火山岩主体の地層群の東側には西黒沢層から女川層、船川層、南平沢層、西水口層、北浦層、脇本層を経て鮪川層、潟西層、五十里層へと、浅海から始まって半深海を経て海岸平野に至る一連の堆積物があって、東側に緩やかに傾斜して八郎潟西岸まで順次重なっている。

火山岩主体の地層群との境界に近い北岸の西黒沢、大明神崎東側から湯本にかけては、湯本断層(藤岡, 1959)が北北西-南南東方向に伸びている。湯本断層の延長上、上真山から南方にかけては、同じ方向に伸びる数条の断層があり、また、南岸の鶴崎やその西側の野村川層分布域でも局所的ながら南北方向に伸びた軸跡1 km 前後の褶曲が分布している。

湯本断層とその延長線の東側にあって緩やかに東側に傾動した中期中新世以降の一連の堆積物は、北岸の浜間口から南岸の羽立に至る地域の東側で、北北西-南南東方向に伸びて褶曲し、男鹿中断層や申川断層など同方向の断層で局所的に断たれている。また、橋本南方の中石から鮪川にかけては、五里合低地に接して潟西段丘が南北に伸びた東上がりの急崖をなして東側に緩く傾動している。さらに東側、八郎潟の地下にも同方向の褶曲と断層が伏在しており、これと並走または雁行して南方の秋田沖へと続く(海上保安庁, 1983; 岡村ほか, 1986)。おおむね南北方向に連なるこれらの変形は、船川層から五里合層にいたる様々な層準に及んでいる。このような地質構造の多くは、鮮新世から現世にかけて形成されており、それら構造の主たる変形の場合は時とともに位置を変えている。このため、本報告では、それらの形成時期を特定し、活構造として定義して地質図に示すことはしていない。

以上で述べた地質構造は重力基盤構造(第11.4図)とも調和的である。重力基盤の標高は、火山岩主体の赤島層と門前層、野村川層が分布する地域では、おおむね-800 m 以浅にあって、その東側の海成層分布地域では、東に向かって次第に深くなり、八郎潟西岸と男鹿半島との間で南北に伸びた凹地をなしている。重力基盤の凹地にある寒風山を中心とした高まりは、火山の根がそこに存在することを示唆する。火山岩主体の男鹿半島西部でも、ドーム状をなす真山流紋岩の分布域の重力基盤は周囲よりも一段と浅く、その一方で、戸賀火山の火口に対応する戸賀湾沿岸では重力基盤の標高が-1,200 m より





深くなっている。赤島層はカルデラ充てん堆積物である可能性が考えられるが、重力基盤は周囲よりも浅い。また、男鹿半島南岸の館山崎付近では野村川層館山崎デイサイトに充填されカルデラが想定されており、実際に、やや重力基盤が深い盆地状の構造が認められるが、その中心は館山崎カルデラの東側であって、カルデラの構造を直接反映しているとは言い難い。重力基盤構造と地質構造との間のこのような違いは、周囲に分布する火山岩より酸性で密度が軽いか、周囲の火山岩とほとんど密度差がないため、あるいは、もともと基盤が浅い地域に生じたと考えることができる。男鹿半島南岸の鶴崎付近では、南北に延びた重力基盤の高まりが -400 m ときわめて浅いところにある。ここでは女川層と西黒沢層が台島層や野村川層の野村川デイサイト I にオンラップしており、また、これらはともに東側に緩く傾斜して、層厚は女川層と西黒沢層、野村川デイサイト I をあわせると 600 ~ 700 m を超える。したがって、この重力基盤の高まりは、野村川層火山岩の直下であって、それらよりも密度の大きな花崗岩類が形作っていることが想定される。本報告書の著者の 1 人である大口が、かんぼの宿「男鹿」

の成田支配人（当時）の許可を得て入手した鶴崎温泉のボーリング柱状図とカッティングス試料によれば、地表からおよそ 800 m の深さで花崗岩類に到達しており、この重力基盤がおおむね花崗岩類に対応することは確からしい。地質図幅に示した鶴崎北方を東西に走る地質断面図では、この想定を反映させて花崗岩類を浅いところに描いた。重力基盤の西側の地表に広く分布する門前層は、鶴崎の西側で、この花崗岩類にアバットするか断層（おそらく正断層）で接していると考えられる。

同じ断面図上で鶴崎からその東側、南平沢付近にかけて、西黒沢層や女川層、船川層は薄くなる。その一方で、野村川デイサイト I と野村川玄武岩との間の砂礫岩や台島層は厚くなる。また、南平沢層や西水口層は船川層以下、下位の地層群とは地表で見える限り、整合的であるが、層厚の側方変化は不調和になる。このようなそれぞれの地質単元の層厚の変化は南平沢北方において地質調査所が行った試掘井 2 本の柱状図（千谷, 1925, 1929）から推定でき、台島層と西黒沢層との間の不整合関係や、南平沢層以降と西黒沢層から船川層までとの堆積・変形システムの相違がうかがえる。

#### 第 2.15 図 秋田・新潟油田地域と男鹿半島の層序対比（柳沢, 未公表）

柳沢ほか（2000）を基に改変。地磁気極性年代尺度：Gradstein *et al.* (2004) を使用。ただし、第四紀（更新世）の始まりを Gelasian 基底に変更。珪藻：化石帯は Akiba (1986) 及び Yanagisawa and Akiba (1998) の区分とコード番号を使用。生層準は Yanagisawa and Akiba (1998) に従うが、一部の生層準にコード番号を暫定的に追加（図下部の追記参照）。生層準の年代は、Barron and Gladenkov (1995) と Watanabe and Yanagisawa (2005) による古地磁気層序との対応関係を基に Gradstein *et al.* (2004) の年代尺度に対応させて算定。石灰質ナノ化石：化石帯は Okada and Bukry (1980) を使用。化石帯の年代は Gradstein *et al.* (2004) による。生層準は、Takayama and Sato (1987), Sato *et al.* (1991), Sato and Kameo (1996) 及び佐藤ほか (1999) に、年代は Sato *et al.* (2009) と佐藤 (2010) による。浮遊性有孔虫：化石帯は Blow (1969) と米谷 (1978) による。ただし、米谷 (1978) の化石帯のコード番号は、三輪ほか (2004a) による。対比マーカー：米谷 (1978), 米谷・井上 (1981), 加藤・井上 (1997, 1999), 加藤ほか (2004, 2006, 2008), 井上ほか (2008), 守屋 (1995), Hanagata (2003, 2004), 三輪ほか (2004a,b), 渡辺 (1976) などによる。底生有孔虫：化石帯は Matsunaga (1963) を基本とし、コード番号は米谷 (1987) による。化石帯の年代は、米谷 (1978), 花形ほか (2001a,b) などによる。標準坑井層序：津田 (1992) 及び佐賀 (1992) による。

### 第3章 上部白亜系, 上部始新統及び下部中新統

(鹿野和彦・大口健志・小林紀彦・佐藤雄大)

#### 3.1 <sup>あかしま</sup>赤島層 (Awt, Abr, bg)

**地層名** 藤岡ほか (1954) 命名. ただし, <sup>にゅうどうき</sup>入道崎火成岩 (宮城・宇留野, 1956) を除いた地層として定義した. 藤岡 (1959) は下位の赤島溶岩類 (宮城・宇留野, 1956) と上位の入道崎火成岩類とを併せて赤島層と再定義した.

**模式地** 明確に指定されていないが, 文献で扱われた地域の中で, 地層名に現れている男鹿市入道崎西方, 赤島とその周辺地域を模式とするのが妥当である.

**層序関係** 赤島層の直下には角閃石黒雲母花崗岩があり, 赤島層はこれを不整合に覆うとされている (藤岡, 1959, 1973; 大口ほか, 1979). しかし, 花崗岩は赤島溶岩類中に点在して露出も狭く, 全体に破碎されていることから, 赤島溶岩類に取り込まれたブロックである可

能性が高い.

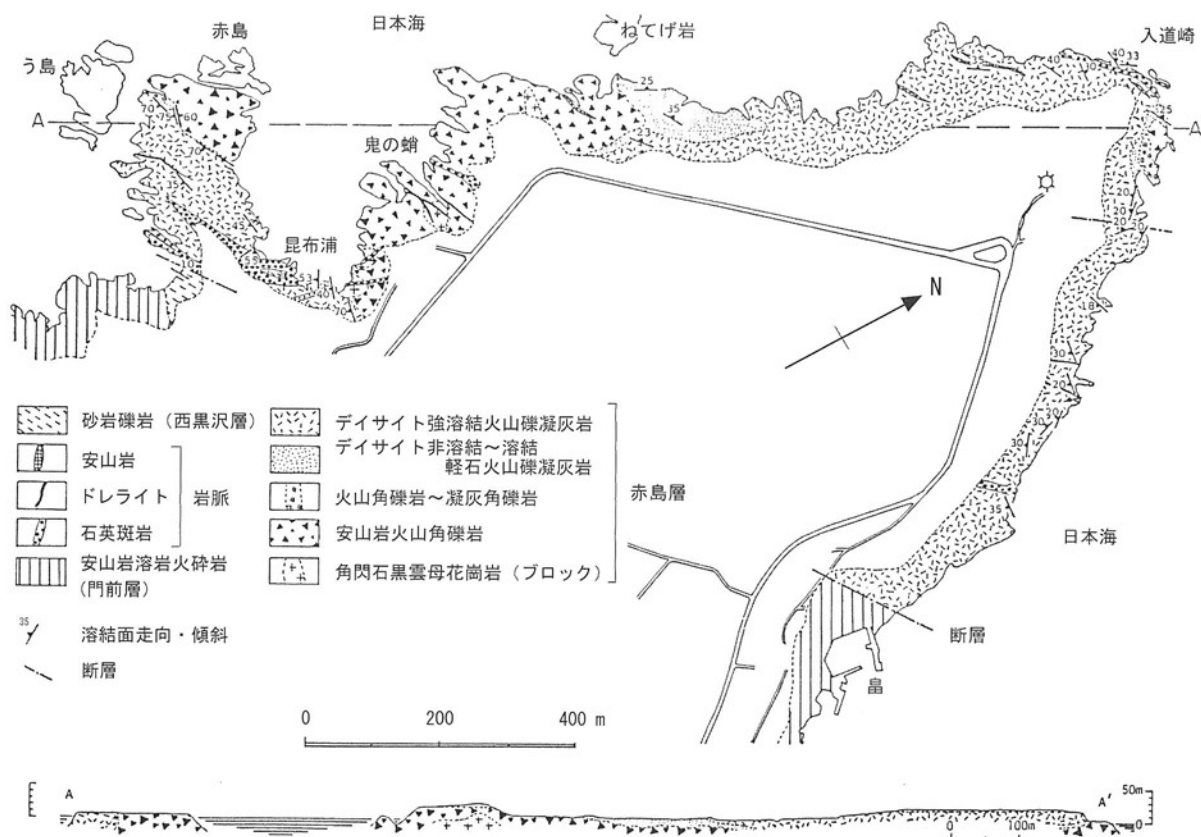
上位の門前層とは北東-南西方向の正断層で接する (藤岡, 1973). また, 西黒沢層の砂礫岩に不整合に覆われる. 赤島層は, 藤岡 (1959) 以降, 赤島溶岩類と入道崎火成岩に二分して記載されてきたが, 本報告では, 一連の火山活動の産物と考え, 一括して扱う.

**分布** 西岸の赤島と東岸の<sup>はたけ</sup>畠 (現: 入道崎) を結ぶ線の北側から入道崎にかけて分布する.

**層厚** 層厚は 200 m を超える.

**岩相** 赤島から入道崎, そしてその東側の畠にかけて, 藤岡 (1959) がそれぞれ赤島溶岩類, 入道崎火成岩と呼んだ火山角礫岩 (Abr) とデイサイト火砕岩 (Awt) が分布する (第 3.1 図, 第 3.2 図). これらの典型的な岩相は赤島とその周辺で観察できる.

赤島周辺に露出する火山角礫岩の主体は, 斜方輝石単



第 3.1 図 入道崎とその周辺地域の地質図

大口ほか (1979) を一部改変した大口ほか (2008) の第 10 図 (© 日本地質学会). 地名の「畠」は現在入道崎と改称されている.

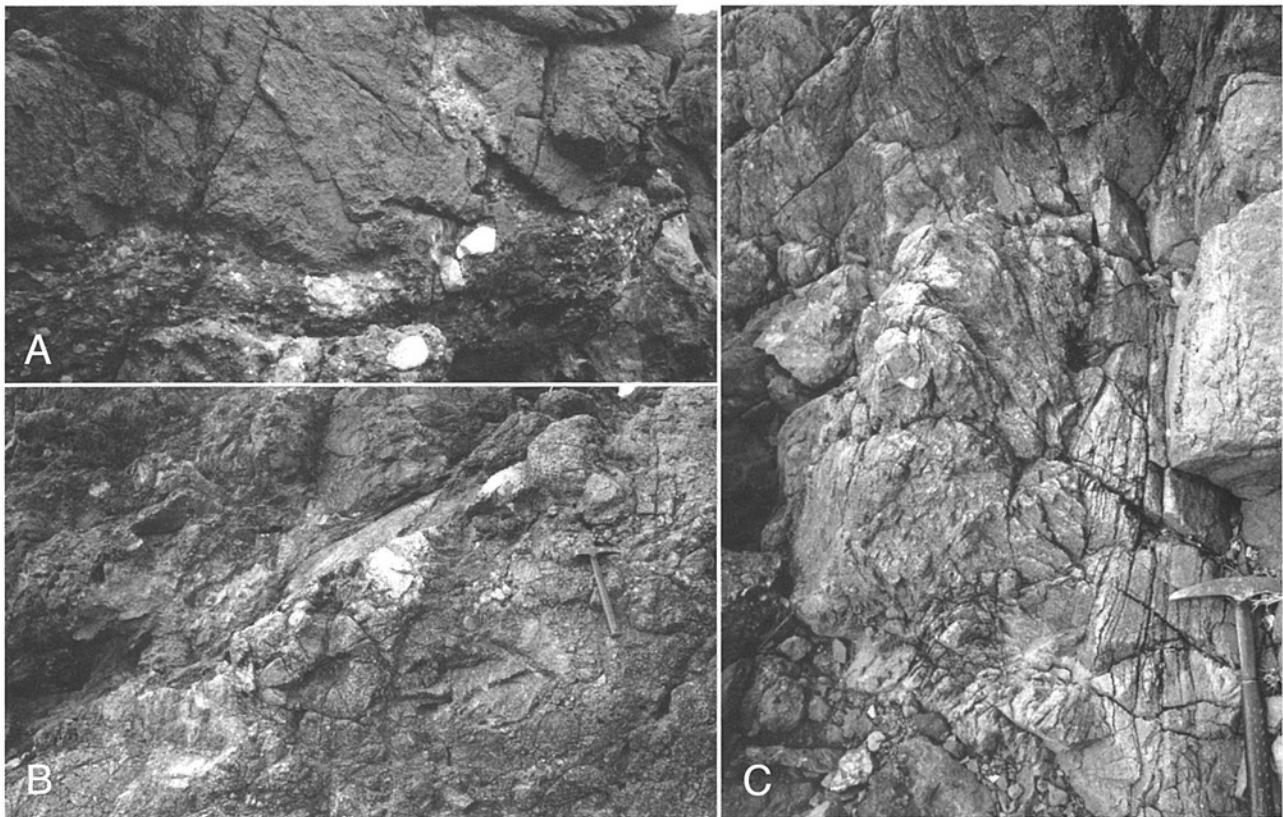
斜輝石安山岩（もしくはデイサイト）ブロックとそれらの細片で、デイサイト、デイサイト溶結凝灰岩、花崗岩などの円礫を多数含む凝灰質礫岩、黒雲母花崗岩、角閃石黒雲母花崗岩、角閃石花崗岩、細粒花崗岩などを混じえる（第3.2図A, B）。メートルサイズの安山岩岩塊は局所的に割れて、その碎片と周囲の碎屑物が割れ目を埋めている（第3.2図A）。全体に淘汰不良、無層理であるが、火山灰成分は少ない。構成岩片はいずれも変質しており、緑泥石、緑簾石、セリサイト、炭酸塩鉱物などが生じている。

赤島付近で火山角礫岩を取り巻くデイサイト火砕岩の大部分は、斜方輝石単斜輝石デイサイト溶結火山礫凝灰岩である（第3.2図C）。火山ガラス片とレンズがその大半を占め、20～30%以下の結晶片と、10数%以下の岩片を含む（大口ほか、1979）。結晶片の多くは径1mm以下の斜長石で、石英、単斜輝石、斜方輝石を伴う。石質岩片は径15cm以下、多くは1cm以下の変質安山岩、花崗岩などである。全体に厚さ1cm以下、長さ数10cm以上に引き延ばされたレンズがなすユータキシティック構造が明瞭で、ところどころ褶曲している。下位の火山角礫岩と接するところでは局所的に弱溶結部

があり、そこでは径1～2cm以下の軽石火山礫が平行配列する様子が観察できる。また、鏡下では発泡壁型ガラス片も確認できる（大口ほか、1979）。

火山角礫岩との接触面はデイサイト火砕岩側に傾斜していることが多いが、ほぼ直立し、火山角礫岩側に急傾斜し、あるいは、塑性変形して火山角礫岩と指交していることがある（第3.1図）。また、火山角礫岩から離れた場所でも、火山角礫岩をレンズ状に挟んでいることが大口ほか（1979）によって報告されている。赤島から入道崎にかけて火山角礫岩とデイサイト火砕岩との接触面を俯瞰すると、火砕岩の溶結面と両者の接触面とは必ずしも調和しないが、火山角礫岩を取り囲むように変形しており、藤岡（1959）が区分した赤島溶岩類と入道崎火成岩類は相前後して定置したと考えることができる。

岩片に富む堆積物に淘汰不良の火砕岩が重なるこのような産状は、これらが火砕流起源であることを示唆する。この火砕流堆積物は、傾斜が水平に近いと仮定しても火山角礫岩の厚さは50mを超え、また、メートルサイズのブロックを多数含むことから、その給源となった火道もしくはカルデラ、あるいはその近傍に定置した可能性が考えられる。



第3.2図 赤島層を構成する岩相

A：角礫岩中の安山岩ブロックとこれに注入する凝灰角礫岩基質（赤島南東の海岸）。B：安山岩岩片を主体とする角礫岩（左上）に覆われる花崗岩ブロック（右下）。花崗岩ブロックは角礫化しており、その碎片の間に緑色化した安山岩などの岩片（暗灰色）が混じっていることがある（昆布浦）。C：流動溶結凝灰岩。流理が明瞭で左半分は上に閉じた褶曲をなす（赤島南東の海岸）。

第3.1表 赤島層デイサイト溶結火山礫凝灰岩のジルコンのフィッシュン・トラック年代(京都フィッシュン・トラック(株)測定)

| 試料番号           | 試料採取位置<br>(世界測地系)             | 地層・岩体名 | 岩石名               | 測定方法 | 結晶数 | P( $\chi^2$ ) | $\rho_r/\rho_i$<br>相関係数 | 自発核分裂<br>飛跡密度 $\rho_s$<br>( $10^6 \text{ cm}^{-2}$ )<br>( $N_s$ ) | 誘発核分裂<br>飛跡密度 $\rho_i$<br>( $10^6 \text{ cm}^{-2}$ )<br>( $N_i$ ) | 熱中性子<br>線量 $\rho_d$<br>( $10^4 \text{ cm}^{-2}$ )<br>( $N_d$ ) | ウラン濃度<br>(ppm) | $\zeta$ | 年代値<br>$T \pm \sigma_T$ (Ma) |
|----------------|-------------------------------|--------|-------------------|------|-----|---------------|-------------------------|---|---|--|----------------|---------|------------------------------|
| Oh<br>08072401 | 139°41'40.9"E<br>40°00'08.4"N | 赤島層    | デイサイト溶結<br>火山礫凝灰岩 | ED1  | 30  | 0             | 0.933                   | 4.93<br>(6856)  | 3.4<br>(4731)   | 19.690<br>(4727)   | 160            | 414 ± 3 | 58.8 ± 1.5                   |

P( $\chi^2$ ):  $\chi^2$ -値の  $\chi^2$ 分布 (自由度 n-1) における上側確率  
ED1: 外部ディテクター法, 内部面  
熱中性子線量ガラス: NIST-SRM612

$$T = (1/\lambda_{238}) \ln [1 + \lambda_{238} \zeta (\rho_i/\rho_s) \rho_d]$$

$$\sigma_T = T [1/2N_s + 1/2N_i + 1/2N_d + (\sigma_\zeta/\zeta)^2]^{1/2}$$

$$^{238}\text{Uの全壊変定数 } \lambda_{238} = 1.55125 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$$

赤島東方、<sup>こんぶがうら</sup>昆布浦には角閃石黒雲母花崗岩 (bg) があり、赤島層はこれを不整合に覆うとされてきた (藤岡, 1959, 1973; 大口ほか, 1979)。しかし、花崗岩は赤島層の火山角礫岩中に点在して露出も狭く、全体に破碎されて周囲の火山岩角礫と様々な割合で混じっている (第3.2図B)。本報告では、このような産状から花崗岩を火山角礫岩中のブロックと判断した。

化石 産出していない。

地質年代 鈴木 (1980b) と雁沢 (1987) は、デイサイト溶結凝灰岩について 53 ~ 49 Ma のジルコン FT 年代値を報告し、本層を前期始新世に対比した。これらとは校正していないため、新たにデイサイト溶結火山礫凝灰岩試料を採取して測定したところ、58.8 ± 1.5 Ma のジルコン FT 年代値を得た (第3.1表)。この値は  $\chi^2$  検定では不合格となるが、鈴木 (1980b) と雁沢 (1987) の報告した値に近い。しかし、同一試料について得られたジルコン  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年代値は 71.53 ± 0.64 Ma と 72.03 ± 0.65 Ma であり (谷, 私信)、その地質時代は後期白亜紀まで遡る。同じジルコンについて内部面と外部面について再測定した FT 年代値は 64.8 ± 1.6 Ma と 62.9 ± 2.2 Ma であるが、トラックにやや短縮している徴候が認められることから、これらの年代値は熱的影響でやや若返ったものと考えられる (岩野・檀原, 私信)。大口ほか (1979) はデイサイト溶結火山礫凝灰岩の全岩 K-Ar 年代として 30 Ma, 38 Ma の値を報告しているが、これは、後述する門前層の年代値の範囲に入ることから、熱的影響による若返りとした。上述の試料から酸処理を経て分離した斜長石の  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  プラト年代は 36.61 ± 0.15 Ma であり、この解釈を裏づけている (石塚, 私信)。

赤島層中の花崗岩ブロックのジルコン FT 年代は 60.7 ± 2.1 Ma (鈴木, 1980b) である。玉生 (1978) が報告したジルコン FT 年代値 96.1 ± 13.8 Ma については、測定方法が 1980 年代以降とは異なり、また、ほかの地層岩体について得られた値が 1980 年代以降に報告された値と異なるため、現在これを探る研究者はほとんどいない。しかし、小笠原ほか (2005) によれば、花

崗岩のジルコン  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年代値は、87.0 ± 1.8 Ma, 89.9 ± 2.6 Ma, 93.3 ± 1.9 Ma であり、デイサイト溶結凝灰岩の  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年代値より有意に古く、かつ、玉生 (1978) の値に近い。

このようなことから、未公表ではあるが、本報告ではジルコン  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年代値を採って、赤島層の地質時代を後期白亜紀とする。

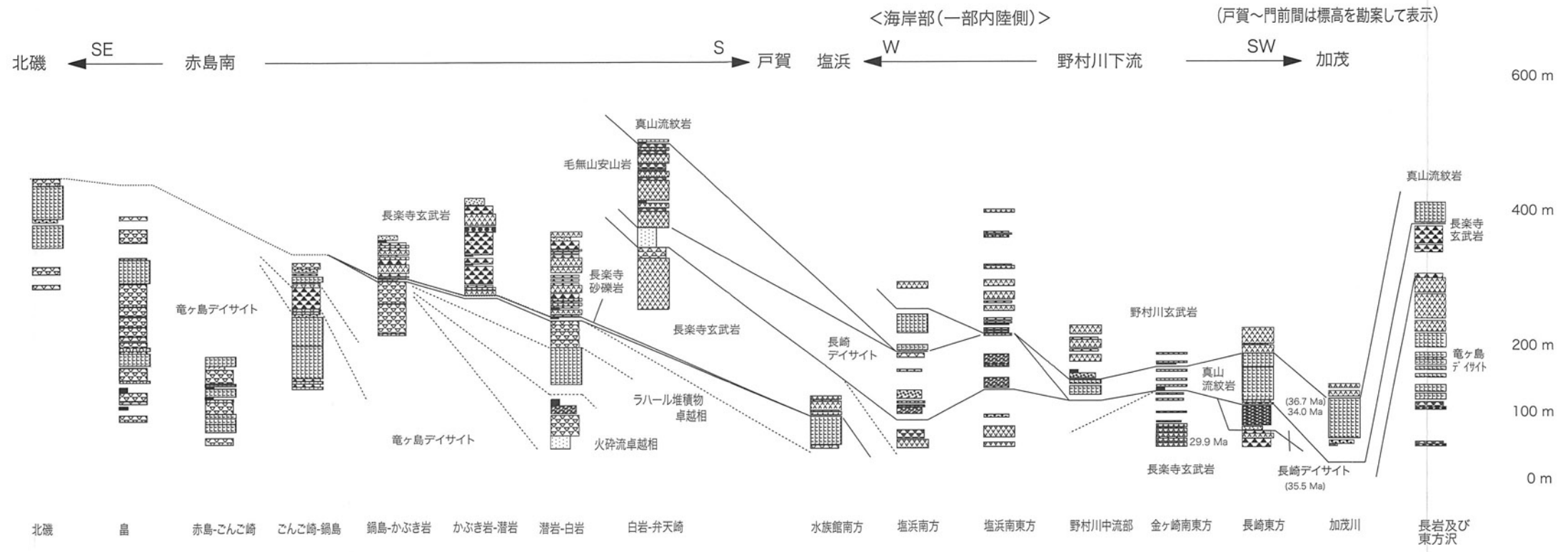
### 3.2 門前層 (Bs, Bb, Rd, Rp, Rc, Cc, Cb, Nd, Kc, Ka, Ss, Sb, Sc, Sv, Sr)

門前層は、火山岩を主体とする地層で岩相構成が複雑であるため、研究者によって異なった層序区分が提案されている。

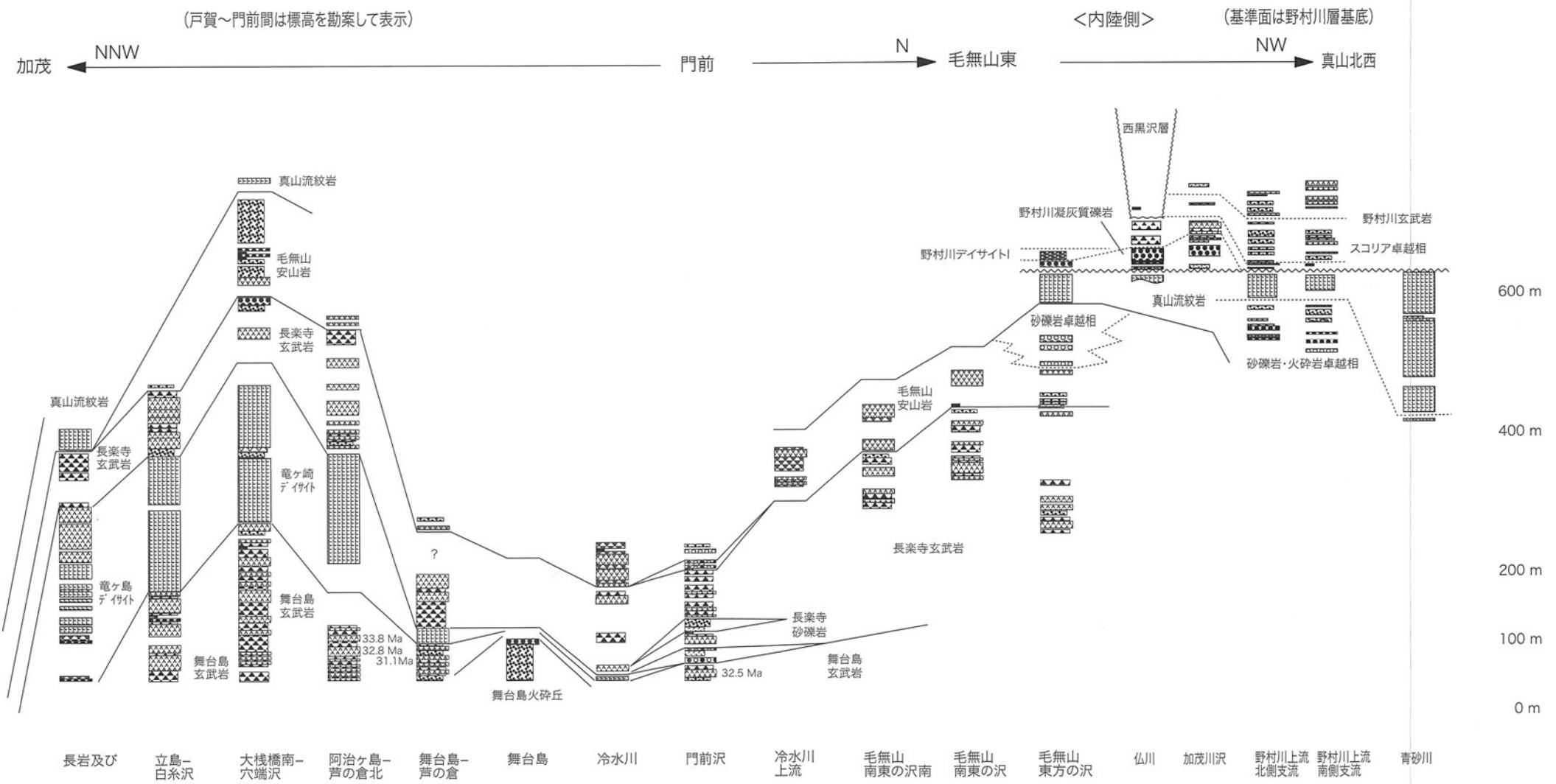
先に述べたように、大橋 (1930) は、現在の門前層とされている火山岩として、入道崎安山岩類の一部と畠溶岩台地、加茂溶岩台地、本山火山群を識別している。宮城 (1956) は、下位の赤島溶岩類 (宮城・宇留野, 1956) に重なる火山岩類を認め、これを潜岩溶岩類と命名し西男鹿層群 (半沢, 1954) の一部に位置づけた。藤岡 (1959) は、門前層を潜岩溶岩類、加茂溶岩類、真山流紋岩、潮瀬ノ岬砂礫岩に区分した。また、潜岩溶岩類と加茂溶岩類については、いずれも真山流紋岩類に覆われていることから、ほぼ同時期の火山岩とした。藤岡ほか (1954) で舞台島礫岩と一括していた砂礫岩については、加茂溶岩類に重なり、あるいはその間にあって幾つかの異なる層準に挟まれているとして潮瀬ノ岬砂礫岩と舞台島礫岩とに区分し、前者を門前層に、後者を台島層基底に位置づけた。また、宮城 (1963) は、潮瀬ノ岬砂礫岩を台島層の基底礫岩として位置づけた。その後、藤岡 (1973) と藤岡ほか (1973) は男鹿半島を国定公園に指定する際の調査報告の中で、藤岡 (1959) が舞台島礫岩とした堆積物を西黒沢層の堆積物としたが、潮瀬ノ岬砂礫岩については、藤岡 (1959) と同じく門前層の部層として位置づけている。

一方、大口ほか (1995) は、潜岩溶岩類と加茂溶岩類とを同時異相として細分した、また、宮城 (1963) の考え方を拡張して、潮瀬ノ岬砂礫岩と、そのみかけ上位に





- 泥岩及びシルト岩
- ▨ 凝灰質砂岩(流紋岩～デイサイト質)
- ▩ 凝灰質砂岩(玄武岩～安山岩質)
- ▧ 凝灰質礫岩(流紋岩質礫卓越)
- ▦ 凝灰質礫岩(玄武岩～流紋岩質礫混在)
- ▥ 凝灰質礫岩(安山岩～玄武岩質礫卓越)
- ▤ 流紋岩～デイサイト質凝灰岩
- ▣ 流紋岩～デイサイト質火山礫岩・火山礫凝灰岩
- ▢ 玄武岩質火山礫岩・火山礫凝灰岩
- デイサイト質弱溶結凝灰岩
- デイサイト質中～強溶結凝灰岩
- ▟ 流紋岩質火山角礫岩及び凝灰角礫岩
- ▞ 安山岩質火山角礫岩及び凝灰角礫岩
- ▝ 玄武岩質火山角礫岩及び凝灰角礫岩
- ▜ 玄武岩質溶岩
- ▛ 安山岩質溶岩
- ▚ 流紋岩～デイサイト質溶岩



第3.3図 門前層柱状図 (小林ほか, 2008)



ある帆掛島石英安山岩（藤岡，1959）とを併せて潮瀬ノ岬層と定義し，真山流紋岩類に不整合に重なり，台島層（帆掛島石英安山岩を除く）に不整合に覆われるとした。深瀬・周藤（2000）は，大口ほか（1995）による潜岩溶岩類・加茂溶岩類の層序区分をほぼ踏襲したが，金ヶ崎と加茂青砂付近，毛無山から南南西へと続く稜線付近での岩相区分を見直して潜岩・加茂溶岩類を A（粗面岩質安山岩），B（変質斑晶安山岩とそれらの再堆積物），C（玄武岩），D（斑状安山岩）の四つの単元に区分した。

最近では，小林ほか（2008）が火山地質学的観点から再検討して層序区分や層位を見直している。これによれば，門前層の主な構成岩石は，玄武岩～安山岩とこれに不調和に重なる流紋岩で，礫岩，砂岩などの碎屑物を伴う。これらの岩石は，岩相の組み合わせによって識別される様々な形態と規模の火山岩体を構成しており，火山岩の岩相の組み合わせとそれらの空間的広がりから互いに識別し得る地質単元として，下位から順に舞台島玄武岩（Bs, Bb），竜ヶ島デイサイト（Rd, Rp, Rc），長楽寺砂礫岩（Cc），長楽寺玄武岩（Cb），長崎デイサイト（Nd），毛無山安山岩（Kc, Ka），潮瀬ノ岬砂礫岩（Ss, Sb），真山流紋岩（Sc, Sv, Sr）に区分できる（小林ほか，2008）。

本報告では，この小林ほか（2008）の層序区分に従って門前層を記載する。ただし，長楽寺砂礫岩と長楽寺玄武岩は一部指交関係にあることから本報告では，両者を一括して長楽寺玄武岩（Cc, Cb）とする。潮瀬ノ岬を占め，潮瀬ノ岬砂礫岩として門前層の一部として扱われきた地層については，これを野村川層館山崎デイサイト部層中のブロックであるとする解釈があり（鹿野ほか，2008；Sato *et al.*, 2009），したがって，本来は館山崎デイサイトの一部として記載すべきである。しかし，潮瀬ノ岬砂礫岩は浅海堆積物を挟んでいて後期始新世の海成堆積物が東北日本の日本海側に存在することを示す初めての証拠であり，また，層位学的には本層に対比されるにもかかわらず，これに対応する地層が本層にみあたらない。そこで，本報告では，その層位学的・古地理学的重要性に鑑み，これまで通り門前層の一部として記載する。西男鹿団体研究グループ（1972）は，真山流紋岩の直下に広く分布する礫岩を認め，これを立島礫岩と定義している。筆者らの調査では，これを構成する礫岩は，場所によって層位が異なり，舞台島玄武岩や竜ヶ島デイサイトのラハール堆積物，あるいは毛無山安山岩の基底に局所的に分布する礫岩に対応している。

小林ほか（2008）が層序単元に付した玄武岩とデイサイトという名称は，斑晶組み合わせなどの記載岩石学的特徴からみた代表的な岩質を示す意図で，象徴的に用いている。実際にそれぞれの層序単元を構成する岩石は多様で，たとえば，舞台島玄武岩及び長楽寺玄武岩の全岩化学組成は玄武岩から玄武岩質粗面安山岩，玄武岩質安山岩まで，竜ヶ島デイサイトのそれは粗面安山岩から流

紋岩までの範囲にまたがる（深瀬・周藤，2000；小林，2005MS）。

**地層名** 藤岡ほか（1954）命名。本山火成岩（外山，1925），入道崎安山岩類（大橋，1930），双六層（千谷，1930）の一部，西男鹿層群（半沢，1954）の上部にほぼ相当する。なお，外山（1925）によれば，1918年に大橋が本層を構成する火山岩の一部を本山火山岩と命名している。

**模式地** 男鹿半島北岸，西黒沢・<sup>はたけ</sup> 崱（現在の入道崎）付近（藤岡，1950）

**層序関係** 赤島層との層位関係は植生や岩屑に覆われて観察できないものの，近接する海食崖において両者がほぼ同じ高さまで露出していることから，高角度の断層で接していると判断できる（大口ほか，1979）。

**分布** 入道崎南側から西岸に沿って台島に至る広い範囲に分布する。

**層厚** 最大で 700 m を超える。

**岩相** 門前層は，アルカリかんらん石玄武岩～玄武岩質粗面安山岩と玄武岩～玄武岩質安山岩のエア溶岩・火砕岩，粗面岩～デイサイトブロック溶岩，デイサイト火山角礫岩～凝灰角礫岩（火山岩塊火山灰流堆積物），デイサイト火山礫凝灰岩～凝灰岩（火砕流堆積物），安山岩水底ブロック溶岩などからなり，間に凝灰質礫岩，砂岩，シルト岩などを挟む。また，これらがなす起伏を埋めて黒雲母含有流紋岩溶岩（水底ブロック溶岩）が広い範囲に分布する。この流紋岩溶岩は，基底に凝灰質礫岩・砂岩と流紋岩質火山礫凝灰岩を伴う（第 3.3 図）。

**化石** 潮瀬ノ岬北方，門前集落近くの海食崖（おそらく長楽寺玄武岩）から *Pinus*, *Picea*, *Tsuga*, *Glyptostrobus*, *Alnus*, *Betula*, *Carpinus*, *Ulmus*, その他の植物化石（門前植物群：Huzioka, 1964）が産出する（藤岡・井上，1952；藤岡，1973）。また，加茂青砂北方，長崎東方の沢と大棧橋道路が交差するあたりの長楽寺玄武岩基底の泥岩から，*Pinaceae*（マツ科）花粉の破片と有機質微化石の *Chomotriletes* spp. が産出する（鹿野ほか，2008）。

潮瀬ノ岬砂礫岩からは，*Skolithos* ichnofacies (*Skolithos* 生痕化石相) を特徴づける数多くの生痕化石（大口ほか，2005）と，*Picea*, *Tsuga* のマツ科針葉樹花粉と，*Betula*, *Pterocarya* などの落葉広葉樹花粉のほか，*Ulmus*, *Juglans*, *Carpinus*, *Corylus*, *Tilia* などが産出する（鹿野ほか，2008）。

**地質年代** 門前層の玄武岩～安山岩溶岩について 37～27 Ma の全岩 K-Ar 年代値が（大口ほか，1995），また，<sup>と</sup>較正されてはいないものの，デイサイト溶岩と火砕岩についても，これに近い 37～27 Ma のジルコン FT 年代値が得られている（鈴木，1980b；雁沢，1987；鹿野ほか，2007）。潮瀬ノ岬砂礫岩を構成する玄武岩質火砕岩のスコリアについて最近得られたジルコン FT 年代値は  $32.8 \pm 1.5$  Ma と  $34.7 \pm 1.9$  Ma であり（Kano

et al., 2007), 真山流紋岩については, とともに 34 Ma の黒雲母 Ar-Ar 年代値と黒雲母 K-Ar 年代値が得られている (鹿野ほか, 2007). したがって, 門前層の地質時代が後期始新世 (40.4 ~ 33.9 Ma : Gradstein et al., 2004) まで遡ることは明らかである. また, 門前植物群は, これまで前期中新世示準植物化石群の 1 つとされる阿仁合型植物群 (Huzioka, 1964) に対比されてきたが, その意義についても再検討を要する (鹿野ほか, 2008).

### 3.2.1 舞台島玄武岩 (Bs, Bb)

**地層名** 小林ほか (2008).

**模式地** 門前北西方, 舞台島及びその周辺の海岸.

**層序関係** 門前層の中で最下位を占める. 下限は不明.

**分布** 西岸沿いの加茂青砂から門前にかけて広く分布する.

**層厚** 複成火山体をなすため, 層厚は単純に積算できないが, 大棧橋付近で 220 m を超え, 毛無山付近では更に厚くなる.

**岩相** 主にアルカリかんらん石玄武岩と玄武岩~玄武岩質安山岩のアア溶岩 (Bb) からなり, 同質火砕岩 (Bs) を伴う. それぞれの溶岩の厚さは数 m ~ 20 m で, 褐灰色で柱状節理が発達する塊状部の上下に, 同様な厚さの帯紫灰色, ところによっては暗赤褐色を呈するクリンカーが発達する. 溶岩と溶岩との間には, 暗赤色を呈する厚さ数 cm ~ 数 10 cm の同質凝灰岩~火山礫凝灰岩を挟むことがある.

舞台島東側の海食崖には, スコリア降下堆積物と上位のベースサージ堆積物が露出する. スコリア降下堆積物は, ほとんどスコリア火山礫からなり, 粒度の違いによる不明瞭な層理を示し, 径数 10 cm ときに 1 m を超える火山弾がその中に点在する. ベースサージ堆積物は, 多面体型岩片に富み平行~波状層理が明瞭で, スコリア降下堆積物に調和的に重なる. これらは, 傾斜方向は必ずしも一定しないものの, 主に南南西方向に傾斜している (第 3.4 図). 舞台島南東方の居帽子岩では, 舞台島と同じスコリア降下堆積物とこれに重なる同質の転動堆積物が南南東に 30° 前後傾斜している. 転動堆積物は, 逆級化して成層する粒径数 mm ~ 5 cm の赤色スコリア片と数 cm ~ 30 cm の暗色多面体岩片とからなる.

舞台島とその周辺の堆積物はスコリア火砕丘の主体で, 居帽子岩はその南翼縁辺相にあたる. また, 堆積物の傾斜から, 舞台島の北側に火口があったと考えられる.

舞台島東側に面した海食崖の最上部を占めるベースサージ堆積物は, 花崗岩などの異質岩片に富み, 一見, 礫岩に見える. そのため, 藤岡ほか (1954) と藤岡 (1959) は, これを礫岩と誤認して, 舞台島礫岩と名付けたが, 多面体形の玄武岩火山礫を多数混じえており, その活動末期にスコリア丘から放出されたマグマ水蒸気爆発の産物と考えられる. ただし, 舞台島礫岩とされたものには,

これ以外にも, 西岸に沿って点在して火山岩礫を主体とする様々な起源の岩石があり, それぞれ見直しが必要である.

本山西方の長岩には, 凝灰質基質支持の礫岩 (ラハール堆積物) が発達する. この凝灰質礫岩は, 淘汰不良で雑多な岩片からなり, 赤褐色~橙褐色の不定形~紡錘形火山弾を含んだ玄武岩質安山岩~安山岩凝灰角礫岩・火山角礫岩 (降下火砕堆積物) を伴う. また, 間に凝灰質砂岩を挟んでおり, それらが累重して火山麓扇状地をなしていたと考えられる.

**放射年代** 溶岩について, 31.1 ± 0.7 Ma, 32.5 ± 0.8 Ma, 32.8 ± 0.8 Ma, 33.8 ± 1.1 Ma の全岩 K-Ar 年代値が得られている (大口ほか, 1995).

### 3.2.2 竜ヶ島デイサイト (Rd, Rp, Rc)

**地層名** 小林ほか (2008).

**模式地** 門前西方, 竜ヶ島から北に続く西斜面一帯.

**層序関係** 舞台島玄武岩に調和的に重なる.

**分布** 戸賀以北と塩浜周辺のほか, 加茂青砂と門前との間の山腹に分布する.

**層厚** 戸賀以北で最大 600 m に達する. 加茂青砂以南では高さ 200 m 前後の急崖をなすが, その南と北で尖滅する.

**岩相** 戸賀以北では, 紫灰色粗面岩~デイサイトブロック溶岩 (Rd) が卓越するが, デイサイト火山角礫岩~凝灰角礫岩 (火山岩塊火山灰流堆積物) とデイサイト軽石火山礫凝灰岩・凝灰岩 (軽石流堆積物) (Rp), 凝灰質礫岩・砂岩 (ラハール堆積物) (Rc) を伴う. デ

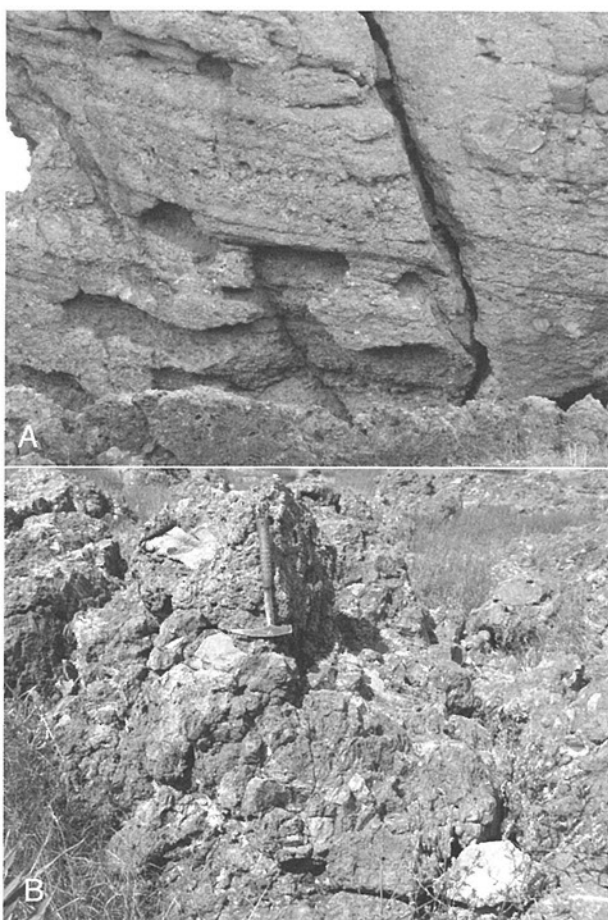


第 3.4 図 舞台島玄武岩火砕丘の断面

舞台島に面した海食崖, 崖の高さは約 30 m. 層理面は主に南南西に傾斜しており, 写真左手に給源があったと考えられる. 下から 2/3 までは上方細粒化したスコリア火砕サージ・降下堆積物で高温酸化を受けている. 上部はマグマ水蒸気爆発起源の岩片を主体とするベースサージ堆積物で, 花崗岩などの異質岩片が混入しているため, 礫岩と誤認されたこともあった.

イサイト火山角礫岩～凝灰角礫岩は、潜岩周辺にあってほとんど発泡していない灰白色岩片とそれらの細片からなり、淘汰不良、無層理で、厚さは30 mを超える。礫岩は淘汰不良、無層理で局所的に下位を削り込んで荷重痕を残す。また最上部で級化成層した砂岩に移化することが多い(第3.5図)。凝灰質礫岩・砂岩は上部で卓越し、南に30°以上傾斜した溶岩に緩く傾斜(13～26°)して重なっており、溶岩を主体とする火山体主部を取り巻いて扇状地をなしていたと考えられる。軽石流堆積物はその上位を占め、長楽寺玄武岩基底の凝灰質砂岩礫岩と玄武岩質安山岩溶岩に覆われている(第3.6図)。軽石流堆積物と上位の玄武岩質安山岩溶岩は水底定置の特徴を備えており、ともに火山麓扇状地が延伸した浅い水域に流入して定置したことが考えられる。

戸賀以南では、戸賀以北と同様、厚いブロック溶岩が卓越する。ただし、戸賀以北と異なって、組成は少し幅広く、粗面岩もしくは安山岩から流紋岩まで変化する。



第3.5図 竜ヶ島デイサイト中のラハール堆積物(かぶき岩の北側)

A: 凝灰質砂岩支持角礫岩と凝灰質砂岩との互層。角礫岩は急激に上方細粒化して砂岩に移化する。露頭の高さは5 m 前後。B: 凝灰質砂岩支持角礫岩の拡大写真。デイサイト角礫が散在する。

また、わずかながら同質火砕岩を伴う。溶岩は<sup>たてしま</sup>立島と長岩との間で特に厚く、ドーム状の山体をなしている。

**放射年代** 溶岩について27.1 ± 0.6 Ma の全岩 K-Ar 年代値(大口ほか, 1995)と31.5 ± 1.7 Ma と29.8 ± 0.6 Ma のジルコン FT 年代値(鈴木, 1980 b; 雁沢, 1987)が、また、酸性凝灰岩について27.1 ± 1.3 Ma のジルコン FT 年代値(鈴木, 1980 b)が報告されている。

### 3.2.3 長楽寺玄武岩 (Cc, Cb)

**地層名** 小林ほか(2008)命名。本報告では、小林ほか(2008)の長楽寺砂礫岩と長楽寺玄武岩とを併せて長楽寺玄武岩とする。

**模式地** 男鹿半島門前、長楽寺参道入り口付近とその周辺。

**層序関係** 戸賀以北のかぶき岩・白岩<sup>しろいわ</sup>付近、戸賀以南の加茂青砂と舞台島との間で竜ヶ島デイサイトに調和的に重なり、竜ヶ島デイサイトが尖滅する舞台島以南では、舞台島玄武岩を削剥してこれに重なる。塩浜南方、鏡島周辺では、竜ヶ島デイサイトに断層<sup>おおもつつき</sup>で接する。

大明神崎周辺にあって長楽寺玄武岩とした玄武岩質安山岩主体の岩相は、飛び地状に孤立して分布するため層



第3.6図 竜ヶ島デイサイト最上部の軽石流堆積物(かぶき岩の北側)

軽石火山礫凝灰岩と凝灰岩とが級化成層し、上部(ハンマーが置かれている層準)に軽石火山礫が濃集している。軽石流堆積物の上位は長楽寺玄武岩部層基底の玄武岩質安山岩溶岩の流動角礫岩。その荷重で堆積物の上面が塑性変形している。また、流動角礫岩を構成する角礫には表面に直交する節理があり、大きな角礫ではジグソーパズル上に割れて開口していることから、溶岩が水冷された可能性が考えられる。写真左手、2 m 側方では軽石堆積物が急に薄くなり、溶岩との間に荷重変形した砂岩礫岩薄層が現れる。下位は凝灰質砂岩支持角礫岩(ラハール堆積物)。



序関係を明確にできないものの、岩相の類似性から長楽寺玄武岩に含めた。

**分布** 戸賀以北のかぶき岩・白岩周辺のほか、戸賀湾南岸から加茂青砂との間の海岸、加茂青砂と門前との間の山地を占めて広く分布する。また、入道崎南東方の北側海岸、大明神崎周辺に分布する。

**層厚** 戸賀以北のかぶき岩でおよそ 250 m、戸賀以南で最も厚く発達する本山や阿治ヶ島付近では 180 m 前後である。長楽寺付近の基底をなす砂礫岩の厚さはおよそ 20 m である。

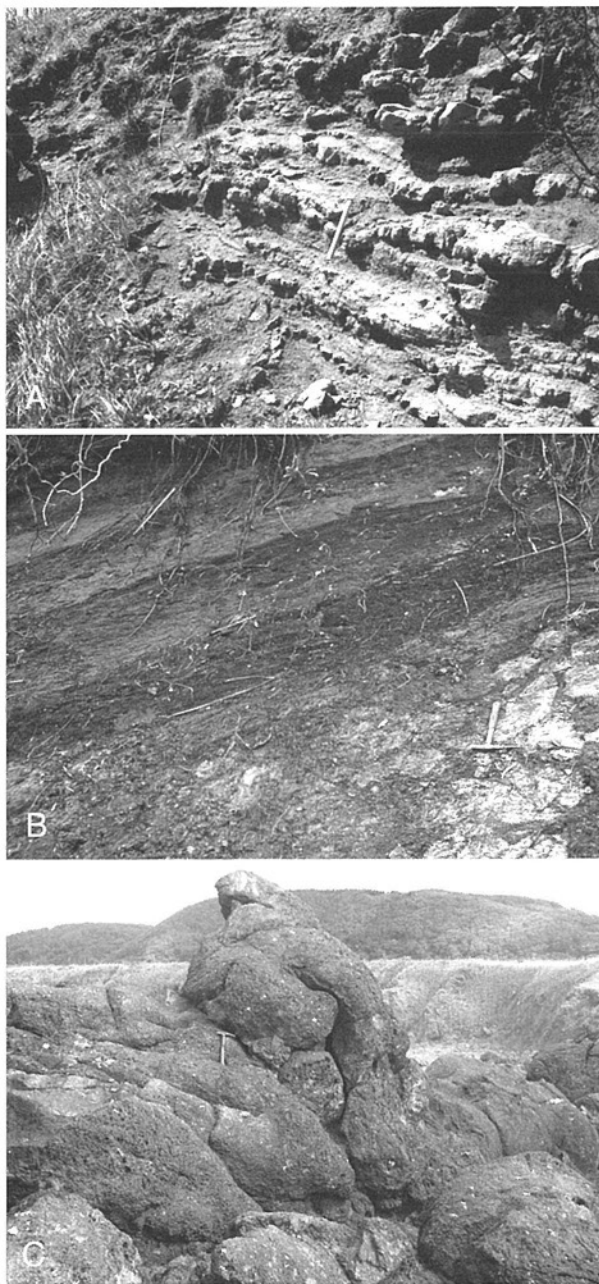
**岩相** 長楽寺玄武岩はアルカリかんらん石玄武岩～玄武岩質粗面安山岩と、アルカリに乏しい玄武岩～玄武岩質安山岩の溶岩・火砕岩 (Cb) を主体とし、長楽寺付近では基底に砂岩礫岩 (Cc) を伴う。この砂岩礫岩は、玄武岩、玄武岩質安山岩、デイサイトなど様々な岩質の垂角～円礫を雑多に含み、厚さ 40 cm～数 m の凝灰質礫岩と、厚さ数 cm～10 cm で波状層理が明瞭な砂岩・シルト岩の薄層と凝灰質含礫砂岩との互層 (第 3.7 図 A) からなり、門前の海食崖で長楽寺玄武岩の玄武岩溶岩を挟む。また、長楽寺東側の沢沿いでは、長楽寺玄武岩が模式地の砂礫岩と類似した碎屑岩を挟む。このほか、加茂青砂北方、長崎東方の沢と大棧橋道路が交差するあたりの長楽寺玄武岩基底近くでは、径数 10 cm 以下の細粒砂岩や泥岩の岩片からなる礫支持の礫岩 (厚さ 4 m) の上に炭質頁岩 (5 cm) があり、細粒砂岩もしくは極細粒砂岩から炭質頁岩へと上方に細粒化する層 (30～70 cm) が繰り返し重なっているが、本報告ではこれも砂岩礫岩 (Cc) とした (第 3.7 図 B)。

溶岩の産状は多様で、ある場合は枕状を呈し、また、ある場合は酸化したクリンカーまたは流動角礫岩を伴う。また、所によって同質火山礫岩・火山凝灰岩 (火砕サージ堆積物) や、類質岩片と異質岩片からなる凝灰角礫岩もしくは凝灰質礫岩 (ラハール堆積物) を挟む。

戸賀以北では、枕状溶岩 (水底バホイホイ溶岩) が主体をなすが、上位でアア溶岩が卓越するようになる (Ohguchi *et al.*, 2008)。典型的な例は、かぶき岩で観察できる (第 3.7 図 C)。ここでは枕状溶岩が直径 1.5～0.5 m のロープをなして所々くびれながら南南東方向へ分岐する。また、白岩でも同様に南南東に流下した産状が確認できる。皮殻が削剥されているため、一般に表面構造は明瞭ではないが、ロープ表面の一部にしわ状構造が認められることからこれらの溶岩は水際付近に定置したことがうかがえる。

加茂青砂西方、長崎周辺の海岸では、玄武岩質安山岩水底ブロック溶岩に玄武岩質スコリア降下火砕堆積物と火砕サージ堆積物、アア溶岩が順に重なる。水底ブロック溶岩には、北北東-南南西方向に延びた複数の同質フィーダー岩脈が貫入している。その岩脈の幾つかは不規則な外形を示し、鏡下では急冷組織が認められる。

長崎の南側では、玄武岩質安山岩岩脈と同方向に延びた玄武岩質アグルチネート岩脈や流紋岩などの岩脈が貫入している (第 3.8 図)。これらは幅数 10～20 m の範



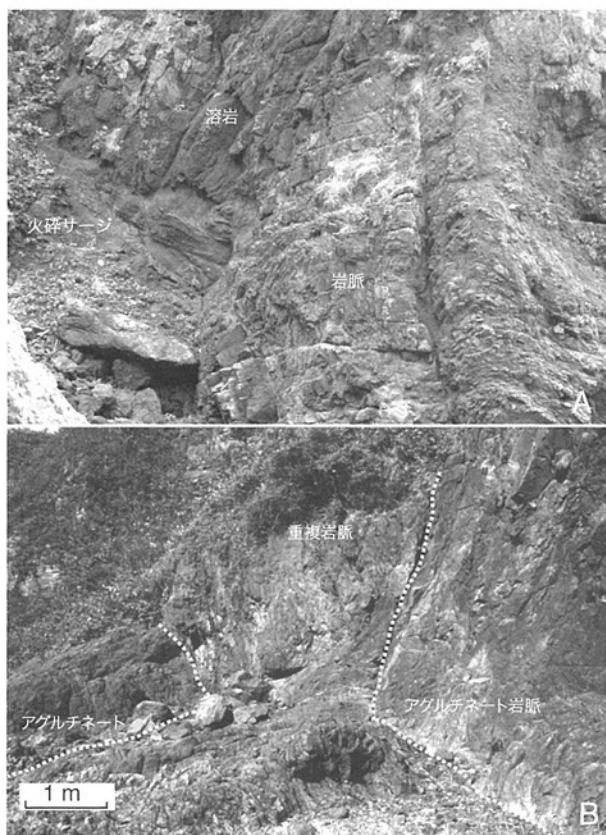
第 3.7 図 長楽寺玄武岩中の堆積物と枕状溶岩

A : 砂岩・シルト岩の薄層と凝灰質含礫砂岩との互層。長楽寺玄武岩基底礫岩に重なり、波状層理が明瞭。長楽寺門前の道路切り割り。 B : 細粒砂岩もしくは極細粒砂岩から炭質頁岩へと上方に細粒化する層の繰り返し。ハンマーがあるところは砂岩泥岩片からなる礫岩。加茂青砂北方、長崎東方の沢と交差する大棧橋道路切り割り。 C : かぶき岩の枕状溶岩。写真中央の枕状ロープは右手に向かって枝分かれして垂れ下がっている。白い斑点は気孔を充てんした二次鉱物。

围に密集し、一部岩脈は玄武岩質スコリア降下火砕堆積物とベースサージ堆積物を貫いて周辺のアア溶岩に漸移している（第3.8図A）。アグルチネート岩脈を構成する溶岩片は赤褐色を呈するが、強く溶結しているところでは灰黒色となって引き延ばされており、フィーダー岩脈延長上の割れ目を充てんした火道充てん堆積物とみなせる（第3.8図B）。溶結程度は低いものの、スコリア降下火砕堆積物も一部でアグルチネート岩脈に似た外観を示し、この岩脈から噴出したと考えられる。

**放射年代** 長楽寺玄武岩を構成する溶岩について、 $26.9 \pm 0.6$  Ma,  $29.9 \pm 0.7$  Ma,  $31.5 \pm 0.8$  Ma,  $32.5 \pm 0.8$  Ma,  $34.3 \pm 0.9$  Ma,  $34.5 \pm 0.9$  Ma,  $33.6 \pm 0.8$  Ma の全岩 K-Ar 年代値が得られている（大口ほか, 1995）。

**化石** 藤岡（1959）が潮瀬ノ岬砂礫岩とした泥岩から以下の植物化石が産出する（藤岡・井上, 1952；藤岡ほか, 1954；藤岡, 1959, 1973）。



第3.8図 長楽寺玄武岩中の重複岩脈（長崎とリゾートホテルきららかとの間の海食崖）

A：玄武岩質火砕サージ堆積物を貫く玄武岩質安山岩岩脈。岩脈は火砕サージ堆積物上位の溶岩へと連続する。露頭の高さ約8 m。B：玄武岩質アグルチネートを貫く玄武岩質安山岩重複岩脈と、これを貫く玄武岩質アグルチネート岩脈。岩脈はいずれも南西から北東に延びている。

*Pinus palaeopentaphylla* Tanai et Onoe  
*Picea kanoi* Huzioka  
*Picea ugoana* Huzioka  
*Tsuga abukumaensis* Tanai  
*Glyptostrobus europaeus* (Brongniart) Heer  
*Alunus miojaponica* Tanai  
*Betula uzenensis* Tanai  
*Carpinus subyedoensis* Konno  
*Ulmus takayasui* Huzioka  
 その他

Huzioka（1964）と藤岡（1973）は、この一群の植物化石を門前植物群と呼び、阿仁合型植物群に対比した。これら植物化石の産地の正確な位置はわからないが、藤岡・井上（1952）が地形図に、そして藤岡（1959）が地質図に示した産地は、本報告で潮瀬ノ岬砂礫岩とした地域から外れて、門前層長楽寺玄武岩（小林ほか, 2004）が分布する門前の集落に近い海食崖に位置する。

門前植物群は温帯性の気候を示唆する（植村私信）が、これとは別に、加茂青砂北方、長崎東方の沢と大棧橋道路が交差するあたりの長楽寺玄武岩基底の泥岩からは、Pinaceae（マツ科）花粉の破片と有機質微化石の *Chomotriletes* spp. が産出する（鹿野ほか, 2008）

### 3.2.4 長崎デイサイト (Nd)

**地層名** 小林ほか（2008）命名。

**模式地** 加茂青砂北西方、長崎付近。

**層序関係** 長楽寺玄武岩に重なる。削剝を受けていることが多く、上部に厚さ7 mに達する、長崎デイサイト由来の岩片からなる再堆積とみられる岩相を伴うことがある。

男鹿山牧場付近の長崎デイサイトは、湯本断層の南方延長部に当たる分布域東縁で角礫化して、上位の女川層と直線的な境界（おそらく高角度の断層）で接する。

**分布** 模式地の長崎付近のほか、ながとこ北方や三ノ目潟周辺、男鹿山牧場付近に点在する。

**層厚** 模式地で30 m、三ノ目潟で約100 m、ながとこ北方では20 m。

**岩相** 様々な程度に異質岩片を含む淡紫灰色～明灰色溶結凝灰岩（火山灰流堆積物）からなる。基底付近に岩片が濃集し、最上部では岩片の少ない非溶結凝灰岩もしくは細粒凝灰岩が成層する（第3.9図A）。溶結凝灰岩の溶結度は様々であるが、模式地の長崎では流動して長く伸びたレンズや流動褶曲が局所的に認められる（第3.9図B）。長崎北方及び戸賀以北ではデイサイト火山礫凝灰岩を主体とし、斜交層理の発達した凝灰質砂岩を伴う。

**放射年代**  $27.1 \pm 1.3$  Ma（鈴木, 1980b）と  $35.5 \pm 1.2$  Ma（鹿野ほか, 2008）のジルコン FT 年代値が得

られている。

### 3.2.5 毛無山安山岩 (Kc, Ka)

**地層名** 小林ほか (2008) 命名。

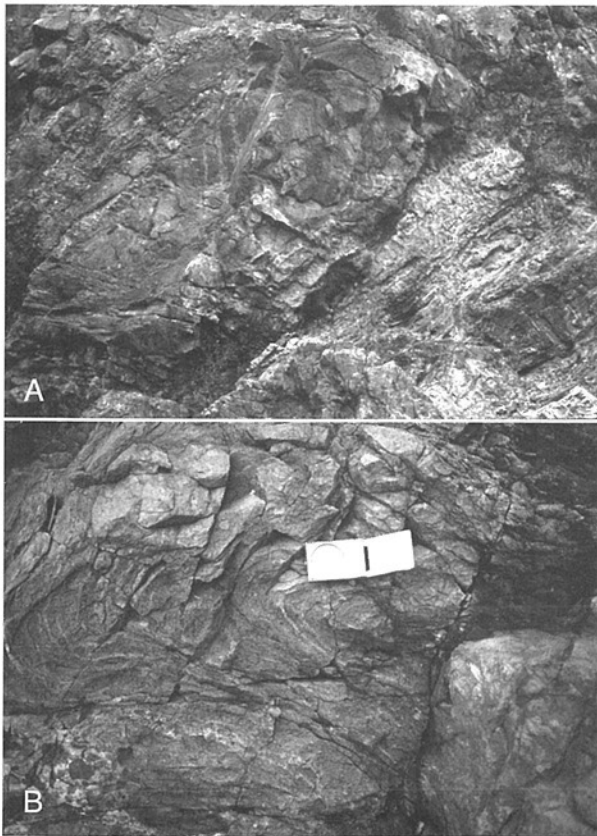
**模式地** 門前北方の海岸から毛無山に至る沢。

**層序関係** 凝灰質礫岩や泥質細粒堆積物を介して長楽寺玄武岩に重なる。毛無山周辺などでは、下位層に対して一部不整合関係にある。

**分布** 戸賀以北のながとこ～弁天岬間の海岸部及び内陸部、戸賀以南の毛無山～門前間の地形的高所を占めて分布する。

**層厚** 戸賀以北で 130 m、戸賀以南で 160 m。

**岩相** 安山岩溶岩 (Ka) と凝灰質礫岩及び安山岩火山礫凝灰岩 (Kc) からなる。加茂青砂と門前との間では、安山岩水底ブロック溶岩が卓越する (第 3.10 図)。全体に水冷自破碎が顕著でほとんど角礫化しているが、冷水川流域では、塊状部から偽枕状岩塊を含む流動角礫岩へ漸移するところが観察できる。また、類質岩片からなる



第 3.9 図 長崎サイトを構成する火砕流堆積物 (長崎の海食崖)

A: 無層理の主部 (厚さ 5 m) と級化成層した上部 (厚さ 2 m) からなる 1 つの流動堆積単位。主部の基底は岩片に富み逆級化している。上位に無層理の、下位に級化成層した流動堆積単位がある。いずれも溶結している。B: 主部の溶結流動褶曲。

火山礫凝灰岩や凝灰質礫岩を伴う。戸賀以北では、斜長石の斑状結晶に富む安山岩の厚いブロック溶岩が主体をなす。

**放射年代** 溶岩について、 $31.4 \pm 0.8$  Ma、 $31.9 \pm 0.9$  Ma の全岩 K-Ar 年代値が得られている (大口ほか, 1995)。

### 3.2.6 潮瀬ノ岬砂礫岩 (Ss, Sb)

**地層名** 藤岡 (1959) 命名。

**模式地** 潮瀬ノ岬。国土地理院発行が現在発行している 5 万分の 1 地形図では潮瀬岬となっているが、旧来の表記は潮瀬ノ岬である。

**層序関係** 野村川層館山崎デイスaito中の異質ブロックで (鹿野ほか, 2008; Sato *et al.*, 2009), 下限, 上限とも不明。潮瀬ノ岬砂礫岩を構成するスコリア堆積物中のスコリアから抽出したジルコン FT 年代は門前層のそれと重なり (Kano *et al.*, 2007), 台島層砂礫岩に傾斜不整合で覆われる (鹿野ほか, 2008)。また、スコリア堆積物直上の砂岩が黒雲母、酸性火山ガラス片など真山流紋岩基底の火砕岩由来とみられる碎屑粒子を含んでおり、ジルコン FT 年代と考え併せると、真山流紋岩基底部とほぼ同じ層準である可能性が高い (鹿野ほか, 2008)。

**分布** 潮瀬ノ岬にのみ分布する。

**層厚** 40 m を超える。

**岩相** 玄武岩質安山岩火砕岩 (Sb) と砂岩、シルト岩、泥岩など (Ss) からなる。下限不明で、海食台露頭の最下位に珪長質凝灰岩と凝灰質砂岩の互層があり、これに塊状中粒砂岩、波状層理を示す細粒砂岩、極細粒砂岩、シルト岩～泥岩、玄武岩質安山岩火砕岩、砂岩・礫岩が順に重なる。

玄武岩質安山岩火砕岩 (Sb) は、径 30～40 cm 以下のスコリアと異質岩片が濃集した層とこれらに乏しい層とが互いに平行又は波状にうねりながら幾重にも重なり合って厚さ 40 m の層をなしており、火山灰凝集火山礫



第 3.10 図 毛無山安山岩中の水冷破碎溶岩 (冷水川)



(accretionary lapilli) や火山灰付着火山礫 (armored lapilli) などを含むことから火砕サージ堆積物と考えられる (第 3.11 図). 火山灰凝集火山礫や火山灰付着火山礫は火砕流が極めて浅い水域にあって水をかきわけかつ取り込みながら流れるときに生じるとされており (Kano, 1990), 生痕化石から推定される堆積環境 (後述)



第 3.11 図 潮瀬ノ岬砂礫岩中の玄武岩質安山岩スコリア堆積物 (潮瀬ノ岬海食台)  
 A: 淘汰不良なスコリア火山礫ないし凝灰角礫岩. ところどころに同質火山礫凝灰岩ないし凝灰岩を挟む. B: スコリア火山礫ないし凝灰角礫岩と細粒砂岩～シルト岩. スコリア堆積物は細粒砂岩～シルト岩を楔状に引き剥がし, また荷重痕を与えている. C: スコリア堆積物中の火山灰凝集火山礫と火山灰付着火山礫.

と矛盾しない.

玄武岩質安山岩火砕岩直下において砂岩から泥岩まで上方細粒化した堆積物 (Ss) は, 玄武岩質火砕岩の荷重で変形し, 幅数 10 cm 以下の碎屑岩脈をなして火砕サージ堆積物中に貫入している. その一方で, 楔状に玄武岩質火砕岩の貫入を受けて引き剥がされているところもある.

玄武岩質安山岩火砕岩を覆う砂岩 (Ss) は, 平行～波状層理が明瞭で, 礫岩をレンズ状に挟む (第 3.12 図). 主たる構成物は火山岩ガラス片と斜長石で, 特徴的に黒雲母片を伴う.

化石 潮瀬ノ岬砂礫岩を構成するスコリア火山礫凝灰岩・凝灰岩下位の砂岩には, *Skolithos* ichnofacies (*Skolithos* 生痕化石相) を特徴付ける数多くの生痕化石 *Phyllodocites* sp., *Monocraterion* sp., *Gordia* sp., *Ophiomorpha* ? sp. が認められる (大口ほか, 2005). *Skolithos* 生痕化石相は, 強い波浪による堆積物の移動はあるものの, よく分級され急激な侵食や堆積が行われる波のエネルギーが高い前浜から外浜の環境を指示する (Pemberton *et al.*, 1992).

生痕化石が産出する砂岩の上位にある凝灰質細粒砂岩・泥岩からは, 保存状態の悪い花粉化石が多数産出する (鹿野ほか, 2008). その群集構成は門前植物群の構成種と共通するものが多く, *Picea*, *Tsuga* のマツ科針葉樹花粉と, *Betula*, *Pterocarya* などの落葉広葉樹花粉を主体とし, *Ulmus*, *Juglans*, *Carpinus*, *Corylus*, *Tilia* などを少数伴う. 草本植物花粉やシダ類胞子の産出頻度は低く, 渦鞭毛藻化石やプラシノ藻類などは産出していない. これら花粉群は門前植物群を構成する大型化石と



第 3.12 図 玄武岩質安山岩火砕岩を覆う砂岩 (潮瀬ノ岬海食台先端)  
 海食台から露頭上面までの高さは約 4 m. 砂岩には平行ないし斜交板状層理が発達している. 左中央にチャネルを埋めた礫岩がある. 礫岩は左側で尖滅し, 左手にたなびく火災構造が底面に認められる. また, 礫岩上位の砂岩層理面は左側に傾斜しており, 見かけ上, 左手奥の方向に礫を運ぶ流れがあったと考えられる.

ともに温帯性の気候を示唆する(植村, 私信).

**放射年代** 玄武岩質安山岩火砕岩のスコリアから抽出したジルコンFT年代値は $32.8 \pm 1.5$  Maと $34.7 \pm 1.9$  Maである(Kano *et al.*, 2007).

### 3.2.7 真山流紋岩 (Sc, Sv, Sr)

**地層名** 小林ほか(2008)命名. 藤岡(1959)の真山流紋岩類と同じ. 小林ほか(2008)は, 門前層の層序区分変更に伴い, 地質単元の名称を揃えるために藤岡(1959)の真山流紋岩類の「類」を削除して「真山流紋岩」と改めた.

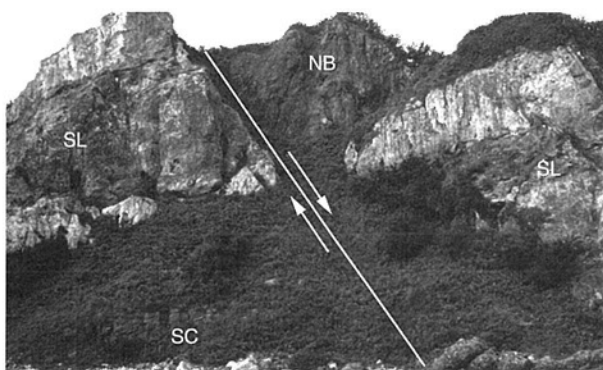
**模式地** 真山山頂とその周辺.

**層序関係** 門前層の様々な岩相を不整合に覆う.

**分布** 真山から本山を経て毛無山に至る山稜部から加茂川流域, 更に加茂青砂周辺の海岸にかけて分布する. また, 海岸に沿って北方へ断続的に分布し, その東側, 野村川上流にあっては複数箇所窓状に, また, わずかながら, 戸賀の弁天岬にも分布する.

**層厚** 真山西方で最も厚く発達し, 200 mを超える.

**岩相** ほとんど黒雲母含有流紋岩水底ブロック溶岩(Sr)からなる(第3.13図). 局所的に基底に凝灰質礫岩・砂岩と流紋岩火山礫凝灰岩(Sc)を伴う(第3.14図). 基底の凝灰質礫岩は淘汰不良. 砂岩は平行または斜交層理が発達し, 細粒砂岩もしくはシルト岩を挟む. これらの砂岩礫岩直上の流紋岩質火山礫凝灰岩は流紋岩の緻密な岩片や軽石片とそれらの細片からなり, 淘汰不良で, 火砕流に似ているものの, 高温で定置した痕跡はない. 岩質は上位の黒雲母含有流紋岩溶岩に似ており, 溶岩噴



第3.13図 真山流紋岩とこれに不整合に重なる野村川層(長崎北側の海食崖)

海食崖の高さは60 mを超える. SC=砂礫岩・珪長質火砕岩(真山流紋岩), SL=流紋岩溶岩(真山流紋岩), NB=玄武岩質安山岩火砕岩(野村川層). 二つの矢印に挟まれた面に沿って上盤側が南に落下している. 流紋岩溶岩の上盤側と下盤側は柱状節理が明瞭でガラス質. 表層はジグソーパズル状に割れている, 内部はやや結晶質で流理が遠目にも見える.

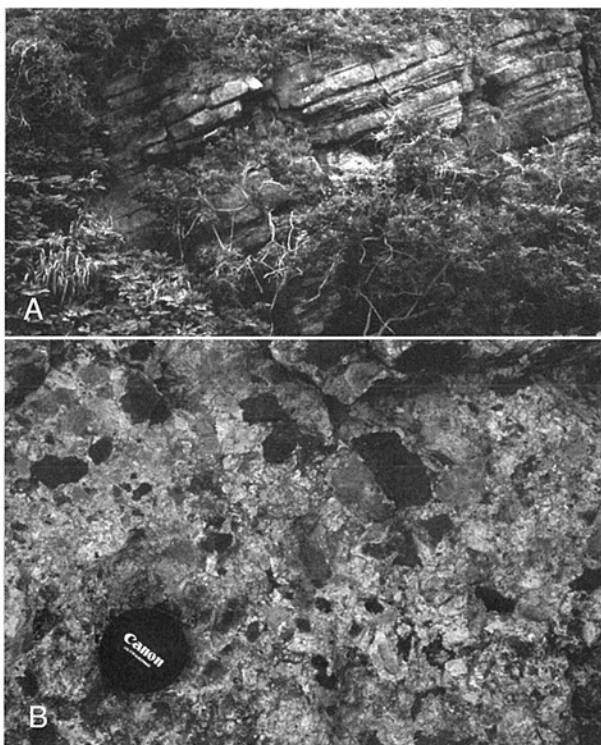
出に先駆けた火砕噴火に由来するタービダイトである可能性が高い.

黒雲母含有流紋岩溶岩は, 内部はやや結晶質であるが, 全体にガラス質で, 縁辺でジグソーパズル状に割れて外側の角礫岩に移化する. また, 一部に角礫岩に自己貫入しているところがある.

溶岩の層厚は真山から加茂青砂周辺にかけて著しく厚い. また, 加茂青砂周辺で基底の流紋岩火山礫凝灰岩に流紋岩が貫入しており, 真山周辺に溶岩の噴出中心があったことがうかがえる.

噴出中心はこれ以外にも存在するらしく, カモメ岩から内陸にかけては流紋岩角礫岩とこれに自己貫入した流紋岩が周囲の構造と不調和に分布するほか, 中ノ島では真山流紋岩より下位の層準を切る火山角礫岩~凝灰角礫岩が周囲の構造を切って円筒状に分布している(小林ほか, 2008). 本報告ではこれら流紋岩火山角礫岩・凝灰角礫岩を真山流紋岩の火道充てん堆積物(Sv)と考えた. また, 自己貫入岩のうち, 母岩の火山角礫岩~凝灰角礫岩との関係が明瞭なカモメ岩付近の岩脈は酸性岩脈(A)として示したが, 母岩と明瞭に識別できないものについては, 火道充てん堆積物(Sv)に一括して地質図に示した.

**放射年代** 流紋岩溶岩について, これまで $25.3 \pm 0.2$  Ma(鈴木, 1980 b)と $23.7 \pm 0.7$  Ma(雁沢, 1987)



第3.14図 真山流紋岩基底の砂岩礫岩(長崎北側の海食崖)  
A:凝灰質礫岩砂岩互層. B:淘汰不良で流紋岩などの岩片からなる凝灰質礫岩

のジルコン FT 年代値が報告され、長い間これが真山流紋岩の年代として採用されてきた。しかし、最近採用されている方法で測定して校正したジルコン FT 年代値は  $36.7 \pm 1.3$  Ma であり、これと同一の試料から抽出した黒雲母のプラト一年代値は  $34.04 \pm 0.16$  Ma (平均値)、黒雲母の K-Ar 年代値は  $34.06 \pm 0.78$  Ma である (鹿野ほか, 2007)。

### 3.3 野村川層 (Nc, Nw1, Nb, Nw2, Hw, Td, bb, db)

**地層名** 小林ほか (2004) 命名。本報告では、藤岡 (1959) が定義した台島層のうち、最上部の砂礫岩主体の地層 (樁砂礫岩: 佐藤ほか, 2009) を除いた火山岩主体の地層も野村川層に一括する。

**模式地** 野村川上流域、館山崎から潮瀬ノ岬に至る海岸とその内陸側の双六沢川及び双六川流域。

**層序関係** 野村川上流域で真山流紋岩にアバットし、長崎東方では、真山流紋岩を欠いて、真山流紋岩より下位の門前層を構成する様々な火山岩を覆う (第 3.3 図: 小林ほか, 2004)。また、双六沢川付近で西側の門前層を不整合に覆い、一部は北北東-南南西方向の正断層で門前層と接する。

本報告では、小林ほか (2004) と佐藤ほか (2009) に従って、野村川層を野村川凝灰質礫岩 (Nc)、野村川デイサイト I (Nw1)、野村川玄武岩 (Nb)、野村川デイサイト II (Nw2)、本山火道充てん堆積物 (Hw)、館山崎デイサイト (Td, bb, db) に区分する。野村川凝灰質礫岩と野村川デイサイト I、野村川玄武岩は、館山崎から潮瀬ノ岬に至る海岸とその内陸側の双六川・双六沢川流域に分布し、佐藤ほか (2009) が定義した双六沢礫岩と双六沢デイサイト、双六玄武岩にそれぞれ対応する。野村川デイサイト II に対応する火砕岩は南岸にはなく、また、館山崎デイサイトに対応する火砕岩は野村川流域では確認されていない。館山崎デイサイトがカルデラ充てん堆積物で、野村川デイサイト II が火砕流堆積物であることを考慮すると、野村川デイサイト II の後に館山崎デイサイトが噴出し、野村川流域では館山崎デイサイトに対応する火砕流堆積物まで、そして南岸においては野村川デイサイト II まで剝離され、その後台島層、すなわち佐藤ほか (2009) の樁砂礫岩が堆積したと考えられる。

**分布** 野村川上流と、真山の北麓から東麓、更に、真山から本山を経て毛無山に連なる山稜の南東側、標高 100 ~ 400 m の丘陵地に広く分布する。

**層厚** 上限不明で、500 m を超える。

**岩相** 局所的ながら本層基底には凝灰質砂礫岩 (野村川凝灰質礫岩) があり、これにデイサイト火砕岩 (野村川デイサイト I)、玄武岩質安山岩・火砕岩 (野村川玄武岩)、デイサイト火砕岩 (野村川デイサイト II) が順

に重なる (第 3.3 図)。また、館山崎から潮瀬ノ岬に至る海沿いには、これらと急傾斜した環状の境界で接するデイサイト火砕岩 (館山崎デイサイト) が分布する (第 3.19 図)。これより規模は小さいが、本山山頂には野村川デイサイト I・II に似た火砕物 (本山火道充てん堆積物) があって、直径 1 km 程度の環状の領域を埋めて真山流紋岩と急角度で接している。

野村川デイサイト I (Nw1) は、主に黒雲母斜方輝石単斜輝石デイサイト火山礫凝灰岩~凝灰岩からなり、主として溶結している。野村川デイサイト II (Nw2) は、最下部に凝灰質シルト岩や凝灰質細礫質砂岩 (Nc) を伴い、上部と下部とに分けられる。下部は、野村川デイサイト I と同様、黒雲母斜方輝石・単斜輝石デイサイト火山礫凝灰岩~凝灰岩からなる。上部もデイサイト火山礫凝灰岩~凝灰岩からなるが、苦鉄質斑晶はほとんど認められない。野村川デイサイト I・II を構成する火砕岩の多くは淘汰不良無層理で、火砕流起源と考えられる。

野村川玄武岩 (Nb) は、玄武岩質安山岩もしくは玄武岩組成のアア溶岩のほか、同質スコリア火砕サージ・降下堆積物とスパターからなる。斑晶として単斜輝石と斜方輝石のほか、まれにかんらん石が認められる。

本山火道充てん堆積物 (Hw) は、藤岡 (1959, 1973) で真山流紋岩の一部として扱われていた岩体である。強く溶結した黒雲母斜方輝石単斜輝石デイサイト火山礫凝灰岩~凝灰岩を主体とする。本山山頂から真山にかけて直径 1 km 程度の環状の領域を埋めて分布する。周囲の真山流紋岩との境界は観察できないが、分布状況から急傾斜していると判断できる。主体をなす溶結火砕岩は全体にガラス質で真珠岩様割れ目が発達し、斑晶組み合わせが野村川デイサイト I・II に似ており、本山山頂の東側など、ところどころで門前層起源と思われる雑多な角礫で構成された淘汰不良の火山角礫岩ないし凝灰角礫岩が認められる。このようなことから、これらは野村川デイサイト I または II の噴出源の 1 つと考えられる。

館山崎デイサイト (Td) は、黒雲母デイサイト軽石火山礫凝灰岩~凝灰岩とデイサイト溶結火山礫凝灰岩、成層したデイサイト凝灰岩、玄武岩~玄武岩質安山岩溶岩・火砕岩、炭質物を含む泥岩など、多種多様なブロック (db, bb) とそれらの細片とが様々な程度に乱雑に混合した淘汰不良で無層理の堆積物である。門前層の項で記載した潮瀬ノ岬砂礫岩 (Ss, Sb) もこれを貫くドレライト~玄武岩貫入岩 (B) とともに回転して館山崎デイサイトに混入した巨大なブロックであると考えられている (Sato *et al.*, 2009)。ブロックとそれらの碎片の間を埋める黒雲母デイサイト軽石火山礫凝灰岩~凝灰岩は、局所的ながら熱残留磁化を保持しており、これが館山崎デイサイトの本質物と考えられる (Sato *et al.*, 2009)。館山崎デイサイトは、その産状から、館山崎から潮瀬ノ岬に至る海岸から沖合にかけて広がる直径 3.2 km のカ



ルデラを充てんした堆積物と考えられている（鹿野ほか、2008；Sato *et al.*, 2009）。

**化石** 産出してない。

**地質年代** 野村川デイサイト I と館山崎デイサイトについて  $21.0 \pm 1.2$  Ma（小林ほか、2004）と  $21.4 \pm 0.8$  Ma（鹿野ほか、2008）のジルコン FT 年代値が報告されている。と較正は行われていないが、南岸、帆掛島デイサイト（本報告の野村川デイサイト I または II に対応する館山崎デイサイト中の異質ブロック）について鈴木（1980b）と雁沢（1987）が報告したジルコン FT 年代値  $22 \sim 21$  Ma もこれに矛盾しない。野村川玄武岩の全岩 K-Ar 年代は、 $21 \sim 19$  Ma（小林ほか、2004；吉田ほか、2004）とやや若く、変質により若干若返っている可能性もある。したがって、野村川層火山岩の年代は 21 Ma 前後である可能性が高い。

野村川デイサイト I から館山崎デイサイトまで火山岩は、ほとんど正帯磁しているが、野村川玄武岩の上部のみ逆帯磁している。21 Ma 前後では古地磁気極性がめまぐるしく変わるため、古地磁気極性年代尺度（Gradstein *et al.*, 2004）との対応関係を特定することは難しいものの、この古地磁気層序に基づけば、野村川層の火山岩は C6A<sub>Ar</sub>.1n  $\sim$  C6A<sub>An</sub>（21.5  $\sim$  21.1 Ma）または C6A<sub>An</sub>  $\sim$  C6A<sub>n</sub>.2n（21.2 Ma  $\sim$  20.4 Ma）に噴出した可能性が最も高い（佐藤ほか、2009）。

### 3.3.1 野村川凝灰質礫岩 (Nc)

**地層名** 小林ほか（2004）命名。本報告では、佐藤ほか（2009）の双六沢礫岩もこれに一括する。

**模式地** 野村川上流。副模式地として双六沢川上流と本山東側の林道を指定する。

**層序関係** 野村川上流域で真山流紋岩にアバットし、長崎東方では、真山流紋岩を欠いて、真山流紋岩より下位の門前層を構成する様々な火山岩を覆う。

**分布** 真山北麓部と男鹿山牧場南方、真山と本山の南東側のほか、野村川沿いでは窓状にのぞく真山流紋岩を取り巻いて局所的に分布する。また、双六沢上流から本山の東側にかけて局所的に分布する。

**層厚** 真山北側で最も厚く、およそ 60 m である。男鹿山牧場南方で確認できる層厚は数 m で、野村川流域の西側で尖滅する。本山の東側では最大 50 m で、南に向かうにつれて薄くなる。

**岩相** 無層理で、淘汰不良、基質支持礫岩の凝灰質礫岩を主体とし、砂岩などを挟む。構成礫の多くは、径 20 cm 以下の垂円ないし垂角礫で、礫種は両輝石安山岩やかんらん石玄武岩、玄武岩質安山岩などが多い。基質は淡灰色～淡緑色凝灰質中粒砂岩からなる。

真山北麓部では真山流紋岩に由来する径 10 cm 以下の流紋岩垂角礫岩片を雑多に含む礫岩や、真山流紋岩起源の流紋岩質岩片と暗灰色ないし暗紫灰色の安山岩質岩

片とが混在する凝灰質礫岩砂岩が認められる。男鹿山牧場南方では、安山岩ないし玄武岩礫を主体とする凝灰質細礫岩が凝灰質砂岩と互層する。

双六沢から本山東側斜面にかけては主として淘汰不良、塊状無層理の基質支持礫岩からなる。構成礫は下位の門前層に由来する中礫～巨礫大の玄武岩・流紋岩垂角～垂円礫で、基質も野村川流域同様、淡灰色～淡緑色凝灰質中粒砂岩からなる。真山東側の沢に分布する礫岩は上方細粒化して植物片を含む灰色～淡灰色細粒砂岩及びシルト岩に移化している。

**化石** 植物片を産出するが、同定に堪えるものは得られていない。

### 3.3.2 野村川デイサイト I (Nw1)

**地層名** 小林ほか（2004）命名。本報告では、佐藤ほか（2009）の双六沢デイサイトもこれに一括する。

**模式地** 野村川上流。副模式地として双六沢川を指定する。

**層序関係** 野村川凝灰質礫岩を整合に覆い、またはこれを欠いて門前層の様々な岩相を直接覆う。

**分布** 野村川上流と、真山の北麓から東麓のほか、真山から本山を経て毛無山に連なる山稜の南東側、標高 100  $\sim$  400 m の丘陵地に広く分布する。

**層厚** 野村川上流で 150  $\sim$  45 m。北東の下流側に向かって薄くなり、下位の真山流紋岩にアバットして尖滅する。本山の南東側、双六沢・双六川流域では、最大で 200 m 前後である。

**岩相** 淘汰不良、無層理の淡灰色～暗灰色または暗紫色を呈するデイサイト凝灰岩～火山礫凝灰岩（火砕流堆積物）で、ほとんどが溶結しており、斑晶として、径 3 mm 以下の斜長石、石英、単斜輝石、斜方輝石及び黒雲母を含む。最上部層準では、有色鉱物をほとんど含まないか、あるいはわずかに黒雲母のみを含む。

弱溶結ないし非溶結火山礫凝灰岩の多くは淘汰不良、無層理で、暗灰色ないし明灰色基質中に長径 4 cm 以下の明灰色～白色軽石火山礫が散在する（第 3.15 図）。強溶結した火山礫凝灰岩では、緻密な灰色～暗灰色ガラス質基質に結晶が散在し、長径数 cm 以下の黒曜石状本質レンズが延びてユータキシティック組織を示す。

露出が悪いため、連続した岩相変化は確認できないが、以下に述べる産状から、淘汰不良、塊状無層理のデイサイト凝灰岩～火山礫凝灰岩は火砕流堆積物と考えられる。

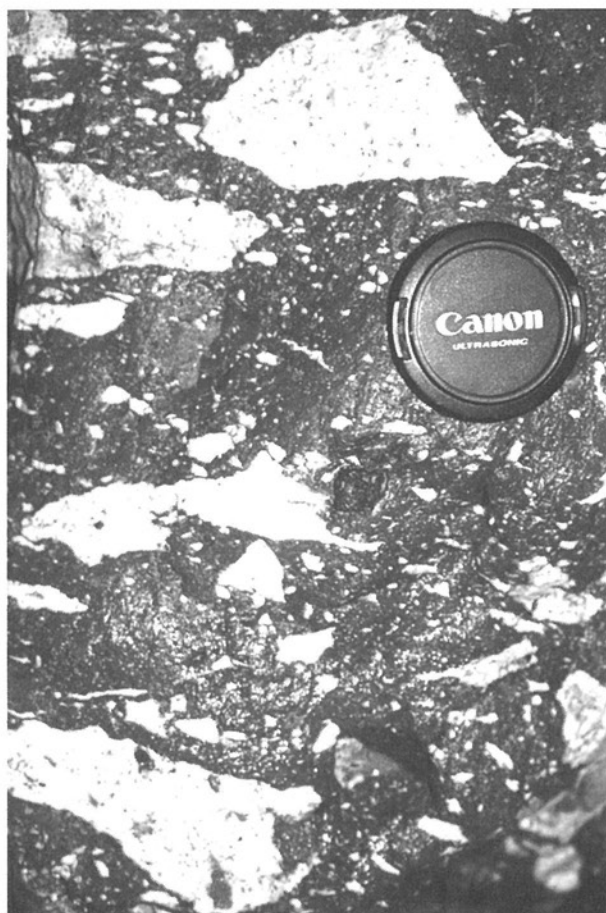
男鹿山牧場南西方では、上方に向かって非溶結となり、厚さ数 m の軽石火山礫凝灰岩と厚さ数 10 cm  $\sim$  数 m の凝灰質シルト岩との互層が溶結火山礫凝灰岩を覆う。同様に、双六川では、厚さ 20 m 以上にわたって溶結し、その直上に淡灰色の非溶結部が重なる。また、南岸のこまきつがわ増川では、暗灰色溶結凝灰岩中に軽石密集層が認められる。

滝川支流には、石質火山礫岩と細粒凝灰岩との互層の上に、岩片に富む火山礫凝灰岩、軽石火山礫凝灰岩が順に重なる露頭があり、軽石と岩片に富む火山礫凝灰岩からは長径 20 cm 以下の炭化木片が産出する。南岸の増川上流では、赤褐色～暗紫色の火山礫凝灰岩が、みかけがそれと類似した火山礫凝灰岩のブロック（径 30 cm 以下）を多量に取り込んでおり（第 3.15 図）、その上位に軽石火山礫が濃集しているところがある。

なお、帆掛島石英安山岩（藤岡，1959）はユータキシティック組織が明瞭な強溶結デイサイト火山礫凝灰岩で、野村川デイサイト I にこれに似た岩石が認められる。これは、これまで台島層の基底とされてきたが、後で述べるように、館山崎デイサイトに取り込まれた巨大ブロックと考えられる。

化石 産出しない。

地質年代 野村川流域で採取した試料について 21.0



第 3.15 図 野村川デイサイト I を構成するデイサイト溶結火山礫凝灰岩（滝川上流南側の支川）。

長径 4 cm 以下の軽石火山礫のほか、レンズキャップ直上や写真左下隅などに同質の溶結火山礫凝灰岩片が点在している。これらの岩片は給源またはその近傍にあって、この火砕流噴出時に破碎されて運ばれてきたと考えられる。

± 1.2 Ma のジルコン FT 年代値が報告されている（小林ほか，2004）。と較正されていないが、野村川デイサイト I に対応すると考えられる帆掛島溶結火砕岩のジルコン FT 年代値も、20.9 ± 0.3 Ma, 22.0 ± 1.1 Ma（鈴木，1980 b）、21.8 ± 0.6 Ma, 21.9 ± 0.7 Ma（雁沢，1987）とこれに近い。

### 3.3.3 野村川玄武岩（Nb）

地層名 小林ほか（2004）命名。本報告では、佐藤ほか（2009）の双六玄武岩もこれに一括する。

模式地 野村川上流。副模式地として双六沢川を指定する。

層序関係 野村川デイサイト I に調和的に重なる。野村川本流以西では野村川デイサイト I を欠いて真山流紋岩を直接覆う。加茂川流域では真山流紋岩を下刻する谷を埋積しており、大滝の北方及び金ヶ崎北東方の沢では、野村川凝灰質礫岩を構成する厚さ 2 m 以上の泥質岩が野村川玄武岩と真山流紋岩類との間に介在する。長崎付近の野村川玄武岩は下位の真山流紋岩とともに、北東-南西走向南東落ちの数条の正断層で切られる。

分布 野村川デイサイト I と同様に、野村川上流、真山の北麓地域と、真山から本山を経て毛無山に連なる山稜の東側、標高 100 ~ 400 m の丘陵地に広く分布する。

層厚 野村川流域で地質断面から推定される層厚は 250 m を越える。双六沢川・双六川流域では上限が不明で、現存する範囲では 200 m を超えない。

岩相 野村川流域では、単斜輝石かんらん石玄武岩、かんらん石玄武岩、かんらん石含有斜方輝石単斜輝石玄武岩質安山岩など玄武岩～玄武岩質安山岩の厚いアアないしブロック溶岩と火山礫岩、凝灰角礫岩などからなる。野村川以西では溶岩が、以東ではスコリア火山礫岩ないし火山角礫岩が卓越する。

溶岩は上下のクリンカーもしくは流動角礫岩が高温酸化を受けて赤褐色を呈することが多い。厚さは数 m 程度で 5 m を超えることもある（第 3.16 図）。新鮮な溶岩は灰黒色を呈し、少量の斑晶を含む。また、しばしば微斑晶に富む。厚さ数 m 程度、淘汰不良でほとんど溶岩の碎片のみからなる火山礫凝灰岩や凝灰角礫岩、凝灰質礫岩を間に挟むことも多い。

スコリア火山礫岩は、直径 2 ~ 5 cm 以下で、紺灰色～灰黒色もしくは帯紫灰色～赤褐色のスコリアからなる淘汰の良い堆積物で、降下堆積物と考えられる（第 3.17 図）。粗粒スコリアは赤褐色で、不定形あるいは垂円礫状に塑性変形して癒着していることが多い。降下スコリア堆積物単層の厚さは 3 m 以上で、厚さ 1 ~ 2 m の溶岩や、酸化度の異なる岩片が混在する火山礫岩ないし火山礫凝灰岩、凝灰角礫岩などを間に挟む。降下スコリア堆積物が卓越する岩相は、北東に向かって厚くなり、男鹿山牧場南方で厚さ 100 m に達する。



双六沢川・双六川流域では玄武岩質安山岩のアア溶岩もしくはブロック溶岩が卓越する。また、双六沢川では、局所的ながら基底に淘汰不良で基質支持の凝灰質礫岩を伴う。その構成礫の多くは、径が数 cm ~ 40 cm の野



第 3.16 図 野村川玄武岩を構成する玄武岩質安山岩溶岩（双六沢）  
A: 板状節理の発達した溶岩。厚さは 8 m を超える。  
B: 流動角礫岩。逆級化しており、転動して堆積したと考えられる。



第 3.17 図 野村川玄武岩中のスコリア火山礫岩（野村川上流）  
淘汰が極めて良く、ほとんどが径 2 ~ 5 cm 以下のスコリア火山礫からなり、降下堆積物と考えられる。

村川デイサイト I 起源の溶結火山礫凝灰岩礫である。

溶岩は、斑晶として、径 0.5 ~ 1 mm の斜長石、斜方輝石、単斜輝石のほか、微量のかんらん石を含み、間粒状組織を示す。ところにより局所的にロープが枝分かれしており、間にスコリア火山礫凝灰岩を挟むこともある。上部では火砕流堆積物と考えられる淘汰不良で無層理の数ユニットからなるスコリア火山礫凝灰岩が卓越する。スコリア火山礫は赤色または赤褐色を呈しており、定置時に高温酸化を受けたことがうかがえる。

化石 産出しない。

地質年代 野村川玄武岩の全岩 K-Ar 年代値は、 $20.9 \pm 0.3$  Ma である（小林ほか, 2004）。館山崎南端にあって大口ほか（1995）が模式の館山崎玄武岩部層としていた館山崎デイサイト中の玄武岩質安山岩ブロックについて、 $20.2 \pm 0.8$  Ma と  $19.8 \pm 1.7$  Ma の全岩 K-Ar 年代値が得られている（吉田ほか, 2004）。岩質だけではなく年代値も似ているこのブロックは野村川玄武岩に対比できる。

### 3.3.4 野村川デイサイト II (Nw2)

地層名 小林ほか（2004）命名。

模式地 野村川上流。

層序関係 野村川玄武岩に調和的に重なる。上限は不明。

分布 野村川流域にあって、野村川層分布域の中央付近にのみ分布する。

層厚 上限は不明で、60 m 以上。

岩相 主体は黒雲母含有単斜輝石斜方輝石軽石火山礫凝灰岩（火砕流堆積物）で、層理が発達した厚さ 4 m 以上の細粒凝灰岩を境に下部軽石火山礫凝灰岩と上部軽石火山礫凝灰岩とに区分できる。

下部軽石火山礫凝灰岩は最下部に凝灰質シルト岩や凝灰質細礫質砂岩を伴う。野村川デイサイト I と同様に、苦鉄質斑晶として単斜輝石、斜方輝石のほか微量の黒雲母を含む。下部軽石火山礫凝灰岩の大半は溶結しており、下位ほど溶結度が高い。溶結度の高い岩石は褐灰色を呈し、長径 4 cm 以下の灰黒色レンズが多数認められる。弱溶結部では明灰色基質中に長径 4 cm 以下の白色ないし灰白色の本質レンズと、径数 mm ~ 2 cm の角礫状異質岩片が点在する。

上部軽石火山礫凝灰岩は、下部軽石火山礫凝灰岩と同様、弱溶結ないし非溶結軽石火山礫凝灰岩からなるが、苦鉄質斑晶は含まない。また、径数 mm ~ 1 cm の垂円礫状異質岩片を多数含み、軽石質レンズもしくは軽石火山礫も長径 2 cm 以下と小さい。弱溶結部は淡桃灰色を、非溶結部は灰白色を呈する。

化石 産出しない。

地質年代 年代を指示するデータはない。

### 3.3.5 本山火道充てん堆積物 (Hw)

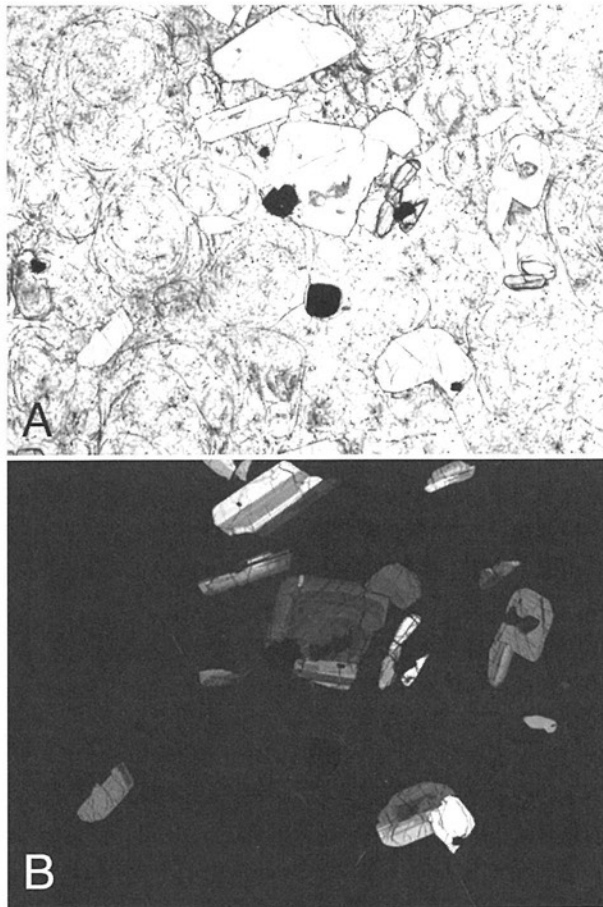
**地層名** 新称. 西男鹿団体研究グループ (1972) の真山流紋岩類第Ⅲ期流紋岩類 (貫入相) に相当する.

**模式地** 本山山頂付近.

**層序関係** 真山流紋岩と接する. 境界の露頭はないが, 分布から推定される境界は環状で内側に急傾斜していると考えられる.

**分布** 本山山頂から真山にかけて直径 1 km 程度の環状の領域を埋めて分布する. 航空自衛隊レーダーサイトに至る道路沿いの法面で典型的な岩相が観察できる. また山頂に近いところでこの道路から山頂東側へ回る歩道沿いに露頭が点在する.

**岩相** 強く溶結した黒雲母斜方輝石単斜輝石デイサイト火山礫凝灰岩～凝灰岩 (第 3.18 図) を主体とし, 黒雲母凝灰岩や, 門前層起源と思われる雑多な角礫で構成された淘汰不良の火山角礫岩ないし凝灰角礫岩などを伴



第 3.18 図 本山火道充てん堆積物を構成する強溶結デイサイト凝灰岩の偏光顕微鏡写真 (本山山頂南東斜面) 写真の横幅は約 5 mm. 平行ニコールで見ると基質はほぼ均質にガラス化して真珠岩様割れ目が発達している (A). しかし, クロスニコール下で斜長石の累帯構造を見ると分かるように斑晶は破片化しており, もとは火砕岩であったことがわかる (B)

う. 溶結火砕岩は全体にガラス質で真珠岩様割れ目が発達し, 斑晶組み合わせは野村川デイサイト I・II に似ているが, 野村川デイサイト I・II の分布面よりもかなり高いところにあつて漏斗状の岩体をなすことから, これらの噴出源の 1 つと考えられる.

**化石** 産出しない.

**地質年代** 層序関係と岩質から野村川デイサイト I または II に対比できる可能性が最も高い.

### 3.3.6 館山崎デイサイト (Td, bb, db)

**地層名** 佐藤ほか (2009) 命名.

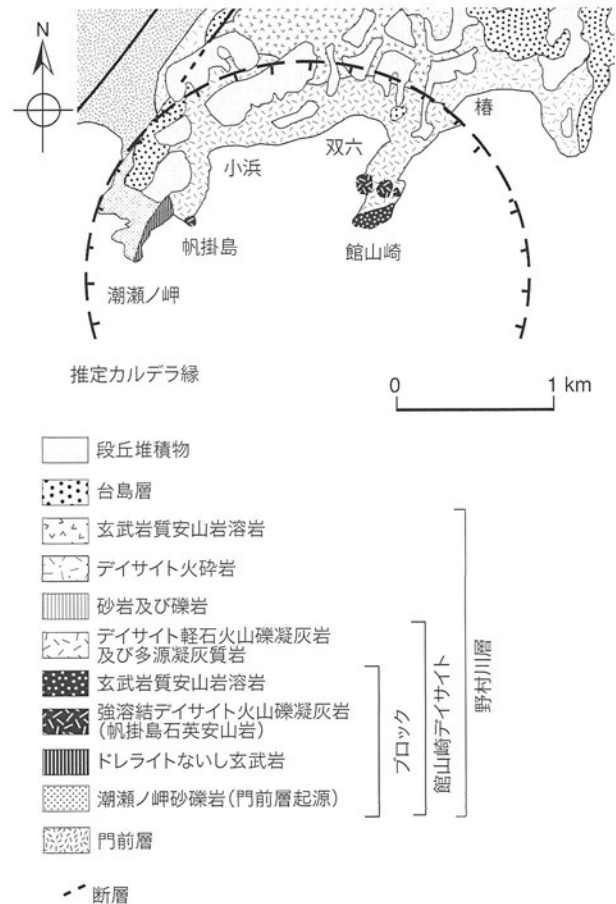
**模式地** 南岸, 館山崎.

**層序関係** 野村川デイサイト I と野村川玄武岩, 門前層に急傾斜した弧状の境界で接する (第 3.19 図).

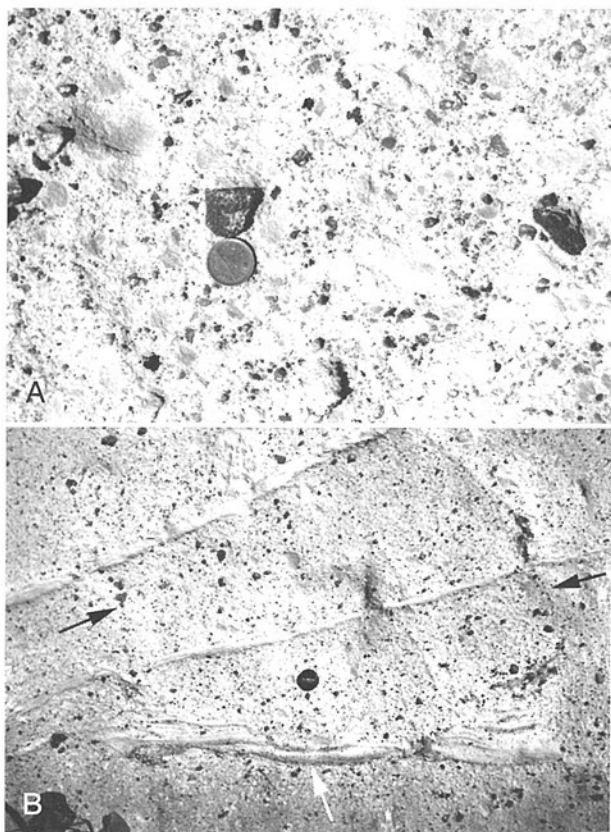
**分布** 館山崎から潮瀬ノ岬にかけて海岸に沿って分布する.

**層厚** 上限, 下限とも不明. また, 無層理で, かつ溶結面などもないため, 層厚の算定はできない.

**岩相** 淘汰不良, 無層理の黒雲母デイサイト軽石火山礫凝灰岩～凝灰岩と, その中に散在するデイサイト溶結



第 3.19 図 館山崎及び周辺地域の地質図 (Sato *et al.*, 2009 を改変)

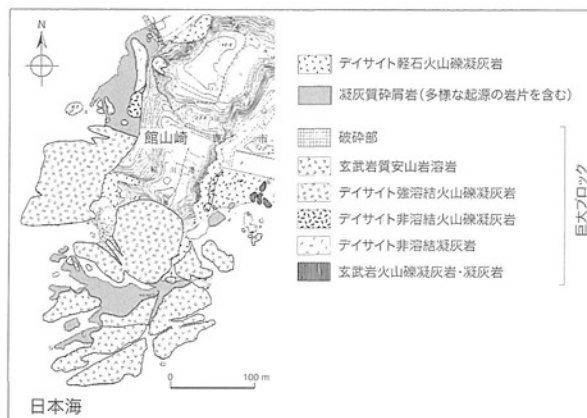


第3.20図 館山崎デイサイトを構成する軽石火山礫凝灰岩と  
 その中に発達する凝灰岩脈(館山崎トンネル西口側、  
 双六漁港に面した崖)  
 A:軽石火山礫凝灰岩。コインの直径は2.3 cm。B:  
 軽石火山礫凝灰岩中に発達する凝灰岩脈。脈は局  
 所的に葉理を示す(白矢印)。暗灰色岩片が脈を横  
 切ってほぼ垂直に並んでいる(黒矢印)。いずれも  
 Sato *et al.* (2009) による。

火山礫凝灰岩や成層したデイサイト凝灰岩、玄武岩～玄  
 武岩質安山岩溶岩・火砕岩、炭質物を含む泥岩など、多  
 数の多種多様な異質ブロックとそれらの細片からなる。  
 これらは、様々な割合で混合してひとつの岩相 (Td)  
 をなしている。異質ブロックの多くは、隣接する野村川  
 層及び門前層の岩石に酷似した岩石学的特徴を備えてい  
 る。

黒雲母デイサイト軽石火山礫凝灰岩～凝灰岩は、全体  
 に無層理で、長径 2～3 cm 以下の繊維状軽石と発泡壁  
 型ガラス片、結晶片などからなる(第3.20図A)。一  
 部で熱残留磁化を保持していることから、これが館山崎  
 デイサイトの本質物と考えられる。

館山崎西岸の漁港に近接した海食崖露頭では、その中  
 に 10°～60°傾斜した厚さ数 mm～30 cm の凝灰岩薄層  
 が多数認められる(第3.20図B)。凝灰岩薄層は母岩の  
 基質と同様、発泡壁型ガラス片、結晶片などからなるが、  
 ところによって枝分かかれし、あるいは複数の凝灰岩薄層



第3.21図 館山崎地質図  
 大口ほか, (2008) の第3図 (© 日本地質学会)。

が共役関係をなして断続的に分布する。また、層厚が  
 20 cm を超えるところでは凝灰岩と細粒凝灰岩とが平  
 行または斜交葉理をなし、葉理に沿って異質岩片が配列  
 している。薄層と母岩との境界は明瞭で、ところによっ  
 ては母岩側に湾入し、境界付近の薄層内に母岩偽礫が認  
 められることがある。また、凝灰岩薄層の近傍には、岩  
 片の少ない領域が膨縮しながら細い帯となってほぼ鉛直  
 方向に長さ 20～30 cm の幾つかの列をなして断続的に  
 分布し、その中に径 2～3 cm の岩片が点在する。この  
 構造は凝灰岩薄層とともに流体が通り抜けるときにでき  
 るパイプまたは脈を想起させる。

館山崎の南端には巨大な異質ブロックが集中している  
 (第3.21図)。最南端に露出する玄武岩質安山岩ブロッ  
 ク (bb) は、広い海食台一面に広がっており、最大長  
 径は 230 m を超える。玄武岩質安山岩ブロックは局所  
 的に赤褐色のクリンカーを伴うアア溶岩の構造を保持し  
 てはいるが、随所で様々な程度に割れて、その間を軽石  
 火山礫凝灰岩が埋めている。この玄武岩質安山岩は野村  
 川玄武岩と同じ岩石で、宮城 (1958) はこれを西男鹿層  
 群の溶岩流と見なし、大口ほか (1995) は、台島層を構  
 成する一つの部層、館山崎玄武岩部層として記載してい  
 る。

この玄武岩質安山岩ブロックのすぐ北側には、径 40  
 ～120 m の強溶結デイサイト火山礫凝灰岩のブロック  
 (db) があり、海食台から館山崎海食崖にかけて分布  
 する。この巨大なブロックは帆掛島を構成する岩石に良  
 く似ており、縁辺部は著しく破碎され、それらの割れ目  
 や、それらがほぐれて散在する隙間に軽石火山礫凝灰岩  
 や異質岩片が数多く混在する凝灰岩が貫入している。

館山崎の南東側海食崖には強溶結デイサイト火山礫凝  
 灰岩ブロックに近接して、厚さ 20 m、長径 100 m 前後  
 のデイサイト火砕岩ブロックが露出している。この火砕  
 岩ブロックはデイサイト火山礫凝灰岩と凝灰岩とが層を

なしており、折り畳まれるようにU字形に褶曲している。ブロック境界付近は不規則に曲がり、デイサイト石質火山礫凝灰岩など、このブロックより小さな様々な大きさのブロックと混じり合っている。褶曲したブロック内部の凝灰岩層では火災構造が発達しており、もともと水底に堆積したことをうかがわせる。

これら館山崎に散在する巨大なブロックの間には、径0.3～3 mの異質ブロックが局所的に密集して数cm～数m幅の根無しパイプ状ないし不規則な形状の構造を形成し、あるいは母岩のデイサイト軽石火山礫凝灰岩と様々な程度に混じり合っている。デイサイト凝灰岩、デイサイト軽石火山礫凝灰岩、玄武岩礫からなる礫岩、玄武岩～玄武岩質安山岩スコリア火山礫凝灰岩・凝灰岩、木炭片を挟む泥岩などのブロックの多くも、館山崎の南東側海食崖のデイサイトブロックと同様に塑性変形している。

館山崎西方の帆掛島は、東側に緩く傾斜したデイサイト溶結火山礫凝灰岩からなる。これは藤岡(1959)が台島層基底の帆掛島石英安山岩とした岩石そのものであるが、注意深く観察すると、帆掛島と海食崖との間を占める同質の岩石は、様々な方向に傾斜し、それらの間を多様な岩片と軽石片、凝灰質基質からなる不均質な岩石が埋めている。また、帆掛島北側の潮瀬ノ岬砂礫岩と帆掛島北側の“帆掛島石英安山岩”との間を貫くドレライトは局所的に角礫化し、その北東延長は帆掛島に面する海食崖で途切れる(第3.22図)。

潮瀬ノ岬砂礫岩は、酸性凝灰岩、凝灰質砂岩とシルト

岩、泥岩からなる上方細粒化層、玄武岩質安山岩スコリア火山礫凝灰岩・凝灰岩が、下部の凝灰質砂岩に整然とほぼ水平に重なる地層で、先に述べたように門前層の真山流紋岩基底部に対比される可能性が高い。しかし、隣接する門前層とは岩相も古地磁気方位も異なり、相互の関係も観察できない。また、潮瀬ノ岬砂礫岩の中には、北東あるいは北西方向に伸びた小断層が幾つかあり、それに沿って凝灰質細粒砂岩、シルト岩などが直上の玄武岩質安山岩スコリア火山礫凝灰岩・凝灰岩に注入している。

このようなことから、Sato *et al.* (2009) は、模式地の潮瀬ノ岬砂礫岩と帆掛島石英安山岩は館山崎デイサイトに取り込まれたブロックである可能性が高いとした(第3.21図、第3.22図)。その径は400 mを超える。ただし、この異質ブロックについては、後期始新世の浅海堆積物を挟み、また、門前層中にこれに対応する岩相が見当たらないため、その古地理学的・層位学的重要性を考慮して、門前層の一部として記載した。

館山崎デイサイトは、かつて水底火砕流堆積物として紹介されたことがある(宇井, 1988; 山崎ほか, 1993)が、Sato *et al.* (2009) は、その産状を詳しく検討し、これを館山崎から潮瀬ノ岬に至る海岸から沖合にかけて広がる直径3.2 kmのカルデラを充てんした堆積物と解釈している(第3.19図)。

化石 産出しない。

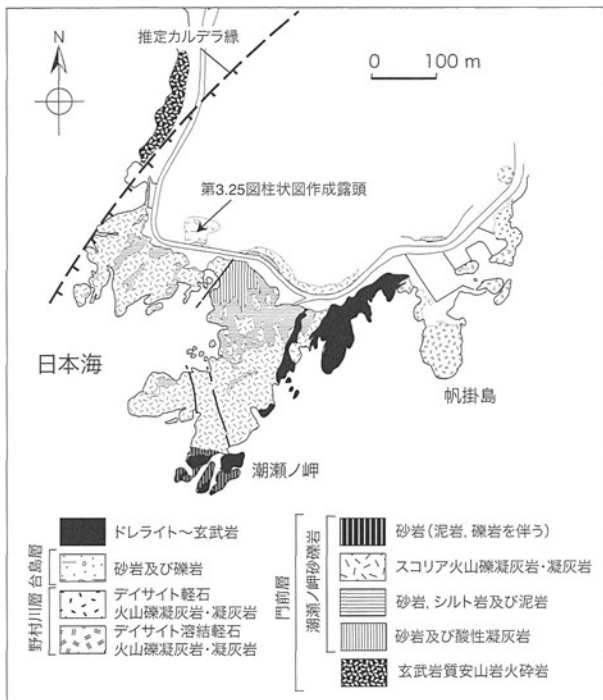
地質年代 館山崎トンネル東側、椿西端道路沿いで採取したデイサイト軽石火山礫凝灰岩について、21.4 ± 0.8 MaのジルコンFT年代値が報告されている(鹿野ほか, 2008)。

### 3.4 台島層 (Ts)

地層名 外山(1925)命名。本報告では、佐藤ほか(2009)の椿砂礫岩、宮城(1958)の中山峠砂岩・礫岩に相当する非海成砂岩礫岩主体の地層を台島層とする。これは、藤岡ほか(1954)よりも前の定義に戻ることを意味する。模式地の地名と地層名とは一致しないが、本報告ではこれまで広く知られてきた地層名なので、台島層の名称は踏襲することにした。

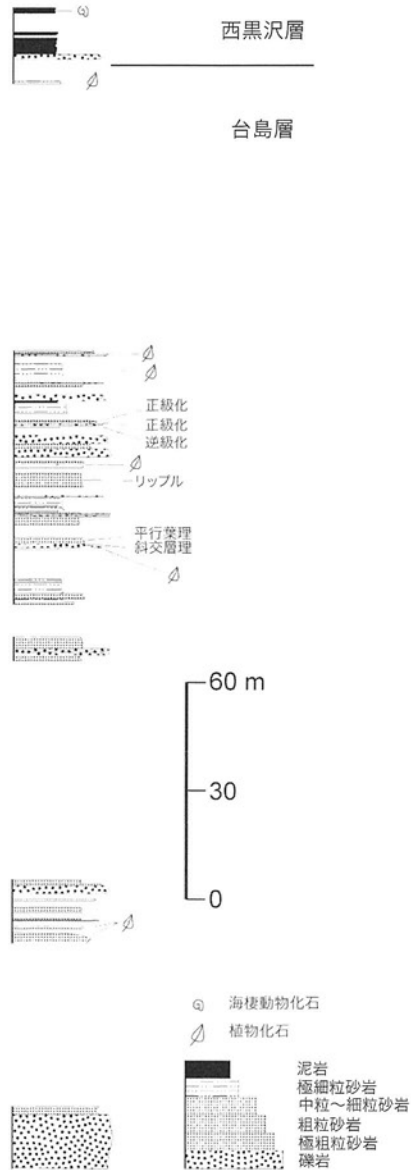
模式地 藤岡(1950, 1959, 1973)と藤岡ほか(1954)で台島付近とされ、これまでこれが踏襲されてきた。本報告では、椿から台島にかけての地域を模式地とする。

台島層を構成する砂礫岩の主体は男鹿市椿と台島との間にあって、どちらかというとも椿側に分布が片寄っており、台島集落付近にあるのは西黒沢層である。このため、宮城(1958)は両集落の間の“中山峠”に因んで中山峠砂岩・礫岩部層とし、佐藤ほか(2009)は、この地名が現在は使われていないため、椿を採って椿砂礫岩部層とした。なお、国土地理院発行の2万5千分の1地形図で



第3.22図 潮瀬ノ岬地質図 (Sato *et al.*, 2009 を改変)。





第 3.23 図 椿から台島東側の沢にかけて分布する台島層の柱状図  
佐藤ほか (2009) の第 7 図 (© 日本地質学会) を  
改変。

は椿と双六の間の旧道の小さな峠を中山峠としている。

**層序関係** 野村川層のなす起伏を埋め、これにオンラップする。館山崎付近で館山崎デイサイトを、潮瀬ノ岬付近では館山崎デイサイトと潮瀬ノ岬砂礫岩をほぼ水平に不整合で覆う。

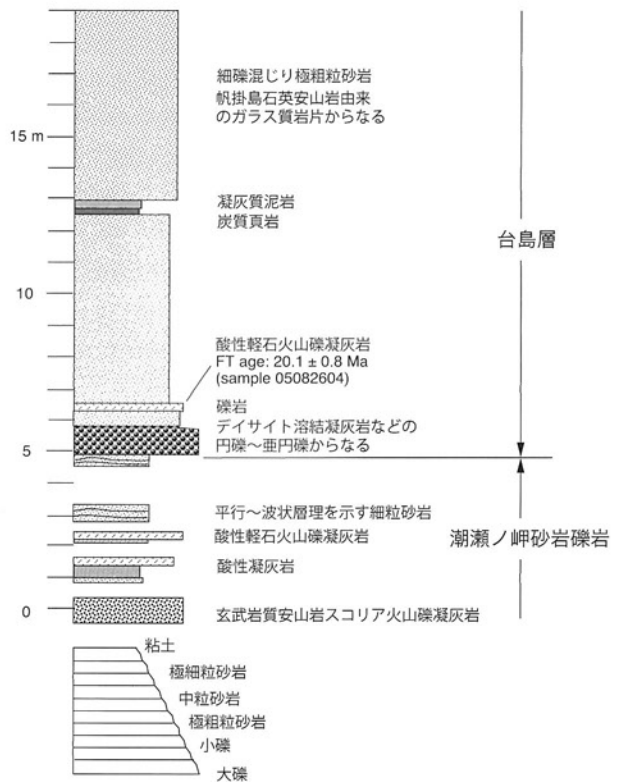
**金崎の海食台**では、海岸線に沿って野村川デイサイト I の溶結火山礫凝灰岩を下刻した谷地形を礫岩が埋めている。この礫岩は、これまで西黒沢層の基底礫岩とされていたが、台島層の礫岩に対比される。

**分布** 椿から台島にかけて分布するほか、双六と小浜の西側、潮瀬ノ岬北東側の丘陵にも分布する。

**層厚** 最大で約 150 m。



第 3.24 図 野村川デイサイト I 上面のチャンネルを充てる  
台島層礫岩 (金崎)  
灰色の礫はデイサイト溶結火山礫凝灰岩、暗灰色  
の礫は玄武岩質安山岩とともに野村川層を構成す  
る。



第 3.25 図 潮瀬ノ岬海食崖における台島層柱状図 (鹿野ほか,  
2008)

**岩相** 主に成層した礫岩、砂岩、シルト岩及び泥岩からなる。海成の証拠はなく、砂岩と泥岩、特に黒色の泥岩は植物片化石を含む。

基底は椿集落北側の丘陵斜面にあって、厚さ 10 m を超える礫岩が野村川デイサイト I、すなわち佐藤ほか (2009) の双六デイサイトの侵食面を埋めている。この礫岩は層理不明瞭で、これに粗粒砂岩が重なり、その 30 m 上位には、粗粒砂岩と中粒砂岩、細礫岩の互層 (厚



さ 10 m 前後) がある。全体に東傾斜で、これより上位 60 m の間は露頭が欠けているが、かつて中山峠と呼ばれた椿集落東側の高台 (中山) とその東側では、砂岩やシルト岩、泥岩が重なり合い、上位に向かうにつれて次第に細粒となる (第 3.23 図)。粗粒～中粒砂岩は下位の細粒堆積岩を削ってチャンネル状に埋め数 10 cm ～数 m の層をなす。トラフ型斜交層理～平行層理が明瞭で、層理面に沿って細礫を混じえ、上方細粒化する。また、基底に細礫～小礫岩を伴うことがある。シルト岩や泥岩は、細粒砂岩、炭質頁岩とともに厚さ mm ～ cm 単位で互いに平行に重なり合って厚さ数 10 cm ～数 m の層をなし、砂岩が卓越する岩相に重なる。下位の砂岩が卓越する岩相との境界は明瞭で、わずかに下刻してそこを細礫ないしやや粗粒な砂岩が埋めていることがある。また、40 cm 以下の比較的厚い黒色泥岩またはシルト岩からは、植物遺骸の破片を産出する。

金崎東側の海岸では、淘汰不良、礫支持の中礫～大礫岩が野村川デイサイト I を下刻したチャンネルを埋め、また、椿集落東側、中山と呼ばれる高台の、野村川デイサイト I がなす急崖にアバットしている。礫の多くは、野村川デイサイト I に由来する溶結火山礫凝灰岩と野村川玄武岩由来の玄武岩質安山岩で、良く円磨されており、最大径は 1 m を超えない (第 3.24 図)。この礫岩は、これまで西黒沢層の基底礫岩とされてきたが、中山の東側にある河口から北へ少し遡ったところで高さ 15 m ほど

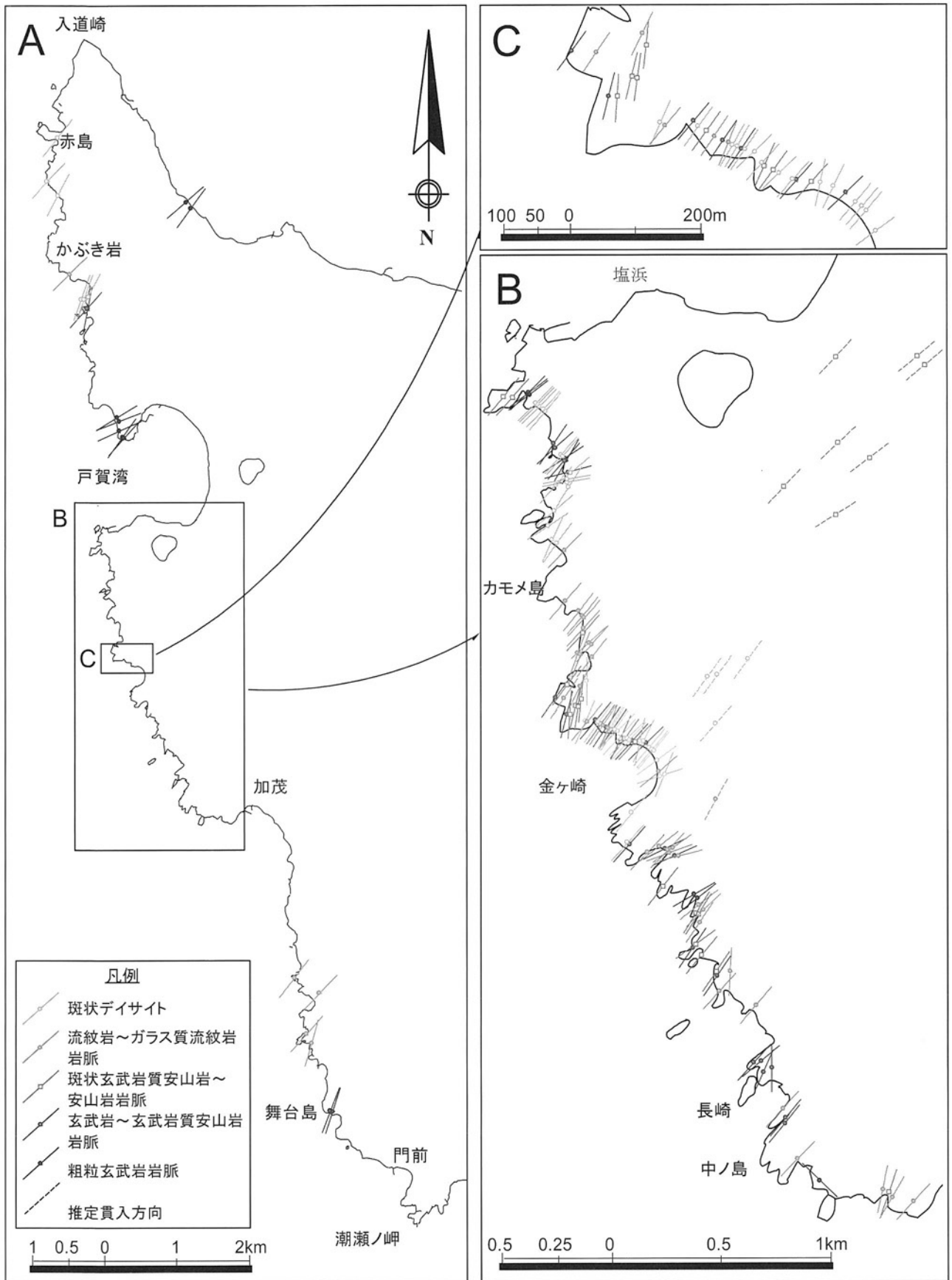
の滝へと延びており、そこでは、これに淘汰がやや良好で中礫 (3 cm 以下) を含む厚さ約 20 cm の極粗粒砂岩と厚さ約 2 cm の垂炭層との互層がこれに重なっていることが確認できる。

金崎の礫岩に良く似た礫岩は鶴崎沖合の海食台上にあって背斜の軸部を占めて分布する。その直下には凝灰質砂岩があり、その上部では比較的淘汰の良い粗粒砂岩薄層を挟む。これらの層理面の走向はおおむね南北で東側に傾斜し、これを西黒沢層の砂岩卓越相 (Ni) と、炭酸塩または遊離珪酸で膠結したシルト岩とが珪質岩と共存し、かつ海緑石砂岩を伴う岩相 (Nsc) が背斜構造をなして取り巻く。礫岩はこれまで西黒沢層とされ、周囲の岩相は女川層とされている。しかし、礫岩については岩相が金崎のものに似ていることと、周囲の西黒沢層の岩相と不調和であることから、本報告では、これを台島層と考えた。

潮瀬ノ岬の海食崖露頭では、本層に対比可能な堆積物が門前層潮瀬ノ岬砂礫岩上部の砂岩を削剥してこれに重なる (鹿野ほか, 2008)。基底には厚さ 0.6 m の礫岩があり、その最上部で正級化して厚さ 0.7 m の無層理粗粒～極粗粒砂岩に漸移する。砂岩の直上は厚さ 0.3 m の酸性軽石火山礫凝灰岩で、これに厚さ 12 m の細礫混じり粗粒砂岩、炭質物を含む厚さ 0.2 m の頁岩、0.3 m の凝灰質泥岩、厚さ 6 m を超える細礫混じり極粗粒砂岩が順に重なる (第 3.25 図)。砂岩の構成粒子はほと

第 3.2 表 台島植物群を構成する化石種一覧 (植村, 未公表資料)

|   |   |   |
|---|---|---|
| Family Aspidiaceae                                | Family Fagaceae                                     | Family Rosaceae                             |
| <i>Dryopteris uttoensis</i> Huzioka               | <i>Castanopsis miocrepidata</i> Matsuo              | <i>Spiraea</i> sp.                          |
| Family Pinaceae                                   | <i>Cyclobalanopsis mandraliscae</i> (Gaudin) Tanai  | Family Leguminosae                          |
| <i>Keteleeria ezoana</i> Tanai                    | <i>Cyclobalanopsis nathorstii</i> (Kryshtofovich)   | <i>Entada mioformosana</i> Tanai            |
| <i>Picea ugoana</i> Huzioka                       | Huzioka   | <i>Gleditsia miosinensis</i> Hu et Chaney   |
| <i>Pinus miocenica</i> Tanai                      | <i>Cyclobalanopsis</i> sp.                          | <i>Podogonium knorrii</i> Al. Braun         |
| Family Taxodiaceae                                | <i>Pasania</i> sp.                                  | Family Lythraceae                           |
| <i>Glyptostrobus europaeus</i> (Brongniart) Heer  | <i>Quercus miovariabilis</i> Hu et Chaney           | <i>Decodon</i> sp.                          |
| <i>Metasequoia occidentalis</i> (Newberry) Chaney | Family Betulaceae                                   | Family Trapellaceae                         |
| Family Lauraceae                                  | <i>Alnus miojaponica</i> Tanai                      | <i>Hemitrapa yokoyamae</i> (Nathorst) Miki  |
| <i>Cinnamomum lanceolatum</i> (Unger) Heer        | <i>Carpinus heiginensis</i> Huzioka                 | Family Sapindaceae                          |
| <i>Cinnamomum miocenium</i> Morita                | Family Myricaceae                                   | <i>Sapindus tanaii</i> Onoe                 |
| <i>Lindera gaudini</i> (Nathorst) Tanai           | <i>Comptonia naumanni</i> (Nathorst) Huzioka        | Family Aceraceae                            |
| <i>Machilus nathorstii</i> Huzioka                | Family Juglandaceae                                 | <i>Acer</i> sp.                             |
| <i>Machilus ugoana</i> Huzioka                    | <i>Carya</i> sp.                                    | Family Aquifoliaceae                        |
| <i>Parabenzoin protopraecox</i> (Endo) Tanai      | <i>Cyclocarya ezoana</i> (Tanai et Suzuki)          | <i>Ilex daijimaensis</i> Huzioka            |
| Family Hamamelidaceae                             | Wolfe et Tanai                                      | <i>Ilex ohashii</i> Huzioka                 |
| <i>Liquidambar miosinica</i> Hu et Chaney         | Family Theaceae                                     | Family Rhamnaceae                           |
| <i>Parrotia pristine</i> (Ettingshausen) Stur     | <i>Camellia protojaponica</i> Huzioka               | <i>Paliurus miosinicus</i> Hu et Chaney     |
| Family Buxaceae                                   | <i>Ternstroemia maekawai</i> Matsuo                 | Family Elaeagnaceae                         |
| <i>Buxus protojaponica</i> Tanai                  | Family Salicaceae                                   | <i>Elaeagnus mikii</i> Ishida               |
| Family Ulmaceae                                   | <i>Salix</i> sp.                                    | Family Smilacaceae                          |
| <i>Ulmus longifolia</i> Unger                     | Family Sterculiaceae                                | <i>Smilax trinervis</i> Morita              |
| <i>Ulmus subparvifolia</i> Nathorst               | “ <i>Alangium</i> ” <i>aequalifolium</i> (Goepfert) | Magnoliophyta incertae sedis                |
| <i>Zelkova ungeri</i> (Ettingshausen) Kovats      | Kryshtofovich et Borsuk                             | <i>Carpolithes japonica</i> (Morita) Ishida |



第3.26図 男鹿半島西部における岩脈の分布 (小林, 2005MS)

んどが近接する“帆掛島石英安山岩”（野村川デイサイト I）に酷似した強溶結デイサイト火山礫凝灰岩の破片であり、礫岩の構成礫も円磨された同じ強溶結デイサイト火山礫凝灰岩や門前層由来と思われる玄武岩もしくは玄武岩質安山岩などの岩片である。

このようなことから、本層を構成する堆積物の多くは、河川が下刻した流路を経て河口から湖沼にかけて流入した洪水（hyperconcentrated flow：高密度流）やラハールから堆積したと考えられる。

**化石** 楢集落東側の“中山峠”と、双六集落東側の現在、中山峠とされている付近の丘陵斜面から *Comptonia* や *Liquidambar* のほか、常緑のブナ科やクスノキ科の植物化石が産出する（藤岡，1950，1959，1973；藤岡・井上，1952；宮城，1958）。また、*Liquidambar* と *Carya* の多産によって特徴づけられる花粉群が産出する（山野井，1978；佐藤，1992；Wang and Yamanoi, 1996）。藤岡（1948，1950）は、本層から産出する一群の植物化石を台島植物群と名付け、藤岡（1963）は、温暖な気候で生育した植物を主とする台島型植物群の模式としている。その後小浜などで産出した化石も加えてまとめた台島植物群を構成する化石種の一覧を第 3.2 表に示す。

**地質年代** 潮瀬ノ岬付近の海食崖で採取した黒雲母軽石火山礫凝灰岩のジルコン FT 年代値は  $20.1 \pm 0.8$  Ma である（鹿野ほか，2008）。

この黒雲母軽石火山礫凝灰岩は斑晶として黒雲母を伴う点で館山崎デイサイトの本質物と同じであるが、館山崎デイサイトが充てんするカルデラの直近にあってそれほど厚くないことから、給源が同じだとしても、館山崎デイサイトのカルデラ噴火以降に噴出した可能性が高いと判断される。

### 3.5 貫入岩 (A, B)

門前層とその上位の野村川層中には北東-南西方向に伸びた幅 0.5 m ~ 10 数 m の岩脈が多数貫入している（藤岡，1959；藤岡ほか，1973；小林ほか，2004，

2010；小林，2005MS）。岩脈を構成する岩石は、斑状デイサイト、流紋岩、粗粒な斑状玄武岩質安山岩～安山岩、玄武岩質安山岩～玄武岩、ドレライトと多様である（第 3.26 図）。本報告の地質図ではこれらを酸性岩 (A) と塩基性岩 (B) とに分けて示した。

斑状デイサイトのように斜長石斑晶に富む珪長質岩は、真山流紋岩、あるいは、長崎デイサイト、竜ヶ島デイサイト中に限って認められる。流紋岩岩脈の多くは、真山流紋岩のフィーダー岩脈である。それらは真山流紋岩と共通した特徴を備え、真山流紋岩に多数貫入しているが、野村川層中に貫入する流紋岩は確認されていない。玄武岩～ドレライト岩脈の多くは長楽寺玄武岩以下の門前層中に貫入しており、舞台島玄武岩や長楽寺玄武岩を構成する噴出物に移化しているものが確認される。ただし、真山流紋岩中でも斑状玄武岩質安山岩～安山岩の岩脈に加えて玄武岩～ドレライト岩脈が認められる。また、ドレライトないし玄武岩の岩床が潮瀬ノ岬砂礫岩中に貫入している（大口ほか，2005）。

岩脈のうち、K-Ar または FT 年代値が得られているのは斑状デイサイトと斑状玄武岩質安山岩～ドレライトの岩脈であり、前者は門前層の年代を、後者は野村川層の玄武岩～玄武岩質安山岩の形成年代を示す（小林ほか，2010）。潮瀬ノ岬砂礫岩中のドレライト～玄武岩岩床の斜長石 K-Ar 年代値も野村川層とほぼ同じ  $21.3 \pm 1.1$  Ma である（Kano *et al.*, 2007）。

以上の貫入関係と放射年代値に基づけば、斑状デイサイトは真山流紋岩、または、長崎デイサイト、竜ヶ島デイサイト形成期に、流紋岩は真山流紋岩形成期に、斑状玄武岩質安山岩～安山岩は野村川層形成期に、そして玄武岩質安山岩～玄武岩及びドレライトは門前層形成期と野村川層形成期に貫入したと考えられる。

このように、貫入時期は門前層形成期から野村川層形成期にまたがっているが、これら岩脈は、方位が極めて良く揃っていることから、平行岩脈群をなすと考えられる。

## 第4章 中部中新統～上部中新統

(鹿野和彦・柳沢幸夫・小笠原憲四郎)

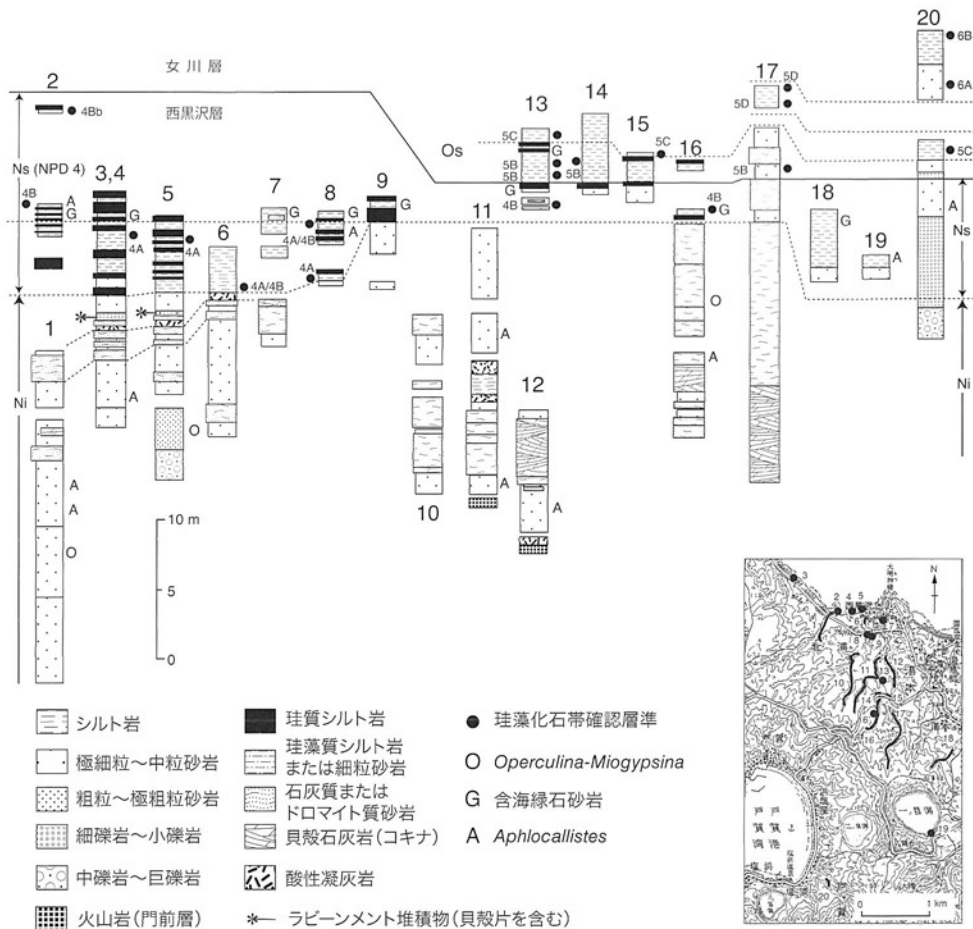
### 4.1 西黒沢層 (Ni, Nib, Nm, Nsc, Ns)

**地層名** 外山 (1925) 命名。外山 (1925) は大橋が1918年に提唱した層序に倣ってこの地層名を用いたと記述しており、後に大橋 (1930) が改めて地質学雑誌にこの地層を記載した。当時、西黒沢層を女川層と併せて珪質頁岩層として一括する考え (千谷, 1925, 1929) もあった中で、外山 (1925) と大橋 (1930) は、岩相の違いを識別し、両者を層序学的に異なる地層として区分した。ただし、彼らの岩相層序区分には曖昧なところがあって台島層と西黒沢層とを混同していたため、その後、藤岡 (1948, 1950) がこれを修正した。本報告では、藤岡 (1948, 1950) の考え方を引き継ぐ一方、西黒沢層の上限については、藤岡 (1959, 1973) の西黒沢層に加えて、これまで女川層とされていた地層のうち、海緑石や炭酸

塩が濃集した層を挟む下部も西黒沢層とした (第4.1図, 第4.5図)。

**模式地** 男鹿半島北岸, 西黒沢 (藤岡, 1959)。本報告では台島から女川に至る南岸を副模式地とする。

**層序関係** 赤島層, 門前層及び野村川層を不整合に覆う。西黒沢層と台島層とは漸移関係にあるとされている (藤岡, 1948, 1950, 1959, 1973 など)。しかし、両者の境界は土壌や植生に覆われて観察できない。南岸の潮瀬ノ岬に面した海食崖に露出する砂礫岩主体の台島層基底付近に挟まれているデイサイト軽石火山礫凝灰岩は  $20.1 \pm 0.8$  Ma のジルコン FT 年代値を示す (鹿野ほか, 2008)。この年代値は動物化石から推定される西黒沢層の年代 (16.5 ~ 12.3 Ma) との間に大きな開きがある。また、南岸に局所的に分布する台島層のみならず、台島層の分布域を越えて北西方の野村川層がなす谷を埋め、



第4.1図 西黒沢付近における西黒沢層・女川層柱状図 (廣部, 2005MS を改変)

● に添えた英数字は NPD コード。

あるいは山の斜面や稜線を被覆して点在しており、野村川層のみならず台島層とも不整合関係にあると考えられる。

**分布** 北岸の西黒沢付近と南岸の台島付近に分布する。これらの地域の西側では、赤島層、門前層及び野村川層がなす起伏の谷を埋めて各地に点在する。

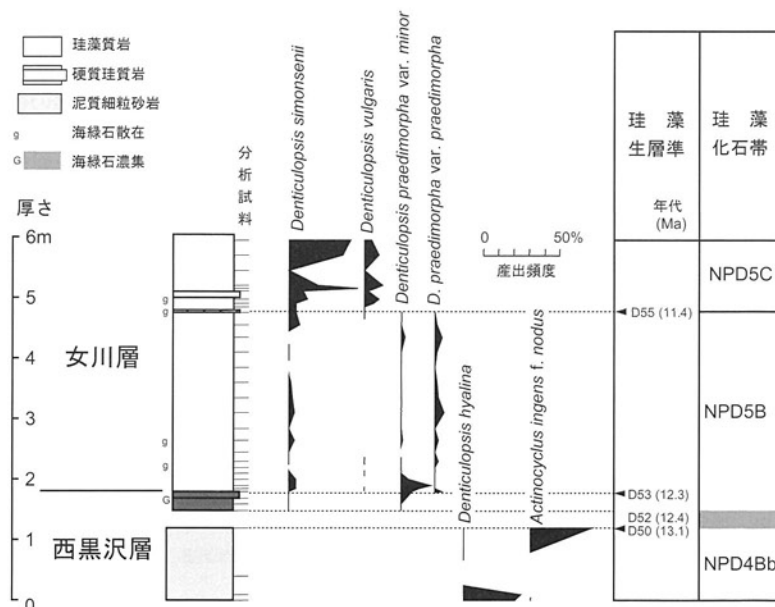
**層厚** 南岸で 420 m。そのうち、上部 260 m は、これまで女川層とされてきた。全体に北方に向かうにつれて急激に薄くなり、北岸の模式地で 30 m となる。

**岩相** 西黒沢層は、1) 礫岩を伴い、砂岩もしくは砂岩とシルト岩が卓越する岩相 (Ni) と、2) 石灰質 (またはドロマイト質) 砂岩と凝灰質シルト岩、もしくは炭酸塩または遊離珪酸で膠結したシルト岩とが卓越する岩相 (Nm)、3) 石灰質 (またはドロマイト質) 砂岩と凝灰質シルト岩、もしくは炭酸塩または遊離珪酸で膠結したシルト岩とが珪質岩と共存し、かつ海緑石砂岩を伴う岩相 (Nsc)、4) 珪藻質岩と珪質岩とが共存し、かつ海緑石砂岩を伴う岩相 (Ns) からなる。このほか、淘汰不良の礫岩、砂岩、シルト岩及び泥岩からなる岩相 (Nib) がわずかながら認められる。この岩相は南岸に近い内陸部において野村川層などの基盤岩がなす谷を埋めており、内湾に生息する貝化石を産する (廣部, 2005MS)。地質図に示すほどの広がりはないものの、砂岩もしくは砂岩とシルト岩が卓越する岩相 (Ni) の下部にこの岩相が局部的に挟まれていることもある。西黒沢層を構成するこれらの岩相の分布は、現地での調査が十分に及んでいな

いため現時点では曖昧なところが多い。

模式地の西黒沢では、砂岩もしくは砂岩とシルト岩が卓越する岩相 (Ni) からなる。西黒沢集落の東側、大明神崎には、門前層安山岩溶岩があって、その起伏を礫岩が局部的に埋め、これに砂岩がほぼ水平に重なる (第 4.1 図柱状図 5)。これが西黒沢における本岩相の始まりである。基底の礫岩は礫支持で、門前層火山岩起源の良く円磨された細礫～巨礫からなる。砂岩はシルト岩、礫岩のレンズ状薄層を挟む。砂岩シルト岩とも凝灰質で、炭酸塩で膠結していることが多い。基底に近い細粒石灰質砂岩は大型有孔虫化石を含む。大型有孔虫化石産出層準の上位数 m の層準には貝殻が密集した石灰岩 (コキナ) が認められ、その直下から上位にかけては砂岩が炭酸塩で膠結した層もしくはレンズが目立つ。更に上位には酸性凝灰岩薄層と礫岩薄層がレンズ状に挟まれている (第 4.1 図柱状図 3, 4, 5, 6, 20)。これらは西黒沢海岸において低角地すべりで重なり合う下位の砂質浅海堆積物を削る浅いチャネルを埋め、かつ貝殻を混じえており、波浪時に侵食された面 (ラビーンメント面) に浸食と同時に堆積したラビーンメント堆積物と考えられる。

砂岩が卓越する岩相 (Ni) の上位では、珪藻質シルト岩と珪質シルト岩・ポーセラナイトとが共存し、かつ海緑石砂岩を伴う岩相 (Ns) となり、無層珪藻質シルト岩が卓越する女川層の岩相 (Os) へ漸移する (第 4.1 図)。珪藻質シルト岩と珪質シルト岩が卓越するこの岩相 (Ns) は、炭酸塩岩こそ認められないもの間に海



第 4.2 図 西黒沢南方、地点 16' での珪藻化石層序  
位置は第 4.1 図に示す。産出化石の詳細は柳沢・渡辺 (2011) 参照。珪藻化石帯区分は Akiba (1986) と Yanagisawa and Akiba (1998) による。生層準の年代値は Watanabe and Yanagisawa (2004) により改訂し、更に Gradstein *et al.* (2004) の年代尺度で調整した。



緑石砂岩を挟むところがあり、また、*Aphrocallistes* sp. を伴うことから、おそらく、南方に広がる炭酸塩岩と珪質岩とが共存し、かつ海緑石砂岩を伴う岩相 (Nsc) に対応すると考えられる。

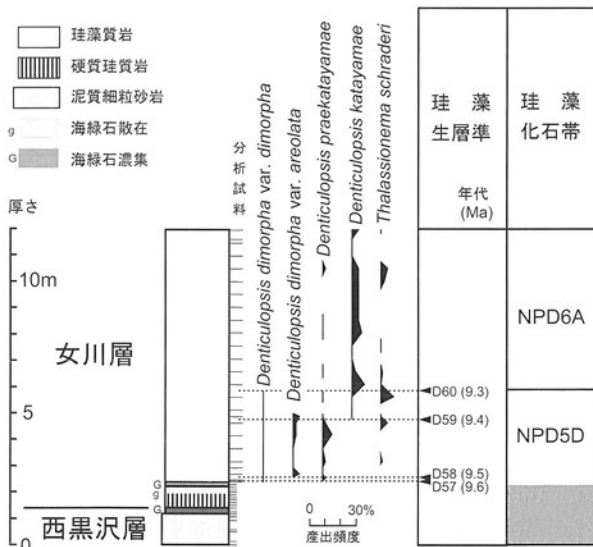
西黒沢付近における西黒沢最上部のこの岩相 (Ns) と上位の女川層無層理珪藻質シルト岩 (Os) との境界は曖昧であるが、小泉・的場 (1989) の珪藻層序では、砂岩礫岩が卓越する岩相 (Ni) 最上部の海緑石砂岩もしくは珪質シルト岩卓越相 (Ns) の上面で NPD4B ~ NPD5A が欠けているところがあり、渡辺 (1997, 2001) と廣部 (2005MS) も、NPD5A は確認できないことを報告している (第 4.1 図)。また、NPD5A より上位では、海緑石を含む砂岩や *Aphrocallistes* sp. は認められなくなり、炭酸塩で膠結した岩石もまれにしか産出しない。本報告では、西黒沢南方において NPD4Bb に対比される泥質細粒砂岩と NPD5B に対比される珪藻質岩との間に海緑石が濃集したコンデンス・セクションがあることを確認しており、小泉・的場 (1982) にならって、この海緑石濃集層の上限を西黒沢層と女川層との境界とした (第 4.2 図)。同様にコンデンス・セクションと考えられる海緑石濃集層は隣接する露頭でも確認できる (第 4.3 図)。また、*Aphrocallistes* sp. を伴う西黒沢層の砂岩礫岩の上位に NPD5C に対比される砂質シルト岩が直接重なっているように見えるところもある (第 4.4 図)。コンデンス・セクションでは海緑石濃集層が女

川層の中部にも認められることがある (第 4.3 図柱状図の珪藻生層準 D57 の直下)。その場合、岩相のみで西黒沢層/女川層境界付近の海緑石濃集層と区別することは難しいため、両層の境界を設定するにあたっては、できるだけ広い範囲の岩相変化を把握して判断する必要がある。

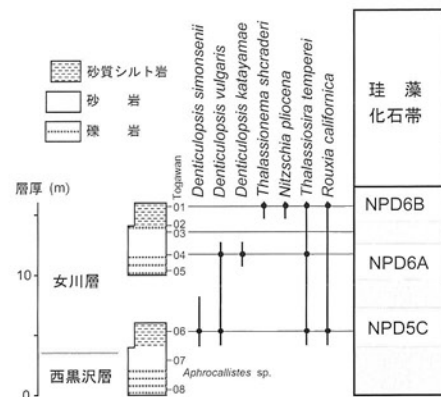
内陸の真山や安全寺上流では、海緑石を含む砂岩の上位に細粒砂岩が珪質シルト岩、チャートもしくはポーセラナイトと 0.2 ~ 5 cm 単位で互層し、砂岩がなくなってポーセラナイトが頁岩を繰り返し挟む典型的な女川層の岩相となる。この間には厚さ 10 m 前後の石灰岩があり、また、その下位でも炭酸塩で膠結したシルト岩を挟むところがある。上位の女川層とした岩相との境界は必ずしも明確ではないが、本報告では石灰岩を上限とするこの岩相を南岸に広く分布する石灰質 (またはドロマイト質) 砂岩と凝灰質シルト岩、もしくは炭酸塩または遊離珪酸で膠結したシルト岩 (泥灰岩、珪質シルト岩など) とが珪質岩と共存し、かつ海緑石砂岩を伴う岩相 (Nsc) に対比した (第 4.5 図)。

南岸の内陸側、増川流域では、海緑石砂岩 (厚さ 1 m 以下) を基底に伴う厚さ 5 m の暗灰色シルト岩があつて、これに厚さ 1.5 m を超えるガラス質凝灰岩 (もしくは凝灰質シルト岩) が重なっている。その付近を境に下位では石灰質またはドロマイト質の細粒砂岩と凝灰質、もしくは炭酸塩 (または遊離珪酸) で膠結したと思われる硬質シルト岩 (泥灰岩) が互層して炭酸塩岩と珪質岩とが共存する岩相 (Nsc) が現れ、一方、その上位では珪質シルト岩などの珪質岩が卓越して女川層となる。

南岸における西黒沢層下部は露出が極めて悪く詳細は不明である。点在する露頭で観察する限り、砂岩とシルト岩が確認できることから、本報告では砂岩シルト岩卓越相 (Ni) とした。台島集落の西側に露出する中~巨礫



第 4.3 図 西黒沢南方、小泉・的場 (1989) の地点 17 付近での珪藻化石層序  
位置は第 2.9 図参照。産出化石の詳細は柳沢・渡辺 (2011) 参照。珪藻化石帯区分は Akiba (1986) と Yanagisawa and Akiba (1998) による。生層準の年代値は Watanabe and Yanagisawa (2004) により改訂し、更に Gradstein *et al.* (2004) の年代尺度で調整した。



第 4.4 図 戸賀湾南西方、地点 20 での珪藻化石層序  
位置は第 4.1 図に示す。産出化石の詳細は柳沢・渡辺 (2011) 参照。珪藻化石帯区分は Akiba (1986) と Yanagisawa and Akiba (1998) による。珪藻産出表は第 4.2 表に示す。

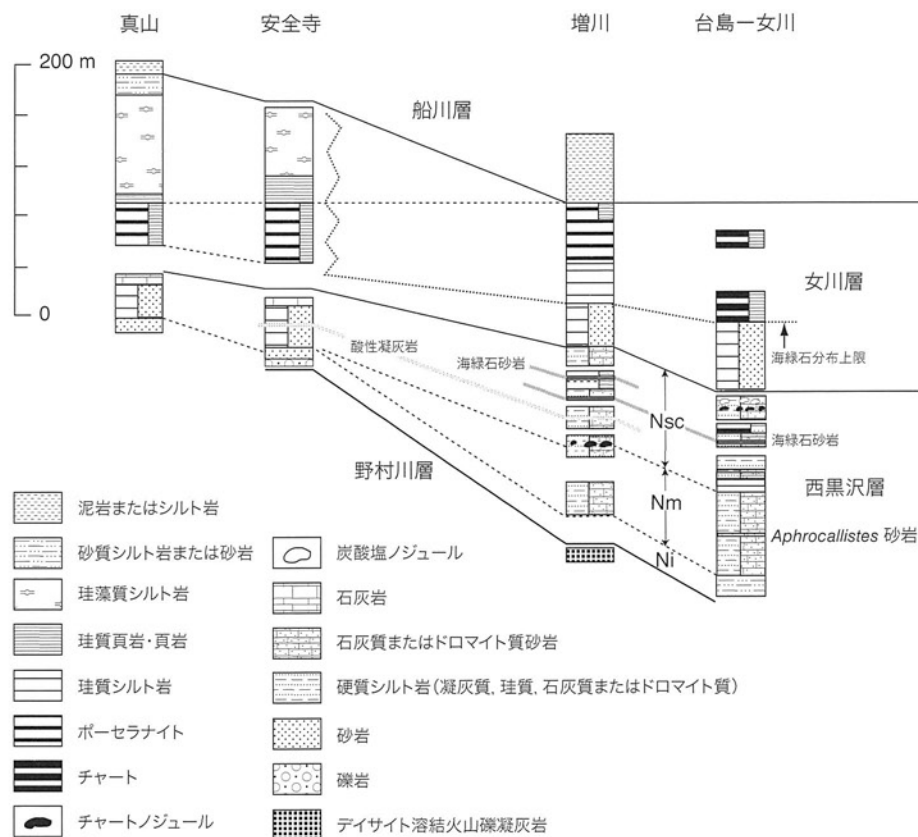
岩は、これまで西黒沢層の基底礫岩とされてきた。しかし、これを走向方向にたどると、台島層内の河川流路を埋積した礫岩に至ることから、本報告ではこれを台島層とした。この礫岩から台島集落まではほとんど露頭がないため、南岸で西黒沢層基底を確認することはできない。ただし、台島に近い小増川上流では、野村川層のデイサイト火砕岩がなす谷を厚さ数 m の礫岩が埋め、その上に海生貝化石を産する淘汰不良の暗青灰色砂質泥岩が累重していることから、局所的であっても基底に礫岩が存在することは確かなことのように思われる。この岩相は産出する化石から内湾の堆積物と考えられ、ある程度広がりをもっているため、本報告では淘汰不良の礫岩、砂岩、シルト岩及び泥岩からなる岩相 (Nib) としてこれをほかの岩相と区別した。

台島集落付近から東側には石灰質またはドロマイト質の砂岩と凝灰質シルト岩が卓越する岩相 (Nm) が分布する (第 4.6 図)。台島集落東方を通る小河川の河口付近には砂質シルト岩が露出していて、そこから浮遊性有孔虫化石や石灰質ナノ化石が産出する。また、その数 m 上位には海緑石が散在し海綿 *Aphrocallistes* sp. を産する砂岩が挟まれている。この岩相を構成する砂岩は上位に向かって次第に細粒になり単層の厚さも薄くなり、

20 ~ 30 cm となる。また、シルト岩は、ときに有機質で暗褐色を帯びて海綿骨針を多数含む。

この岩相の上位には石灰質またはドロマイト質の細粒砂岩と凝灰質シルト岩もしくは炭酸塩岩 (ドロマイト質もしくは石灰質の泥灰岩) または遊離珪酸で膠結したシルト岩との互層を主体とし、珪質シルト岩やチャートを伴う岩相 (Nsc) があって、鶴ノ崎西側の向斜を挟んでその東側に露出する女川層の層状珪質シルト岩の直下まで続く。互層をなす砂岩とシルト岩の単層の厚さはそれぞれ 10 ~ 30 cm のものが多く、上位ほど薄くなる。珪質シルト岩は厚さ数 ~ 10 cm の単層が集合して厚さ数 m 以下の層として石灰質砂岩凝灰質シルト岩互層の間に挟まれているところがあり、また、チャート (もしくはポーセラナイト) はノジュールをなして石灰質質砂岩もしくは泥灰岩の中に散在していることがある。興味深いことに、チャート (もしくはポーセラナイト) ノジュールには微細な割れ目が発達しており、その割れ目をアスファルトまたは炭酸塩が埋めていることがある。

南岸において、このような岩相 (Nsc) を構成するシルト岩はその組成に関わりなくいずれも生物擾乱を受けて断続的に続く平行もしくは波状葉理を示す。また、砂岩はこれを削剥して重なり、上方細粒化して上位のシル



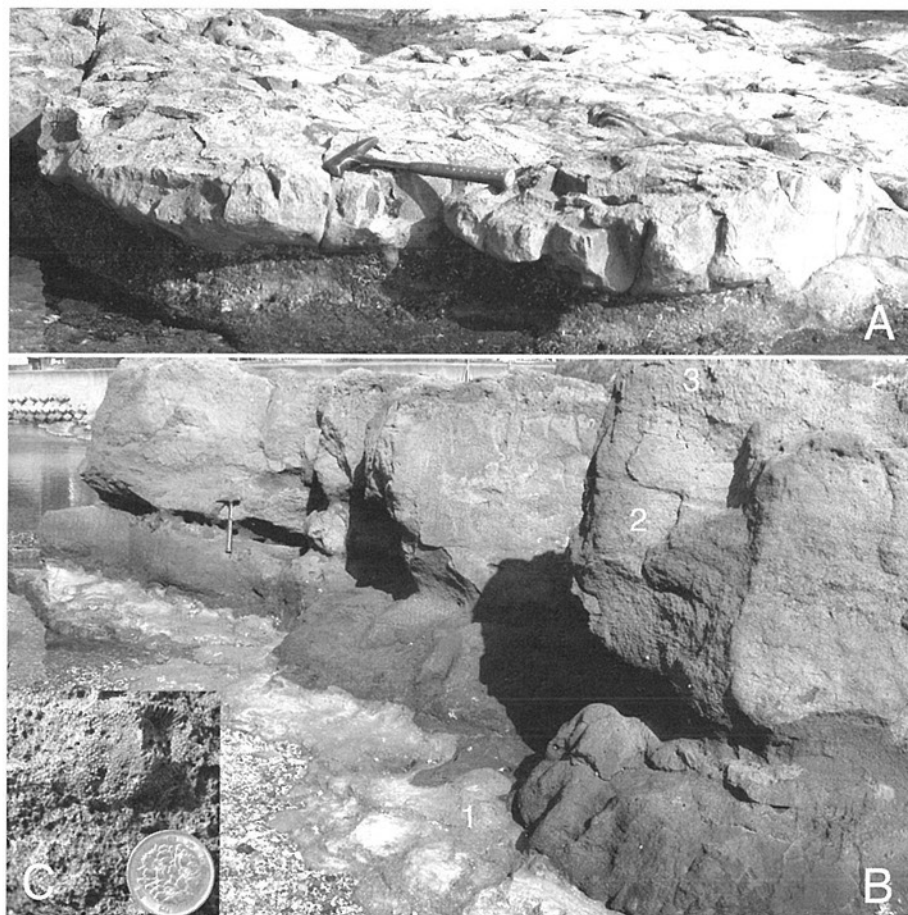
第 4.5 図 真山から南岸にかけての西黒沢層・女川層岩相分布概念図  
概査に基づいて Kano (1979) の柱状図を修正。Ni, Nm, Nsc は岩相の記号 (本文参照)。

ト岩に漸移する場合と、シルト岩に明瞭な境界で覆われる場合とがある。いずれの場合も砂岩、シルト岩には海緑石が散在しており、堆積構造からは砂岩とシルト岩とが一組となり、あるいは、それぞれが単独でタービダイトをなすと判断できる。砂岩には、厚さ 50 cm 前後で海緑石が濃集し、上面に生痕化石 *Nerites i. sp.* が多産するものがある。

入道崎沖の水島<sup>みずしま</sup>は巨礫岩からなる。また、赤島付近で砂礫岩が門前層の起伏を埋めている。これらについては時代を特定できる証拠はないが、西黒沢に近接して分布することから、礫岩を伴い、砂岩もしくは砂岩とシルト岩が卓越する岩相 (Ni) の基底礫岩に対比した。真山と本山、毛無山が連なる山陵東方の丘陵でも野村川層または門前層の上に砂礫岩が点在しているが、その一部は女川層を特徴付ける珪質岩に覆われて海生貝化石も産出することから、西黒沢層に対比できる。

このほか、戸賀塩浜の秋田大学臨海実習所脇を通る沢の上流に西黒沢層と女川層がわずかながら分布する (鹿野ほか, 2002; 廣部, 2005MS)。ここでは門前層に重なる基底礫岩から始まり、上方に向かって細粒化している。間の砂岩は海綿 *Aphrocallistes sp.* を多産し、細礫岩薄層を挟んで最上部は珪藻殻と海綿骨針を産するシルト岩となる (第 4.1 図柱状図 20)。このシルト岩からは NPD5B を特徴付ける珪藻化石群集が報告されている (廣部, 2005MS)。その後、試料を増やして再検討したところ、NPD5C ~ 6B を特徴付ける珪藻化石群集が確認された (第 4.2 表, 第 4.4 図)。したがって、このシルト岩は確実に女川層に対比できる。このようなことから本報告では *Aphrocallistes sp.* を産出する砂岩までを西黒沢層とし、細礫岩薄層より上位を女川層とした。

化石 本層は各種化石を多産する (藤岡, 1959, 1973)。模式地においては多数の海生軟体動物 (小高民



第 4.6 図 男鹿半島南岸、台島付近に分布する西黒沢層の砂岩とシルト岩

A: 極細粒砂岩～シルト岩は凝灰質で、下位の細粒砂岩から漸移し、上位の細粒砂岩の荷重で塑性変形している。B: 葉理が発達した極細粒～細粒砂岩 1 に重なる中粒～粗粒砂岩 2 と 3。細粒砂岩の上面は中粒～粗粒砂岩の荷重で塑性変形している。中粒～粗粒砂岩 2 の上半部には平行～波状層理が認められるが、その上位に重なる中粒～粗粒砂岩 3 は淘汰不良で生物擾乱が著しく、石灰質海綿 *Aphrocallistes sp.* (写真 B) の遺骸が散在する。C: 砂岩石灰質海綿 *Aphrocallistes sp.* の拡大写真。極細粒砂岩～シルト岩に重なる細粒砂岩。砂岩はいずれも炭酸塩で膠結している。

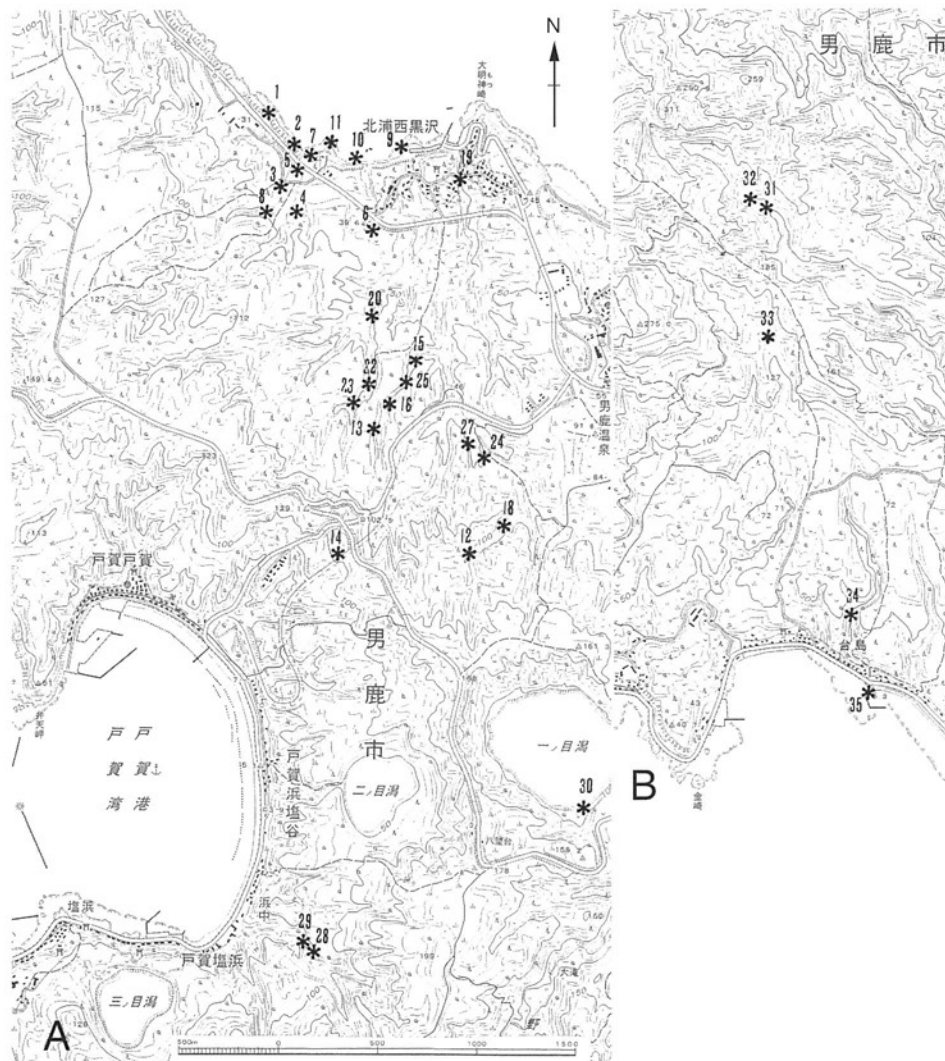
夫同定：藤岡，1959)，大型底生有孔虫 *Miogypsina kotoi* Hanzawa, *Operculina complanata japonica* Hanzawa, *Amphistegina lessoni* d'Orbigny (Hanzawa, 1935) を産する。

西黒沢層の下部から *Aphrocallistes* sp. が産出する層準までは、軟体動物化石群集が Acid-Portamidid 群集, *Miogypsina-Operculina* 群集, Pectinid 群集 (茂庭型), そして *Aphrocallistes* sp. へと変遷しており (第 4.1 表, 第 4.7 図), 海が次第に深くなっていった様子が見える。

南岸では海綿 *Aphrocallistes* sp. のほか、浮遊性有孔虫 *Globorotalia* (*Turborotalia*) *peripheroronda* Blow et Banner, *Globorotalia* (*Turborotalia*) *birnageae* Blow, *Globorotalia* (*Turborotalia*) *scitula praescitula* Blow など (Saito and Maiya, 1973), 石灰質ナンノプランクト

ン *Sphaenolithus heteromorphus* Deflandre, *Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller などを産する (佐藤, 1982)。また、生痕化石 *Nereites* i. sp. を産する (野田浩司同定)。

小型底生有孔虫は、北岸の本層上部から *Ammonia tochigiensis* (Uchio), *Ammonia* cf. *yubariensis* (Asano), *Elphidium* cf. *frigidum* Cushman, *E. yumotoense* Asano, *Elphidiella momiyamensis* Uchio, *Buccella tanaii* (Uchio), *B. akahiraensis* Ujiie, *B. mansfieldi* (Cushman), *Hanzawaia tagaensis* Asano, *Nonion kodharaensis* Fikuta, *Nonionella miocenica* Cushman, *Pseudononion subcostatum* Fujita et Ito, *Cibicides datensis* Fujita et Ito など浅海を特徴付けるものが、また、南岸の本層上部から, *Bolivina asanoi* Uchio, *Fursenkoina honyaensis* (Asano), *Virgrinella miocenica* (Cushman et Ponton), *Alabama japonica* (Asano) など、



第 4.7 図 西黒沢層動物化石産地

A：西黒沢とその南方地域。B：台島とその北方地域。小笠原の未公表資料に、廣部 (2005MS) などの資料を加えて編集。アスタリスクの添え字は第 4.1 表の産地番号に対応する。国土地理院発行 2 万 5 千分の 1 地形図「戸賀」及び「船川」の一部を使用。



やや深い海を特徴付けるものが産出する (Matoba *et al.*, 1990).

植物化石については、山野井 (1978) が *Liquidambar*, *Carya*, *Fagus*, *Quercus*, *Zelkova* など温暖な気候を示唆する花粉群集を報告している。また、悉知ほか (2001) が、台島集落付近の海岸で石灰質ノジュールから葉片化石を多数確認している。産出数が最も多い種は *Quercus miovariabilis* Hu et Chaney で、全体の 19% を占め、*Cyclobalanopsis nathorstii* (Kryshstofovich) Huzioka et Takahashi, *C. mandraliscae* (Gaudin) Tanai, *Machilus ugoana* Huzioka, *Glyptostrobus europaeus* (Brongniart) Unger がこれに次ぐ。台島植物群に共通する種が多いが、台島植物群の特徴種である *Liquidambar* や *Comptonia* は少なく、革質の常緑広葉樹種が多いという特徴があり、この点では、運搬堆積あるいは保存の違いについて検討の余地があるものの、台島植物群よりも温暖な気候を反映していると見ることもできる (植村, 私信)。

**地質年代** 南岸のシルト岩から Blow (1969) の浮遊性有孔虫化石帯 N.9 に対比可能な浮遊性有孔虫化石 (Saito and Maiya, 1973) と Okada and Burkey (1980)

の石灰質ナノ化石帯 CN3 と CN4 に対比可能な石灰質ナノ化石 (佐藤, 1982; 山科ほか, 2010) が産出している。北岸に産出する大型有孔虫化石 *Miogyopsina-Operculina* 群集は、ほぼ Blow (1969) の浮遊性有孔虫化石帯 N.8 ~ N.9 に対比される。北岸の西黒沢層直上の女川層珪藻堆積岩は、Yanagisawa and Akiba (1998) の NPD4A と NPD4B に対比可能な珪藻化石群集を産する (小泉・的場, 1989) が、これより古い時代を特徴付ける珪藻化石帯は確認されていない。したがって、西黒沢層の地質年代は、約 17 ~ 12.3 Ma の範囲内にある (第 2.15 図)。

Matsuoka *et al.* (1987) は、本報告で新たに設定した西黒沢層と女川層との境界付近に渦鞭毛藻化石帯の *Diphyes latiusculum* 帯と *Operculodinium echigoense* 帯との境界があり、これがちょうど新潟湯田地域の七谷層と寺泊層との境界に対応している。また、植田・鈴木 (1973) は、女川層の基底もしくは直下 (本報告の西黒沢層上部) の海緑石について 8 ~ 10 Ma の K-Ar 年代値を報告しているが、この年代値は珪藻化石層序から推定される西黒沢層上限の年代よりもはるかに若い。

第 4.1 表 西黒沢層産動物化石一覧  
小笠原憲四郎の未公表資料に廣部 (2005MS) の資料などを加えて編集。

| Area<br>Species / Locality No.                | Kitaura |   |   |   |   |   |   | Hirasawa |   |    |    |    |    |    |    |    |    |    | Nishikurosawa |    |    |    |    |    |    |    | S  | M  | Southern area |    |    |    |    |    |    |  |
|---|---------|---|---|---|---|---|---|----------|---|----|----|----|----|----|----|----|----|----|---------------|----|----|----|----|----|----|----|----|----|---------------|----|----|----|----|----|----|--|
|   | 1       | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8        | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19            | 20 | 21 | 22 | 23 | 24 | 25 | 26 | 27 | 28 | 29            | 30 | 31 | 32 | 33 | 34 | 35 |  |
| <i>Acila submirabilis</i> Makiyama            |         |   |   |   |   |   |   |          |   |    |    |    |    |    |    |    |    |    |               |    |    |    |    |    |    |    |    |    |               |    |    |    |    |    |    |  |
| <i>Saccella cf. toyomensis</i> Kamada         |         |   |   |   |   |   |   |          |   |    |    |    |    |    |    |    |    |    |               |    |    |    |    |    |    |    |    |    |               |    |    |    |    |    |    |  |
| <i>Saccella</i> sp.                           |         |   |   |   |   |   |   |          |   |    |    |    |    |    |    |    |    |    |               |    |    |    |    |    |    |    |    |    |               |    |    |    |    |    |    |  |
| <i>Glycymeris</i> sp.                         |         |   |   |   |   |   |   |          |   |    |    |    |    |    |    |    |    |    |               |    |    |    |    |    |    |    |    |    |               |    |    |    |    |    |    |  |
| <i>Anadara makiyamai</i> Hatai and Nisiyama   |         |   |   |   |   |   |   |          |   |    |    |    |    |    |    |    |    |    |               |    |    |    |    |    |    |    |    |    |               |    |    |    |    |    |    |  |
| <i>Chlamys akitana</i> (Yokoyama)             |         |   |   |   |   |   |   |          |   |    |    |    |    |    |    |    |    |    |               |    |    |    |    |    |    |    |    |    |               |    |    |    |    |    |    |  |
| <i>Chlamys cf. arakawai</i> (Nomura)          |         |   |   |   |   |   |   |          |   |    |    |    |    |    |    |    |    |    |               |    |    |    |    |    |    |    |    |    |               |    |    |    |    |    |    |  |
| <i>Chlamys cosibensis hanzawae</i> Masuda     |         |   |   |   |   |   |   |          |   |    |    |    |    |    |    |    |    |    |               |    |    |    |    |    |    |    |    |    |               |    |    |    |    |    |    |  |
| <i>Masudapecten iwasakiensis</i> (Nomura)     |         |   |   |   |   |   |   |          |   |    |    |    |    |    |    |    |    |    |               |    |    |    |    |    |    |    |    |    |               |    |    |    |    |    |    |  |
| <i>Mizuhopecten</i> sp.                       |         |   |   |   |   |   |   |          |   |    |    |    |    |    |    |    |    |    |               |    |    |    |    |    |    |    |    |    |               |    |    |    |    |    |    |  |
| <i>Placopecten cf. nomurai</i> Masuda         |         |   |   |   |   |   |   |          |   |    |    |    |    |    |    |    |    |    |               |    |    |    |    |    |    |    |    |    |               |    |    |    |    |    |    |  |
| <i>Crassostrea</i> sp.                        |         |   |   |   |   |   |   |          |   |    |    |    |    |    |    |    |    |    |               |    |    |    |    |    |    |    |    |    |               |    |    |    |    |    |    |  |
| <i>Anomia chinensis</i> Philippi              |         |   |   |   |   |   |   |          |   |    |    |    |    |    |    |    |    |    |               |    |    |    |    |    |    |    |    |    |               |    |    |    |    |    |    |  |
| <i>Clinocardium</i> sp.                       |         |   |   |   |   |   |   |          |   |    |    |    |    |    |    |    |    |    |               |    |    |    |    |    |    |    |    |    |               |    |    |    |    |    |    |  |
| <i>Vasticardium ogurai</i> (Otuka)            |         |   |   |   |   |   |   |          |   |    |    |    |    |    |    |    |    |    |               |    |    |    |    |    |    |    |    |    |               |    |    |    |    |    |    |  |
| <i>Macoma</i> sp.                             |         |   |   |   |   |   |   |          |   |    |    |    |    |    |    |    |    |    |               |    |    |    |    |    |    |    |    |    |               |    |    |    |    |    |    |  |
| <i>Veremorpha minoensis</i> Itoigawa          |         |   |   |   |   |   |   |          |   |    |    |    |    |    |    |    |    |    |               |    |    |    |    |    |    |    |    |    |               |    |    |    |    |    |    |  |
| <i>Leukoma itoigawae</i> Tsuda                |         |   |   |   |   |   |   |          |   |    |    |    |    |    |    |    |    |    |               |    |    |    |    |    |    |    |    |    |               |    |    |    |    |    |    |  |
| <i>Mercenaria yokoyamai</i> (Makiyama)        |         |   |   |   |   |   |   |          |   |    |    |    |    |    |    |    |    |    |               |    |    |    |    |    |    |    |    |    |               |    |    |    |    |    |    |  |
| <i>Dosinia nomurai</i> Otuka                  |         |   |   |   |   |   |   |          |   |    |    |    |    |    |    |    |    |    |               |    |    |    |    |    |    |    |    |    |               |    |    |    |    |    |    |  |
| <i>Siratoria siratoriensis</i> (Otuka)        |         |   |   |   |   |   |   |          |   |    |    |    |    |    |    |    |    |    |               |    |    |    |    |    |    |    |    |    |               |    |    |    |    |    |    |  |
| <i>Cyclina cf. lunulata</i> Makiyama          |         |   |   |   |   |   |   |          |   |    |    |    |    |    |    |    |    |    |               |    |    |    |    |    |    |    |    |    |               |    |    |    |    |    |    |  |
| <i>Clementia papyracea</i> Gray               |         |   |   |   |   |   |   |          |   |    |    |    |    |    |    |    |    |    |               |    |    |    |    |    |    |    |    |    |               |    |    |    |    |    |    |  |
| <i>Cultellus izumoensis</i> Yokoyama          |         |   |   |   |   |   |   |          |   |    |    |    |    |    |    |    |    |    |               |    |    |    |    |    |    |    |    |    |               |    |    |    |    |    |    |  |
| <i>Teredo</i> sp.                             |         |   |   |   |   |   |   |          |   |    |    |    |    |    |    |    |    |    |               |    |    |    |    |    |    |    |    |    |               |    |    |    |    |    |    |  |
| <i>Calliostoma</i> sp.                        |         |   |   |   |   |   |   |          |   |    |    |    |    |    |    |    |    |    |               |    |    |    |    |    |    |    |    |    |               |    |    |    |    |    |    |  |
| <i>Sinum yabei</i> Otuka                      |         |   |   |   |   |   |   |          |   |    |    |    |    |    |    |    |    |    |               |    |    |    |    |    |    |    |    |    |               |    |    |    |    |    |    |  |
| <i>Natica</i> sp.                             |         |   |   |   |   |   |   |          |   |    |    |    |    |    |    |    |    |    |               |    |    |    |    |    |    |    |    |    |               |    |    |    |    |    |    |  |
| <i>Chicoreus</i> sp.                          |         |   |   |   |   |   |   |          |   |    |    |    |    |    |    |    |    |    |               |    |    |    |    |    |    |    |    |    |               |    |    |    |    |    |    |  |
| <i>Bittium</i> sp.                            |         |   |   |   |   |   |   |          |   |    |    |    |    |    |    |    |    |    |               |    |    |    |    |    |    |    |    |    |               |    |    |    |    |    |    |  |
| <i>Clathurella</i> sp.                        |         |   |   |   |   |   |   |          |   |    |    |    |    |    |    |    |    |    |               |    |    |    |    |    |    |    |    |    |               |    |    |    |    |    |    |  |
| <i>Coptothyris</i> sp.                        |         |   |   |   |   |   |   |          |   |    |    |    |    |    |    |    |    |    |               |    |    |    |    |    |    |    |    |    |               |    |    |    |    |    |    |  |
| <i>Terebratalia</i> sp.                       |         |   |   |   |   |   |   |          |   |    |    |    |    |    |    |    |    |    |               |    |    |    |    |    |    |    |    |    |               |    |    |    |    |    |    |  |
| <i>Astriclypeus manni ambigenus</i> Nisiyama  |         |   |   |   |   |   |   |          |   |    |    |    |    |    |    |    |    |    |               |    |    |    |    |    |    |    |    |    |               |    |    |    |    |    |    |  |
| <i>Isurus hastalis</i> (Agassiz)              |         |   |   |   |   |   |   |          |   |    |    |    |    |    |    |    |    |    |               |    |    |    |    |    |    |    |    |    |               |    |    |    |    |    |    |  |
| <i>Aphrocallistes</i> sp.                     |         |   |   |   |   |   |   |          |   |    |    |    |    |    |    |    |    |    |               |    |    |    |    |    |    |    |    |    |               |    |    |    |    |    |    |  |
| <i>Balanus</i> sp.                            |         |   |   |   |   |   |   |          |   |    |    |    |    |    |    |    |    |    |               |    |    |    |    |    |    |    |    |    |               |    |    |    |    |    |    |  |
| <i>Miogyopsina kotoi</i> Hanzawa              |         |   |   |   |   |   |   |          |   |    |    |    |    |    |    |    |    |    |               |    |    |    |    |    |    |    |    |    |               |    |    |    |    |    |    |  |
| <i>Operculina complanata japonica</i> Hanzawa |         |   |   |   |   |   |   |          |   |    |    |    |    |    |    |    |    |    |               |    |    |    |    |    |    |    |    |    |               |    |    |    |    |    |    |  |
| <i>Zelkova</i> sp.                            |         |   |   |   |   |   |   |          |   |    |    |    |    |    |    |    |    |    |               |    |    |    |    |    |    |    |    |    |               |    |    |    |    |    |    |  |

S: Shiohama M: Ichinomegata



## 4.2 女川層 (On, Os)

**地層名** 千谷 (1930) 命名. 千谷 (1925, 1929) の第三紀層下部珪質頁岩層の主要部, 外山 (1925) の女川珪質頁岩層, 大橋 (1930) の女川珪質頁岩層に対応する.

本報告では, 西黒沢層最上部の炭酸塩岩と珪質岩とが共存し, かつ海緑石砂岩を伴う岩相 (Nsc) または珪藻質岩と珪質岩とが共存し, かつ海緑石砂岩を伴う岩相 (Ns) より上位の珪質岩もしくは珪藻質岩が卓越する岩相を女川層とする. 女川層の上限については, 層状珪質岩卓越相と上位の暗灰色シルト岩卓越相との境界とするのが一般的であるが, これまで藤岡 (1959) ほか多数の研究者が船川層としてきた真山珪藻質泥岩部層 (Shinzan Diatomaceous Mudstone Member : Kanaya, 1959) は女川層とし, 北岸の平沢珪藻質泥岩 (Hirasawa Diatomaceous Mudstone Member : Kanaya, 1959) とともに, 珪質岩卓越相の同時異相として扱う.

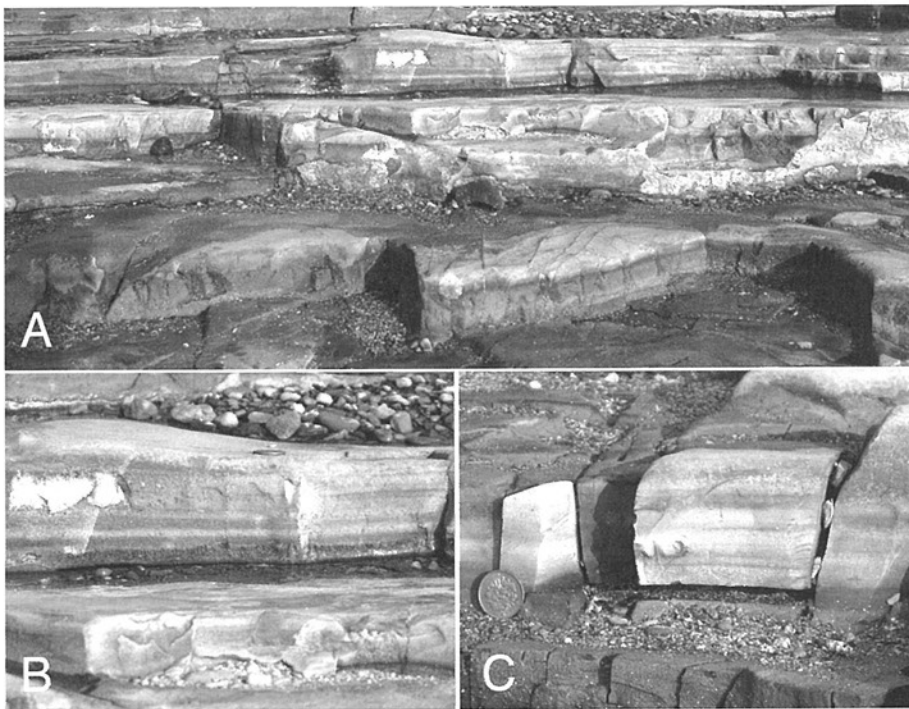
このように西黒沢付近と下真山から野村川にかけて分布する珪藻質岩を女川層とした場合, 珪藻質岩と女川層の主体をなす層状珪質岩とは指交関係にあることになる. 層状珪質岩はタービダイトで, かつ, 全体の層厚が北岸に向かって薄くなっており, 北岸からもたらされた可能

性が考えられる (Kano, 1979). 先に述べた珪藻化石帯の欠如もしくは局所的分布 (第 2.9 図, 第 4.1 図) が海底地すべりによるものとすれば, 層状珪質岩を珪藻堆積物の海底地すべりで発生した混濁流起源と考えることもできる.

**模式地** 男鹿半島南岸, 鶴ノ崎西側の向斜から女川までの間.

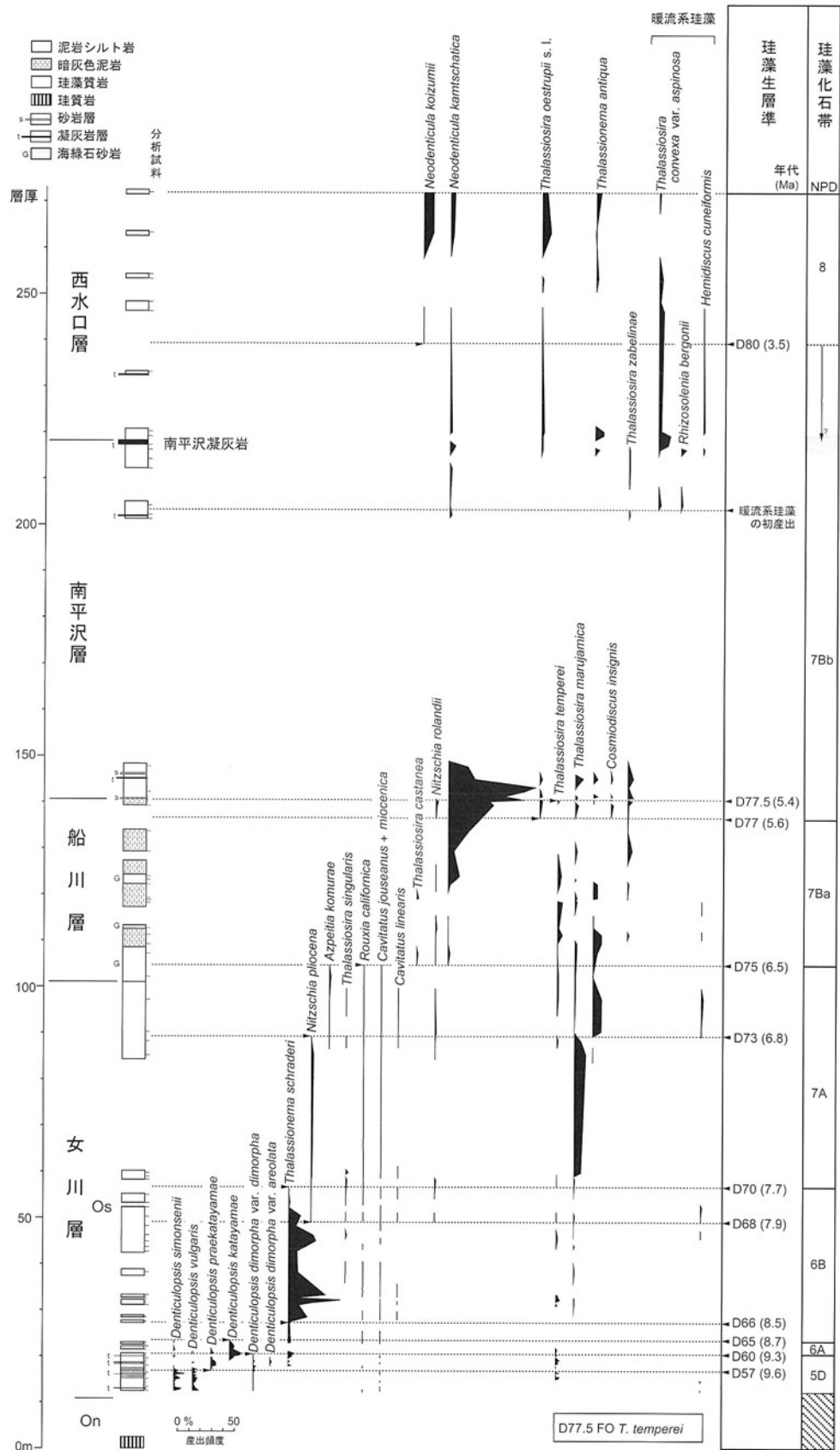
**層序関係** 北岸の西黒沢付近では下位の西黒沢層との間に珪藻化石帯 NPD5A の欠如あるいは時間的凝縮 (堆積速度が極めて小さな時期) があり, その付近で海緑石が目立つ. しかし, 西黒沢層との間に目立った浸食構造はなく, 岩相も漸移的である (第 4.1 図, 第 4.2 図, 第 4.3 図, 第 4.4 図). 内陸や南岸では, 珪藻殻がほとんど保存されていないため化石帯の欠如もしくは時間的凝縮の有無は確認できないが, 海緑石と炭酸塩岩, 珪質岩 (珪藻質岩起源) の組み合わせで特徴付けられる西黒沢層上部と本層との間に構造的な不調和は認められない. 台島層以下の地層が広がる西岸では, 西黒沢層と同様, 下位の台島層以下の地層にオンラップし, あるいはそれらの起伏の谷間を埋めている.

**分布** 南岸の女川付近から野村川に至る地域と北岸の西黒沢付近に分布する.



第 4.8 図 男鹿半島南岸, 女川層基底付近の“硬質頁岩”

A : 厚さ 0.2 ~ 5 cm の明灰色極細粒砂岩 ~ シルト岩と暗灰色シルトとの重なり. B : 極細粒砂岩 ~ シルト岩はほとんど無構造で細かな波状 ~ 平行葉理を示す暗灰色シルトの薄層に漸移する. C : 暗灰色シルトの薄層の上面は明瞭で, 側方で薄化し消滅していることがある. いずれの場合も, シルト岩には珪藻殻破片の痕跡が多数認められ, 極細粒砂岩から漸移する珪藻堆積物起源の珪質シルト岩もしくはポーセラナイトであることがわかる. 層理面にほぼ直交する節理が発達し, 破断面は硬くて鋭い.



第 4.9 図 相川上流，下真山付近における珪藻化石層序  
 試料採取位置及び産出化石の詳細は柳沢・渡辺（2011）参照。珪藻化石帯区分と珪藻生層準は Akiba (1986) と Yanagisawa and Akiba (1998) による。生層準の年代値は Watanabe and Yanagisawa (2004) により改訂し，さらに Gradstein *et al.* (2004) の年代尺度で調整した。

層厚 北岸では上限が不明で 10 m 以上。珪藻質岩が厚い真山・安全寺付近で 160 m, 珪藻殻がほとんど残っていない南岸では 120 m 前後。

岩相 珪藻質岩 (Os) と, 珪藻質岩が続成変質して生じた珪質岩を主体とする岩相 (On) からなり, 酸性凝灰岩や細粒砂岩の薄層を挟む (第 4.5 図, 第 4.8 図)。

本層下部は, 主に砂岩珪質岩互層からなる。砂岩珪質岩互層は炭酸塩岩を挟んでその下位から連続するもので, 砂岩の多くは細粒で, 珪質シルト岩・泥岩もしくはポーセラナイトと 0.2~5 cm 単位で互層する。砂岩や珪質岩には海緑石が散在している。また, 珪質岩は波状もしくは平行葉理を示し, また, 生物擾乱を受けていること

がある。

細粒砂岩珪質岩互層の上位では, 厚さ 10 cm 前後もしくはそれ以下のチャートないしポーセラナイト, あるいは珪質シルト岩が厚さ数 cm 以下の頁岩もしくは珪藻質泥岩と重なり合う。珪質岩は一見均質に見えるが, 鏡下では散在する結晶片が上方細粒化し, 有機物や海綿骨針, あるいは結晶がなす葉理が断続的に認められる。その基底は明瞭で上位の頁岩もしくは珪藻質岩との境界は明瞭な場合と漸移的な場合がある。Kano (1979) は, このような特徴を示す珪質岩を珪藻質タービダイトと考え, 珪藻の多寡に応じてそれらが続成作用でチャートやポーセラナイト, 珪質シルト岩・泥岩に変わったと解釈

第 4.2 表 戸賀塩浜, 秋田大学臨海実習所南側の沢上流に分布する女川層シルト岩中の珪藻化石一覧 (柳沢幸夫同定)

| Diatom zones  | NPD      | 5C  | 6A  | ? 6B   |
|---|----------|-----|-----|--------|
| Sample number   | Togawan- | 06  | 04  | 03 01  |
| Preservation  |          | P   | P   | P M    |
| Abundance   |          | R   | R   | PD R   |
| <i>Actinocyclus ingens</i> f. <i>ingens</i> (Rattray) Whiting et Schrader |          | 11  | 5   | 7 1    |
| <i>A. sp. A</i> (small)   |          | -   | 2   | - -    |
| <i>Actinoptychus senarius</i> (Ehrenberg) Ehrenberg                       |          | -   | 9   | 2 2    |
| <i>Aulacoseira</i> spp.   |          | 3   | -   | 2 +    |
| <i>Azpeitia vetustissima</i> (Pantocsek) Sims                             |          | +   | -   | - -    |
| <i>Cavitatus jouseanus</i> (Sheshukova) Williams                          |          | 3   | -   | + -    |
| <i>C. miocenicus</i> (Schrader) Akiba et Yanagisawa                       |          | 1   | -   | - -    |
| <i>Cocconeis curviritunda</i> Brun et Tempère                             |          | -   | +   | - +    |
| <i>Coscinodiscus marginatus</i> Ehrenberg                                 |          | -   | 15  | 8 71   |
| <i>C. spp.</i>  |          | -   | 1   | 5 -    |
| <i>Delphineis surirella</i> (Ehrenberg) Andrews                           |          | -   | 1   | - 1    |
| <i>Denticulopsis hyalina</i> (Schrader) Simonsen                          |          | +   | -   | - -    |
| <i>D. katayamae</i> Maruyama  |          | -   | 2   | - -    |
| <i>D. simonsenii</i> Yanagisawa et Akiba                                  |          | 7   | -   | - -    |
| <i>D. vulgaris</i> (Okuno) Yanagisawa et Akiba                            |          | 2   | +   | - -    |
| S-type girdle view of <i>D. simonsenii</i> group                          |          | 8   | -   | - -    |
| <i>Diploneis smithii</i> (Brébisson) Cleve                                |          | -   | 1   | - -    |
| <i>Hyalodiscus obsoletus</i> Sheshukova                                   |          | 1   | 7   | 1 +    |
| <i>Ikebea tenuis</i> (Brun) Akiba   |          | 2   | -   | - -    |
| <i>Melosira sol</i> (Ehrenberg) Kützing                                   |          | -   | 4   | - +    |
| <i>Nitzschia grunowii</i> Hasle   |          | -   | -   | - +    |
| <i>N. heteropolica</i> Schrader   |          | +   | -   | - -    |
| <i>N. pliocena</i> (Brun) Merz  |          | -   | -   | - +    |
| <i>Paralia sulcata</i> (Ehrenberg) Cleve                                  |          | 19  | 15  | 2 4    |
| <i>Proboscia barboi</i> (Brun) Jordan et Priddle                          |          | 2   | 32  | 21 17  |
| <i>Rhizosolenia hebetata</i> f. <i>hiemalis</i> Gran                      |          | 2   | -   | - -    |
| <i>R. styliformis</i> Brightwell  |          | 2   | -   | - -    |
| <i>Rouxia californica</i> Peragallo                                       |          | +   | -   | - +    |
| <i>Stellarima microtrias</i> (Ehrenberg) Hasle et Sims                    |          | -   | -   | - +    |
| <i>Stephanopyxis</i> spp.   |          | +   | -   | 1 -    |
| <i>Thalassionema hirosakiensis</i> (Kanaya) Schrader                      |          | 3   | -   | - -    |
| <i>T. nitzschioides</i> (Grunow) H. et M. Peragallo                       |          | 34  | 6   | 3 3    |
| <i>T. schraderi</i> Akiba   |          | -   | -   | - 1    |
| <i>Thalassiosira temperei</i> (Brun) Akiba et Yanagisawa                  |          | +   | +   | - +    |
| <i>Thalassiothrix longissima</i> Cleve et Grunow                          |          | +   | -   | - +    |
| Total number of valves counted  |          | 100 | 100 | 52 100 |
| Resting spore of <i>Chaetoceros</i>                                       |          | 25  | 31  | 1 9    |

P: poor, M: moderate, R:rare, PD:poor diatom

している。

下真山や西黒沢付近では、女川層の上部に向かって急激に珪藻岩・珪藻質シルト岩に移り変わる（第4.1図、第4.5図）。珪藻質岩の上部は砂質となり、その中に海緑石が散在する。これらの珪藻質岩は、層理が不明瞭で級化構造も示さないが、全体に平行配列した葉理があって断続的に生痕で乱されている。また、砂岩薄層を挟むことがある。このような堆積学的特徴は、珪藻質岩が浅海の静かな環境に断続的に堆積したことを示唆する。珪藻質岩の厚さは下真山で90 mである。

**化石** 珪藻、放散虫、有孔虫、軟体動物、魚鱗、魚骨、海綿骨針 *Makiyama chitanii* などの化石を産する（藤岡, 1959, 1973）。珪藻化石は溶けて opal-CT または石英に変わっていることが多いが、先に述べたように、西黒沢付近と下真山付近の珪藻質岩からは珪藻化石帯 NPD5A～NPD7A を特徴付ける多数の珪藻化石が産出する（Kanaya, 1959; Koizumi, 1968; 小泉・金谷, 1977; 小泉・的場, 1989; Koizumi et al., 2009; 渡辺, 私信; 第4.9図）。また、多くはないが、*Cyclamina* sp., *Spirosigmoilinella compressa* Matsunaga, *Martinotilella communis* (Asano), *Goesella schenki* Asano などの底生有孔虫化石を産する（Matsunaga, 1963; 藤岡, 1959, 1973; Matoba et al., 1990）。本層から産出する花粉化石は西黒沢層と似ているが、*Liquidambar* がやや少なくなる（山野井, 1978）。

**地質年代** 女川層は珪藻化石帯 NPD5B 下部から NPD7A までの間にあって、その年代は 13.1～6.7 Ma にわたる。なお、鹿野ほか（2002）は、戸賀湾に近い秋田大学臨海実習所南側の沢の上流（第4.1図地点20）で戸賀火山噴出物に接して分布するシルト岩を西黒沢層としていたが、NPD5C～6B を指示する珪藻化石が産出することから、本報告ではこれを女川層に対比した（第4.2表）。

### 4.3 船川層 (Fm, Ft)

**地層名** 千谷（1930）命名。千谷（1925, 1929）の第三紀層下部黒色頁岩層、外山（1925）の船川黒色頁岩層、大橋（1930）の船川黒色頁岩に対応する。

女川層との境界が明瞭に観察できるところは下真山以外にはないが、本報告では、下真山にあって珪藻質シルト岩上位の3枚の海緑石砂岩のうち、最下位の海緑石砂岩の基底面を船川層の下限とする。また、上位にあって泥岩に多数の凝灰質砂岩を挟む岩相との境界までを船川層とする。このように再定義された船川層は、従来の船川層下部に対応する。

**模式地** 藤岡（1959）以降、男鹿半島南岸、船川を中心とし、西は女川、東は金川に至る地域を船川層の模式地としてきた。本報告では船川層の上限をこれまでより

も下げるので、模式地も狭めて女川から船川に至る地域とする。

**層序関係** 女川層と整合。下真山付近では本層基底をなす砂岩に海緑石が散在している（第4.9図）。船川層が女川層上部の珪藻質岩と指交しているとの指摘（例えば、的場・小泉, 1986）については確認できない。

**分布** 女川から増川に至る南岸から下真山北側の賀茂川上流にかけて分布する。

**層厚** 南岸で220 m 前後。北方に向かって薄くなり、下真山北側の賀茂川と野村川との間で尖滅する。

**岩相** 主に暗灰色泥岩及びシルト岩 (Fm) からなり、珪質シルト岩や、酸性凝灰岩もしくは凝灰質砂岩の薄層を挟むことがある。ほとんど無層理であるが、生物擾乱を受けて断続する葉理がかすかに認められる。

下部に挟まれている厚さ数10 cm の酸性凝灰岩は南岸から内陸の安全寺にかけて、ところどころで確認できる。肉眼で見える限りこれといった特徴はなく、したがって、これがすべて同一のものと断定することはできないが、走向方向に追跡できることから、地質図では、ほぼ同一の層準を示すと考えてこれを鍵層 Ft として示した。

**化石** 海綿骨針 *Makiyama chitanii*、珪藻、放散虫のほか、*Cyclamina* sp., *Spirosigmoilinella compressa* Matsunaga, *Martinotilella communis* (Asano), *Goesella schenki* Asano などの底生有孔虫化石を産する（Matsunaga, 1963; 藤岡, 1959, 1973; Matoba et al., 1990）。珪藻は殻の厚いところのみを残してほとんど溶脱しており、同定できない。

本層から産出する花粉化石は西黒沢層、女川層と似ているが、上位ほど *Carya*, *Quercus* が少なくなり、Taxodiaceae と *Fagus* が優勢となる（山野井, 1978）。山野井（1978）はこの花粉群集の変化を船川層下部（真山珪藻質泥岩部層の上面）にあるとして、その層準を船川遷移面と呼んだ。秋葉（1987）によれば、この花粉群集の変化は本報告で再定義した女川層最上部から船川層最下部（NPD6A 上部）で起こっている。

**地質年代** 再定義した船川層は、生層序学的に後期中新世～鮮新世に対比でき、秋田油田地域の船川層とも年代が重なる。下真山付近での珪藻化石層序（第4.9図；小泉・金谷, 1977；渡辺, 2001）によれば、女川層と船川層との境界は珪藻化石帯の NPD7A と NPD7Ba との境界（約6.5 Ma）に、上位の南平沢層との境界は NPD7Ba と NPD7Bb の境界（5.6 Ma）よりやや上位に位置する（第4.9図）。なお、石油資源開発株式会社の未公表資料によれば、本稿執筆時に得られた南平沢層最下部の凝灰質砂岩（再堆積酸性凝灰岩）のジルコン FT 年代測定値は6～4 Ma の範囲内にあり、船川層と南平沢層との境界の年代は5 Ma 前後と考えられる。この推定年代は珪藻化石層序に矛盾しない。

## 第5章 鮮新統～中部更新統

(鹿野和彦・柳沢幸夫・北里 洋・小笠原憲四郎・栗田泰夫)

### 5.1 南平沢層 (Mss, Mm)

**地層名** 藤岡 (1950) 命名. 藤岡 (1950) は, 船川層の中であって大橋 (1930) の平沢凝灰質砂岩とした凝灰質砂岩卓越層を模式地の地名を採って南平沢層に改称した. 更に, 模式地の南平沢に分布する南平沢層は断層で繰り返して見かけ上位に現れているだけで, 女川層の直上にこれと同じ砂岩卓越相が位置すると考え, これを船川層と女川層との間に置いて, 船川層も再定義した. しかし, 女川層の直上に南平沢層はなく, その後, 模式地の南平沢から走向方向に北北西へと延びる凝灰質砂岩卓越層準にある酸性凝灰岩主体の“南平沢凝灰岩”と“安全寺凝灰岩”のみを認め, それらの上位と下位の堆積物は船川層主部の泥岩シルト岩に一括した (藤岡, 1959, 1973).

本報告では, 南平沢凝灰岩と安全寺凝灰岩とが対比されるとする北里 (1975) の見解に基づいて安全寺凝灰岩を南平沢凝灰岩に一括するとともに, このように再定義された南平沢凝灰岩 (Mm) を上限として泥岩シルト岩に凝灰質砂岩または酸性凝灰岩を多数挟む岩相を南平沢層とする. 本報告の南平沢層は, 藤岡ほか (1954) が示

した南平沢から北西に延伸する南平沢層の分布におおむね重なる.

**模式地** 男鹿半島南岸, 南平沢 (藤岡, 1950).

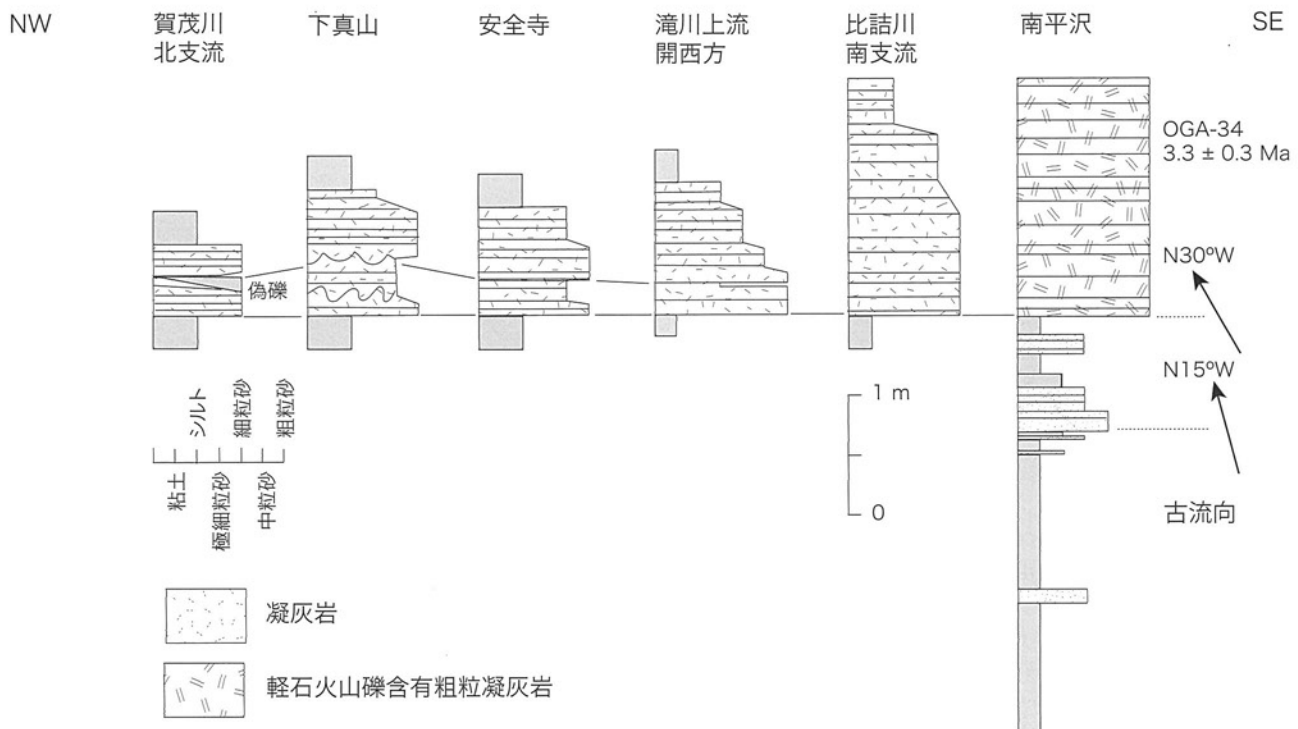
**層序関係** 船川層に整合的に重なる. 船川層が尖滅する野村川付近では, 女川層上部の珪藻質岩 (真山珪藻岩) に直接重なる. そこでは, 注意深く観察すると色調と構成粒子の違いから境界が特定できる.

**分布** 南平沢から金川<sup>かねがわ</sup>に至る南岸から走向方向に北西へ延び, 湯本, 野村を経て北浦に至る北岸まで分布する.

**層厚** 南岸で 160 m. 北に向かって薄くなり, 安全寺付近で 35 m, 野村川で 15 m 前後と北西に向かって薄くなる.

**岩相** 凝灰質泥岩シルト岩に酸性凝灰岩, もしくは凝灰質砂岩の薄層を多数挟む岩相 (Mss) からなり, 最上位に南平沢凝灰岩 (Mm) を伴う.

藤岡 (1959) が命名した南平沢凝灰岩は, 千谷 (1925, 1929) が平沢凝灰質砂岩層とし, 大橋 (1930) が平沢凝灰砂層としたものに対応する. これは一枚の凝灰岩層ではなく, 複数の酸性凝灰岩層からなり, それらの間の泥岩にも多数の酸性凝灰岩薄層が挟まれている. 藤岡



第5.1図 南平沢凝灰岩柱状図



(1959)によれば、この南平沢凝灰岩は安全寺付近で尖滅し、その上位に安全寺凝灰岩が現れて北西へ続く。北里(1975)は両者を連続するとして、安全寺凝灰岩を南平沢凝灰岩に一括して船川層中の鍵層とした。実際には、露頭が悪く、また岩相や層厚も側方で変化するため、これに疑問を呈する向きもある(吉田ほか, 2007)。

本報告では、南平沢において最上位の厚さ5.4mの酸性凝灰岩を南平沢凝灰岩とした。その下部4mは軽石火山礫を混じえる粗粒凝灰岩で、上部の1.4mは平行葉理が発達した凝灰岩である(第5.1図, 第5.2図)。基底には黒色不透明鉱物が濃集しており、N30°W方向へ向かうフルートキャストが目立つ(第5.3図)。

比詰川上流では、南平沢凝灰岩の北西延長上に基底から1.1mまでは上方細粒化した粗粒～細粒凝灰岩があり、細粒凝灰岩と粗粒凝灰岩との細互層(厚さ0.5m)を経て、上位の火山ガラス片に富む細粒凝灰岩(厚さ0.4m以上)に移り変わる。

安全寺から北西へと続く安全寺凝灰岩最上位の凝灰岩は、塑性変形した明瞭な境界もしくは取り込んだ楔状シルト岩を境に、上下2つの流動堆積単位に区分できる。それぞれの流動堆積単位は厚さがほぼ同じで、火山ガラス片に富む極めて淘汰の良い粗粒～細粒凝灰岩からなり、明瞭な平行葉理を示すとともに、最上部で細粒化する。安全寺から下真山を経て男鹿山牧場の東側まで連続する。厚さは安全寺と下真山で1.2mで、男鹿山牧場の東側で0.6mである(第5.1図)。

これらの凝灰岩は、特徴的な鉱物組み合わせを持ち合



第5.2図 南平沢凝灰岩露頭(南平沢, 石油備蓄基地に隣接した崩落崖)

南平沢凝灰岩(写真上半部)は軽石細粒火山礫を混じえる粗粒火山灰粒子とそれよりもやや細粒の火山灰粒子とがなす平行葉理を示す。その直下には、暗灰色泥岩を間に挟んで、極細粒砂岩(厚さ20cm)と上方細粒化した細粒砂岩～シルト岩(厚さ50cm)がある。いずれも平行～波状葉理が明瞭で、下位の砂岩の中程にはコンボリューションが認められる。

わせていないため同一の凝灰岩として扱えるとは断言できない。しかし、凝灰岩の上位ではシルト岩もしくは泥岩が卓越し下位で砂岩が卓越することから、ほぼ同じ層準にあることは確かである。また、南平沢から北西に向かって層厚、粒径を減じ、相対的に葉理が発達するようになる傾向は、南平沢のフルートキャストが示す北西に向かう古流向に矛盾しない。このようなことから、本報告の地質図では、これらの凝灰岩を一連とみなして扱った。

模式地の南平沢では、南平沢凝灰岩下位の約12mは主に凝灰質泥岩からなり、間に厚さ5～20cmの凝灰質極細粒～細粒砂岩をとところどころ挟む。南平沢凝灰岩の44cm下位から続く砂岩は厚さ50cm前後と特に厚く、全体に平行葉理が顕著で細粒砂岩からシルト岩まで上方に細粒化している。

厚さ12mの泥岩卓越相の直下には厚さ4.6mの粗粒凝灰岩がある。層理は全体に不明瞭であるが、基底部数10cmと最上部20cmは平行葉理が発達している。この凝灰岩の下位13mは、再び間に厚さ5～20cmの凝灰質極細粒～細粒砂岩をとところどころに挟む凝灰質泥岩卓越相となり、その直下に厚さ1.4mの酸性凝灰岩が現れる。この凝灰岩の下部は平行～波状葉理が明瞭である。

これより下位では、数多くの凝灰質砂岩もしくは凝灰岩が凝灰質泥岩もしくはシルト岩の間に挟まり、あるいはそれらと互層する(第5.4図)。いずれも、厚さ数cm～数10cmで、火山ガラス片や石英などの結晶片からなり、級化成層し、あるいは泥岩偽礫や木片、葉片などを取り込んでおり、タービダイトと考えられる。いずれも淘汰は良い。増川北北西の小増川東側支流では本層の基底に、厚さ2mを超える、極めて細粒で淘汰の良い凝灰質砂岩があり、そこから重質油が滲出している。



第5.3図 南平沢凝灰岩基底面に認められる流痕(南平沢, 石油備蓄基地に隣接した崩落崖)

写真中央のフルートマークは右から左への流れを示す。

いずれにしても、これら南平沢層の砂岩タービダイトは北岸に向かって薄くなり、数も少なくなる（北里, 1975）。

化石 海綿骨針 *Makiyama chitanii* (Makiyama), 放射虫 (Nakaseko, 1959; 北里, 1975), 石灰質ナンノプランクトン (佐藤ほか, 2007), 底生有孔虫 (Matsunaga,

1963; 北里, 1975; 佐藤ほか, 1988; Matoba *et al.*, 1990), 浮遊性有孔虫 (高柳・大場, 1966; 北里, 1975; 佐藤ほか, 1988), 珪藻 (Koizumi, 1968; 小泉・金谷, 1977) などを産する。花粉は船川層から引き続き Taxodiaceae と *Fagus* が優勢である (山野井, 1978)。

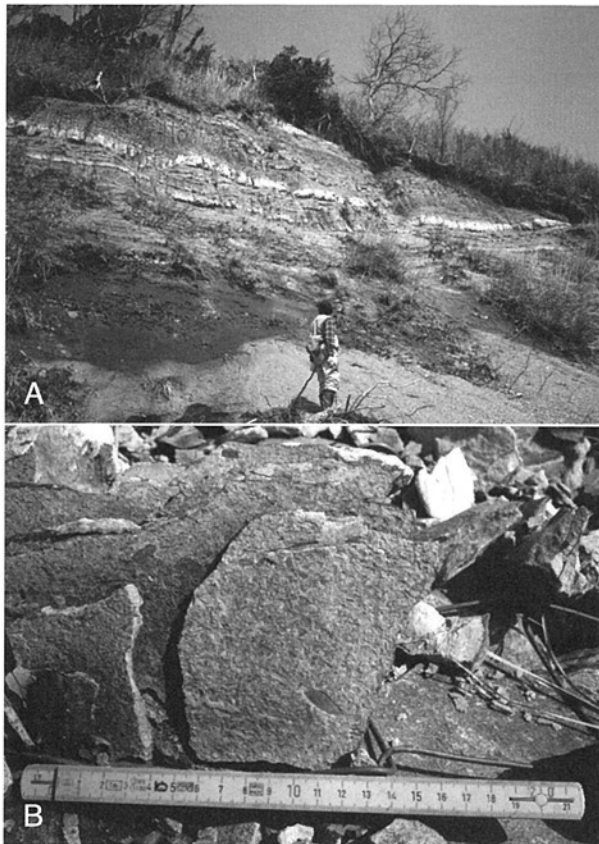
南平沢凝灰岩付近の凝灰質泥岩からは、次のような浮遊性有孔虫化石が産出し、米谷 (1978) の *Neogloboquadrina pachyderma* (dextral)/*Globorotalia orientalis* 帯 (NP7) の最下部に近いものと考えられる (Matoba *et al.*, 1990; 的場, 1992b)。

- Globigerina bulloides* d'Orbigny
- Groborotalia* cf. *ikebei* Maiya, Saito et Saito
- G. orientalis* Maiya, Saito et Saito
- G. humerosa* Takayanagi et Saito
- Globigerinita glutinata* (Egger)
- Neogloboquadrina asanoi* (Maiya, Saito et Saito)
- Neogloboquadrina kagaensis* (Maiya, Saito et Saito)
- N. pachyderma* (Ehrenberg)
- Orbulina universa* d'Orbigny
- O. bilobata* d'Orbigny

同じ試料から *Miliammina echigoensis* Asano et Inomata を含む膠着質殻と砂質殻の底生有孔虫化石が産出するが、*Spirosigmoinella compressa* Matunaga は産出しない (Matoba *et al.*, 1990; 的場, 1992b)。

地質年代 下真山付近において南平沢層から産出する珪藻化石群集 (小泉・金谷, 1977) は NPD7Bb に対比でき、また、同じく下真山付近において南平沢凝灰岩の直上に NPD7Bb と NPD8 の境界 (約 3.9 ~ 3.5 Ma) がある (第 4.9 図)。ただし、NPD8 の下限を規定する *Neodenticula koizumii* の初産出層準は、本種の産出頻度がこの層準付近で極めて小さく、この境界が更に下位にある可能性も否定できない (第 4.9 図)。

南平沢で採取した南平沢凝灰岩 (北里, 1975) の試料



第 5.4 図 南平沢層露頭 (南平沢南側, 石油備蓄基地に隣接した崩落崖)

A: 多数の細粒~極細粒砂岩を挟む暗灰色泥岩。砂岩は凝灰質で明灰色を呈し、泥岩よりも硬いために突き出て見える。B: 砂岩薬理面上に濃集した葉片などの植物片。

第 5.1 表 南平沢凝灰岩のジルコンのフィッシュン・トラック年代測定結果 (京都フィッシュン・トラック株測定)

| 試料番号   | 試料採取位置<br>(世界測地系) | 地層・岩体名             | 岩石名   | 測定方法 | 結晶数 | P( $\chi^2$ ) | $\rho_1/\rho_2$<br>相関係数 | 自発核分裂<br>飛跡密度 $\rho_1$<br>( $10^5 \text{ cm}^{-2}$ )<br>( $N_1$ ) | 誘発核分裂<br>飛跡密度 $\rho_2$<br>( $10^6 \text{ cm}^{-2}$ )<br>( $N_2$ ) | 熱中性子<br>線量 $\rho_d$<br>( $10^4 \text{ cm}^{-2}$ )<br>( $N_d$ ) | ウラン濃度<br>(ppm)     | $\tau$  | 年代値<br>$T \pm \sigma_T$ (Ma) |
|--------|-------------------|--------------------|-------|------|-----|---------------|-------------------------|---|---|--|--------------------|---------|------------------------------|
| OGA-34 | 139°50'32"E       | 南平沢凝灰岩             | 酸性凝灰岩 | ED2  | 24  | 22            | 0.764                   | 1.95<br>(116)   | 1.47<br>(872)   | 7,250<br>(3480)  | 190                | 347 ± 3 | 3.3 ± 0.3                    |
|        | 39°52'23"N        |                    |       |      | 30  | 0             | 0.120                   | 4.00<br>(275)   | 1.50<br>(1032)  | 200  | 6.7 ± 0.5<br>(参考値) |         |                              |
| OGA-52 | 139°46'35"E       | 南平沢凝灰岩<br>(安全寺凝灰岩) | 酸性凝灰岩 | ED2  | 28  | 8             | 0.482                   | 2.66<br>(165)   | 2.80 (1737)   | 8,132<br>(3904)  | 290                | 350 ± 3 | 2.7 ± 0.2                    |
|        | 39°56'21"N        |                    |       |      | 30  | 0             | 0.817                   | 3.74<br>(249)   | 3.09<br>(2057)  | 320  | 3.4 ± 0.2<br>(参考値) |         |                              |

P( $\chi^2$ ):  $\chi^2$ -値の  $\chi^2$  分布 (自由度 n-1) における上側確率  $T = (1/\lambda_0) \ln [1 + \lambda_0 \zeta (\rho_1/\rho_2) \rho_d]$   
ED2: 外部ディテクター法, 外部面  $\sigma_T = T [1/\sum N_1 + 1/\sum N_2 + 1/\sum N_d + (\sigma_\zeta/\zeta)^2]^{-1/2}$   
熱中性子線量ガラス: NIST-SRM612  $^{238}\text{U}$  の全壊変定数  $\lambda_0 = 1.55125 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$

OGA-34 と賀茂川北側支流で安全寺凝灰岩より下位の凝灰岩から採取した試料 OGA-52 について、それぞれ  $3.3 \pm 0.3$  Ma と  $2.7 \pm 0.2$  Ma のジルコン FT 年代値が得られている (第 5.1 表)。試料には起源の異なるジルコン結晶が混在していたらしく、得られた年代値は Galbraith (1981) の  $\chi^2$  乗検定に合格しない。そのため、これらの年代値は検定に合格するまで古い結晶を外して得たもので、西村・石田 (1972) が報告した安全寺凝灰岩と南平沢凝灰岩について報告したジルコン FT 年代値や、北里 (1975) が南平沢凝灰岩について報告した黒雲母 K-Ar 年代に比べてかなり若い。しかし、測定値の誤差を考慮すると南平沢凝灰岩の直上に NPD 7B/8 境界 ( $3.9 \sim 3.5$  Ma) があることは矛盾しない。また、*N. pachyderma* (dextral)/*G. orientalis* 帯 (PF7 帯) の下限の年代は 3.25 Ma と推定されており (三輪ほか, 2004b)、これが南平沢凝灰岩付近にあることともおおむね矛盾しない。すでに述べたように船川層と南平沢層との境界の年代は 5 Ma 前後であり、南平沢層は前期鮮新世 ( $5.33$  Ma  $\sim$   $3.60$  Ma : Gradstein *et al.*, 2004) におおむね対比できる。

## 5.2 西水口層 (Nsm)

**地層名** 新称、大橋 (1930) の野村灰色頁岩におおよそ対応する。

**模式地** 男鹿半島北岸、西水口から野村に至る野村川流域と野村から北浦に至る海岸。相川から下真山に至る相川流域を副模式地とする。

**層序関係** 南平沢層に整合的に重なる。

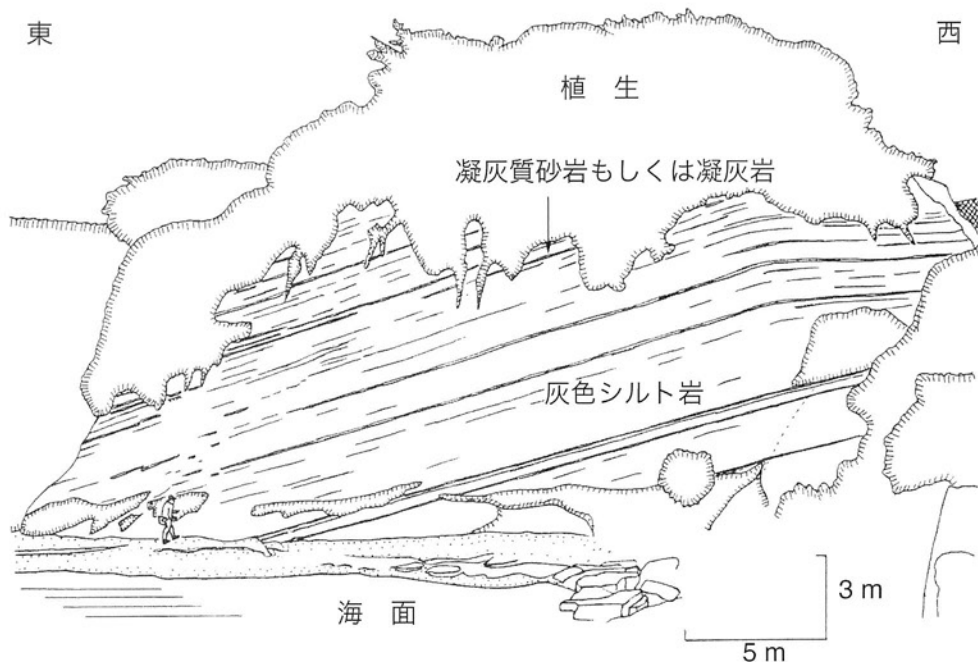
**分布** 湯本から北浦に至る北岸から走向方向に南西に延びて、南平沢から釜川に至る南岸まで分布する。

**層厚** 南岸から北岸にかけてほぼ一定で 440 m 前後。

**岩相** 西水口層は泥岩シルト岩が卓越し、ところどころに厚さ 10 cm 未満の凝灰質砂岩薄層を挟む (第 5.5 図)。泥岩シルト岩は暗灰色で船川層のそれに良く似ているが、安全寺付近から北岸にかけては灰色でシルト質になる (大橋, 1930)。

本層は、凝灰岩鍵層 Nm3, Nm2, Nm1 (第 2.5 図, 第 2.11 図) のほか、薄い凝灰岩もしくは凝灰質砂岩をとところどころに挟む。Nm3 より上位ではシルト岩が緑色を帯びて、凝灰質砂岩薄層を多数挟むようになり、北浦層へ漸移する。

**化石** 南平沢層と同様、海綿骨針 *Makiyama chitanii*



第 5.5 図 野村漁港における西水口層露頭スケッチ

Matoba *et al.* (1990) に加筆。この露頭は *Globoquadrina asanoi* Maiya, Saito et Saito の模式地となっている (Maiya *et al.*, 1976)。*Globoquadrina asanoi* は、Maiya *et al.* (1976) と米谷 (1978) が定義した浮遊性有孔虫化石帯 *Neogloboquadrina pachyderma* (dextral)/*Globorotalia orientalis* 帯の上部を特徴付けることで知られており、ここでは底生石灰質有孔虫種 *Miliammina echigoensis*, *Martinottiella nodulosa* なども産出する。この露頭は凝灰岩鍵層 Nm3 と Ak1 との間にあり、灰色シルト岩は凝灰質砂岩もしくは凝灰岩の薄層を挟み、北浦層への漸移的岩相を呈する。

(Makiyama), 放散虫 (Nakaseko, 1959; 北里, 1975), 石灰質ナンノプランクトン (佐藤ほか, 2007), 底生有孔虫 (Matsunaga, 1963; 北里, 1975; 佐藤ほか, 1988; Matoba *et al.*, 1990), 浮遊性有孔虫 (高柳・大場, 1966; 北里, 1975; Maiya *et al.*, 1976; 佐藤ほか, 1988), 珪藻 (Koizumi, 1968; 小泉・金谷, 1977) などの化石を産する。

Matsunaga (1963) と Matoba *et al.* (1990) によれば, 西水口層からは, 次のような底生有孔虫化石種が同定されている。

#### 石灰質殻

*Epistominella pulchella* Husezima et Maruhasi

*Pseudoparrella takayanagii* (Iwasa)

*Eilohedra rotunda* (Husezima et Maruhashi)

*Valvulineria sadonica* Asano

*Melonis pompilioides* (Fichtel et Moll)

*Pullenia apertura* Cushman

*Bolivinita quadrilatera* (Schwager)

その他

#### 砂質殻

*Miliammina echigoensis* Asano et Inomata

*Martinottiella communis* (d'Orbigny)

*M. nodulosa* (Cushman)

*Eggerella bradyi* (Cushman)

その他

**地質年代** 先に述べたように本層の基底付近に NPD 7B/8 境界 (約 3.9 ~ 3.5 Ma) がある (第 4.9 図)。また, NPD 9/10 境界 (2 Ma: Yanagisawa and Akiba, 1999) と Takayama and Sato (1987) の石灰質微化石層序対比基準面 14 (2.09 Ma: 佐藤ほか, 1999) が, 本層上部の凝灰岩鍵層 Nm1 と北浦層基底の凝灰岩鍵層 Ak3 との間にある (小泉・金谷, 1977; 佐藤ほか, 2007)。凝灰岩鍵層 Nm1 と Ak1 との間に位置する野村漁港の西水口層露頭では, 浮遊性有孔虫化石帯 *Neogloboquadrina pachyderma* (dextral)/*Globorotalia orientalis* 帯 (Maiya *et al.*, 1976; 米谷, 1978) の上部を特徴づける *Globoquadrina asanoi* が産出しており (Maiya *et al.*, 1976; Matoba *et al.*, 1990), そのすぐ上位に NPD 9/10 境界があることは確かである。したがって, 西水口層は後期鮮新世 Piacenzian 期 ~ 前期更新世 Gelasian 期, すなわち, 3.6 Ma ~ 1.8 Ma (Gradstein *et al.*, 2004) におおむね対比できる。

### 5.3 北浦層 (Ki)

**地層名** 千谷 (1930) 命名。外山 (1925) の北浦砂岩

頁岩互層, 大橋 (1930) の北浦互層に対応する。

**模式地** 男鹿半島北岸, 北浦から浜間口に至る海岸 (藤岡, 1973)。

**層序関係** 本報告地質図の地質断面図に示したように 八郎潟西岸では西水口層と南平沢層上部を欠いて北浦層が南平沢層にオンラップしている (石油資源開発株式会社, 未公表資料)。男鹿半島では北浦層と西水口層とは漸移関係にある。北浦層の基底をどこに置くかは研究者によって異なるが, 本報告では, 北里 (1975) の定義した凝灰岩鍵層 Ak3 (第 2.5 図, 第 2.11 図) に本層の基底を置く (藤岡, 1973; 藤岡ほか, 1973; 小泉・金谷, 1977; 佐藤ほか, 1988)。本層の上限は, 北岸ではこれまで通りであるが, 南岸については, これまで脇本層とされてきた層準のやや上位に, 北岸と同様, 無層理の砂質シルト岩が存在する (石油資源開発株式会社未公表資料)。本報告では, この見解を採って, 本層の上限をこの砂質シルト岩基底までとする。

**分布** 北浦から浜間口の東側に至る北岸と, 金川から生鼻崎おいぼなざきに至る南岸との間に分布する。

**層厚** 北岸で約 1,250 m。南岸でも同程度かやや薄い。  
**岩相** 凝灰質砂岩シルト岩互層 (Ki) からなり, 数多くの酸性凝灰岩を挟む (第 2.5 図, 第 2.6 図)。

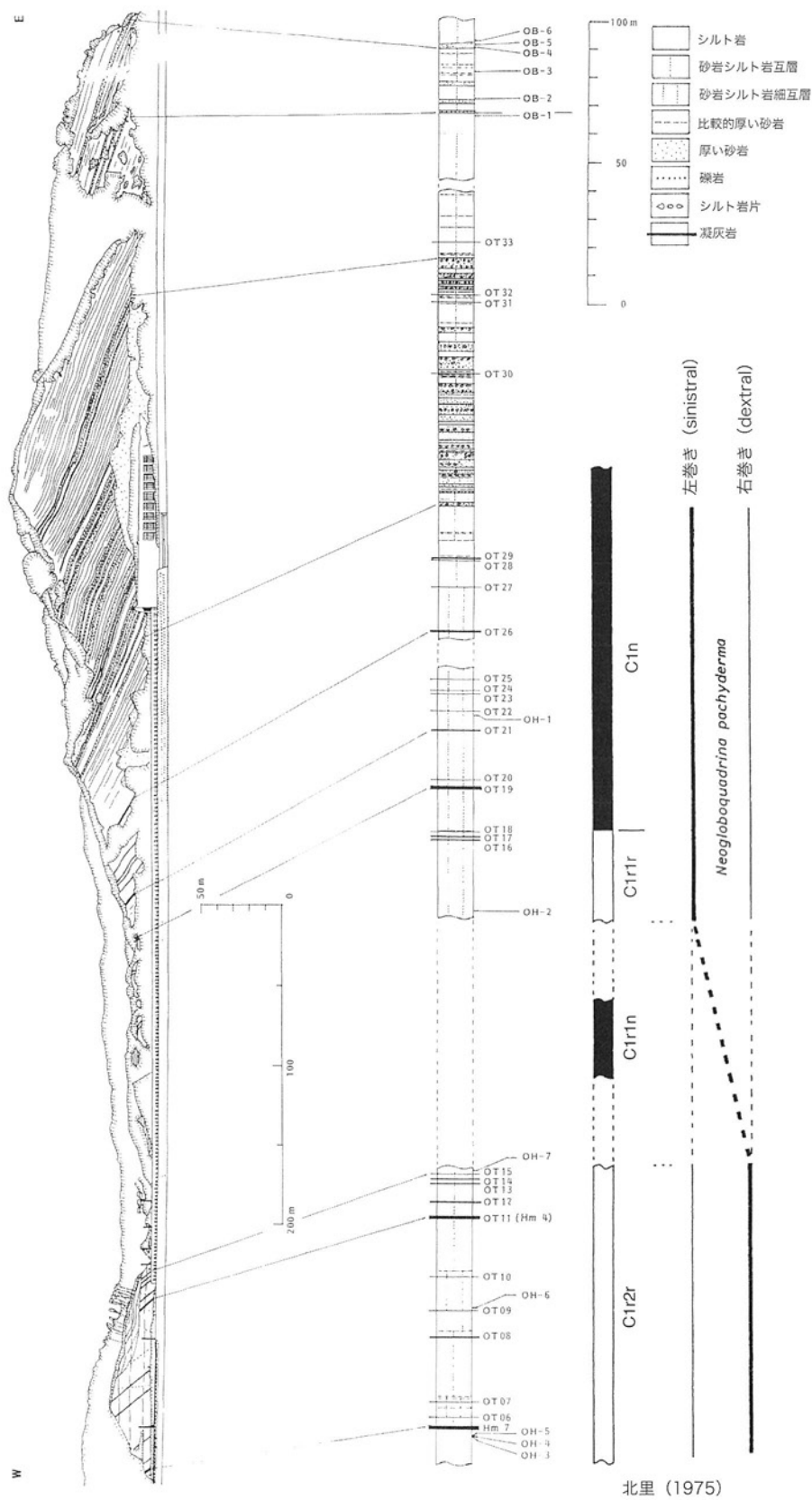
模式地における岩相は下部より, 砂岩シルト岩互層, 有律凝灰質砂岩シルト岩互層, 凝灰質砂岩泥岩互層の順で重なる。

下部の砂岩シルト岩互層を構成するシルト岩は, 厚さ 30 ~ 40 cm で, 灰色 ~ 暗灰色を呈する。砂岩は, 厚さ 10 ~ 20 cm, とくに 1.5 m に及び, 凝灰質で灰色 ~ 青灰色を呈する。厚いものでは礫を混じえ, 層間異常を示すことがある。砂岩が示す古流向は南南西から北北東または南南東から北北西である (佐藤ほか, 2007)。

有律凝灰質砂岩シルト岩互層を構成するシルト岩は 20 ~ 30 cm, 砂岩は 5 cm 程度の厚さになり, 互層の周期が細くなる。上位の凝灰質砂岩シルト岩互層では, 砂岩が上方細粒化してシルト岩に漸移することが多い。また, 寒風山の南側から南岸までの間で偽礫を含む厚い砂岩を挟む。申川に分布する北浦層は模式地の中部層準以下に相当するが, 無層理シルト岩が卓越する (北里, 1975)。

南岸において, これまで脇本層とされていた最上部 150 ~ 250 m は, 砂岩シルト岩互層からなるが, 下位と比較すると, 砂岩は非凝灰質, 粗粒で, シルト岩も砂質である (北里, 1975)。炭質物を含み, 炭酸塩ノジュールも認められる。道路拡張工事に伴って植生で覆われるまでは, 生鼻崎から西に延びる大露頭 (第 5.6 図) で最上部とその下位 300 m の岩相が観察できた (Takayasu and Matoba, 1976; Matoba *et al.*, 1990; 白石・的場, 1996b)。

北里 (1975) は, 本層に数多く挟まれている凝灰岩の



第5.6図 生鼻崎から西方へ続く北浦層大露頭のスケッチと層序  
 Matoba *et al.* (1990) に北里 (1975) の古地磁気層序などを加筆した白石・的場 (1996b) の図 (©日本第四紀学会) を改変. Hm4 と Hm7 は北里 (1975) の凝灰岩鍵層. 北里 (1975) が定義した北浦層と脇本層との境界は凝灰岩 OB-1 の直下にある.



うち、層位と堆積学的特徴の異なる 26 枚を選んで記載して鍵層とした (第 2.5 図, 第 2.11 図). 下部に挟まれている Km3 は, 石灰質ナンノ化石層序対比基準面 11 (1.65 Ma: 佐藤ほか, 1999) のやや上位にあって, 黒雲母を含み, かつ, 火山ガラスの形態と主成分元素組成が似ていることから, 飛騨山脈北部を給源とする大峰-SK110 テフラ (長橋ほか, 2000, 2002) に対比されている (長橋ほか, 2002). また, Km3 上位の Km2 は新潟堆積盆の SK100 テフラに対比されている (黒川ほか, 2004). いずれも流紋岩質で黒雲母片を特徴的に含み, 0.5 m もしくは 1 m を超えるほど厚く, 複数の流動堆積単位からなる (第 5.7 図).

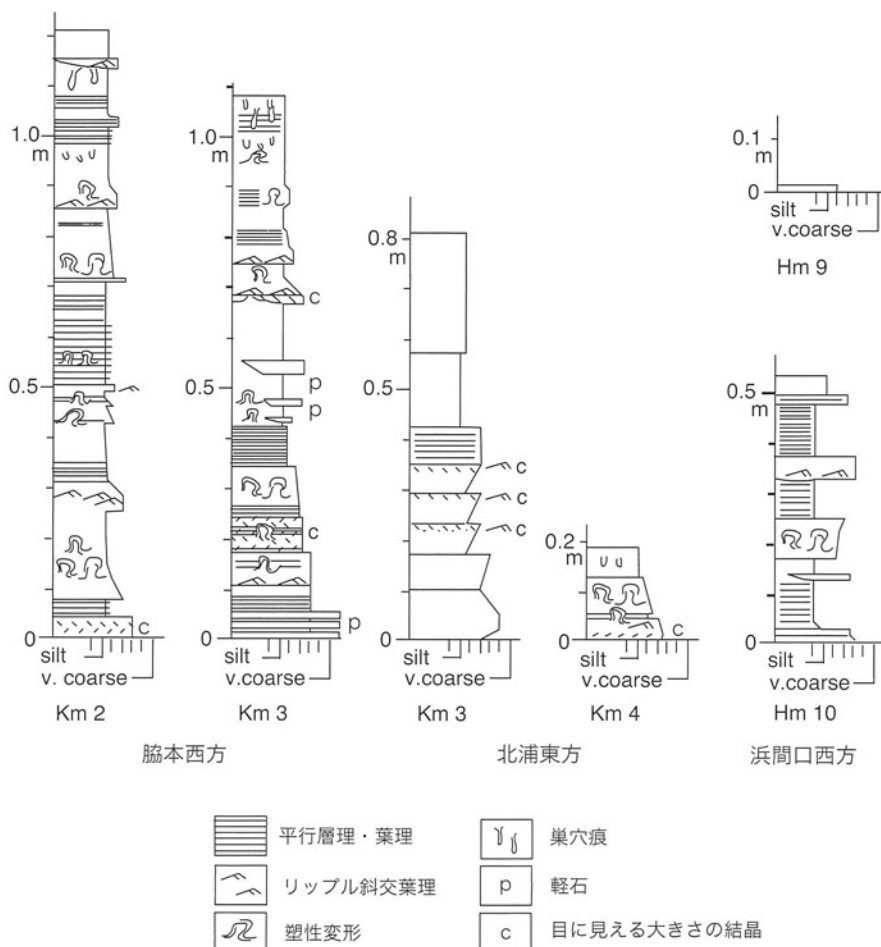
最近では, Km3 の下位に恵比須峠福田テフラ (Ebs-Fkd: 町田・新井, 2003) に似たテフラが確認されている (白石ほか, 2008). また, 鈴木ほか (2001) は, 北里 (1975) が Oz2, 的場 (1992a) が OT21 と名付けた

凝灰岩またはその前後の凝灰岩が八甲田火山第 1 期火砕流堆積物 Hkd1 (鈴木・植木, 2002a) に対比できる可能性を指摘している. 更に, 鈴木・中山 (2007) は仙岩地域の倉沢山溶結凝灰岩 (須藤, 1992) に対比されるテフラ Tmg-R4 を申川の海食崖に露出する北浦層中に認めている.

これら以外にも北浦層中には鍵層となる凝灰岩 (もしくは凝灰質砂岩) が多数挟まれている. それらの大まかな特徴については北里 (1975) の記載 (第 2.11 図) があるが, 詳しい記載は未だなされていない.

北浦層の砂岩層及び凝灰岩層の堆積構造が示す古流向は, それらの供給源が西方にあったことを示唆する.

化石 海綿骨針 *Makiyama chitanii* (Makiyama), 放射虫 (Nakaseko, 1959; 北里, 1975), 石灰質ナンノプランクトン (北里, 1975; 佐藤ほか, 1988, 1999; 佐藤 (伸) ほか, 2007), 底生有孔虫 (Matsunaga, 1963; 北



第 5.7 図 北浦層中の凝灰岩鍵層 Km2, Km3, Km4, Hm9, Hm10 柱状図

長橋ほか (2002) の Fig.4 (© 日本地質学会) を模写して, 柱状図の位置などを改変. 脇本西方における Km2 の柱状図は黒川ほか (2004) と厚さ構造とも異なるが, 現在は被覆されているため確認できない.

里, 1975; 佐藤ほか, 1988; Matoba *et al.*, 1990), 浮遊性有孔虫 (高柳・大場, 1966; 北里, 1975; 佐藤ほか, 1988), 珪藻 (Koizumi, 1968; 小泉・金谷, 1977) などの化石を産する。また, 山野井 (1978) は, 南平沢層や西水口層と同じく Taxodiaceae と *Fagus* が優勢な花粉群集を報告している。

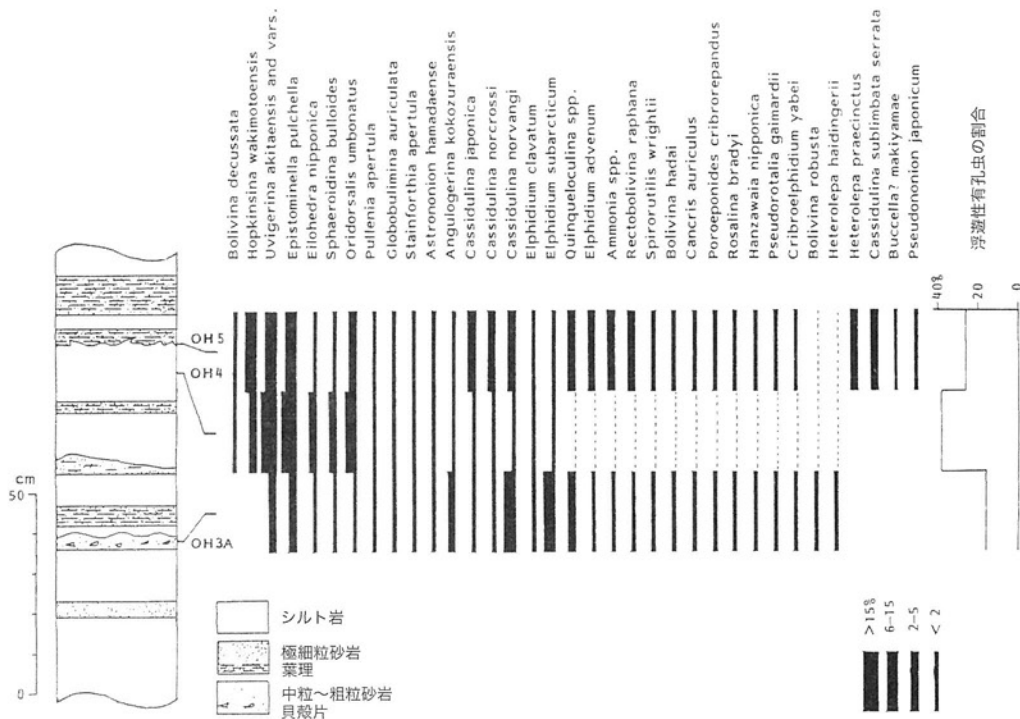
底生有孔虫は南平沢層や西水口層と似た種構成であるが, 圧倒的に石灰質種が優勢となる。この群集は, 現在の日本海の上部漸深海 (水深 200 ~ 1,000 m) に分布している群集に似ている (Matoba *et al.*, 1990; 的場, 1992b)。ただし, 砂岩中の底生有孔虫群集は, 隣り合うシルト岩に比べて, 浅海生種に富み, 浮遊性有孔虫の割合も小さい (第 5.8 図)。また, 凝灰岩鍵層 Hm1 の上位で寒冷化したらしく, *Neogloboquadrina* (*Globigerina*) *pachyderma* (Ehrenberg) が右巻きから左巻きに変わる (北里, 1975; Matoba *et al.*, 1990; 白石・的場, 1996b)。

貝化石は本層の上部から最上部にかけて産出する (外山, 1925; 高安, 1962)。上部では, *Nucula sadoensis* (Yokoyama), *Chlamys cosibensis* (Yokoyama), *Thyasira tokunagai* Kuroda and Habe など浅海から陸棚外縁に生息する種が多い。泥岩には *Delectopecten peckhami* (Gabb) など, より深い海に生息する種が認められる。

浅海の貝や底生有孔虫は, 混濁流によって運ばれたと考えられている (高安, 1962; 藤岡, 1973)。

**地質年代** 佐藤ほか (1988) によると, Takayama and Sato (1987) の石灰質ナンノ化石の対比基準面として, 本層の凝灰岩鍵層 Km4 と Ak3 との間に基準面 11 と 10, Hm10 の直下に基準面 9, Hm1 の直下に基準面 8 が存在する (第 2.6 図)。これらの基準面は, Sato *et al.* (1991) 及び Sato and Kameo (1996) では, 新たに基準面として *Reticulofenestra asanoi* の初産出層準 (基準面 7) が加わったために, それぞれ番号が繰り上がって, 基準面 12, 11, 10, 9 に改訂された。それらの基準面の年代は, Gradstein *et al.* (2004) の年代尺度に基づくとそれぞれ基準面 12=1.763 Ma, 基準面 11=1.706 Ma, 基準面 10=1.392 Ma, 基準面 9=1.219 Ma である。男鹿中斷層を挟んで北浦層の上部は基準面 5 (0.853 Ma) より上位に位置する。これと調和的に, 北浦層から産出する珪藻化石群集 (小泉・金谷, 1977) は NPD10 ~ NPD11 に対比できる。

第 5.6 図に示す露頭では, 柱状図が途切れる男鹿中斷層のあたりで, *Neogloboquadrina* (*Globigerina*) *pachyderma* (Ehrenberg) が右巻きから左巻きに変わる (北里, 1975; Matoba *et al.*, 1990; 白石・的場, 1996b)。この変化は,



第 5.8 図 生鼻崎大露頭における北浦層中シルト岩砂岩中の底生有孔虫化石産出例 (Matoba *et al.* (1990) に加筆。代表的な底生有孔虫化石種の産出頻度と有孔虫に占める浮遊性有孔虫の割合を示す。試料採取位置は凝灰岩鍵層 Hm7 直下 (第 5.6 図参照)。

北里 (1975) の古地磁気層序とも対応付けが可能で、そのあたりが古地磁気層序クロン C1r2r と C1r1r との間 (1 Ma 前後: Lourens *et al.*, 2004a,b) になる。

同じ露頭で *Neogloboquadrina* (*Globigerina*) *pachyderma* が右巻きから左巻きに変わるところは、米谷 (1978) が設定した浮遊性有孔虫化石帯の *Neogloboquadrina pachyderma* (dextral)/*Globorotalia orientalis* 帯 (PF7) と *N. pachyderma* (sinistral)/*Globorotalia quinqueloba* 帯 (PF8) との境界となっている。また、その直上の凝灰岩鍵層 Oz5 の付近に古地磁気層序クロン C1r1r と C1n との境界、すなわち、前期更新世と中期更新世との境界がある。その中間にあって北里 (1975) が Oz2, 的場 (1992 a) が OT21 と名付けた凝灰岩またはその前後の凝灰岩は八甲田火山第 1 期火砕流堆積物 Hkd1 (0.8 ~ 0.6 Ma) に対比できる可能性が高い (鈴木・植木, 2002a,b)。

北岸の申川で同定された Tmg-R4 は、かつて須藤 (1987) が玉川溶結凝灰岩 R4 とし、須藤 (1992) が倉沢山溶結凝灰岩と改称した火砕流堆積物で、その年代は約 2 Ma とされている (須藤, 1987)。その産出層準は判然としないが、北浦層の下部とすれば、上記の微化石層序などから推定される北浦層の地質年代 1.8 ~ 0.6 Ma に矛盾しない。

#### 5.4 脇本層 (W)

**地層名** 千谷 (1930) 命名。本報告では、これまで脇本層とされてきた地層、すなわち、外山 (1925)・大橋 (1930) の脇本砂質頁岩層、千谷 (1930)・藤岡 (1959, 1973)・北里 (1975) のうち、無層理砂質シルト岩が卓越する最上部の岩相に限定してこれを脇本層とする。露出が悪いため、模式地は下記の通り脇本から北岸に移すが、長い間広く使われてきているので無用の混乱を避けるため地層名自体は変更しない。

**模式地** 浜間口から安田に至る海岸。

**層序関係** 北岸では、厚さ 15 ~ 20 cm のシルト岩と厚さ 1 ~ 2 cm の砂岩との互層からなる北浦層最上部に本層の砂質シルト岩が整合的に重なる。

**分布** 北岸の浜間口と安田との間の海食崖から走向方向に南岸の脇本まで分布する。

**層厚** 180 m 前後。

**岩相** 砂質シルト岩 (W) からなり、厚さ 5 ~ 30 cm の酸性凝灰岩もしくは凝灰質極細粒~細粒砂岩薄層をとこどこに挟む。また、中部層準に酸性凝灰岩鍵層 An を挟む (第 2.5 図)。この酸性凝灰岩鍵層は砂質シルト岩に挟まれていて、その下部 10 cm は灰白色細粒凝灰岩で、これに厚さ 20 cm のごま塩状の細粒~中粒凝灰岩が重なる (第 2.10 図)。

堆積物の供給源は砂岩層及び凝灰岩層の堆積構造が示す古流向より西方に存在したと想定される。

**化石** 放散虫 (Nakaseko, 1959; 北里, 1975)、石灰質ナンノプランクトン (北里, 1975; 佐藤ほか, 1988, 1999, 2007)、底生有孔虫 (Matsunaga, 1963; 北里, 1975; 佐藤ほか, 1988; Matoba *et al.*, 1990)、浮遊性有孔虫 (高柳・大場, 1966; 北里, 1975; 佐藤ほか, 1988)、珪藻 (Koizumi, 1968; 小泉・金谷, 1977)、花粉 (山野井, 1978) などの化石を産する。底生有孔虫は、圧倒的に石灰質種が優勢となる (Matoba *et al.*, 1990; 的場, 1992 b)。花粉群集は、*Fagus* が少なくなり、Taxodiaceae の中でも *Metasequoia* が優勢となる (山野井, 1978)。貝化石は、*Acila nakazimai* Otuka, *Nuculana robai* (Kuroda), *Portlandia thraciaeformis* (Storer), *Mizuhopecten yessoensis* (Jay), *Fusitoriton oregonensis* (Redfield), *Mohnia yanamii* (Yokoyama), *Antiplanes contraria* (Yokoyama) などやや深い浅海の砂泥底に生息する種が主で、*Turritella cf. saishuensis* Yokoyama も産出する (高安, 1962)。

**地質年代** 下位の北浦層と上位の鮎川層の地質時代に基づけば、脇本層は中期更新世、おそらく 0.6 ~ 0.4 Ma の間に対比できる。

#### 5.5 鮎川層 (S)

**地層名** 千谷 (1930) 命名。外山 (1925) 及び大橋 (1930) の鮎川砂岩層に対応する。

これまで鮎川層基底とされている砂岩は沖合に堆積したシルト岩に重なる暴風時の堆積物で、上位の極細粒砂岩 (外浜堆積物) に連続しており、むしろ、更に上位の重炭層と極細粒砂岩との間に比較的大きな侵食間隙が認められる (白井・多田, 1997; Shirai and Tada, 2000)。しかし、本報告では、野外で容易に識別できる岩相境界を優先させ、また、堆積学的解釈の異同による混乱を避けるため、これまで通り、脇本層のシルト岩に重なる厚い砂岩から上位を鮎川層とした。

**模式地** 男鹿半島北岸、安田西方の海岸 (藤岡, 1959)。安田海岸と呼び習わされているこの模式地は、地層名に採った鮎川から離れており、地層名を変える必要がある。しかし、鮎川層の名称は、これまで長い間使われてきており、また、この模式地に地名がないので、これまで通りこの名称を踏襲する。

**層序関係** 全体の構造は下位の脇本層と調和的で、大きな侵食間隙も認められない。先に述べたように、堆積相は下位の脇本層から漸移する。

**分布** 男鹿半島の安田から南岸の脇本に至る地域に分布する。

**層厚** 安田海岸で 110 m。

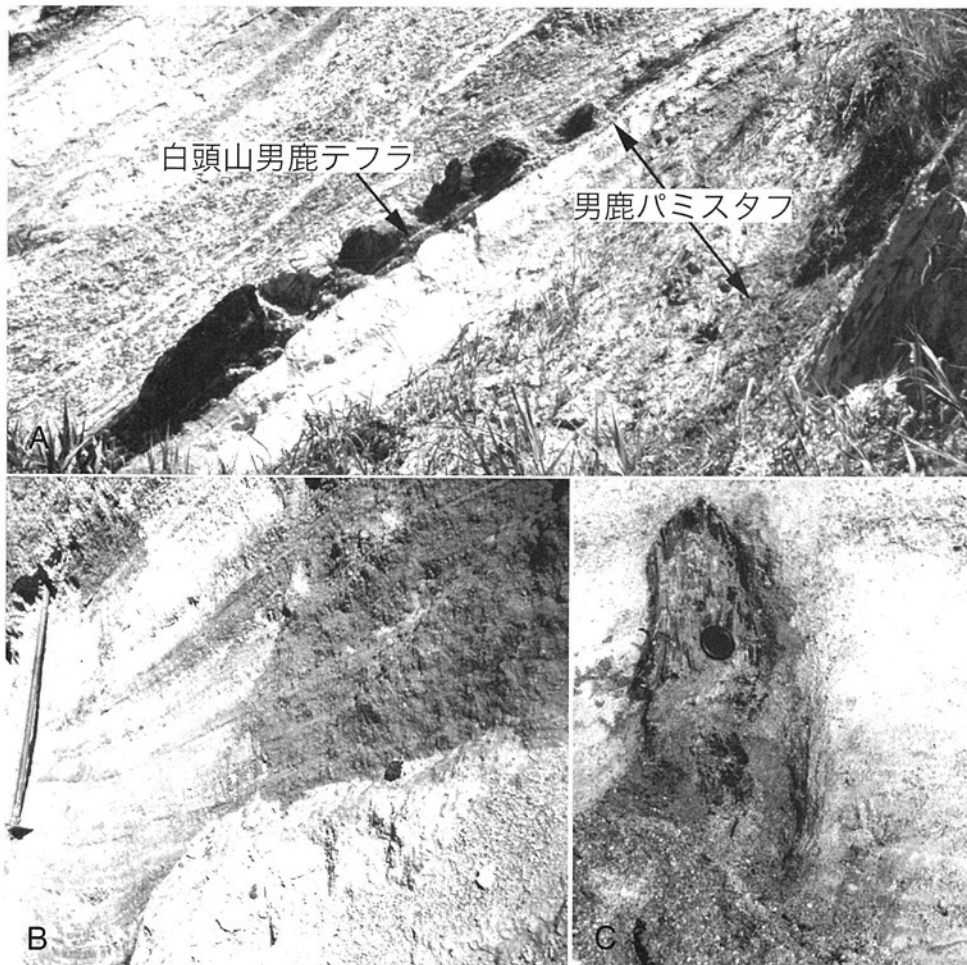
**岩相** 主として砂岩及び礫岩 (S) からなり、シルト岩、重炭、軽石火山礫凝灰岩・凝灰岩 (Pmt: 北里, 1975) などを伴う。また、下位から順に広域テフラとして知ら

れている脇本テフラ (Wkm: 町田・新井, 2003), 白頭-男鹿テフラ (B-Og: 町田・新井, 1992), 阿蘇1テフラ (Aso-1) を挟む。

鹿野ほか (2002) によれば, Pmt は戸賀火山から噴出した火砕サージ堆積物である (第5.9図)。町田・新井 (2003) は, これを男鹿 pmt と呼び, Oga と略称することを提案している。男鹿 pmt はこれも男鹿パミスタフ (白石・的場, 1996a) の略称であり, 以下では正式名称を男鹿パミスタフ, 略称を Oga とする。Oga は戸賀火山起源の流紋岩軽石火山礫凝灰岩・凝灰岩からなる火砕サージ堆積物で, 北岸の安田海岸から南岸の脇本まで追跡できる (後述)。Wkm は Oga 直下の亜炭層中にあり, 房総半島の笠森5に対比される (Machida, 1999; 町田・新井, 2003)。B-Og は Pmt 直上の亜炭層中にある白頭山起源のテフラである。白井ほか (1997)

は ODP 794 及び ODP 797 において, これに類似したテフラを認め, 層位的にその年代を 448 ka と推定した。Aso-1 は鮪川層中部の亜炭層に挟在する (白井ほか, 1997)。

北里 (1975) によれば, 安田海岸では, 下位より細粒砂岩, 亜炭層, 軽石火山礫凝灰岩・凝灰岩 (Oga), 亜炭質シルト岩, 貝化石層を含む細粒砂岩, 亜炭・貝化石層を含む細粒砂岩の順で重なる。Oga と亜炭層の組み合わせを鍵層として岩相変化を見ると, 南岸では全体に礫質になり, 下位の貝化石層はなくなる。また, 上位の貝化石層は一部が石灰岩化している。南岸において鮪川層に含まれる礫種は, 下部では女川層由来と考えられる珪質頁岩が多く, 上部では門前層あるいは台島層由来の変質安山岩, 流紋岩, デイサイトの礫が多くなる傾向があり, おそらく, 鮪川層堆積時の上昇運動に伴う礫供給

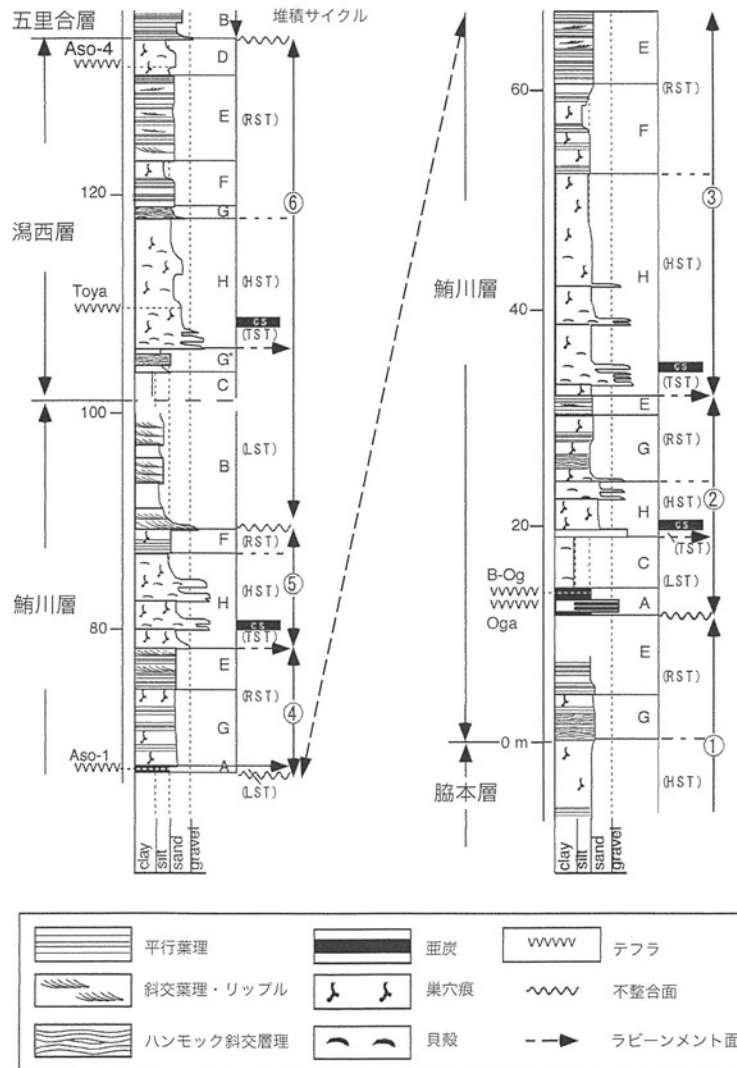


第5.9図 鮪川層中の男鹿パミスタフ (安田西方海岸の海食崖)

A: 亜炭に挟まれる男鹿パミスタフ (厚さ1.6 m)。上位の亜炭 (厚さ50 cm 以下) には白頭山男鹿テフラが挟まれている。B: 軽石火山礫と火山灰とが級化した波状層理をなす男鹿パミスタフ。C: 男鹿パミスタフ中の倒木。写真手前から奥に向かって傾斜している。樹幹内部は紫褐色, 表面は黒色で炭化が進んでいる。堆積物の層理は樹幹表面付近で不明瞭となり, 液状化もしくは流動化したことがうかがえる。

第 5.2 表 鮭川層・潟西層を構成する堆積相 (Shirai and Tada, 2000)

| 堆積相 | 主な岩相             | 堆積構造                           | その他の特徴                              | 堆積環境・水深                  |
|-----|------------------|--------------------------------|-------------------------------------|--------------------------|
| A   | 亜炭               | 水平層理, スランブ                     | 木片及び木株                              | 海岸湿地<br>(-20-0 m)        |
| B   | シルト岩, 中粒砂岩・礫岩を挟む | スランブ (シルト岩)                    | 炭質物に富む (シルト岩)                       | 氾濫原<br>(-20-0 m)         |
| C   | 粘土岩              | エプシロン斜交トラフ層理 (砂岩)<br>塊状または平行葉理 | 炭質物に富む. <i>Corbicula, Trapa</i>     | 塩性湿地<br>(-1-1 m)         |
| D   | シルト質細粒砂岩         | 塊状                             | 漂着軽石, <i>Corbicula</i> ,<br>著しい生物擾乱 | 潟一湾<br>(0-10 m)          |
| E   | 極細粒砂岩            | 平行葉理, 板状及びトラフ斜交葉理, 及びリップル      | 磁鉄鉱または軽石の濃集                         | 後浜, 前浜, 上部外浜<br>(0-10 m) |
| F   | 細粒砂岩・シルト岩        | 波状-平行葉理                        | 生物擾乱 (シルト岩)                         | 中部-下部外浜<br>(10-20 m)     |
| G   | 細粒砂岩, シルト岩を挟む    | ハンモック斜交層理                      | 生物擾乱 (シルト岩)                         | 下部外浜-内側陸棚<br>(20-60 m)   |
| G*  | シルト質細粒砂岩及びシルト岩   | ハンモック斜交層理 (砂岩)                 | 淘汰不良 (砂岩), 炭質物に富む                   | 海岸潟もしくは閉じた湾<br>(60 m 以浅) |
| H   | シルト質細粒砂岩         | 塊状                             | 著しい生物擾乱, 礫・貝殻層                      | 内側-中間陸棚<br>(60-100 m)    |



第 5.10 図 安田海岸海食崖における鮭川層・潟西層岩相柱状図とその堆積学的解釈

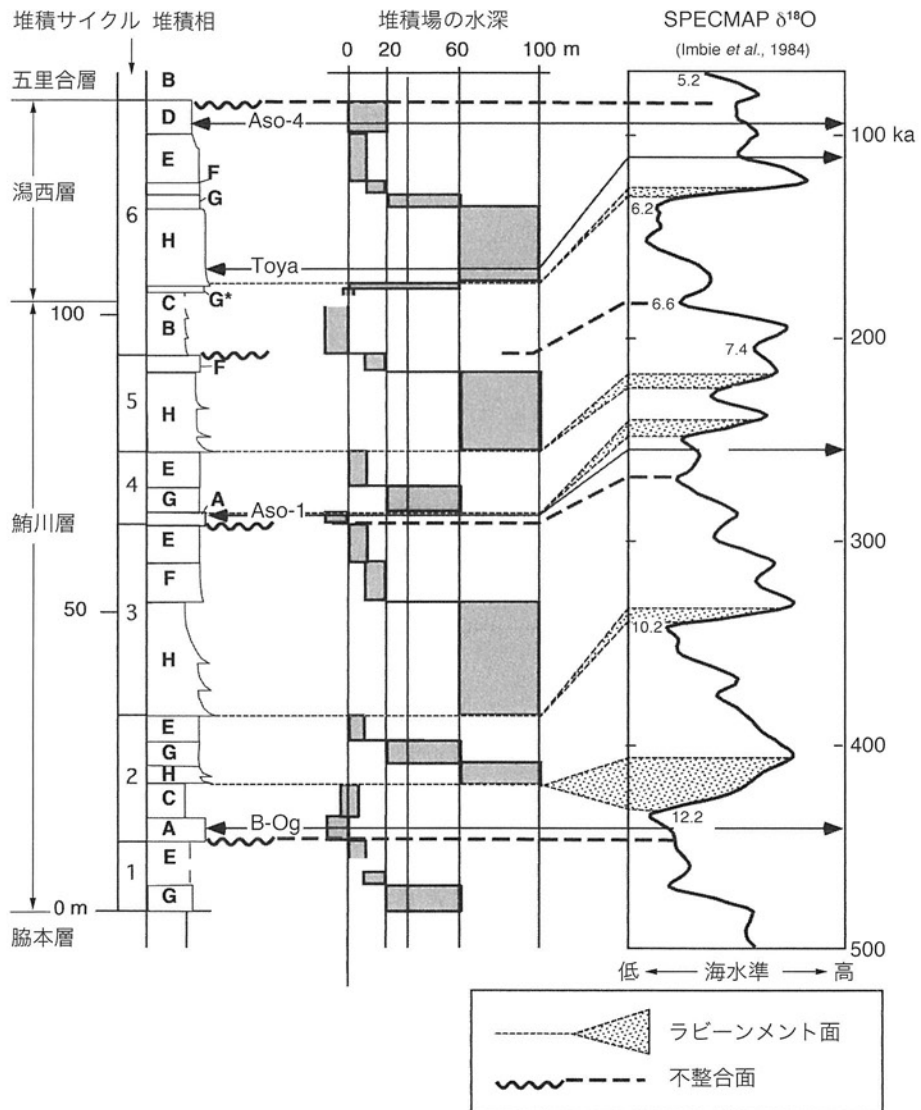
Shirai and Tada (2000) を元にした白石ほか (2008) の第 17 図 (© 日本地質学会) を一部改変. A ~ G = 堆積相区分 (第 5.2 表参照). LST = 低海面期堆積体, TST = 海進期堆積体, HST = 高海面期堆積体, RST = 海退期堆積体, CS = コンデンス・セクション (凝縮層). Oga = 男鹿パミスタフ, B-Og = 白頭山男鹿テフラ, Aso-1 = 阿蘇 1 テフラ, Toya = 洞爺テフラ, Aso-4 = 阿蘇 4 テフラ



地の移行を示すものと考えられる。

白井・多田 (1997) と Shirai and Tada (2000) は、安田海岸に露出する脇本層 (本報告の北浦層) 最上部から、鮭川層と潟西層、そして五里合層までを9つの堆積相 A~H (第5.2表) に区分して下位から順に6つの堆積サイクル1~6を認定した (第5.10図)。また、Shirai and Tada (2000) は、それぞれの堆積相の累重関係をシーケンス層序学モデルに基づいて解析して古水深を復元し、広域テフラの年代を基準に MIS (Marine Isotopic Stage: 海洋酸素同位体ステージ; Imbrie *et al.*,

1984) との対比を試みた (第5.11図)。これによれば、堆積サイクル2から5までが鮭川層で MIS 12 と MIS 6 との間に対比でき、約10万年周期の氷河期と間氷期のサイクルに同調した海面変動を反映している。堆積サイクルは下部の薄い上方深海化堆積層と上部の厚い上方浅海化堆積層で特徴づけられ、したがって、復元された水深の変化は著しく非対称的で、Shirai and Tada (2000) は、これを氷河性海水準変動における海進・海退速度の非対称性を反映していると考えた。鮭川層に堆積サイクルが幾つかあることはこれまでも指摘されてきた (加藤・



第5.11図 安田海岸海食崖における鮭川層・潟西層の堆積相柱状図と、それから推定される堆積場の水深変化、及び酸素同位体変動曲線との対比  
Shirai and Tada (2000) を元にした白石ほか (2008) の第16図 (© 日本地質学会) を一部改変。時間には広域テフラ B-Og (448 ± 5 ka), Aso-1 (255 ± 20 ka), Toya (112 ± 5 ka), Aso-4 (c.88 ka) の年代を基準に採っている。個々でそれぞれのテフラの年代は白井ほか (1997) による。

渡辺, 1976; 首藤ほか, 1977; Okada, 1979) が, 堆積相解析に基づく認定はこれが初めてのことである。ただし, ここでは北東に向かって地層の傾斜が 50°から 10°まで緩くなっており, 北里 (1975) が指摘しているように, 海面変動に加えて地殻の変動があったことが読み取れる (第 5.12 図)。

**化石** 鮪川層は *Turritella otukai* Kotaka などの貝化石 (Takayasu, 1962; 高安・小笠原, 1986) のほか, 有孔虫 (Matoba *et al.*, 1990), 珪藻 (小泉・金谷, 1977), イシサンゴ類, 多毛類 (棲管), 甲殻類, ウニ類, アシカ, オオツノジカ, 鯨類, 魚類などの化石を産する (藤岡, 1959, 1973)。

安田海岸では, 堆積サイクル 2 基底の亜炭層と堆積サイクル 4 基底の亜炭層との間, 堆積サイクル 4 基底亜炭層上位に貝化石が多産する層準がある (Takayasu, 1962; 首藤ほか, 1977)。どちらの層準でも *Glycymeris yessoensis* (Sowerby), *Mizuhopecten yessoensis* (Jay) など浅海性寒流系種がほとんどであるが, 堆積サイクル 4 基底亜炭層上位層準では比較的暖流系種が多い。堆積サイクル 4 基底亜炭層直上のシルト岩からは *Corbicula* が産出する。

小泉・金谷 (1977) は, NPD12 を特徴付ける珪藻化石群集を報告している。また, 底生有孔虫化石は浅海生暖流系種が認められる (Matoba *et al.*, 1990)。山野井 (1978) は, Taxodiaceae が優勢で *Betula* を伴い, かつ, *Fagus* が下位より少ない花粉群集を報告している。

**地質年代** Oga についてジルコン FT 年代値  $0.39 \pm 0.04$  Ma が得られている (鹿野ほか, 2002)。この年代値は, 直上の B-Og について層位的に推定された年代 448 ka (白井ほか, 1997) に近い。Aso-1 の年代は, 白

井ほか (1997) によって, 層位的に 255 ka と推定されている。これらの広域テフラの年代を基準に古水深の変化を MIS (Marine Isotopic Stage: 海洋酸素同位体ステージ; Imbrie *et al.*, 1984) と対比すると, 上述のように, 鮪川層は MIS 12 と MIS 6 との間, すなわち, 約 455 ~ 150 ka に対比できる (Shirai and Tada, 2000)。

### 5.6 金ヶ崎高位段丘堆積物 (tkh)

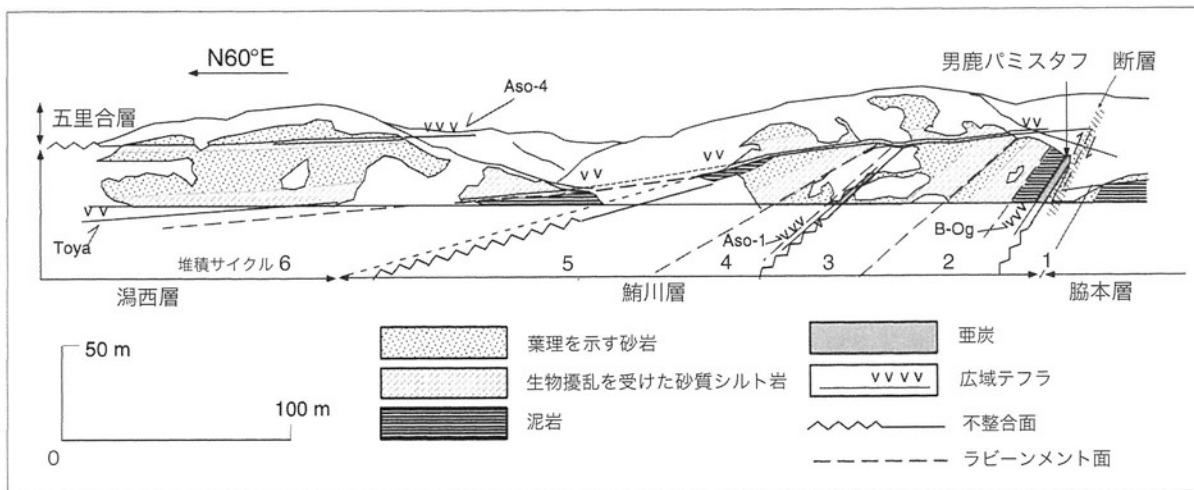
標高 260 ~ 290 m の平坦面, 金ヶ崎高位段丘 (白石・潟西層団地研究グループ, 1981) をなす。三ノ目潟南方に分布する。分布が断片的で, 堆積物の詳細は不明であるが, 南端部で厚さ 1.2 m の礫層が認められる (藤本ほか, 2008)。

### 5.7 金ヶ崎低位段丘堆積物 (tkl)

標高 200 ~ 220 m の平坦面, 金ヶ崎低位段丘をなす。白石・潟西層団地研究グループ (1981) はこの段丘を金ヶ崎段丘と名付けているが, 金ヶ崎高位段丘の北東に近接して分布することから, 紛れないようにするため面の高低を考慮して“低位”を付した。分布が断片的で, 堆積物の詳細は不明であるが, 南東部で厚さ 1.2 m の礫層が認められる (藤本ほか, 2008)。

### 5.8 上真山段丘堆積物 (t7)

男鹿半島西岸に沿って北北西-南南東に連なる山稜を取り巻いて, 入道崎南方から南東に真山, 本山東側を経て門前付近まで連続的に分布する平坦面, 上真山段丘 (白



第 5.12 図 安田海岸海食崖における鮪川層・潟西層露頭スケッチ  
Shirai and Tada (2000) を元にした白石ほか (2008) の第 9 図 (© 日本地質学会) を一部改変。

石・潟西層団体研究グループ, 1981) をなす。段丘は海側に緩く傾斜しており、標高は、入道崎南方で 100～140 m, 真山から本山に至る稜線の東側で 130～200 m, 真山から本山に至る稜線の南東側で 160～180 m である。

段丘堆積物は、砂またはシルトからなり、細礫を混じえる。藤本ほか (2008) によれば、一ノ目潟の南南西で厚さ 1.9 m の極粗粒砂～粗粒砂層が、上真山付近から門前にかけては、厚さ 0.5～6.5 m の、亜角礫を含むシルト～シルト質砂層が認められる。

白石 (2000) は、段丘から推定した旧汀線高度と段丘形成平均隆起速度から MIS 5.5 に対比される可能性があるとしているが、後述の下真山段丘との比高が大きく、段丘面の開析が比較的進んでいる。また、Shirai and Tada (2002) によれば、鮎川層中の堆積サイクル 6 が MIS 5 に、その直下の堆積サイクル 5 が MIS 7 に対応する可能性が高いとされているが、堆積サイクル 5 に対応する段丘面は未だ認定されていない。このようなことから、本報告では上真山段丘堆積物を MIS 7 に対比しておく。

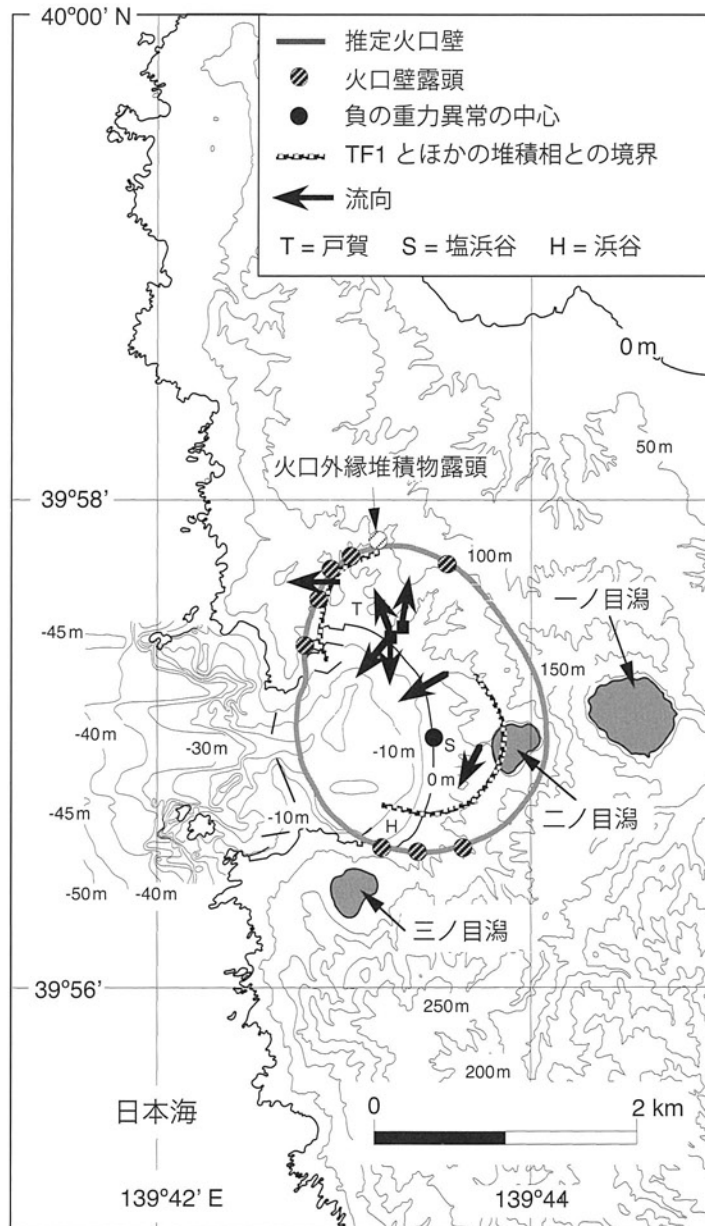
## 第6章 戸賀火山噴出物 (To)

(鹿野和彦・大口健志・柳沢幸夫)

戸賀火山は男鹿半島西端、戸賀湾に位置するタフリングで、鹿野ほか (2002) によって命名・記載された。戸賀火山とその噴出物・構造に関する以下の記述は鹿野ほか (2002) と狐崎ほか (2002), Kano and Ohguchi (2009) による。

**火山体の構造** 戸賀火山は、開析が進み下真山段丘堆

積物に覆われて、タフリングとしての地形的特徴はすでに失われているものの、火口を埋める堆積物 (戸賀軽石: 藤岡, 1959) の堆積学的特徴や構成粒子の形態、堆積物と基盤との関係等から、その存在を確かめることができる。その火口は戸賀湾岸の浜塩谷を中心とする東西 1.7 km, 南北 2.5 km で、南北にやや長い楕円に近い形状を示す (第 6.1 図)。基盤との接触面は 40°~50°の角度



第 6.1 図 戸賀火山噴出物の分布、古流向と火口の位置  
鹿野ほか (2002) を一部改変。

で内側に傾斜しており、基盤岩は接触面から数 10 cm の深さまで様々な程度に破碎され、その一部は崩落して火口を埋める堆積物に取り込まれている。重力異常が示す構造は浅い漏斗状で、周囲との密度差を 0.6 g/cm<sup>3</sup> として求めた中心の深さは海面下 380 m に達する。また、体積は 0.49 km<sup>3</sup> である。

**噴出物の名称と概要** 戸賀火山を構成する噴出物は、古くから、戸賀爆裂火口噴出物（戸賀浮石砂層：大橋 1938）、戸賀軽石層（藤岡, 1959）、あるいは戸賀浮石層（藤岡, 1973；藤岡ほか, 1973）と様々な名称が付されてきたが、本報告では、現時点で広く使われている術語に見合う名称として、戸賀軽石層（藤岡, 1959）を採用する。戸賀火山噴出物は、戸賀軽石層を除けば、いまのところ男鹿パミスタフ（白石・的場, 1996b）以外に知られていない。男鹿パミスタフ（Oga）は、戸賀湾東方 10 数 km の安田から脇本にかけて分布する厚さ 1～1.6 m の火砕サージ堆積物で鮪川層に挟まれている。

火口内では厚さ数～数 10 cm 前後の凝灰岩、軽石火山礫含有凝灰岩、軽石火山礫凝灰岩など、タービダイトに類似した堆積構造を示す堆積物が累重し、火口の中心に向かって緩く傾いている。火口内を埋める堆積物と男鹿パミスタフを合わせた戸賀火山の噴出量はおそらく 2 km<sup>3</sup> を超える。

**火砕粒子の特徴** 主たる構成火砕粒子は軽石火山礫と火山灰で、淘汰が良い。軽石火山礫は K に富む流紋岩である（第 6.1 表）。鹿野ほか（2002）では、青木（1989）に従って、これを黒雲母アルカリ流紋岩として記載しているが、IUGS の勧告（Le Maitre, 2002）に従えば、流紋岩に分類される。最大径は 3 cm と細粒。様々な程度に円磨されている。火山灰粒子の 40～60% は繊維状に発泡した軽石片である。結晶片はわずかで、少量の黒雲母とサニディン、石英、斜長石、不透明鉱物、極微量

の角閃石、輝石などが認められる。角閃石と輝石は、軽石火山礫では確認できないので、外来結晶である可能性が高い。軽石片の多くは繊維に直交または斜交する方向に滑らかな面で切断されている。発泡壁型ガラス片も認められるが、平板状ないし鱗片状、または様々な程度に発泡した塊状のガラス片も多数認められる。したがって、これらの碎屑粒子は様々な程度に発泡したマグマが水に触れて発生したマグマ水蒸気爆発の産物と考えられる。火山ガラスの屈折率は 1.495～1.497 で、ジルコンのウラン濃度は 1,600 ppm と極めて高い。

**堆積相** 戸賀火山を構成する噴出物は分布や構成物、堆積構造が異なる 7 つの堆積相 TF1～TF7 に区分できる（鹿野ほか, 2002；Kano and Ohguchi, 2009）。

**堆積相 TF1** は、細粒火山礫凝灰岩～凝灰岩からなる堆積物で、基盤にアバットし、基盤との接触面に沿って分布する。単層の厚さは 30～120 cm。全体に細粒火山礫サイズの石質岩片と軽石が散在し無層理であるが、基底から 10 cm の範囲には径数 cm 以下の石質岩片が濃集し、最上部数 cm の範囲では石質岩片や軽石火山礫が少なくなる。また、径数 10 cm の石質火山岩塊や偽礫が火山岩塊サグをなしている例もある。接触面に近い TF1 中には、ところどころ、幅数 cm～数 10 cm の複合碎屑岩脈が認められる。

**堆積相 TF2** は、厚さ 0.3～1.5 m で、基底から 0.2～1 m は細粒火山礫サイズの石質岩片が濃集した石質細粒火山礫岩～細粒火山礫凝灰岩で、上位の平行～低角斜交層理もしくは波状斜交層理が発達し正級化した細粒火山礫凝灰岩～凝灰岩に連続する。直下の堆積物を削りし荷重変形を与えていることが多い。

**堆積相 TF3** は、厚さ 2 cm～1.2 m の軽石細粒火山礫凝灰岩～凝灰岩である。基底部は逆級化成層し、上部は正級化成層していることが多い。また、直下の堆積物

第 6.1 表 戸賀火山噴出物中の軽石の化学組成（鹿野ほか, 2002）

| 地質区分<br>採取地                      | 戸賀軽石           |          |                |            |            |               | 男鹿パミスタフ     |             |                |                |
|----------------------------------|----------------|----------|----------------|------------|------------|---------------|-------------|-------------|----------------|----------------|
|                                  | 戸賀湾沿岸          |          |                |            |            |               | 安田          |             | 脇本             |                |
| 試料番号                             | Toga KS1-Large | Toga KS1 | Toga KS8-Large | Toga KS8-1 | Toga KS8-2 | Toga KS981024 | Anden KS7-1 | Anden KS7-2 | WakimotoK S6-1 | WakimotoK S6-2 |
| SiO <sub>2</sub>                 | 71.78          | 71.28    | 73.75          | 73.70      | 73.46      | 73.95         | 73.58       | 74.00       | 74.17          | 73.77          |
| TiO <sub>2</sub>                 | 0.09           | 0.10     | 0.08           | 0.09       | 0.09       | 0.08          | 0.09        | 0.09        | 0.09           | 0.08           |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>   | 13.92          | 13.71    | 12.58          | 12.76      | 12.68      | 12.49         | 12.90       | 12.72       | 12.67          | 12.76          |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> * | 0.76           | 0.74     | 0.64           | 0.67       | 0.67       | 0.61          | 0.64        | 0.63        | 0.63           | 0.62           |
| MnO                              | 0.13           | 0.13     | 0.12           | 0.12       | 0.13       | 0.12          | 0.12        | 0.12        | 0.12           | 0.13           |
| MgO                              | 0.09           | 0.09     | 0.08           | 0.08       | 0.10       | 0.07          | 0.08        | 0.07        | 0.08           | 0.07           |
| CaO                              | 0.66           | 0.68     | 0.71           | 0.73       | 0.74       | 0.72          | 0.67        | 0.68        | 0.69           | 0.68           |
| Na <sub>2</sub> O                | 3.06           | 3.11     | 2.92           | 3.04       | 3.00       | 3.62          | 3.21        | 3.21        | 3.26           | 3.27           |
| K <sub>2</sub> O                 | 4.72           | 4.73     | 5.18           | 5.16       | 5.18       | 4.85          | 5.11        | 5.18        | 5.19           | 5.15           |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>    | 0.02           | 0.02     | 0.01           | 0.01       | 0.01       | 0.01          | 0.01        | 0.01        | 0.01           | 0.01           |
| 合計                               | 95.23          | 94.59    | 96.07          | 96.36      | 96.06      | 96.52         | 96.41       | 96.71       | 96.91          | 96.54          |

\* 全鉄



をチャンネル状に削削し荷重変形を与えるとともに、偽礫を多数取り込んでいることも多い。

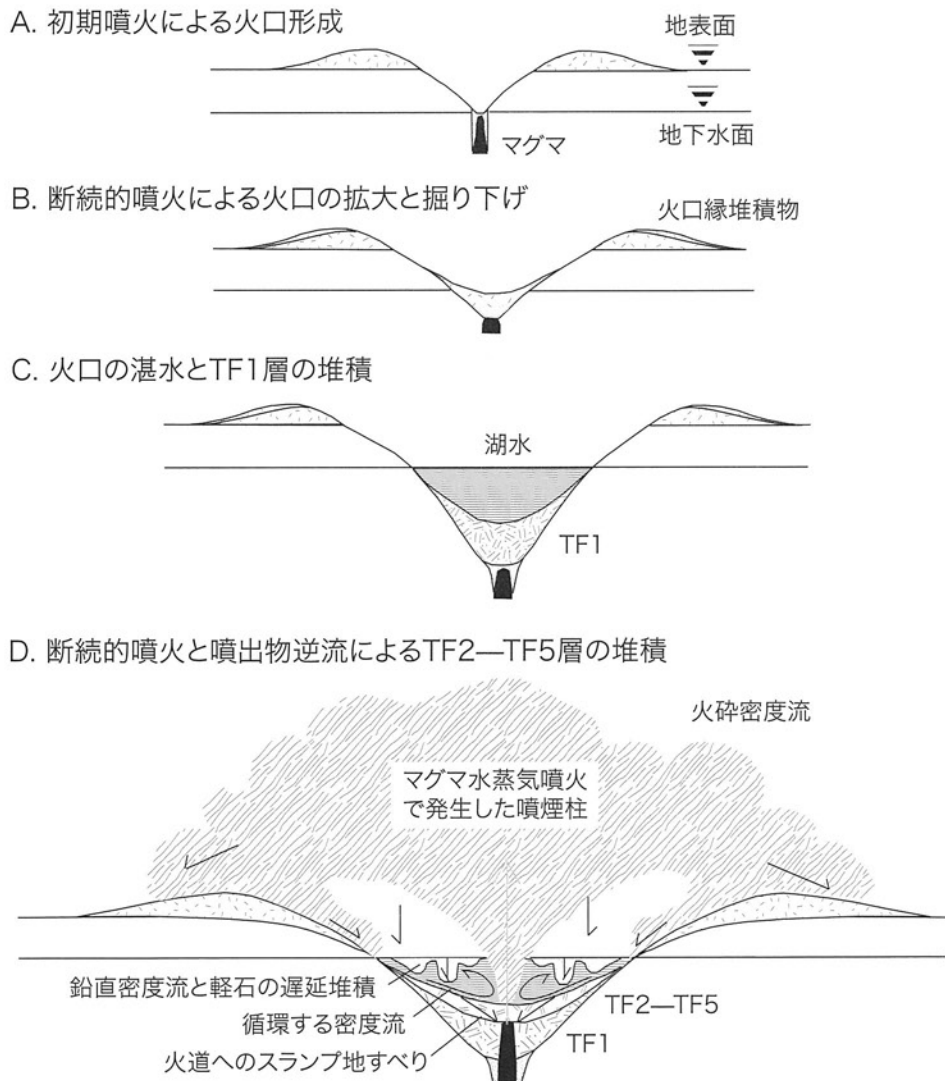
堆積相 TF4 は、細粒凝灰岩で、厚さ 2 cm ~ 1.5 m. 無層理のものと、間に中粒-細粒砂もしくは極細粒砂-シルトサイズの凝灰岩薄層を挟み、平行層理-低角斜交層理またはリップル斜交層理の発達したものとがあり、ときに基底の粗粒凝灰岩から移化していることがある。TF4 は、ふつう TF3 と互層しており、また、TF5 の上位に TF4 薄層が整合的に重なることも多い。

堆積相 TF5 は、平行ないし低角斜交層理の発達した軽石火山礫岩~軽石火山礫凝灰岩と粗粒凝灰岩との互層で、厚さは 1 cm ~ 数 10 cm である。ときにこれらが積み重なって波長数 10 cm もしくはそれ以上のデューン型、もしくはアンチデューン型の堆積面をもった厚さ数

m の層をなすことがある。上方に向かうにつれて次第に細粒となり、また、TF3 と同様に、層理が明瞭かつ薄くなる傾向にある。下位層を削削していることが多く、基底には厚さ 10 ~ 30 cm の逆級化~正級化した石質火山礫岩 (TF2) が認められることがある。

堆積相 TF6 は、主に無層理の軽石細粒火山礫凝灰岩からなる。厚さは 0.2 ~ 4 m. 基底部と最上部は級化成層した凝灰岩からなる。基底は明瞭で直下の堆積物を削削り、凝灰岩偽礫を多数取り込んでいる。TF6 は TF1 に類似しているが、上下に級化成層が認められ、しかも石質岩片は TF1 に比べて少なく、碎屑岩脈を伴わない。

堆積相 TF7 は、軽石細粒火山礫岩からなる。厚さは 1 m 以上。細粒火山灰に乏しく、層理は認められないか、あっても不明瞭で側方に連続しない。石質火山礫を 5



第 6.2 図 戸賀火山の形成過程と噴出物の火口内における流動定置モデル

Kano and Ohguchi (2009) を一部改変。火口湖の水面に降下した火山灰は重力不安定によって鉛直密度流となる。高温の軽石は冷えるまで水面上にあって、冷えて水を吸った瞬間に沈降し始める。また、火口底の堆積物は噴火直後に空いた火道に向かってすべり落ちることがある。TF1-TF5 は岩相コード (本文参照)

第6.2表 戸賀火山噴出物中の珪藻化石一覧（産地：戸賀塩浜，秋田大学臨海実習所近くの沢沿い，柳沢幸夫同定）

| Sample number (Oga-)   | 122 | 123 | 124 | 125 | 126 | 127 |
|--|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| Preservation   | P   | P   | P   | P   | P   | P   |
| Abundance  | R   | R   | R   | R   | R   | R   |
| <b>Marine species</b>  |     |     |     |     |     |     |
| ** <i>Actinocyclus ingens</i> f. <i>ingens</i> (Rattray) Whiting et Schrader | -   | -   | -   | -   | 1   | 3   |
| <i>A. normanii</i> (Gregory) Hustedt   | 2   | 2   | 2   | 13  | 3   | 1   |
| <i>Actinoptychus senarius</i> (Ehrenberg) Ehrenberg                          | 1   | -   | -   | 1   | -   | -   |
| <i>Adoneis pacifica</i> Andrews  | -   | -   | -   | -   | 1   | -   |
| <i>Azpeitia nodulifera</i> (Schmidt) Fryxell et Sims                         | 1   | -   | -   | -   | -   | -   |
| <i>Cocconeis californica</i> Grunow  | -   | -   | -   | -   | -   | 1   |
| <i>C. costata</i> Gregory  | +   | 1   | -   | 1   | 1   | 2   |
| <i>C. curviturunda</i> Brun et Tempere                                       | -   | -   | -   | -   | 2   | +   |
| <i>C. scutellum</i> Ehrenberg  | 4   | 1   | 4   | 5   | 3   | 2   |
| <i>Coscinodiscus marginatus</i> Ehrenberg                                    | 1   | 1   | 1   | 9   | 3   | 7   |
| <i>C. radiatus</i> Ehrenberg   | -   | -   | -   | 2   | 1   | -   |
| <i>C. spp.</i>   | -   | 1   | -   | -   | -   | 1   |
| <i>Cyclotella striata</i> (Kutzing) Grunow                                   | 51  | 54  | 42  | 9   | 35  | 25  |
| <i>C. sp.</i>  | 1   | -   | 1   | -   | -   | -   |
| <i>Delphineis surirella</i> (Ehrenberg) Andrews                              | 2   | -   | -   | 3   | 1   | -   |
| ** <i>Denticulopsis lauta</i> (Bailey) Simonsen                              | -   | -   | -   | -   | -   | +   |
| ** <i>D. simonsenii</i> Yanagisawa et Akiba                                  | -   | +   | -   | -   | 1   | -   |
| ** <i>D. vulgaris</i> (Okuno) Yanagisawa et Akiba                            | -   | +   | -   | -   | +   | -   |
| <i>Diploneis bombus</i> Ehrenberg  | -   | 1   | +   | 3   | 1   | 5   |
| <i>D. smithii</i> (Brebisson) Cleve  | 8   | 10  | 15  | 15  | 9   | 16  |
| <i>Grammatophora</i> spp.  | +   | +   | +   | +   | +   | +   |
| <i>Hyalodiscus radiatus</i> (O'Meara) Grunow                                 | 10  | 3   | 10  | 4   | 2   | 1   |
| <i>Melosira</i> sp.  | -   | 3   | -   | -   | 1   | -   |
| * <i>Neodenticula kamtschatica</i> (Zabelina) Akiba et Yanagisawa            | -   | -   | -   | 1   | 1   | -   |
| * <i>N. koizumii</i> Akiba et Yanagisawa                                     | -   | +   | +   | 1   | -   | -   |
| <i>N. seminae</i> (Simonsen et Kayana) Akiba et Yanagisawa                   | +   | -   | -   | -   | -   | 1   |
| <i>Paralia sulcata</i> (Ehrenberg) Cleve                                     | 2   | 4   | 2   | 1   | 5   | 3   |
| <i>Proboscia barboi</i> (Brun) Jordan et Priddle                             | +   | 1   | +   | 5   | -   | -   |
| <i>P. curvirostris</i> (Jouse) Jordan et Priddle                             | -   | +   | +   | -   | -   | 1   |
| <i>Rhabdonema japonicum</i> Tempere et Brun                                  | -   | -   | -   | -   | -   | 1   |
| <i>Rhizosolenia hebetata</i> f. <i>hiemalis</i> Gran                         | -   | -   | -   | 1   | -   | -   |
| <i>R. styliformis</i> Brightwell   | -   | +   | 1   | -   | -   | -   |
| <i>Stellarima microtrias</i> (Ehrenberg) Hasle et Sims                       | -   | -   | -   | 1   | -   | -   |
| * <i>Stephanopyxis dimorpha</i> Schrader                                     | -   | 1   | -   | -   | -   | -   |
| * <i>S. horidus</i> Koizumi  | -   | -   | 1   | -   | -   | -   |
| <i>S. spp.</i>   | +   | 1   | 1   | -   | 1   | +   |
| <i>Thalassionema bacillaris</i> (Heiden) Kolbe                               | -   | -   | -   | -   | -   | 1   |
| <i>T. hirosakiensis</i> (Kanaya) Schrader                                    | 1   | -   | 1   | -   | 1   | +   |
| <i>T. nitzschioides</i> (Grunow) H. et M. Peragallo                          | 8   | 8   | 11  | 17  | 14  | 21  |
| <i>Thalassiosira leptopus</i> (Grunow) Hasle et Fryxell                      | 1   | -   | -   | 1   | -   | -   |
| <i>T. oestrupii</i> (Ostenfeld) Proshkina-Labrenko                           | -   | -   | -   | -   | -   | -   |
| <i>T. spp.</i>   | 2   | 1   | +   | +   | -   | 3   |
| <i>Thalassiothrix longissima</i> Cleve et Grunow                             | -   | -   | -   | +   | -   | +   |
| <b>Non-marine species</b>  |     |     |     |     |     |     |
| <i>Aulacoseira</i> spp.  | 1   | 3   | 3   | 4   | 5   | 1   |
| <i>Stephanodiscus</i> sp.  | -   | -   | -   | -   | 1   | -   |
| <i>Achnanthes</i> spp.   | -   | -   | -   | -   | 1   | 1   |
| <i>Cymbella</i> sp.  | +   | -   | -   | 1   | 1   | 1   |
| <i>Epithemia</i> sp.   | -   | -   | 1   | -   | -   | -   |
| <i>Navicula</i> spp.   | 2   | 3   | 2   | 2   | 5   | 2   |
| <i>Pinnularia</i> sp.  | -   | -   | 1   | -   | -   | -   |
| <i>Rhopalodia</i> sp.  | 1   | -   | 1   | -   | -   | -   |
| <i>Synedra ulna</i>  | -   | -   | -   | +   | +   | -   |
| <i>Tetracyclus</i> spp.  | 1   | 1   | -   | -   | -   | -   |
| Total number of valves counted   | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 |
| Resting spore of <i>Chaetoceros</i>  | 13  | 14  | 13  | 21  | 7   | 27  |

P: poor, R: rare, \*\*:Miocene reworked species, \*: Pliocene reworked species

～10 vol.% 含む。

以上の堆積相のうち、TF1は30°～20°以下の角度で戸賀湾に向かって傾斜し、幾重にも重なって、母岩との接触面から内側200～300mの範囲に露出している。一方、TF2～TF5は、TF1の上位にあって互いに重なり合って20～10°以下の角度で緩やかに湾に向かって傾く。

TF6とTF7は、TF2～TF5とともにTF2～TF5のみの堆積相組み合わせとは異なるもう一つの堆積相組み合わせ（火口外縁堆積物）を成す。分布は戸賀北方の沢に限られ、そこでは基盤をなす門前層の安山岩を直接覆い、近接して同じく基盤の安山岩を直接覆うTF2～TF5の堆積相組み合わせとは反対の方向に傾斜している様子が観察できる。

以上の堆積相はいずれもタービダイトと良く似た堆積構造を示しており、水に満たされた火口内で繰り返し発生したマグマ水蒸気噴火によって形成されたことを示唆する（Kano and Ohguchi, 2009）。軽石が円磨されているのは、噴出物の一部が逆流して火口内に堆積し断続的噴火によって火口内で繰り返しリサイクルされたためと考えられる（第6.2図）。

**男鹿パミスタフ** 安田海岸の男鹿パミスタフは、鮪川層基底近くの亜炭層の直上にあり、同じく亜炭層に覆われる（第5.9図）。男鹿パミスタフ直下の亜炭層は厚さが20cmで、鮪川層基底から続く細粒砂を覆う。この、鮪川層基底の細粒砂は淘汰が良く、基底付近では波状層理-低角斜交層理を示すことから海浜の堆積物と考えられる。男鹿パミスタフ直上の亜炭層は厚さが15～20cmで、削剥された男鹿パミスタフの上面を覆う。その上には厚さ5cm前後の白頭山男鹿テフラ（B-Og）、厚さ45～50cmの亜炭層が重なり、更に上位にはシルト岩が重なる。

男鹿パミスタフ自体は厚さが1.6m。軽石火山礫と様々な程度に発泡した火山ガラス片を主体とする細粒火山礫凝灰岩～凝灰岩からなる。軽石火山礫は戸賀軽石層とは異なり、円磨されていない。その化学組成は戸賀軽石と同じで（第6.1表）、年代もほぼ同じである（後述）。全体に、級化成層した層が幾重にも重なり、明瞭な平行層理-低角斜交層理を示す。基底には直下の亜炭層から延伸した木の根があり、北東側に傾いている。この木の根は炭化しているが、炭化の程度は亜炭と同じぐらいで燃焼したものではない。直上の亜炭層からは植物の根と思われる炭化した糸状のものが表層から数cmの範囲

内に認められる。脇本における男鹿パミスタフの産状は安田海岸と大差ないが、層厚は最大で1.0～1.1mとやや薄い。

**放射年代** 火口を埋める堆積物から採取した軽石火山礫中のジルコンFT年代は $0.42 \pm 0.04$  Ma（鹿野ほか、2002）、同じ軽石火山礫に含まれるサニディンの $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年代は $0.42 \pm 0.01$  Ma（宇都ほか、2010）である。また、男鹿パミスタフ軽石火山礫中のジルコンFT年代は $0.39 \pm 0.04$  Maで、戸賀軽石層について得られた値と測定誤差の範囲内で一致する。したがって、戸賀火山の活動時期はおおよそ40万年前である。

**化石** 戸賀湾に面した戸賀塩浜、秋田大学戸賀臨海実習所南側の沢沿いのTF3/TF4の露頭（戸賀火山の火口の内側）で採取した細粒凝灰岩試料から珪藻化石群集が得られている（柳沢・渡辺、2011）。この珪藻群集は*Cyclotella striata* (Kützing) Grunow, *Diploneis smithii* (Brébisson) Cleve, *Hyalodiscus radiatus* (O'Meara) Grunow, *Thalassionema nitzschioides* (Grunow) H. et M. Peragalloのような海の沿岸に生息する種（marine littoral species）が卓越しており、その他の付随種もほとんどは海生である（第6.2表）。*Aulacoseira* spp., *Navicula* spp.などの淡水種も含まれているが、その頻度の合計は最大でも数%以下であり、河川から海への流れ込みと解釈できる。このことは、当時の火口が海岸付近にあって、海に開いていたことを示唆している。また、散点的に含まれている*Actinocyclus ingens* f. *ingen* (Rattray) Whiting et Schraders, *Denticulopsis lauta* (Bailey) Simonsen, *D. simonsenii* Yanagisawa et Akiba, *D. vulgaris* (Okuno) Yanagisawa et Akiba, *Thalassionema hirosakiensis* (Kanaya) Schraderなどの中新世種、及び*Neodenticula kamtschatica* (Zabelina) Akiba et Yanagisawa, *N. koizumii* Akiba et Yanagisawa, *Stephanopyxis dimorpha* Schrader, *S. horridus* Koizumiなどの鮮新世種は、付近に存在した海成中新～鮮新統から再堆積したものと考えられる。

*Proboscia curvirostris* (Jousé) Jordan et Priddleの生存年代は1.6～0.3 Maなので（Yanagisawa and Akiba, 1998）、堆積年代はこの年代範囲内に入る。また、1.0 Maに絶滅する*Actinocyclus oculatus* Jouseが産出しないので、堆積年代は更に1.0～0.3 Maに絞り込める。珪藻化石から推定されるこの年代は上記の放射年代に矛盾しない。

7.1 下真山段丘堆積物 (t5e)

上真山段丘に近接して、それよりも一段低い平坦面をなす砂礫主体の堆積物で、厚さは10 mを超えるところがある。入道崎から門前まで分布するほか、西海岸沿いにも断続的に分布する。段丘面の標高は、北部で80～120 mで、西海岸に沿った山地の周辺で高く、北東に向かって低くなる。戸賀湾に面した丘陵を開削した道路法面では、戸賀火山の火口を埋めた戸賀火山噴出物と活動停止後に火口を埋めた再堆積物の上位に、厚さ約10 mの砂を主体とする下真山段丘堆積物が観察できる(第7.1図)。この堆積物は基底部にあって砂混じりの円磨された細礫からなる薄層と削剥面で画される3枚の砂層からなり、一ノ目湯火山噴出物に覆われる。砂層はいずれも淘汰が良く、平行～低角斜交層理を示し、最上部に砂混じり泥の薄層を伴う。

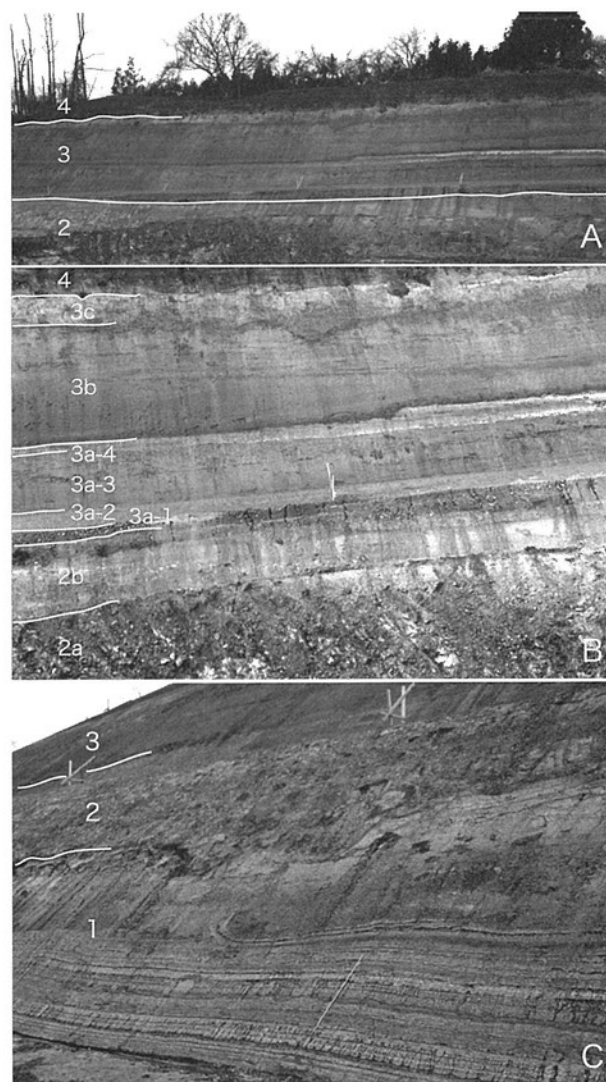
白石(2000)は、これを潟西層最上部(MIS 5.3)に対比した。しかし、安全寺西方で洞爺火山灰テフラ(Toya: 町田ほか, 1987)が下真山段丘堆積物を構成する礫層を覆う(宮内, 1988)とされており、また、その年代が115 kaとされている(町田・新井, 2003)ことから、本報告では、潟西層の下部(MIS 5.5)に対比されると考えた。

7.2 潟西層 (t5c)

**地層名** 大橋(1930)命名。白石(2000)は、それまで潟西層とされていた堆積物を潟西層とこれを不整合に覆う五里合層とに分けるとともに、北里(1975)の安田層を潟西層に一括した。本報告では、白石(2000)の再定義に従う。

**模式地** 安田海岸から約5 km東方の八郎潟に面した潟西丘陵(藤岡, 1959; 潟西層団体研究グループ, 1983)。

**層序関係** 鮪川層に傾斜不整合で重なる。この不整合面は海進時のラビーンメント面直下の堆積相BとCとの間にあるとされていた(白井・多田, 1997; Shirai and Tada, 2000)が、白石ほか(2008)では、これを訂正して、それよりも下位の堆積相FとBとの間に不整合面があるとした(第5.10図, 第5.11図, 第5.12図)。この不整合面は傾斜しており、海面変動と地殻の傾動とが重なって生じた傾斜不整合面と考えられている



第7.1図 戸賀湾東側丘陵に分布する下真山段丘堆積物の露頭(A)とそのクローズアップ(B, C)

1 = 戸賀火山噴出物, 2 = 活動停止後に火口に堆積した戸賀火山噴出物の再移動堆積物(礫岩), 3 = 下真山段丘堆積物, 4 = 一ノ目湯火山噴出物。戸賀火山噴出物の再移動堆積物の大半は礫支持礫岩(2a)で上部に淘汰不良の砂礫岩(2b)を伴う。下真山段丘堆積物の基底は細礫(3a-1)で、その上に極粗粒～粗粒砂(3a-2), 細粒砂(3a-3), 砂混じり泥(3a-4)が重なる。上位の砂(3b)はこれを削剥して重なり、さらにこの砂を削剥して泥混じりの細粒砂(3c)が重なる。一ノ目湯火山噴出物(4)は、様々な種類の火山岩片を主体とする火山礫層と火山礫火山灰層からなり、類質火山灰層を挟む。

(Shirai and Tada, 2002; 白石ほか, 2008).

白石・的場 (1996a,c) が紹介しているように、下部に洞爺テフラ (Toya: 町田ほか, 1987) を挟み (宮内, 1988), 上部に阿蘇4テフラ (Aso-4: 町田ほか, 1985) を挟む (第5.10図, 第5.11図). また, 最上部に三瓶木次軽石 (SK) 由来の漂流軽石を挟む (白石ほか, 1992).

北里 (1975) は, 安田海岸で鮎川層最上部のシルト岩層に傾斜不整合で重なる砂層を安田層とし, 更に安田層を覆う砂層を潟西層とした. しかし, 町田ほか (1987) は, この安田層の下部に挟まれているテフラ (ピンクタフ Pk: 北里, 1975) を Toya と同定して, これが模式地の潟西層にも挟まれていることを指摘した. また白石・竹内 (1999) は, これを受けて, 安田層を潟西層安田砂部層と再定義し, 潟西層を MIS 5.3 に対比した. その後, 白石 (2000) は, 安田海岸の Aso-4 層準直上に不整合面を認め, 安田砂部層基底からこの不整合面までを潟西層とし, これより上位の堆積物を五里合層として MIS 5.1 に対比している.

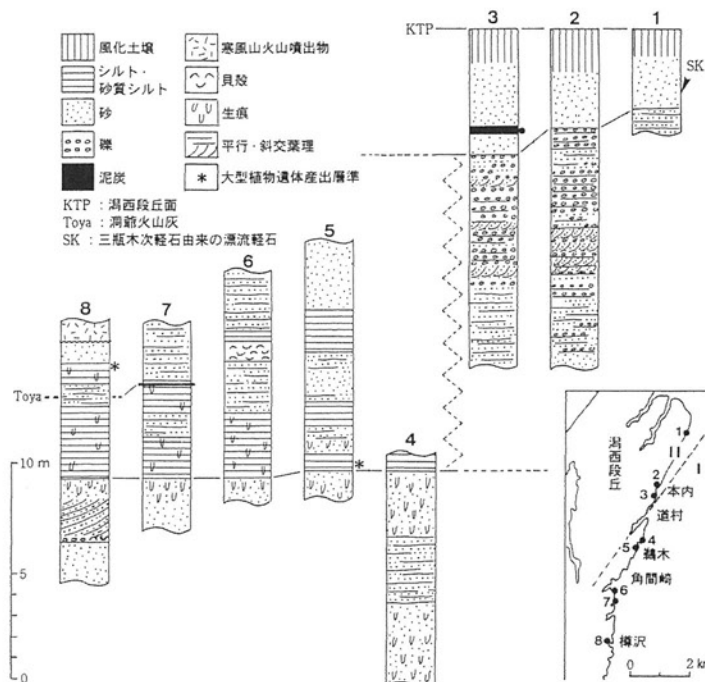
**分布** おおむね標高 40 ~ 80 m の潟西段丘を構成して広い範囲に分布する (潟西層団地研究グループ, 1977, 1983).

**層厚** 約 30 m.

**岩相** 安田海岸に露出する潟西層は, 白井・多田 (1997), Shirai and Tada (2000) が堆積サイクル6とした一連の岩相からなる (第5.10図). その最下部 3.5

m は炭質物に富む粘土で, *Corbicula* を産する. その上位 10 m は無層理細粒砂で, これに波状斜交層理を示す細粒砂 (厚さ 1 m 前後), 低角板状層理の発達した細粒砂・シルト (厚さ約 4 m), 平行層理やトラフ斜交層理が発達した極細粒砂 (厚さ約 8 m), そしてシルト質細粒砂 (厚さ約 3.5 m) が順に重なる (第5.10図). 下部の無層理砂は Toya を挟み, 貝化石を多産する. 最上部のシルト質細粒砂は, Aso-4 と阿蘇4火砕流由来の漂流軽石を挟む (町田ほか, 1987; 宮内, 1988; 白石ほか, 1992). 全層準にわたって生痕が認められるが, 貝化石が多産する下部の無層理細粒砂で目立つ.

模式地の潟西丘陵東縁における潟西層 (第7.2図) は, 安田海岸とは岩相を異にする (潟西層団地研究グループ, 1983; 白石・竹内, 1999). 一部では北浦層を不整合に覆うものの, 下限の詳細は不明で, 最下位に厚さ 10 m を超える砂があり, これに厚さ 5 m の黒色シルトが重なる. 砂には多数の生痕があり, シルト岩には Toya が挟まれている (町田ほか, 1987), 多数の生痕とともに *Corbicula japonica* Prime が認められる. シルト岩は海側に向かうにつれて砂を挟むようになり, また上方では砂がこれを覆うようになる. 砂の直下にあるシルトは泥炭を挟み, あるいは植物化石を産する. また, シルトに挟まれている砂の上部に厚さ 1 m 以下の化石密集レンズがあり, そこから *Crassostrea* sp. のほか, *Trapezium* sp. と, わずかではあるが, *Corbicula* sp. や *Macoma* sp. が産出する. シルト上位の砂は厚さ 5 m を超え, 側方



第7.2図 潟西丘陵とその周辺地域に分布する潟西層の柱状図 (白石・竹内, 1999 を一部改変)



で平行もしくは斜交層理の発達した砂礫岩(厚さ 15 m)に移化するが、その上位で再び泥炭を挟む砂に変わる。最上位のこの砂には SK とされる軽石が点在する。また、その上位 70 cm には中部日本の御岳火山由来とされている逆川テフラがある(白石ほか, 1992; 野村ほか, 2000)。

潟西団体研究グループ(1983)によれば、最下位の砂はおそらく外浜の堆積物で、Toya を挟む黒色シルトは、浅海から湾奥の汽水域もしくは潟湖の堆積物、そして SK を挟む最上位の砂は沿岸洲の堆積物である。白石・竹内(1999)はこの点に着目して、Toya の下位にある砂は安田海岸における鮪川層最上部に対比される可能性があるとしている。

**化石** 本層は *Turritella andanensis* Otuka などの貝化石を多産する(Takayasu, 1962; 渡部, 1975, 1976; 高安・小笠原, 1986)。特に、基底から約 10 m には化石密集層があり、*Glycymeris yessoensis* (Sowerby) のほか、50 種以上の貝化石が同定されている(渡部, 1975)。下部の砂では巣穴痕(砂管)も多く、木片にフナクイムの穿孔が認められる。本部層最上部からは、*Clinocardium (Fuscocardium) braunsi* (Tokunaga) が産出するが、これは東北日本日本海側で確認された初めての例である(渡部, 1995)。

**地質年代** 広域テフラの年代を基準に古水深の変化を海洋酸素同位体ステージと対比すると、上述のように、潟西層は MIS 6.4 と MIS 5.2 との間(約 150 ka ~ 90 ka)に対比できる(第 5.10 図; Shirai and Tada, 2000)。挟在する Toya と SK, Aso-4 の噴出年代は、115 ~ 112 ka, 115 ~ 110 ka, 90 ~ 85 ka と推定されている(町田・新井, 2003)。

### 7.3 五里合層及び相川・琴川段丘堆積物 (t5a)

#### 7.3.1 五里合層

**地層名** 白石(2000)命名。

**模式地** 安田海岸(白石, 2000)。

**層序関係** 潟西層に不整合で重なる(第 5.12 図)。五里合層は、安田西方海岸の同じ露頭で潟西層と五里合層との境界面(潟西段丘面相当)よりも一段低い琴川段丘面をなしており、したがって、琴川段丘やこれと面高度分布がほぼ同じ相川段丘を構成する堆積物、そして、これらの段丘面を構成している釜谷地層(藤岡・高安, 1965; Huzioka *et al.*, 1970)も五里合層に対比される。

**分布** 標高 20 ~ 30 m の琴川段丘を構成して、安田海岸とその周辺に分布する。

**層厚** 安田海岸での層厚は約 10 m である。

**岩相** 安田海岸では、Aso-4 を最上部に挟んで生痕に富む潟西層の砂を削剥して本層がこれに重なる(白石, 2000)。

最も削剥しているところでは、Aso-4 の下位まで下刻して深さ 1 m を超えるチャンネルをトラフ型斜交層理が明瞭な中粒砂が埋め、これに粘土薄層を挟み傾斜した細粒砂(厚さ約 1.6 m)、逆級化した粘土細粒砂がなす細かな互層(厚さ約 0.4 m)、無層理の黒色シルト質砂(厚さ約 1.6 m 超)が順に重なる。一方、その側方において、Aso-4 の層準が保存されているところでは、厚さ 0.6 ~ 4 m のシルトないしシルト質砂が基底において、これに厚さ 5 m を超え成層した砂が重なる。シルトないしシルト質砂は炭質物を含み、*Corbicula* sp. を産する。また最上部に泥炭を伴い、上述の無層理の黒色シルト質砂に連続する。白石(2000)は、このシルトないしシルト質砂を内湾もしくは潟湖の堆積物とし、その下位に局所的に分布する砂を河川堆積物としている。

**化石** 安田海岸に露出するシルトから温暖な気候を指示する花粉が得られている(白石, 2000)。

**地質年代** 年代を示す直接の証拠はない。白石(2000)と Shirai and Tada(2002)は、面高度が潟西段丘より一段低いこと、花粉群集が潟西層と似ていることを根拠に五里合層とこれに対比される段丘構成層を MIS 5.1 に対比している。

#### 7.3.2 相川・琴川段丘堆積物

すでに指摘したように、五里合層は安田海岸から連続して分布しており、その上面は琴川段丘面をなしている。また、牧野から相川にかけても、おおむね標高 20 ~ 40 m の相川段丘を構成して、五里合層に対比可能な堆積物が分布する。ここではこれらを一括して相川・琴川段丘堆積物と呼ぶ。

牧野付近の小増川河口の露頭では、厚さ 50 cm、貝殻や炭化木片、礫が混じった青灰色砂が北浦層の侵食面を覆い、これに礫(厚さ 0.1 m)、砂(0.4 m)、植物遺骸を含む暗褐色粘土(1 m)、砂礫(1.8 m)、淘汰の良い中粒砂(2.5 m)、赤色土壌、黒色土壌が順に重なる(Huzioka *et al.*, 1970)。Huzioka *et al.* (1970)は、これらのうち、青灰色砂を釜谷地層とし、その上位の堆積物を潟西層とした。しかし、表層の赤色土壌は潟西段丘よりも低い相川段丘面をなしていることは明らかで、“潟西層”は本報告の五里合層に対比可能である。“釜谷地層”と“潟西層”との境界は明瞭な侵食面とされているが、これは海面低下に伴う波食面と考えられる。

北岸の相川付近において、相川段丘を構成する堆積物は、厚さ 2 m の細粒砂からなる。生痕を伴い、ガラス質細粒火山灰を挟む(藤本ほか, 2008)。

浜間口西方、牧野付近の相川段丘構成層基底部からは、模式の釜谷地層から産出する化石種と共通した多数の貝化石が産出する(Huzioka *et al.*, 1970; 渡部, 1977, 2004)。また、1967 年には、この付近で、産出位置不明のナウマンゾウ *Palaeoloxodon naumanni* (Makiyama)

の白歯が拾われている (Huzioka *et al.*, 1970; 渡部ほか, 2005).

白石 (2000) は、相川段丘について、その旧汀線高度にもとづいて MIS 3 の初期、約 5 万年前頃に形成されたとしているが、これは安田海岸における五里合層上面が琴川段丘に対応することを見落とし、高度分布に基づく面の対比が一段ずつずれた結果である。

#### 7.4 箱井層 (t2)

**地層名** 白石 (2000) 命名。

**模式地** 五里合低地、箱井付近。

**層序関係** 潟西層の含礫砂層を深く下刻した起伏を埋めており、標高 25 m 程度の箱井段丘を構成する (第 7.3 図)。不整合面には最大 3.5 m に達する起伏がある。段丘堆積物中に始良 Tn テフラ (AT) を挟む (白石ほか, 1988)。

**分布** 寒風山北方の五里合低地の南西縁に局所的に分布する。また、寒風山東麓に沿って潟西層を覆って分布する (林ほか, 1990; Hasenaka *et al.*, 1993)。

**層厚** 最大で 5.5 m に達する。

**岩相** 主に粘土混じり砂及び砂からなり、下部に泥炭や粘土、礫を伴う。泥炭は AT を挟む。寒風山東麓の樽沢付近に分布する箱井層は、寒風火山起源の泥流堆積物 (ラハール堆積物) で、したがって、その分布面高度も五里合低地の箱井層に比べてかなり高いことに注意す

る必要がある。

**化石** 泥炭から *Abies*, *Picea*, *Tsuga* など寒冷な気候を示す花粉が産出する (白石ほか, 1988; 竹内, 1994)。

**地質年代** 面高度が MIS 5 の段丘よりも低く、かつ寒冷な気候を反映した花粉群集が産出し、AT (29 ~ 26 ka: 町田・新井, 2003) を挟むことから、MIS 2 (最終氷期) に対比される (白石ほか, 1988; 竹内, 1994)。

#### 7.5 湯本トラバーチン (Yt)

**地層名** 千谷 (1925) 命名。千谷 (1925) は湯本石灰華と名づけたが、本報告では、固結していることを考慮して、これを湯本トラバーチンと称することにした。

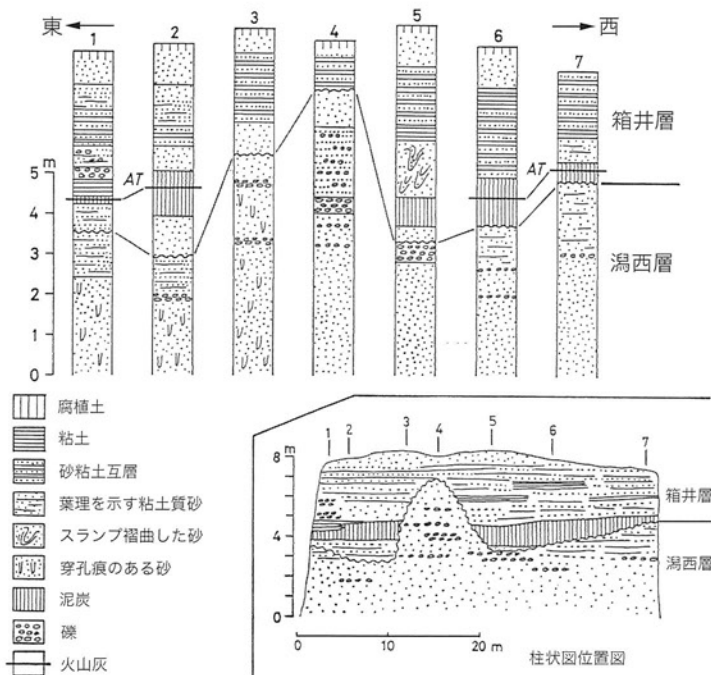
**模式地** 湯本。

**層序関係** 相川段丘面上に沈殿している。

**分布** 北西-南東方向に延びる湯本断層の断層崖東側にあつて、直線的に点在する温泉源に沿った南北 400 m、東西 200 m の範囲に高さ数 m の丘陵をなして分布する。

**層厚** 平均約 5.4 m (千谷, 1925)、最大で 8 m 前後。

**岩相** 縞状に積層したトラバーチン (固結した石灰質沈殿物) からなる。構成鉱物は方解石であるが、現在沈でんしつつある温泉スケールではアラゴナイトと方解石が共存している (古橋ほか, 2007) 千谷 (1925) によれば、阿仁鉱山と八盛鉱山で鉱石の製錬に用いるため採掘され、調査に訪れた時点で全体の 1/3 がすでに持ち去



第 7.3 図 模式地における箱井層の露頭スケッチと柱状図  
白石ほか (1988) の図 2 (© 日本第四紀学会)。

られていたとのことである。

古橋ほか (2008) は、石灰質沈殿物の炭素・酸素同位体比と温泉水の水素・酸素同位体比を測定し、その結果に基づいて、トラバーチン形成当時から現在に至るまで、1) 溶存全炭酸の起源は西黒沢層の炭酸塩岩であり、また、2) 温泉水の起源は海成層中に貯留された天水であると結論している。

**化石** 植物化石や陸生のキセルガイモドキと思われる巻貝が認められる (古橋ほか, 2007)。

**地質時代** 相川段丘形成後、すなわち MIS 5.1 以降であり、目湯火山噴出物に覆われていないので、それよりも若いと考えられる。西川 (2010) によれば、トラバーチン中の炭質物の  $^{14}\text{C}$  年代値は古いもので約 30 ka、若いもので 5 ka 前後である。

### 7.6 橋本層、海岸低地堆積物 及び谷底平野堆積物 (at)

#### 7.6.1 橋本層

**地層名** 大沢ほか (1985a) 命名。白石 (1982) の橋本段丘堆積物に同じ。

**模式地** 北岸の橋本から宮沢 (北隣「羽後浜田」図幅地域) に至る海岸。

**層序関係** 北浦層を不整合に覆う。

**分布** 橋本から宮沢までの海岸線に沿って細長く分布する。

**層厚** 2 ~ 5 m。

**岩相** 無層理の砂に成層した砂礫が重なる。基底面の標高は、橋本で 7 m、宮沢海岸で 3 m と、北に向かって低くなる。

**化石** *Quercus*, *Fagus* を主とし、*Cryptomeria*, *Carpinus*, *Fraxinus*, *Juglance*, *Gramineae* などの花粉が産出する (白石, 1982)。

**地質時代** 木片について  $6320 \pm 50$  y.B.P. (Gak-7218) と  $4560 \pm 140$  y.B.P. (Gak-7219) の  $^{14}\text{C}$  年代測定値が得られている (白石, 1982)。花粉群集は落葉広葉樹が優勢で、温暖な気候を示しており、本層は縄文海進期に対比される (白石, 1982)。

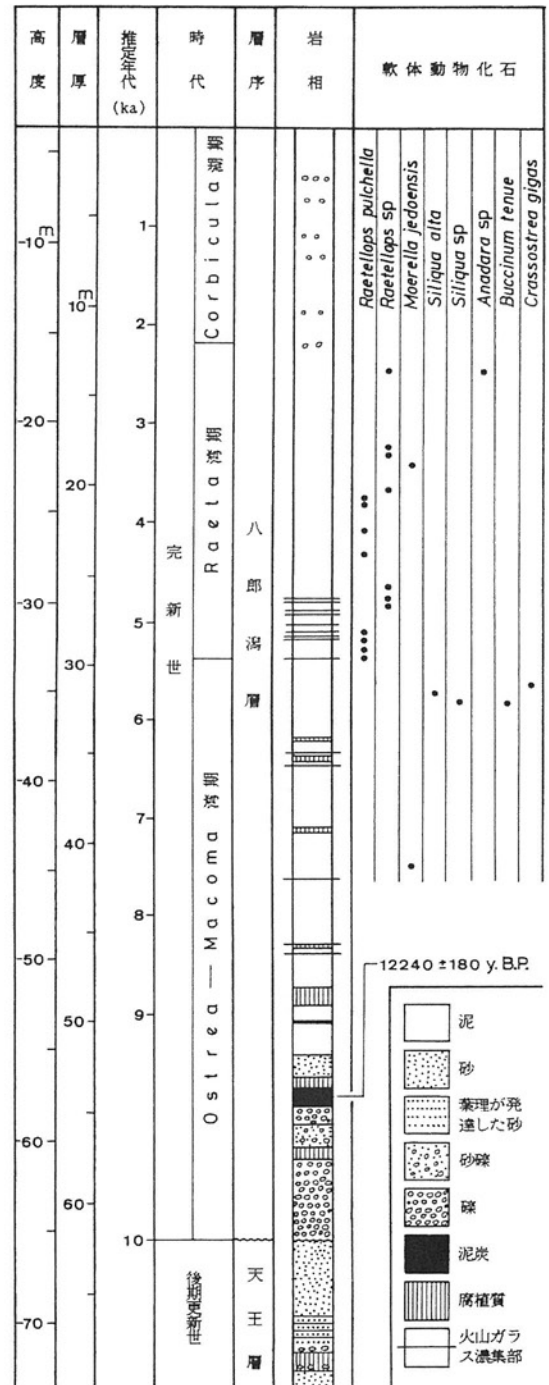
#### 7.6.2 海岸低地堆積物及び谷底平野堆積物

橋本層は内陸側の八郎潟や、その周辺にある五里合などの低地、あるいは河川によって下刻された谷底を埋める堆積物と指交し、ともに隆起して海面よりやや高い平坦面 (海岸低地) をなす。これらは、表層の地形的特徴のみでは分かちがたく、したがって、地質図では橋本層とともに一括した。

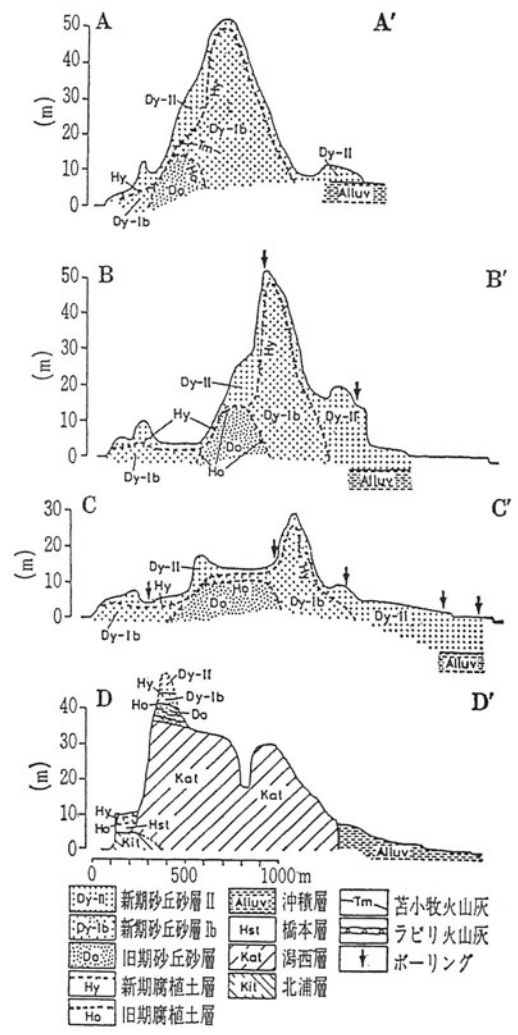
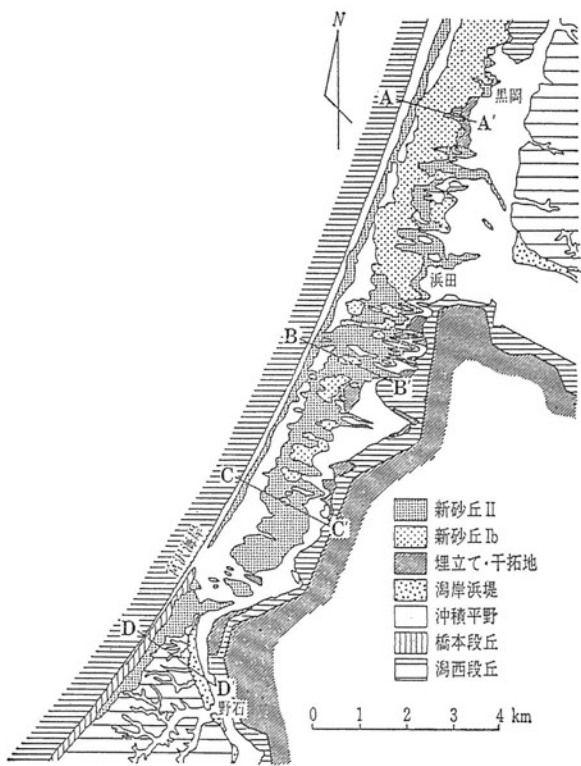
**海岸低地堆積物** 八郎潟の沿岸の海岸低地、特に角間崎付近では最大標高約 10 m に達するやや高い隆起平坦面をなし、この平坦面は、その間を流れる河川によって運ばれた堆積物に薄く覆われている。また、海との間は

沿岸流で運ばれた砂が集積して砂丘または浜堤が形成されており、砂が比較的薄い浜堤列の間に浅海から沿岸にかけて堆積した堆積物やそこに生じた沼沢地の堆積物 (堤間低地堆積物) がのぞいている。

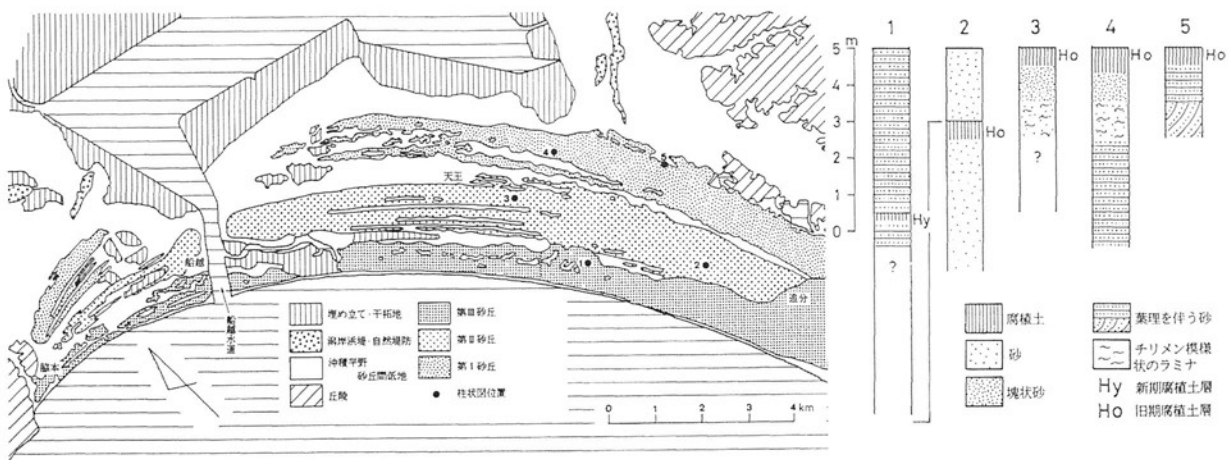
八郎潟は、もともと男鹿半島と秋田平野との間の浅い海峡もしくは内湾で、縄文海進以降、西側と南側に砂州が生じて潟となった。干拓前の潟は、水深 3.5 ~ 4 m の軟泥からなる平坦面が広がり、平均水深が約 3 m と



第 7.4 図 八郎潟中央部におけるボーリング柱状図  
白石 (1990) の第 10 図 (© 日本地質学会)。



第 7.5 図 能代砂丘の分布と地質断面  
白石 (1986) から編集.



第 7.6 図 天王砂丘の分布と柱状図  
白石 (1986) から編集.

極めて浅かったことが知られている(第1.6図)。しかし、潟の中央部では完新世堆積物が最大で62mも堆積しており(第7.4図)、完新世あるいはそれ以前から湖底が沈降し続けていることがうかがえる(白石, 1990)。この沈降は周囲の隆起と同調しており、八郎潟西側の男鹿半島や東側の五城目・秋田地域の隆起にともなって八郎潟縁辺の湖底も隆起してそれらが平坦地をなしている。

1810年男鹿地震では、八郎潟西側から南西の湖岸に沿って旧湖底が隆起し、広い平坦地が出現した。本報告では、特に1810年男鹿地震で隆起したものについては、その範囲を、古文書の記述と地形判読結果に基づいて**旧八郎潟湖底堆積物**(1810年地震による離水地域:a 1810)として地質図に示した。

この1810年に離水した堆積物で象徴されるように、八郎潟に面した八郎潟西側から南西の平坦地の地下には、八郎潟から続く完新統が広がる(Mii, 1958; 三位, 1960, 1966; 藤岡, 1965; 白石, 1990)。八郎潟中央部では、この完新統(八郎潟層:白石, 1990)の基底に厚さ7m前後の礫と砂礫があり、厚さ1m以下の泥炭と厚さ1.4m前後の砂を挟んで、そこから湖底まで厚さ50mを超える泥が続く。基底部の<sup>14</sup>C年代値は12,240±180 y.B.P.であり、その直下には更新統の砂がある。泥は内湾または潟湖の堆積物で、基底の砂礫層は潟浜や三角州の堆積物である。砂礫層は海側に向かって海浜、潮汐三角州などをなす同様の粗粒堆積物に移化する。

八郎潟層から産出する貝化石種は層準によって特徴があり、下位から順に特徴種が *Ostrea*, *Macoma*, *Raeta*, *Corbicula* と変わる(三位, 1960; 渡部・磯村, 1997; 渡部, 2007)。これは、潟湖もしくは内湾の汽水域から内湾を経て潟湖もしくは内湾の汽水域に戻る一連の海進海退を記録しており、最終氷期以降の気候変動に伴う海水準変動を反映している(三位, 1960, 1965, 1966; 藤岡, 1965; 白石, 1990)。

潟西丘陵間に挟んで八郎潟の西側にある五里合低地も、そこを鮎川が貫流してはいるものの、地形の特徴から、もとは砂丘で閉じられた海跡湖であったと考えられる。鮎川北側低地で行われたボーリングの資料(菅原, 1974)では、表層から20m近くまで泥炭混じりの泥が続いて、その下位は砂礫層となっている。現在は、鮎川南方の滝ノ頭湧水池から低地に水が注いで川となり、川に沿って運ばれた泥や砂、礫が表層に堆積している。

**谷底平野堆積物** 谷底平野は男鹿半島の丘陵地域を縫って北に注ぐ琴川、滝川、小増川、大増川、相川、賀茂川、野村川、湯ノ尻川、南に注ぐ日詰川、増川、小増川などに沿って分布する。いずれも狭く、表層を覆う泥、砂、礫などの堆積物は川底に地層がのぞくほど薄い。このため、北岸の小増川、大増川、相川、賀茂川、野村川などの谷底平野堆積物が薄い流域では、地質図にその分

布を示していない。

## 7.7 海岸砂丘・浜堤堆積物(sd) 及び海浜堆積物(b)

海岸砂丘・浜堤堆積物と海浜堆積物は、男鹿半島南岸から南東へ延びる海岸と北岸から北へ延びる海岸に沿って分布する(Mii, 1958; 三位, 1965, 1966)。

男鹿半島北岸から本土側に延びる能代砂丘は、隣接する羽後浜田及び森岳地域においては、幅1~2km、最大標高62mに達する(第7.5図)。そこでは、主に淘汰の良い砂からなり、旧期砂丘砂層、新期砂丘砂層I、新期砂丘砂層IIに区分できる(白石, 1986)。それぞれの砂層は腐植土で画されており、新期砂丘砂層Iは白頭山苫小牧テフラ(B-Tm:町田ほか, 1981)を挟む(工藤, 1984)。B-Tmは10世紀に噴火したと推定されている(町田・新井, 2003)。下位の腐植土の厚さは50~100cm、上位の腐植土の厚さは20~30cmである。白石(1986)は旧期砂丘砂層を橋本層の同時異相とし、縄文海進期に対比している。したがって、本地域の北岸に分布する海岸砂丘堆積物は、新期砂丘砂層に相当する。

能代砂丘前面は波浪が強く海流の運搬力が大きいため、海浜は幅100m以下と狭い。しかし、海側からの砂の供給量は多く、砂浜に打ち上げられた砂を強い季節風が内陸に吹送して砂丘を形成している。

男鹿半島南岸から南東の秋田市方面に続く海岸線は緩やかに弧を描いており、海浜の背後に3つの浜堤列がこれと平行に並ぶ(第7.6図)。天王砂丘と総称されるこれらの浜堤列群は八郎潟と船川湾との間で成長した砂州で、それぞれの浜堤列は縄文海進最高海面期から縄文の小海退の海面低下期と後期縄文海進の最高海面期から弥生の小海退への海面低下期、そしてAD7~8世紀頃に形成された(白石, 1990)。

以上の海岸砂丘・浜堤堆積物の前面には多かれ少なかれ砂を主体とする海浜堆積物が認められる。男鹿半島西岸にも、戸賀湾に沿って狭いながらも海浜がある。戸賀湾の背後には半固結もしくは未固結の戸賀火山噴出物があり、雨で流出した火山灰と軽石が戸賀湾へと流入して、これが打ち上げられて砂浜をなしている。

## 7.8 干拓地及び埋立地(r)

男鹿半島の東側には、1957年から1965年にかけて八郎潟を干拓して作った広大な農地がある。この農地は標高が平均-2~-3mと低い堤防で守られている。船川港の海岸は、石油備蓄基地と港湾施設などの用地として、南平沢から金川の広い範囲に渡って埋め立てられている。また、小規模ながら、椿や北浦、戸賀など各地の漁港でも、港湾整備のために埋め立てが行われている。



## 第 8 章 寒風山火山噴出物

(K1T, K1I, K2Is, K2U, K3Ko, K3Ka, K3S, K3T, Dm, Db, K4T, f)

(林 信太郎)

寒風山火山は、標高 354.8 m で、直径 5 km、比高 300 m、体積 0.6 km<sup>3</sup> の小さな複合火山である (第 1.3 図)。寒風山火山噴出物は主に安山岩溶岩からなり、その大部分は約 2 万年前以降噴出したが、完新世噴出物は発見されていない。

寒風山火山の地質は、林 (1987)、大口ほか (1987)、丸山ほか (1988)、Hasenaka *et al.* (1993) などによって研究されている。ここでは林 (1987) と林ほか (1990)、Hasenaka *et al.* (1993) に基づいてこれを記述する。

寒風山火山噴出物は、9 つの溶岩と 1 つの地すべり・岩屑なだれ堆積物からなる、また、層序関係と構成物の違いなどから、それらの活動時期は 4 つに分けることができる (第 8.1 図)。なお、寒風山火山は文化七年 (1810) に噴火したとの記録があるが、これは江戸藩邸で創作された偽の噴火記録である (林, 1998)。

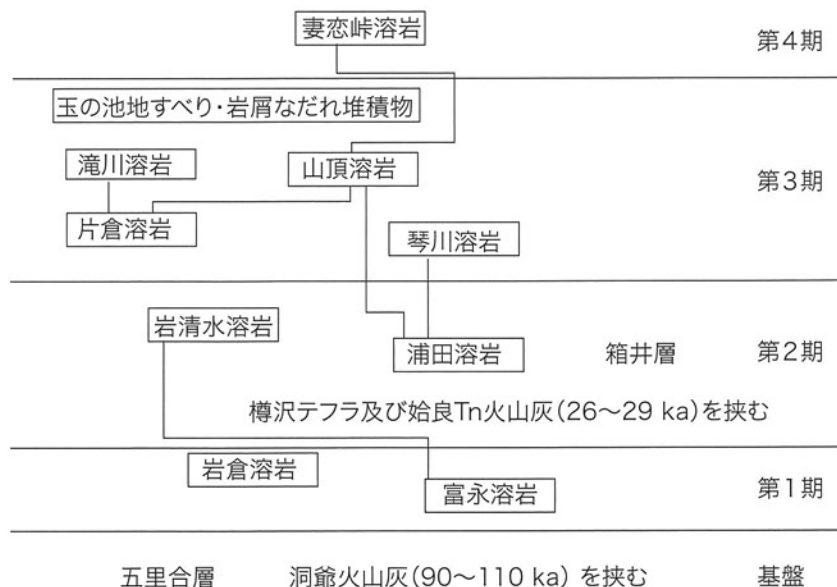
第 1 期の噴出物は、富永溶岩 (K1T) である。この溶岩は、陸上に噴出・定置したかんらん石含有角閃石斜方輝石単斜輝石安山岩で、寒風山南東部、富永付近のみ分布する。大部分は灰色を呈し塊状で、ところによって角礫を伴い、その厚さは 5 m を超える。富永の旧採石場では箱井層の泥流 (ラハール堆積物) に覆われ、広域テフラ Toya を挟む濁西層を覆う。濁西層にはその最

上部に挟まれている広域テフラ Aso-4 が見当たらない上、溶岩に水と接した徴候も認められない。したがって、富永溶岩の噴出年代は 10 万年前と 2 万年前との間にあると考えられる。

富永溶岩の北西側、寒風山の南東斜面に分布する岩倉溶岩 (K1I) は、その末端が富永溶岩よりも高く、浦田溶岩や岩清水溶岩とほぼ同じ標高にある。岩倉溶岩は、角閃石斜方輝石単斜輝石安山岩からなり、第 2 期の岩清水溶岩や浦田溶岩に特徴的なスパイラクルなど、水と接した証拠も見当たらないので、岩清水溶岩や浦田溶岩より前に形成された可能性が高い。溶岩の厚さは不明。溶岩末端の比高は 30 m 前後である。

第 2 期の噴出物は、箱井層をなす泥流堆積物に重なり、あるいはこれと指交する浦田溶岩 (K2U) と岩清水溶岩 (K2Is) である。

浦田溶岩はかんらん石含有斜方輝石単斜輝石安山岩からなり、寒風山の東麓から北麓にかけて分布する。岩清水溶岩は角閃石斜方輝石単斜輝石安山岩からなり、寒風山の東麓に分布する。浦田溶岩、岩清水溶岩とも、全体に灰色を呈し塊状ではあるが、泥流堆積物をなす砂礫や泥に重なって荷重痕を残し、スパイラクルあるいは水冷破碎構造を示すところがある。浦田溶岩の厚さは 25 m



第 8.1 図 寒風山火山噴出物の区分と層序関係  
林ほか (1990) を一部改変。

を超える。岩清水溶岩の厚さは不明であるが、10 m 以内と推定される。

泥流堆積物（地質図では箱井層に含める）は、黒色基質に直径 30 cm ~ 1.5m 以下で湯西層起源と思われる砂の不定形ブロック、シルトのブロック、淘汰の悪いスコリアからなるブロックなどを混じえる。細粒砂層の直上にあつてその厚さは 3 m を超える。細粒砂層はシルト層と始良 Tn 火山灰 (AT) とと思われる白色火山灰を挟み、多量の木片を含んでいるところがあり、おそらく非海成の箱井層に対比できる。ちなみに旧富永採石場の泥流堆積物から採取した木片の  $^{14}\text{C}$  年代は  $21,960 \pm 520$  y.B.P. ( $\delta^{14}\text{C} = 935 \pm 4$ ; テレダインアイソトープ社測定、未校正、半減期 = 5,568 yrs で計算) であり、この対比に矛盾しない。

泥流堆積物には、かつて林ほか (1990) が樽沢火山岩類と呼んだアルカリに富んだ玄武岩の岩片からなる樽沢テフラが挟まれている。このテフラは、層厚 60 cm 以上で、大部分は中粒砂サイズの黒色火山岩片からなり、淘汰は悪い。細粒の軽石型火山ガラスや鉍物粒子を伴う。また、角閃石斑晶を多量に含む直径 3 cm 前後の玄武岩質黒色岩片が堆積物中に散在する ( $1\text{ m}^2$  当たり数個)。まれに角閃石はんれい岩が認められる。中粒砂サイズの火山岩粒子と角閃石斑晶を多量に含む火山岩片は同質と思われる。黒色岩片はやや粘土化し、指で簡単につぶれる。箱井層とした砂層中に 2 層挟まれているところがある。いずれも再堆積物である可能性は否定できないが、同質の火山岩粒子が大半を占めることから、その噴出源は寒風山近辺と推定される。

樽沢テフラは特徴的に角閃岩や角閃石斑れい岩のノジュールを含んでアルカリに富む点で特異であり、目湯と同様、寒風山とは異なる単成火山起源の噴出物である可能性も否定できない。しかし、噴出源などの詳細は不明なので、本報告では寒風山火山に関連した噴出物の 1 つとして扱い、地質図では樽沢テフラを泥流堆積物とともに箱井層に一括した。

**第 3 期の噴出物**は、琴川溶岩 (K3Ko)、片倉溶岩 (K3Ka)、山頂溶岩 (K3S)、滝川溶岩 (K3T)、玉の池地滑り・岩屑なだれ堆積物 (Dm, Db) である。

琴川溶岩と片倉溶岩は角閃石含有斜方輝石単斜輝石安山岩、山頂溶岩と滝川溶岩は、それぞれ斜方輝石単斜輝石安山岩と角閃石斜方輝石単斜輝石安山岩からなる溶岩流で、火山体上部を形成している。

第 3 期溶岩のうち、片倉溶岩と滝川溶岩、山頂溶岩は植生に覆われて詳しい産状は不明である。山頂溶岩は寒風山山頂を中心として分布しており、急崖をなすところでは表面に多数の角礫が認められる。琴川溶岩は、寒風山の北側に広く分布するブロック溶岩である。表面は流動角礫岩に覆われているが、空中写真では溶岩じわや溶岩堤防などの地形が明瞭に読み取れる。厚さは、鮎川

付近の採石場で 20 m である (丸山ほか, 1988)。

片倉溶岩は西側に開いた円弧状の稜線をなし、滝川溶岩と山頂溶岩は、それぞれ北側と東側の稜線上に分布している。稜線に囲まれた窪地とその斜面は、片倉溶岩などから滑落したブロックとそれらの碎片が散在しており、片倉溶岩の中に開いた爆裂火口 (第 1 火口) と考えられるが、現在は、寒風山山頂西側の鞍部から噴出した妻恋峠溶岩 (後述) が流入して底を覆っているため、詳細は不明である (第 8.2 図 A)。

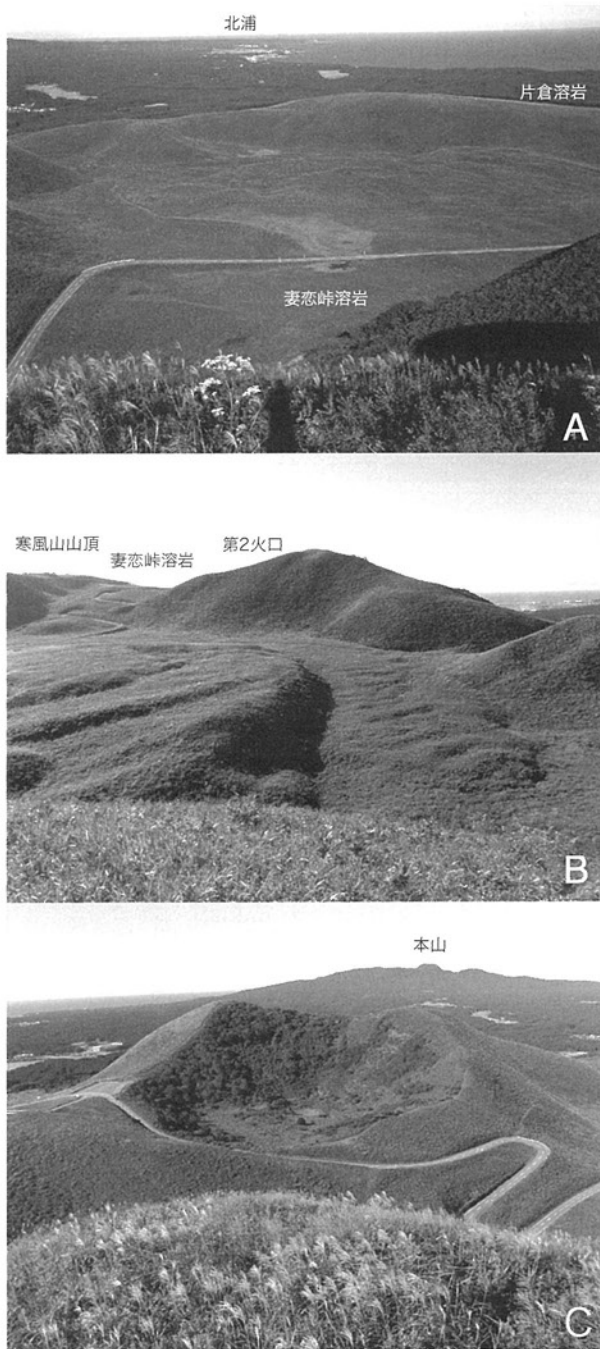
第 1 火口の西縁には、かんらん石含有斜方輝石単斜輝石安山岩などの溶岩を主体とする高まりがあつて、更にその先に砕けながら流下した岩屑なだれ堆積物がある。これが玉の池地すべり・岩屑なだれ堆積物である。火口西縁には馬蹄形の急崖があり、規模は小さくなるが、その下流にも数段の急崖が断続的に分布する。また、それぞれの急崖の先には下流側が盛り上がった地形をなしている。急崖はすべり面であり、下流側に盛り上がった地形はすべり面で画されたブロックである。丸山ほか (1988) は、この地形をなす地質体が角礫状で、かすかながら級化構造が繰り返していると見て、これを火砕流堆積物とした。しかし、同時に、これが上流の滑動した溶岩へと地形的に連続すること、そして、下流側にあつては、この火砕流堆積物が、溶岩がなす小さな丘の上位や下位に認められることも認めている。このような溶岩と火砕岩との関係は、火山岩塊火山灰流 (block-and-ash flow) または岩屑なだれの堆積物に期待されるが、高温で定置した証拠はなく、したがって、本報告では、上流の地すべりから派生した岩屑なだれをその起源と考えた。地質図では溶岩の構造をおおむね保持したまま滑動した領域 (Db) と碎屑化した領域 (Dm) とに大別し、特徴的な崩落崖の位置とともに示した。

**第 4 期の噴出物**は、第 3 期の溶岩を噴出した第 1 火口の火口原を埋めている妻恋峠溶岩 (K4T) である (第 8.2 図 A, B)。主として斜方輝石角閃石含有かんらん石単斜輝石玄武岩からなり、地滑りによって現れた鞍部 (妻恋峠) から噴出した (第 8.2 図 B)。

分布が狭いため地質図には示していないが、妻恋峠溶岩の西縁に接して、底径 40 m 弱、妻恋峠溶岩の上面との比高差約 15 m の「鬼の隠れ里」がある。「鬼の隠れ里」は、斜方輝石含有単斜輝石角閃石安山岩の岩塊からなる。中心部の岩塊同士の隙間が狭く、ジグソーパズル状に組み合うこと、周辺の岩石と岩質が異なることから、林 (1995) は、この岩塊の集合を「鬼の隠れ里」をスパインとしている。

玉の池地すべり・岩屑なだれの発生源となっている第 1 火口両縁の高まりには直径約 200 m の爆裂火口 (第 2 火口) があるがその活動時期と噴出物は特定できていない (第 8.2 図 C)。

このほか溶岩の尖端や側端には流動角礫岩やそれらの



第8.2図 寒風山火山の第1火口と第2火口

A：寒風山山頂斜面から見た第1火口。片倉溶岩に縁取られた火口原に妻恋峠溶岩が広がる。遠くに北浦が見える。B：第1火口原に広がる妻恋峠溶岩。溶岩表面には流れの方向に湾曲したしわがある。溶岩の向こうには第2火口と寒風山山頂に連なる稜線があり、溶岩はその迫間にある妻恋峠から噴出して第1火口の火口原と、その反対側の斜面に流下した。C：寒風山山頂斜面から見た第2火口。手前の谷間が妻恋峠。

再堆積物 (f) があるが、溶岩が重なり合って必ずしも特定できないため、地質図では火山麓扇状地堆積物として一括して示した。

以下に述べるように、寒風山火山の溶岩は、記載岩石学的に第1期、第2期及び第3期のカルクアルカリ安山岩、第4期の玄武岩～玄武岩質安山岩、第2期のアルカリ岩の3つに区分できる(第8.1表；林ほか、1990)。また、化学組成上の特徴(第8.2表)から第1期、第2期及び第3期のカルクアルカリ安山岩は、玄武岩質安山岩と安山岩とに細分できる。

#### 第1期、第2期及び第3期のカルクアルカリ安山岩

〔岩石名〕両輝石安山岩、角閃石含有両輝石安山岩、角閃石両輝石安山岩、かんらん石含有両輝石安山岩、かんらん石含有角閃石両輝石安山岩。

〔斑晶〕斜長石(～3mm)は自形短冊状で塵状包有物を含まない清澄なものが多い。単斜輝石(～1mm)、斜方輝石(～1mm)は自形柱状。不透明鉱物(～0.2mm)は自形あるいは不規則な粒状。角閃石(～2mm)は約半数のサンプルに認められ、自形長柱状でオパサイト化を受けている。かんらん石(～0.5mm)は少数のサンプルに少量認められ、輝石や不透明鉱物に取り囲まれる。また、まれにアパタイトが認められる。

〔石基〕細粒半晶質で斜長石、斜方輝石、不透明鉱物、単斜輝石、ガラスからなる。

〔化学組成上の特徴〕 $\text{SiO}_2 = 54 \sim 56 \text{ wt\%}$ (玄武岩質安山岩)と $60 \sim 62 \text{ wt\%}$ (安山岩)のグループがある。いずれも非アルカリ岩でカルクアルカリ岩、Medium-Kの系列に属する。

#### 第4期の玄武岩～玄武岩質安山岩

〔岩石名〕斜方輝石含有かんらん石単斜輝石玄武岩及びかんらん石含有角閃石両輝石安山岩。

〔斑晶〕斜長石(～3mm)は自形短冊状で塵状包有物を含むものが多い。単斜輝石(～6mm)は自形短柱状。かんらん石(～2mm)は自形あるいは半自形。不透明鉱物(～0.2mm)は自形あるいは不規則な粒状。玄武岩中には完全にオパサイト化された角閃石と考えられる鉱物の集合体が認められる。玄武岩中の斜方輝石は単斜輝石に取り囲まれる。

〔石基〕細粒半晶質で、斜長石、単斜輝石、不透明鉱物、斜方輝石(±)、ガラスからなる。

〔化学組成上の特徴〕 $\text{SiO}_2 = 52 \sim 55 \text{ wt\%}$ (玄武岩～玄武岩質安山岩)で、非アルカリ岩とアルカリ岩、Medium-KとHigh-K系列の境界付近の特徴を示す。

#### 第2期のアルカリ岩

〔岩石名〕かんらん石含有単斜輝石角閃石玄武岩(?)。14～20 vol%もの苦鉄質鉱物斑晶を含む特異なアルカリ岩。化学組成は玄武岩～玄武岩質安山岩であるが、7～14 vol%もの角閃石斑晶を含む。

[斑晶] 角閃石 (~5 mm) は自形柱状でオパサイト化は全く受けていない。まれに 4 cm に達する巨晶が含まれている。斜長石 (~2 mm) は自形短冊状で塵状包有物を含むものがある。単斜輝石 (~3 mm) は自形短柱状。不透明鉱物 (~1.5 mm) は自形あるいは不規則な粒状。かんらん石 (~1.5 mm) は自形で、まれ。角閃石に縁取られていることがある。

[石基] 細粒半晶質で、単斜輝石、角閃石、斜長石、

不透明鉱物、ガラスからなる。

[化学組成上の特徴]  $\text{SiO}_2 = 46 \sim 50 \text{ wt\%}$  (玄武岩 ~玄武岩質安山岩) で、アルカリ岩、High-K 系列に属する。

このように、寒風山火山の岩石ではアルカリ元素に著しく富む鉱物はない。したがって、以上の岩石のうち、玄武岩 ~玄武岩質安山岩に比べて  $\text{K}_2\text{O}$ 、 $\text{Na}_2\text{O}$  が少ない

第 8.1 表 寒風火山溶岩モード組成 (林ほか, 1990)

| 試料番号  | 1    | 2    | 3    | 4    | 5    | 6    | 7    | 8    | 9    | 10   | 11   | 12   | 13   | 14   | 15   | 16   | 17   |  |  |  |
|-------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|--|--|--|
| 噴出期   | 1    |      | 2    |      |      |      | 3    |      |      |      |      |      | 4    |      |      |      |      |  |  |  |
| 岩型    | A    |      | C    |      |      |      | A    |      | A    |      |      |      | A'   |      |      | B    |      |  |  |  |
| 石基    | 60.0 | 66.0 | 71.6 | 71.7 | 75.9 | 66.4 | 59.1 | 64.3 | 60.9 | 61.6 | 58.8 | 72.9 | 69.2 | 70.8 | 62.8 | 72.1 | 65.7 |  |  |  |
| 斜長石   | 31.5 | 24.6 | 14.4 | 10.3 | 10.4 | 10.6 | 34.1 | 25.8 | 33.1 | 32.0 | 35.6 | 20.0 | 26.0 | 24.2 | 26.4 | 18.1 | 26.8 |  |  |  |
| かんらん石 | -    | 0.1  | 0.4  | -    | tr.  | -    | 0.3  | -    | -    | -    | -    | -    | -    | tr.  | 3.2  | 2.2  | 0.3  |  |  |  |
| 単斜輝石  | 5.7  | 4.6  | 4.8  | 5.7  | 4.4  | 7.0  | 3.1  | 6.3  | 3.3  | 3.6  | 3.9  | 4.0  | 2.5  | 3.0  | 7.4  | 7.5  | 4.9  |  |  |  |
| 斜方輝石  | 1.4  | 2.1  | -    | -    | -    | -    | 2.7  | 1.1  | 2.4  | 2.1  | 1.3  | 1.3  | 1.4  | 1.3  | tr.  | tr.  | 1.2  |  |  |  |
| 角閃石   | 0.5  | 1.7  | 7.5  | 11.1 | 8.0  | 14.4 | -    | 1.2  | tr.  | -    | -    | 1.5  | 0.1  | 0.2  | 0.1* | 0.1* | 0.7  |  |  |  |
| 磁鉄鉱   | 0.9  | 0.9  | 1.4  | 1.2  | 1.3  | 1.6  | 0.9  | 1.4  | 0.3  | 0.8  | 0.4  | 0.4  | 0.7  | 0.6  | 0.2  | 0.1  | 0.4  |  |  |  |

A: カルクアルカリ岩系の玄武岩質安山岩, A': カルクアルカリ岩系の安山岩,

B: 第4期の玄武岩, C: 第2期のアルカリ岩.

\*: 完全にオパサイト化されている.

1. 岩倉溶岩 (870726-2) 2. 富永溶岩 (850414-1) 3. 樽沢火山岩類 (TAR115) 4. 樽沢テフラ (TAR182)  
 5. 樽沢テフラ (TAR116) 6. 樽沢テフラ (TAR164) 7. 浦田溶岩 (870726-2) 8. 岩清水溶岩 (880114-2)  
 9. 琴川溶岩 (850503-1) 10. 琴川溶岩 (870702-1) 11. 山頂溶岩 (850804-1) 12. 滝川溶岩 (870626-4)  
 13. 片倉溶岩 (870626-1) 14. 片倉溶岩 (870701-1) 15. 妻恋峠溶岩 (850602-01) 16. 妻恋峠溶岩 (850602-01)  
 17. 妻恋峠溶岩 (850823-13)

第 8.2 表 寒風火山溶岩全岩化学組成 (林ほか, 1990)

| 試料番号                      | 1     | 2     | 3     | 4     | 5     | 6     | 7     | 8     | 9     | 10    | 11    | 12    | 13    | 14    | 15    | 16    | 17    |  |  |  |
|---------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--|--|--|
| 噴出期                       | 1     |       | 2     |       |       |       | 3     |       |       |       |       |       | 4     |       |       |       |       |  |  |  |
| 岩型                        | A     |       | C     |       |       |       | A     |       | A     |       |       |       | A'    |       |       | B     |       |  |  |  |
| $\text{SiO}_2$            | 54.53 | 54.74 | 46.43 | 48.47 | 49.17 | 49.71 | 54.56 | 55.12 | 54.17 | 54.31 | 56.13 | 59.65 | 60.87 | 61.51 | 51.84 | 52.21 | 55.37 |  |  |  |
| $\text{TiO}_2$            | 0.69  | 0.69  | 1.23  | 1.17  | 1.10  | 1.02  | 0.65  | 0.68  | 0.64  | 0.69  | 0.59  | 0.55  | 0.48  | 0.45  | 0.81  | 0.80  | 0.67  |  |  |  |
| $\text{Al}_2\text{O}_3$   | 19.02 | 18.80 | 19.42 | 19.68 | 19.13 | 18.59 | 19.66 | 18.91 | 20.00 | 19.53 | 19.59 | 18.16 | 17.66 | 17.89 | 18.62 | 18.81 | 18.23 |  |  |  |
| $\text{Fe}_2\text{O}_3^*$ | 8.04  | 8.08  | 11.25 | 9.26  | 9.83  | 9.94  | 7.94  | 7.77  | 7.77  | 8.16  | 7.25  | 6.07  | 5.82  | 5.75  | 8.88  | 8.80  | 7.52  |  |  |  |
| MnO                       | 0.19  | 0.20  | 0.17  | 0.16  | 0.17  | 0.17  | 0.20  | 0.19  | 0.20  | 0.20  | 0.19  | 0.15  | 0.16  | 0.14  | 0.20  | 0.22  | 0.18  |  |  |  |
| MgO                       | 4.09  | 4.18  | 5.91  | 5.28  | 4.68  | 5.05  | 3.98  | 4.05  | 3.73  | 3.98  | 3.42  | 3.03  | 2.62  | 2.27  | 5.73  | 5.21  | 4.34  |  |  |  |
| CaO                       | 8.44  | 8.42  | 11.61 | 11.91 | 11.33 | 10.43 | 8.34  | 8.44  | 8.61  | 8.54  | 7.66  | 6.78  | 6.07  | 5.64  | 8.90  | 9.03  | 7.61  |  |  |  |
| $\text{Na}_2\text{O}$     | 3.24  | 3.19  | 2.48  | 2.48  | 2.85  | 3.26  | 2.98  | 3.11  | 3.21  | 2.97  | 3.40  | 3.53  | 4.02  | 4.02  | 3.22  | 3.20  | 3.75  |  |  |  |
| $\text{K}_2\text{O}$      | 1.44  | 1.43  | 1.24  | 1.40  | 1.53  | 1.61  | 1.35  | 1.47  | 1.30  | 1.29  | 1.42  | 1.86  | 2.06  | 2.11  | 1.49  | 1.47  | 1.72  |  |  |  |
| $\text{P}_2\text{O}_5$    | 0.31  | 0.28  | 0.27  | 0.19  | 0.20  | 0.22  | 0.35  | 0.26  | 0.37  | 0.33  | 0.35  | 0.21  | 0.24  | 0.23  | 0.31  | 0.26  | 0.27  |  |  |  |
| Ce                        | 48.4  | 48.8  | 34.6  | 31.2  | 34.1  | 36.9  | 45.1  | 45.9  | 46.5  | 44.0  | 47.7  | 47.2  | 49.8  | 52.1  | 43.5  | 42.8  | 44.6  |  |  |  |
| Co                        | 18.5  | 18.6  | 34.2  | 25.8  | 26.1  | 28.0  | 15.7  | 17.6  | 15.8  | 16.0  | 13.3  | 13.3  | 13.6  | 11.1  | 32.8  | 29.7  | 20.5  |  |  |  |
| Cr                        | 41.2  | 42.2  | 59.9  | 58.5  | 42.0  | 25.3  | 36.5  | 44.6  | 32.5  | 33.4  | 36.5  | 39.2  | 36.4  | 31.4  | 85.7  | 87.1  | 69.7  |  |  |  |
| Cs                        | 2.6   | 2.2   | 1.0   | 1.2   | 1.5   | 1.7   | 1.3   | 2.5   | 2.4   | 2.3   | 1.3   | 4.0   | 4.5   | 2.2   | 1.8   | 2.3   | 3.3   |  |  |  |
| Nb                        | 3.7   | 2.8   | 1.9   | 2.3   | 2.3   | 2.3   | 3.4   | 3.1   | 3.5   | 3.7   | 3.9   | 3.8   | 3.7   | 4.0   | 4.1   | 3.1   | 4.1   |  |  |  |
| Ni                        | 23.5  | 14.3  | 59.2  | 12.8  | 13.9  | 15.9  | 16.1  | 24.5  | 20.6  | 16.8  | 18.2  | 13.7  | 14.2  | 10.2  | 45.4  | 39.2  | 30.4  |  |  |  |
| Rb                        | 52.2  | 49.5  | 21.2  | 27.9  | 31.5  | 33.5  | 49.4  | 49.8  | 49.0  | 49.6  | 53.7  | 64.3  | 74.0  | 68.3  | 40.8  | 40.8  | 56.5  |  |  |  |
| Se                        | 19.0  | 25.1  | 47.9  | 44.1  | 38.9  | 34.9  | 12.5  | 19.6  | 10.6  | 17.3  | 5.2   | 20.0  | 9.2   | 10.1  | 19.1  | 19.9  | 20.4  |  |  |  |
| Sr                        | 817   | 813   | 695   | 683   | 734   | 723   | 867   | 802   | 958   | 854   | 875   | 715   | 650   | 653   | 678   | 666   | 644   |  |  |  |
| Y                         | 23.9  | 23.5  | 28.0  | 27.3  | 26.0  | 26.3  | 25.4  | 23.7  | 25.1  | 24.5  | 22.2  | 18.0  | 17.7  | 12.3  | 22.2  | 22.1  | 20.7  |  |  |  |
| Zn                        | 76    | 48    | 80    | 93    | 59    | 29    | 79    | 53    | 81    | 78    | 68    | 36    | 52    | 39    | 61    | 77    | 58    |  |  |  |
| Zr                        | 103   | 106   | 57    | 59    | 65    | 72    | 100   | 98    | 105   | 99    | 114   | 112   | 116   | 122   | 87    | 87    | 103   |  |  |  |

主成分元素は水抜き100%に再計算してある。\*: 全鉄。A: カルクアルカリ岩系の玄武岩質安山岩, A': カルクアルカリ岩系の安山岩, B: 第4期の玄武岩, C: 第2期のアルカリ岩。試料番号は第8.1表に同じ。

カルクアルカリ安山岩は、玄武岩～玄武岩質安山岩の結晶分化作用によって導くことはできない。また、同じ理由で、アルカリ岩に比べて  $K_2O$ ,  $Na_2O$  が少ない玄武岩～玄武岩質安山岩をアルカリ岩から導くこともできない。すなわち、いずれの岩石の親マグマも異なっていたと考えられる。

林ほか (1991) によれば、インコンパティブル元素 MORB 規格化パターンは、いずれも東北日本背弧側で見られる典型的なパターンで、著しい Nb の負異常や、

HFS に対する LIL 元素の濃集を示す。ただし、コンパティブル元素である Co, Cr, Ni, Sc は、 $SiO_2$  の増大と共に指数関数的に減少するものの、Co, Cr, Ni は上記 3 つの岩石グループの間でトレンド (傾斜と切片) が異なる。また、Sc について同じカルクアルカリ系列の玄武岩質安山岩と安山岩とを比べた場合、トレンド (傾斜と切片) が異なる。したがって、寒風山火山では 2 万年前以降にそれぞれ親マグマの異なる 4 種類の溶岩が噴出したことになる。



## 第9章 目潟火山噴出物 (Me)

(鹿野和彦・林 信太郎)

目潟火山は男鹿半島西部にある3つのマール、一ノ目潟、二ノ目潟、三ノ目潟の総称である(大橋, 1938; 北村, 1990)。一ノ目潟, 二ノ目潟, 三ノ目潟は, それぞれ最大径約0.8 km, 0.6 km, 0.5 kmである(佐藤ほか, 1986)。また, 水域の面積は約0.257 km<sup>2</sup>, 0.074 km<sup>2</sup>, 0.106 km<sup>2</sup>, 水面標高は88 m, 40 m, 45 m, 最大水深は約45 m, 12 m, 28 mである(吉村, 1936)。これらの噴出物は目潟噴出物(藤岡ほか, 1954)あるいは目潟火山放出物(藤岡, 1959, 1973)と総称されてきた。本報告では現在の慣習の用法に従って, これを目潟火山噴出物と呼ぶ。一ノ目潟は, 日本では数少ない典型的マールで, その噴出物にマントル由来の捕獲岩が多数存在することで知られており, 平成19年7月に国の天然記念物に指定されている。また, 三ノ目潟も典型的マールとして平成22年3月に秋田県の天然記念物に指定された。

**一ノ目潟火山噴出物** 一ノ目潟火山噴出物は火山礫テフラと火山灰テフラ, 軽石火山礫テフラからなる(林, 1955; Katsui *et al.*, 1979; 北村, 1990)。北村(1990)によれば, 一ノ目潟の東側にあつて, これに隣接する露頭(第9.1図)では, 火山礫テフラは厚さ1.5~2 m, 淘汰不良, 無層理で, 火山礫, まれに火山岩塊に同質火山灰を混じえ, その上下に厚さ数10 cm~1 mで, 平行ないし低角斜交層理を示す火山灰テフラを伴う。この組み合わせが3つ重なり合つて, それらの間に厚さ50 cm以下の比較的淘汰の良い軽石火山礫テフラを2枚挟む。ただし, 最上部では火山灰テフラを欠いており, 下位のテフラに由来する淘汰不良, 厚さ60 cmの再堆積物が火山礫テフラを直接覆う。最上部を占める火山礫テフラの表面数cmは赤色化して微小な割れ目が目につく。また, 再堆積物は始良Tn火山灰(AT:町田・新井, 1976)を挟む。

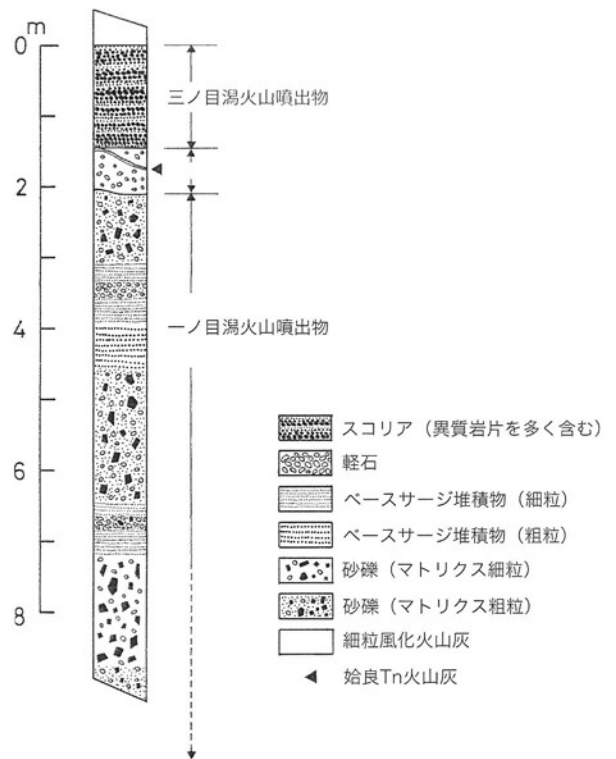
火山礫テフラと火山灰テフラの構成物は多種多様な火山岩・深成岩の角張った岩片で, かんらん岩や角閃岩のノジュールなどマントル由来の捕獲岩を混じえる。本質物は軽石で代表されるカルクアルカリ安山岩ないしデイサイトで, これとこれに伴うマントル由来の捕獲岩について数多くの研究がなされている(Kuno, 1967; Kuno and Aoki, 1970; 青木・亀山, 1970; Aoki, 1971; Aoki and Shiba, 1973 a,b, 1974 a,b; Katsui *et al.*, 1979; Arai and Saeki, 1980; Zashu *et al.*, 1981; Aoki and Fujimaki, 1982; Sakuyama and Koyaguchi, 1984; Fukuyama, 1985; Takahashi, 1986; 青木・吉田, 1986

; 阿部ほか, 1992)。

堆積学的特徴と火砕粒子の形態・粒径などから, 火山礫テフラと火山灰テフラはマグマ水蒸気爆発起源の火砕サージ堆積物, 軽石火山礫テフラは降下火砕堆積物と考えられる。ただし, Katsui *et al.* (1979)は, 淘汰の悪い火山礫テフラを泥流堆積物としている。

Katsui *et al.* (1979)は, 上述の北村(1990)が記載した一ノ目潟噴出物の下に, 薄い古土壌を挟んで火山礫火山灰降下堆積物, 泥流堆積物, 火山礫火山灰降下堆積物が連続し, 再び古土壌を挟んで砂礫層が現れると述べ, これを一ノ目潟の第1期噴出物, 上述の堆積物を第2期噴出物としたが, 北村(1990)は第1期噴出物を確認していない。

一ノ目潟の西側にあつて二ノ目潟北東丘陵斜面を横切る道路法面では, 様々に円磨された小礫ないし中礫からなる厚さ3~4 mの礫支持層(下真山段丘堆積物)に玄武岩質テフラが直接重なる(第7.1図)。この玄武岩



第9.1図 一ノ目潟東側の模式露頭における目潟火山噴出物柱状図(北村, 1990を一部改変) 露頭位置は第9.2図参照。

質テフラは、厚さ 2.3 m で、これに厚さ 1.2 m の土壤が重なる。玄武岩質テフラのうち、下部 2 m は細粒火山礫優勢で、上部では厚さ 0.2 m、淘汰の良い細粒火山礫テフラに、厚さ 0.2 m で細粒火山礫が優勢なテフラが重なっている。土壤の下部 0.3 m は細礫混じりで黄褐色を呈し、上部 0.9 m は小礫混じりで灰色を呈する。これら 3 つのテフラ層の間にはいわゆる火砕サージと言うべき層理が明瞭で淘汰の良い堆積物と降下軽石堆積物は視認できないが、粒度構成の違いに着目すると、北村 (1990) が示した模式柱状図の 3 つのテフラ (第 9.1 図) にそれぞれ対応するように見える。

一ノ目潟火山噴出物は、主に火口壁の低い南東側へと広がり、南東壁の直近での層厚は 4~8 m、最大で 8 m を超えるが、火口から 6 km 離れた安全寺付近で 1 m 以下となり、その先では確認できない (第 9.2 図: 北村, 1990)。軽石火山礫テフラは 2 枚とも一ノ目潟から東方へ延びて分布し、北浦付近で 10 cm またはそれ以下まで厚さを減ずる (Katsui *et al.*, 1979)。

一ノ目潟の形成年代を知る手がかりは少ない。堀江 (1964) が、一ノ目潟湖岸の埋もれ木の  $^{14}\text{C}$  年代として約 9 千年前の値を報告している。また、一ノ目潟湖岸に段丘状の地形をなして露出する湖底堆積物から採取した木片は、19,700 (+700 ~ -600) y.B.P. の  $^{14}\text{C}$  年代値を示す (北村, 1990)。しかし、これらの年代値は一ノ目潟の形成時期がそれよりも古いという制約しか与えない。

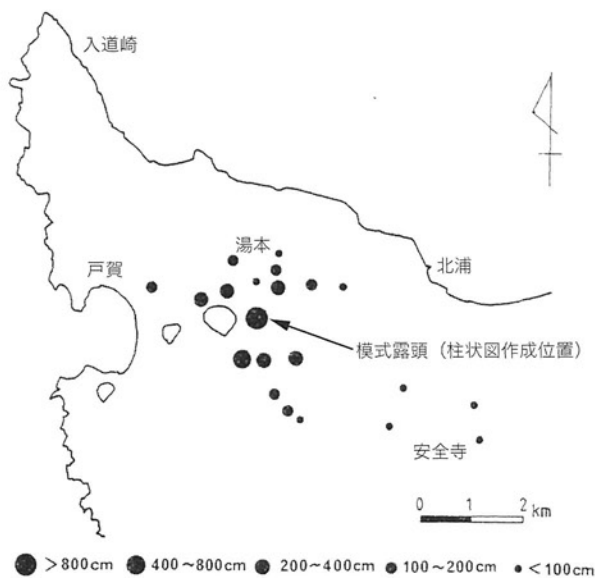
北村 (1990) は、一ノ目潟噴出物が始良 Tn 火山灰 (AT: 町田・新井, 1976) の下位にあり、AT の噴出年代が 29~26 ka であるとされている (町田・新井, 2003) こと、そして、標高 30~50 m の段丘 (潟西段丘) を

覆うけれども標高 20~30 m の段丘 (相川段丘) 上にはないことを考慮して、その噴出時期を 60~80 ka と推定した。先に述べたように相川段丘と潟西段丘は MIS 4 と MIS 5.2、すなわち、およそ 80 ka と 110 ka にそれぞれ離水したと考えられる。

林 (1955) は、一ノ目潟と二ノ目潟との間の尾根沿いの道路で目潟火山噴出物から縄文時代中期 (5~4 ka) と思われる赤色チャート石斧を報告している。産状が定かではないため断定できないが、縄文時代に何者かが放り投げて突き刺さったものである可能性も考えられる。

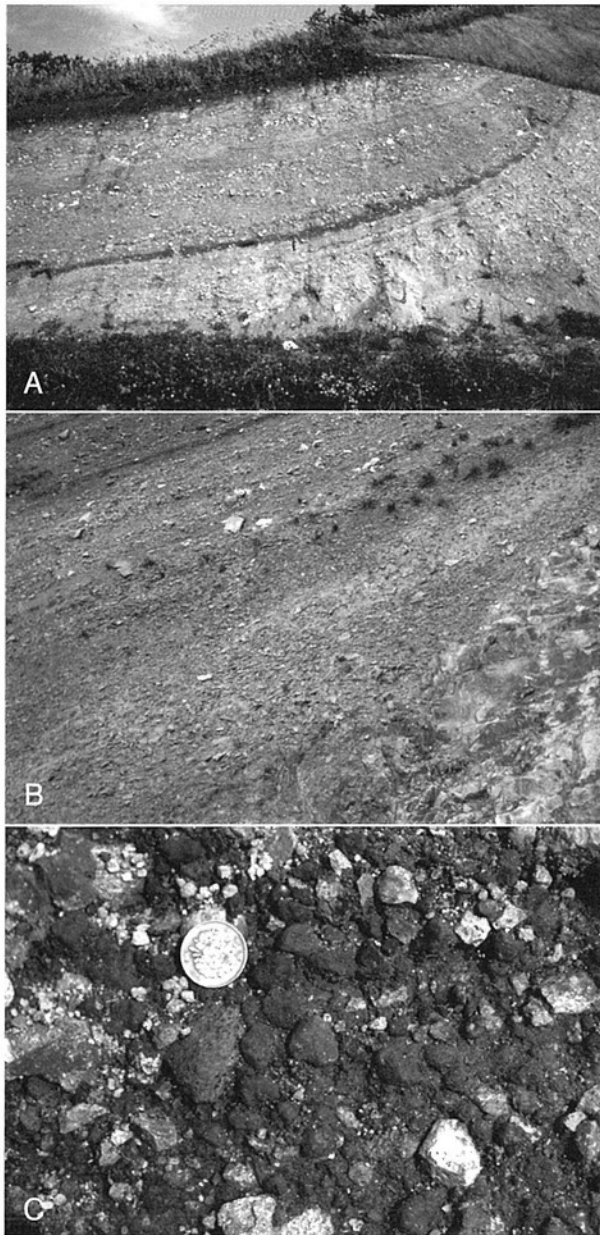
平成 18 年度国土施策創発調査「環境資源のワイズユースによる地域コミュニティの再生と持続可能な地域づくりに関する調査研究」報告書 (環境省総合環境政策局・秋田県, 平成 19 年 3 月) によれば、最近、一ノ目潟の湖底ボーリングで保存状態の良い年縞を示す堆積物が回収され、この堆積物に、数枚の広域テフラ、三ノ目潟起源のスコリアが挟まれていることが分かった。このボーリングでは湖底から深度 37.8 m まで堆積物を回収しており、コアの解析を担当した安田ほか (2007) は深度 26.5 m から 31.7 m の間に三ノ目潟起源のスコリア堆積物を、36.5 m で AT を確認している。この発見は、一ノ目潟が三ノ目潟よりも先に形成されたとするこれまでの結論を支持するとともに、二ノ目潟と思われるテフラが確認されていないことから、二ノ目潟がほかの 2 つのマールに先駆けて形成されたことを示唆する。回収された堆積物の全長を 50 層準について行った  $^{14}\text{C}$  年代測定結果によれば、三ノ目潟起源のスコリア堆積物の年代はおおよそ 2 万 4 千年前 (暦年較正值で 2 万 8 千年前) ということである。この年代値は北村 (1990) の推定 (後述) に矛盾しない。年縞は珪藻殻が集積した層と碎屑粒子が集積した層とが一組となっており、間に 20 枚を超えるタービダイトを挟むものの、深度 5 m (暦年代で 5 千年前) から 19 m (暦年代で 2 万 5 千年前) までは堆積速度が一定で、およそ 0.8 mm/yrs である。報告書では、深度 2 m までの間にあるタービダイトは、1983 年日本海中部地震、1964 年男鹿北西沖地震、1939 年男鹿地震、1810 年男鹿地震、1694 年能代地震に対応している可能性が高いとしている。なお、10 kHz 音波探査では、これらが強く反射するため、深い構造は捉えられていない (奥元ほか, 2007)。

**二ノ目潟火山噴出物** 二ノ目潟からの噴出物は特定されていない (北村, 1990)。Katsui *et al.* (1979) は一ノ目潟に続いて二ノ目潟、そして三ノ目潟が順に噴出したと述べており、その中で、二ノ目潟が一ノ目潟と似た火砕物を放出したとしているが、二ノ目潟噴出物についての具体的記載は無い。二ノ目潟は 42 万年前に形成された戸賀火山火口内の南東縁に位置しており (第 6.1 図)、戸賀火山よりも若いことは確かである。また、北村 (1990)



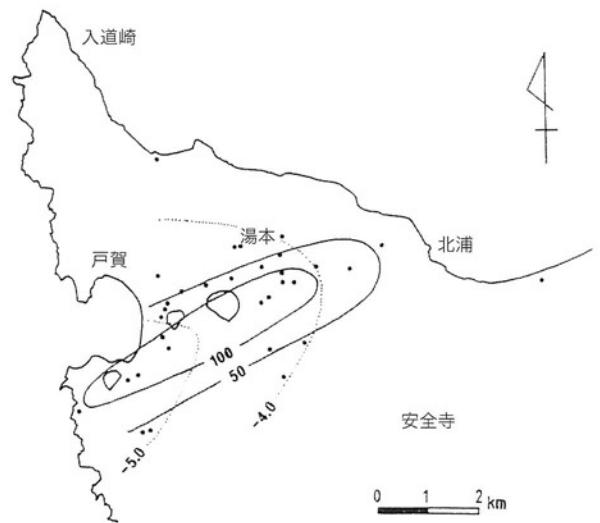
第 9.2 図 一ノ目潟火山噴出物の層厚分布  
北村 (1990) を一部改変。

の観察によれば、三ノ目湯火山噴出物は相川段丘から上真山段丘まで、一ノ目湯火山噴出物は湯西段丘から上真山段丘までを覆っているが、いずれの段丘にも二ノ目湯



第9.3図 三ノ目湯火山噴出物の産状（水族館GAOの南側、西岸道路沿い）

A：三ノ目湯火山噴出物露頭。地表面の黒色土壌とほぼ平行に岩片とそれらの碎片が層理もしくは葉理をなして累重する。中程の黒い筋は玄武岩スコリアテフラ。B：基盤をなす門前層流紋岩（右下の均質に見える領域）がなす急斜面を覆って様々な大きさの岩片や火山灰などが級化成層している。C：玄武岩スコリアテフラ。細粒火山灰粒子が抜けているが、明灰色～灰色を呈する流紋岩、デイサイト溶結凝灰岩など基盤由来の岩片と玄武岩スコリアと混じっており、降下堆積物といえるほど淘汰が良いわけではない。



第9.4図 三ノ目湯火山噴出物の層厚と最大粒径の分布  
北村（1990）を一部改変。実線＝等層厚線、点線＝最大粒径等値線。最大粒径は累積粒径分布の1 wt%における値を $\phi$ スケールで示した。

火山噴出物と特定できるものは確認されていない。したがって、上真山段丘堆積物が堆積した時期を MIS 7 の高海面期とすれば、二ノ目湯が噴出した時期はおよそ 20 万年前よりも前ということになる。

なお、上手ほか（2010）は、二ノ目湯の水底から約 3.5 m の深さまでのピストンコア 2 本を回収して湖底堆積物の岩相と  $^{14}\text{C}$  年代を調べ、二枚の広域テフラ白頭山～苦小牧火山灰（B-Tm：町田ほか，1981）と十和田 a 火山灰（To-a：町田ほか，1981）が挟まれていることを報告している。To-a の噴出年代は、AD 915 年とされており、直上の B-Tm の噴出年代は、これまで 10 世紀に収まるものの様々な推定値があった（町田・新井，2003）。上手ほか（2010）は、To-a の噴出年代 AD 915 年を基準にとって、これらを挟む堆積物の年縞の数を数え、B-Tm の噴出年代が AD 929 年になると推定した。この推定値は上下の堆積物の  $^{14}\text{C}$  年代測定値と整合的である。コア基底付近の  $^{14}\text{C}$  年代測定値は BC 400 年と BC 800 年との間にある。

**三ノ目湯火山噴出物** 三ノ目湯火山噴出物は主に玄武岩スコリアからなる（Katsui *et al.*, 1979）。北村（1990）が記載した一ノ目湯火口縁東隣の露頭では、再堆積物を介して一ノ目湯火山噴出物の上位に三ノ目湯火山起源のスコリア火山礫テフラが重なる（第9.1図）。このテフラは厚さ 1.4 m で、スコリアのほかに多数の異質岩片を混じえる。級化成層し淘汰が良いため、降下堆積物とされている（Katsui *et al.*, 1979；北村，1990）。しかし、三ノ目湯西隣、海岸沿いの露頭では、門前層の安山岩（潜岩溶岩類）を不整合に覆い級化成層し淘汰の良いテフラ

が観察できる (第 9.3 図).

その基底部はほとんど直下の基盤岩に由来する異質岩片からなるが、それより上位では、細粒火山礫テフラに始まり粗粒火山礫テフラに終わる逆級化した玄武岩スコリア主体の堆積流動単位が、不明瞭ながらゆるやかな波状層理をなして幾重にも重なっている。しかも、本質岩片の玄武岩スコリアと異質岩片はいずれも多面体型で、したがって、個々での堆積物はベースサージ起源と考えられる。このようなベースサージ堆積物の広がりには不明であるが、堆積物は三ノ目潟から東北東、すなわち一ノ目潟、北浦へと延びて分布しており、三ノ目潟から一ノ目潟に至る軸部での降下堆積物とされた部分も含めた全体の層厚は 1 m を超え、一ノ目潟と北浦との間でも 0.5 m 前後と厚い (第 9.4 図)。三ノ目潟の本質火砕粒子は高アルミナ玄武岩である (吉永・中川, 1999)。

北村 (1990) は、三ノ目潟噴出物が始良 Tn 火山灰 (AT: 町田・新井, 1976) の上位にあり、AT の噴出年代は 29 ~ 26 ka であるとされている (町田・新井, 2003) ことと、標高 20 ~ 30 m の段丘 (相川段丘) 上にあること、そして一ノ目潟湖岸の木片から得られた  $^{14}\text{C}$  年代値が約 2 万年前であること考慮して、その噴出時期を 24 ~ 20 ka と推定した。先に述べたように相川段丘は MIS 5.1 の高海面期を過ぎて 80 ka 前後に離水したと考えられている。

なお、上手ほか (2010) は、三ノ目潟でも水底から 2 m を超える深さまでのピストンコア 1 本を回収して湖底堆積物の岩相と  $^{14}\text{C}$  年代を調べ、二枚の広域テフラ白頭山苦小牧火山灰 (B-Tm: 町田ほか, 1981) と十和田 a 火山灰 (To-a: 町田ほか, 1981) が挟まれていることを報告している。

## 第10章 地質構造

(鹿野和彦・栗田泰夫)

男鹿半島に露出する地層岩体の中で最も古いのは、後期白亜紀後期の火山岩からなる赤島層である。赤島層には後期白亜紀前期の花崗岩が、また、時代不詳の酸性火砕岩ホルンフェルス礫が赤島層上位の門前層中に礫として取り込まれている(大口ほか, 1973)。したがって、赤島層の下位に後期白亜紀前期あるいはそれ以前の火成岩が存在していたことは確かである。

赤島層は、男鹿半島北西端の入道崎周辺にのみ露出しており、北東-南西方向に伸びた推定断層(正逆は不明)を挟んでその東側の後期始新世~前期漸新世門前層と接する。門前層は化学組成や噴出源の異なる複数の火山岩体からなり、男鹿半島の西海岸に沿って南南東へと伸びて潮瀬ノ岬付近まで広がる。上位の前期中新世火山岩からなる野村川層は、門前層がなす起伏を埋め、あるいはこれにアバットして野村川上流域から台島まで分布する。野村川層を構成する火山岩はデイサイト火砕流堆積物と玄武岩質安山岩溶岩流、同質降下火砕堆積物などで、比較的平らな面をなして広がっているが、館山崎から潮瀬ノ岬に至る海岸からその南方沖合にかけては、これらがなす構造と不調和なカルデラと思われる環状構造をなして館山崎デイサイトが分布する(佐藤ほか, 2009; Sato *et al.*, 2009)。館山崎の東側、椿から潮瀬ノ岬にかけては、非海成砂礫岩主体の前期中新世の地層である台島層が、野村川層がなす谷を埋め、あるいは高まりにオンラップしている。赤島層から野村川層にかけては北東-南西方向の正断層と岩脈が多数認められる。また、野村川層は、門前層とともに南北方向に軸を持って緩やかに波曲する。北東-南西方向の正断層と岩脈の存在は、門前層から野村川層にかけて男鹿半島が北西-南東方向の引張場であったことを示唆する。北西-南東方向の測線に投影した岩脈の厚さの総計は 939 m で、岩脈の貫入による地殻の伸長率(=岩脈の厚さの総計/[測線長-岩脈の厚さの総計])は約 9% に達する(小林ほか, 2010)。ただし、両層は不整合関係にあり、時間間隙も 1 千万年を超えるので、門前層形成期以降ずっと男鹿半島が引張場であったかどうかは検討を要する。Kano *et al.* (2007) は、野村川層が形成される直前に隆起し剝された後に、再び引張場に戻って沈降した可能性を指摘している。

西岸に沿って広がる火山岩主体の地層群の東側には西黒沢層(中期中新世)から女川層(後期中新世)、船川層(後期中新世~前期鮮新世)、南平沢層(中期~後期鮮新世)、西水口層(後期鮮新世)、北浦層(後期鮮新世~中期更新世)、脇本層(中期更新世)を経て鮪川層・

瀉西層・五十里層(中期~後期更新世)へと、浅海から始まって半深海を経て海岸平野に至る一連の堆積物があって、東側に緩やかに傾斜して八郎瀉西岸まで順次重なっている。西黒沢層や女川層は野村川層以下の地層が露出する半島西部にあってもそれらにオンラップして各地に点在する。入道崎沖合の水島を構成する礫岩もそのひとつである。これらがなす層理面はおおむね水平で、野村川層以下の地層が、西黒沢層が堆積を開始した中期中新世以降、ほとんど傾動していないことを示唆する。

北岸の西黒沢、大明神崎東側から湯本にかけては、南南東方向に湯本断層(藤岡, 1959)が認められる。北岸付近では新第三系を切る 80°W 傾斜の断層露頭があり(活断層研究会編, 1991)、湯本付近では 2 km にわたって断層の西側にある瀉西段丘と東側にある相川段丘との間に西上がり 20 m 程度の低崖が見られる。なお、湯本の南側に発達する上真山段丘に断層変位は認められない。

湯本断層は、更に南南東に伸びて、門前層・野村川層と上位の海成堆積物からなる地層群とを分けてきた(藤岡, 1959, 1973; 藤岡ほか, 1973; 北里, 1975)。上真山から南方にかけての地域では、門前層から船川層までの地層中に、湯本断層の延長上にあつて同じ方向に伸びる数条の断層と、これらにやや斜交する向斜と背斜がいくつか認められる。しかし、それらの地質構造を覆って分布する上真山段丘には断層や褶曲による変形は認められない。また、半島南岸の鶴ノ崎やその西側の野村川層分布域でも局所的ながら南北方向に伸びた軸跡 1 km 前後の褶曲が分布している。

湯本断層とその延長線より東側では、中期中新世以降の一連の堆積物が緩やかに東側に傾動している。これと調和的に、男鹿半島の西部に広く分布する海成段丘の旧汀線高度は、北北西と南南東、そして東北東に向かって低くなっており、とくに東北東への傾動が顕著である(第 1.4 図: 太田, 1968; 太田ほか, 1968; 今泉, 1977)。これらの段丘の変形は、1939 年男鹿地震の際に観測された地殻の垂直変動とよく相関しており、同規模の地震が繰り返し発生してきた結果と考えられている(今泉, 1977)。

半島中部の北岸では、浜間口から南岸の羽立に至る地域の東側において、北浦層・脇本層及び鮪川層が北北西-南南東方向に伸びる軸を持って褶曲し、同方向の断層で局所的に断たれている。男鹿中を通る男鹿中断層は、寒風山の西側で寒風火山噴出物に覆われるが、北西側の浜間口から男鹿中を経て、南方の生鼻崎のすぐ西側の急



崖へと連続する。藤岡 (1973) の第 21 図に示されているように、この急崖には軸面が西側に急傾斜した背斜が現れており、その東側に西上がりの逆断層があると推定できる。

男鹿中断層の東側では、北岸の安田付近の海岸において鮪川層から潟西層にかけての各サイクルの堆積物は累積的に西上がりに傾動しており、過去 45 万年間におけるその傾動速度は  $0.22 \sim 0.06^\circ/10^3\text{y}$  と求められている (第 5.12 図)。この傾動は、安田付近の西側に近接した断層の運動を反映していると考えられている (Shirai and Tada, 2002)。

橋本南方の中石から鮪川にかけては、五里合低地に接して潟西段丘が南北に延びた急崖をなし西側に撓曲するとともに、その頂部から八郎潟西岸にかけて東側に緩く傾動している。この変形は、北浦層中に発達している申川断層及び申川背斜と調和的な、東側上がりの逆断層とその上盤側に発達する非対称背斜による変形を表しており、北方の申川沖合を同方向に走る断層及び背斜構造へと続いている (第 1.5 図)。撓曲変形した潟西段丘は、最大で比高約 40 ~ 50 m の急崖を形成しており、その基部は五里合低地を埋積する海岸低地堆積物に埋積されている。五里合低地の海岸低地堆積物にも撓曲による数 m 以下の上下変位が認められる。活断層研究会編 (1991) によれば、申川付近の海岸に、北浦層 (原著では脇本層) が潟西層にのし上がる走向傾斜  $N35^\circ W40^\circ E$  の断層露頭がある。申川背斜の東方では、後述のように 1810 年の男鹿地震に伴って八郎潟の湖岸が約 1 m 隆起しており、八郎潟西岸に広く分布する海岸平野堆積物も背斜軸に近い角間崎付近では最大標高約 10 m まで隆起している。

申川断層の 2 km 東側には美野断層の延長とみられる伏在背斜があり、これと並走または雁行する褶曲、あるいは撓曲とともに半島南岸沖の海域にも続いている (海上保安庁, 1983; 岡村ほか, 1986)。これらの褶曲の形成時期は様々で、先に述べたように、八郎潟西岸では、北浦層に不整合に覆われて西水口層以下の地層群が褶曲している。この褶曲は西側の地表に現れている構造より

早い時期、おそらく 2 ~ 1 Ma に成長したことがうかがえる (本報告地質図の地質断面図参照)。

北方の能代から続く能代衝上断層群 (大沢ほか, 1984) は本地質図幅北隣「羽後浜田」地域まで八郎潟干拓地の地下に伏在して延びる (大沢ほか, 1985a,b)。しかし、本図幅地域の北東縁付近で不明瞭となり、逆断層とこれに並走する褶曲が、東隣の「五城目」地域にかかる八郎潟南東部を経て、南東隣の「秋田」地域へと雁行しながら断続し、南方の北由利衝上断層 (群) (藤岡ほか, 1976; 大沢ほか, 1977) へと遷移するように見える (大沢, 1980; 福留, 1993; 白石・福留, 1996)。電気伝導度の分布から推定される構造は、ちょうど八郎潟干拓地の地下に伏在していると推定される位置で食い違っており、能代衝上断層が伏在していることを裏付けている (Nabetani, 1994)。ただし、そこでの不連続領域を見ると、新生界が占める浅いところでは西上がり、その基盤が占める深いところでは東傾斜東落ちで、深いところのずれは衝上断層運動が起こる前に正断層運動があったことを示唆する。この正断層運動の時期は、東側の丘陵地に分布する地層群との対比に基づけば、男鹿半島の門前層もしくは野村川層の形成期である可能性が考えられる。

本地質図幅地域や隣接する地域の地表に現れている地質構造や地下に伏在する地質構造の多くは、鮮新世から現世の間に形成されている。しかし、石油探鉱で得られた反射法弾性波探査による地質断面などの未公表資料によれば、それら構造の主たる変形は時とともに位置を変えている。能代衝上断層群・申川断層及び北由利衝上断層群は、青森県から秋田県を経て山形県に至る日本海沿岸に発達する長さ 200 km の北由利衝上断層系の一部を構成している (大沢ほか, 1984)。Awata and Kakimi (1985) は、北由利衝上断層系とその延長部で発生した歴史地震の規模と震源断層を推定し、それら断層系の大部分が 17 世紀から 20 世紀にかけて連鎖的に発生した大地震によって歪みを開放したと推定している。

## 第 11 章 重力異常と密度構造

(駒澤正夫)

### 11.1 重力データの編集

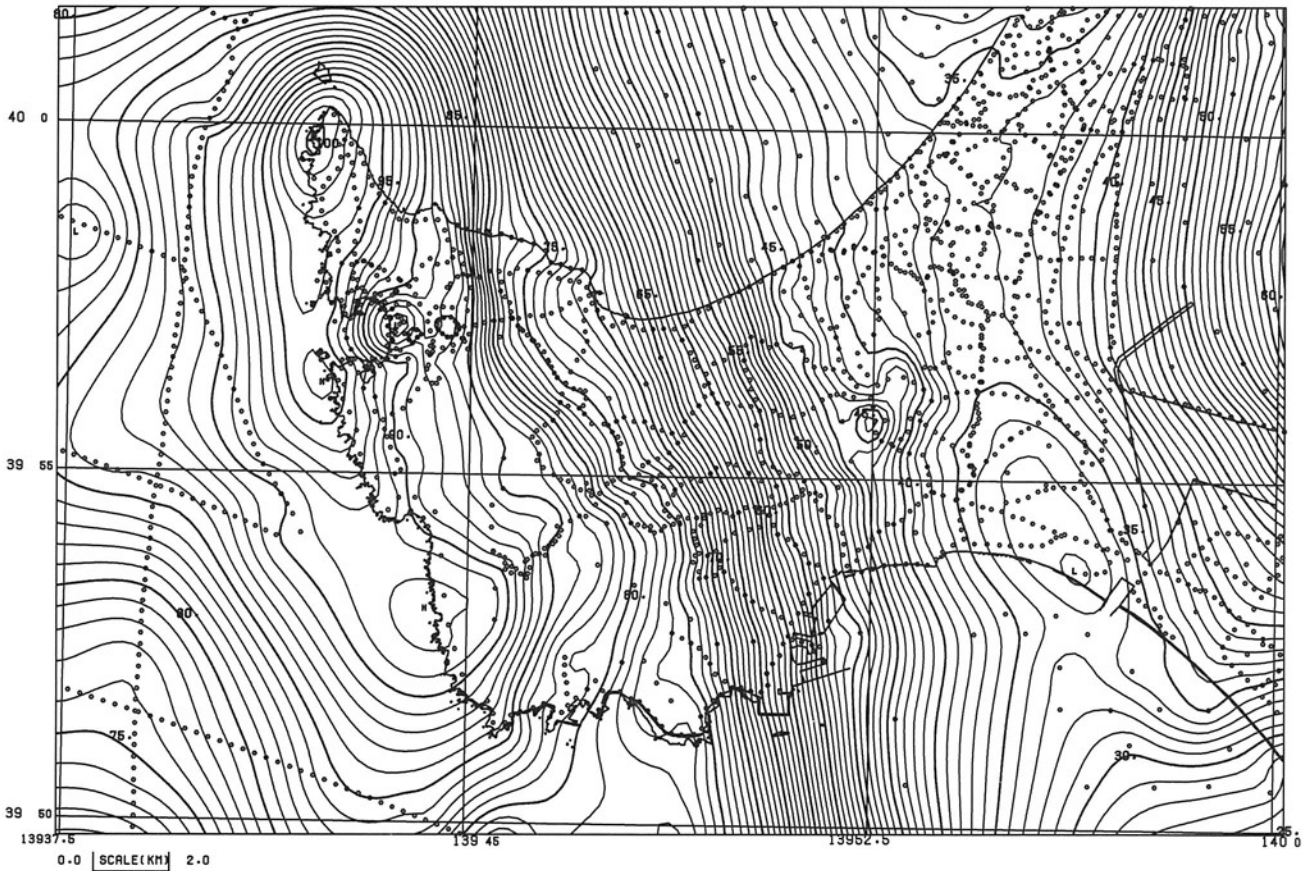
本図幅の範囲とその周辺地域の重力異常図は、広島ほか (1990) による縮尺 20 万分の 1 によるブーゲー異常図や駒澤ほか (1999) による縮尺 100 万の 1 の日本重力図により示されてはいるが、前者は海域のデータが未編集であり、後者はグリッド間隔が十分な条件で描かれたものではなかった。海域については、岡村ほか (1996) によりフリーエア異常図とブーゲー異常図が編集されているが陸域データとの接続処理はなされていない。そこで、測点密度の小さい男鹿半島西海岸、本山周辺及び八郎潟干拓地などで 2010 年 4 月に新たに 66 点の重力測定を行い、陸域と海域を統一した方法で編集した。その重力測定には LaCoste & Romberg 社製の陸上重力計 G-304 と、Ashtech 社製のディファレンシャル GPS 装置 ProMark3 を用いた。測位精度はセンチメートルオーダーである。重力データを以下の要領で編集した。編集面積は約 2,915 km<sup>2</sup>、編集に用いた重力データの総数は海域も含めて約 1,631 点である。今回の編集域のデータについては、日本重力図 (縮尺: 1/100 万) の資料を踏襲した。陸域資料としては、新エネルギー・産業技術総合開発機構 (2000) の全国地熱資源総合調査 (1981 年測定)、狐崎ほか (2002) による戸賀湾周辺の調査、国土地理院の閲覧資料、石油資源開発株式会社及び帝国石油株式会社による石油探査資料である。陸域編集に用いたデータは全て定数検定を行った重力計で定数改訂を行っており絶対重力値に変換する際の種々の問題は生じていない。測定重力値は国土地理院の閲覧資料に基づき日本重力基準網 1975 (JGSN75) (鈴木, 1976) に準拠させて決定した。海域データは、1989 年の白嶺丸の航海 (調査航海名: GH892 及び GH894) による船上重力データと海底重力データ (東経 139°45' 以東) である。船上重力計は、LaCoste & Romberg 社製 SL-2 船上重力計で、編集データは 10 秒サンプリングデータを用いた。重力値の計算には白嶺丸の専用基地 (千葉県船橋市) の岸壁を重力基準とし、JGSN75 系の絶対重力値を求めた。このタイプの船上重力計のドリフトは 1 箇月で 1 mgal 程度であり、更に、編集域については短期間での測定であることを考慮すると 1 mgal 以上の精度は充分保たれており広域の重力場を求める上では問題がないものである。

### 11.2 重力データの処理

データ処理の概要は以下のとおりである。地形補正については、地形を球面効果による沈み込みを考慮した仮想扇形の集合体に近似する方法 (駒澤, 1988) で実施した。この地形補正法は、測定点が地表面だけでなく海上にあっても適用でき、陸海データの編集作業にも有効に適用できた。地形補正に用いた標高 (水深) データについては、陸域は国土地理院作成の 50 m メッシュ (<http://www.gsi.go.jp/MAP/CD-ROM/cdrom.htm#10>) を用い、海域については、(財)日本水路協会による「海底地形デジタルデータ M7000 シリーズ」 (<http://www.jha.or.jp/jp/shop/products/btdd/index.html>) の等水深線データと日本海洋情報センターによる約 500 m にメッシュ化された J-EGG500 ([http://www.jodc.go.jp/data\\_set/jodc/jegg\\_intro\\_j.html](http://www.jodc.go.jp/data_set/jodc/jegg_intro_j.html)) を元データ (ランダムデータとして扱う) として地形補正に使用する DEM のメッシュ構成に合わせてメッシュ化した。地形補正用 DEM のメッシュ構成は、極近傍及び近傍補正用の最小メッシュが約 200 m、中間用が約 800 m、遠方用が約 3,200 m である。また、ブーゲー補正については、陸域と同じように海水準に一致する均質地球モデルからの残差密度がブーゲー異常に反映するよう海水を仮定密度の物質で置き換える操作をした。補正範囲については、60 km までとした。ブーゲー補正については無限平板による方法では地形の急峻な所では不適切な質の異常をつくるので、地形補正と同じ範囲である 60 km の弧長の球殻 (球帽) による方法によった (駒澤, 1988)。この処理により地形効果が厳密に除去でき、独立峰や尾根部の見掛けの低重力異常がなくなり地質構造が忠実に反映する重力図になる。

ブーゲー異常 (重力異常) の算出には表層の密度を仮定する必要があるが、本地域に火山岩が分布している点など考慮して 2.3 g/cm<sup>3</sup> を採用した。重力異常は概ね表層地質構造を反映している。

第 11.1 図に、広域的に分布している火山岩の平均密度と考えられる 2.3 g/cm<sup>3</sup> を仮定密度としたブーゲー異常図を測点と併せて示す。図化には重み付きの二次曲面を局所領域にフィッティングさせ、測点から離れた点については水平方向の 2 次微分までが滑らかに連続す



第 11.1 図 5 万分の 1 地質図幅「戸賀及び船川」地域の重力異常（ブーゲー異常）図  
 仮定密度  $\rho = 2.3 \text{ g/cm}^3$ , コンター間隔 = 1.0 mgal, H = 重力異常値極大域, L = 重力異常値  
 極小域,  $\circ$  = 重力測定点.

る条件を付加させる計算法によってグリッド値を計算し、コンタリングも電算機により行った。測点分布やグリッド間隔によって抽出される地下情報は規制されるが、ここではグリッド間隔を x-座標, y-座標とも 250 m とした。なお、第 1 図には情報の精度を示すために測点を表示し、情報の抽出向上のためコンター間隔は 1 mgal とした。なお、地質図に併記されている重力コンターも 1 mgal である。

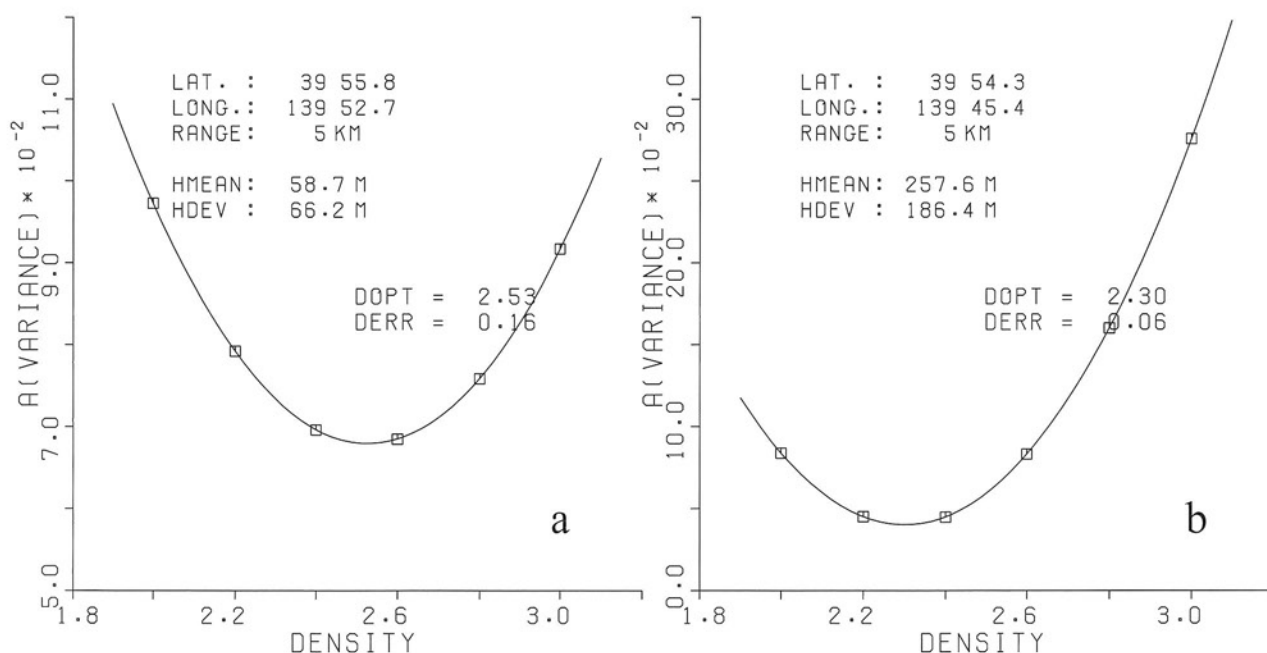
### 11.3 重力異常の概要

男鹿半島の西岸沿いに北西-南東もしくは北北西-南南東方向に伸び、90 mgal に達する高重力異常域がある。また、八郎潟の中程を南北に結ぶ線の東側に 60 mgal を超える高重力異常域がある。八郎潟西岸と男鹿半島の付け根との間は南北に伸びた低重力異常域となっており、ブーゲー異常は八郎潟調整池南西の船越周辺で最小の 30 mgal まで低下する。

男鹿半島西岸の高重力異常域は、いずれも溶岩・火砕岩を主体とする後期白亜紀後期の赤島層と後期始新世の

門前層、前期中新世の野村川層・台島層の分布に重なっている。この高重力常域の中であって、戸賀湾の湾奥から内陸にかけては低異常が、また、本山付近と入道崎付近には高異常が認められる。戸賀湾付近の低異常は戸賀火山の噴出源とされる直径 2.5 km 程の漏斗状の構造（狐崎ほか、2002）に対応する。本山付近の高重力異常は門前層の溶岩がなす高まりに、入道崎付近の高重力異常は、赤島層の溶結した緻密な火砕岩に対応している。

男鹿半島の付け根と八郎潟西岸との間の低重力異常域は、密度が相対的に大きな火山岩主体の地層（赤島層と門前層、野村川層、台島層）の凹地を中期中新世以降の堆積岩が埋めていることを示唆する。中期中新世以降の堆積岩は男鹿半島西岸に分布する火山岩主体の地層の東側であって、これを被覆して東に向かって傾斜し、東ほど厚く累積しており、重力異常もこれと調和的に東に向かって低下している。八郎潟西岸から東側の高重力異常は、石油試掘井で確認されているように、地下に伏在する八郎潟の東側に露出している中期中新世以降（あるいは前期中新世）の火山岩が比較的浅いところに伏在していることを反映していると考えられる。



第11.2図 寒風山地域 (a) 及び本山地域 (b) における上方接続残差比較 (CVUR) 法による密度推定。

男鹿半島の西岸から東側に向かって次第に重力が低くなる中であって、北浦と船川を結ぶ線と、浜間口、男鹿中と日詰とを結ぶ線の間では重力勾配が大きく、その東側を南北に走る男鹿中層の付近で急激に勾配が緩くなる。湯本を南北に走る湯本断層でも同様に重力勾配が急変する。寒風山火山の局所的な2つの高重力異常域は、火口の位置におおむね重なっており、伏在する溶岩や岩脈、固結したマグマ溜まり、あるいは基盤の高まり)に対応していると考えられる。

#### 11.4 表層密度推定

本報告では、「上方接続残差分散比較法 (Comparison of Variance of Upward Residual : CVUR 法)」(Komazawa, 1995)で行った密度推定の結果を示す。その方法を以下に簡単に述べる。構造的には地形が第1層目に当たり、重力効果として最も短波長の成分を発生すると考えられる。假定密度が、地形を作っている表層密度に一致すれば、第1層目は密度的に透明になって地形による短波長の重力成分は消失する。つまり、假定密度と表層密度が一致した場合、短波長成分の比率が深い構造が原因の長波長成分に比べ最も少なくなると考えられる。ここでは短波長成分だけを取り出すようなフィルターを掛けて、その残差重力異常の分散量 (ランダム性) が一番小さくなる假定密度が最適な表層密度であるとする。具体的な方法としては、2面の接続面を假定した上方接続フィルターを組み合わせで作成したバンド

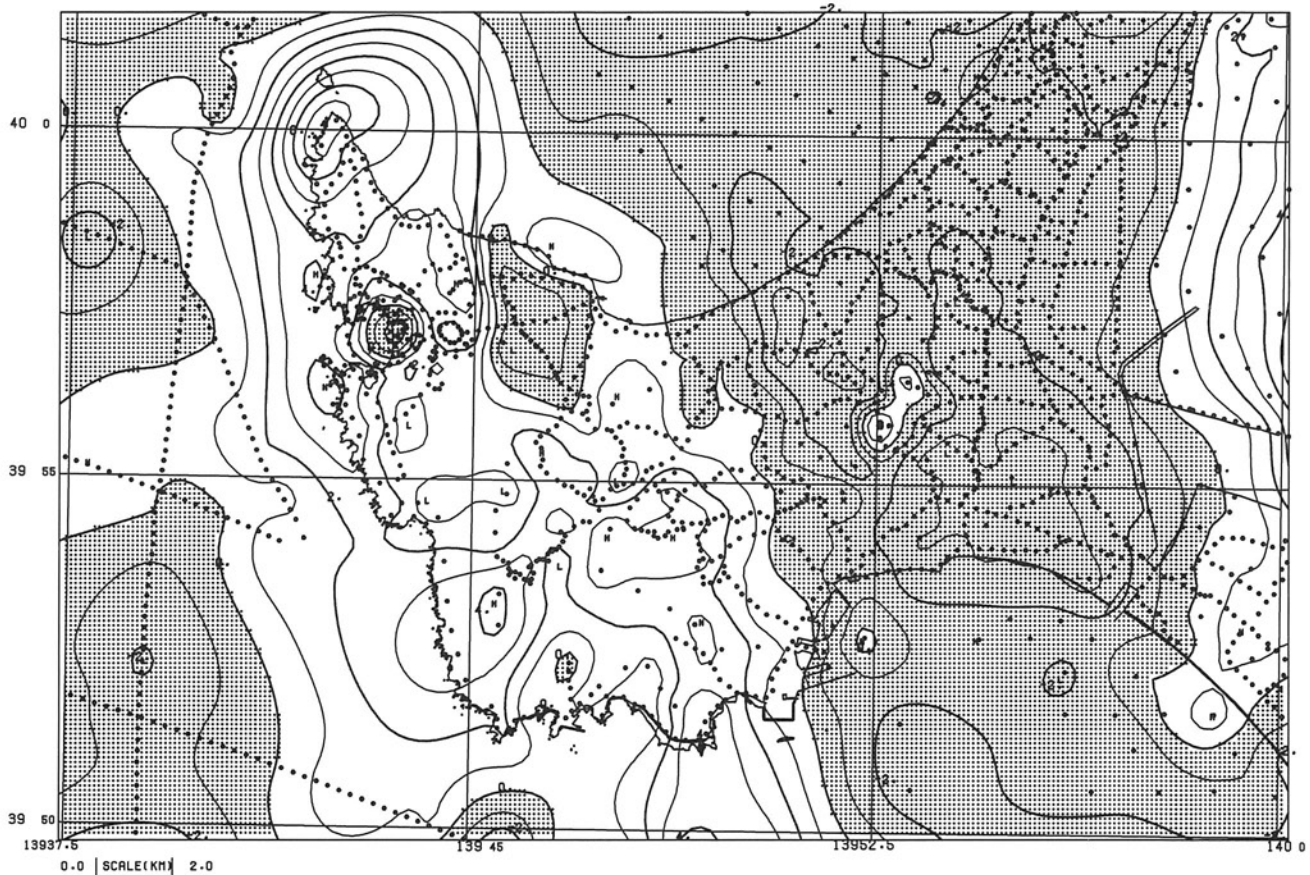
パス・フィルターを用いるのが簡潔で、多項式を用いたトレンド除去に比べると定量的な意味も明瞭である。また、この方法は、各假定密度のブーゲー異常値を算出するには標高データが使われており地形との相関が考慮されている。当然、解析結果は測点間での標高差が大きければそれだけ精度が上がる。本手法はパラメータである2面の接続面の値やサンプリング半径を変えれば、表層密度だけでなく山塊や山脈・山地全体の平均密度のようなやや深い場所の密度推定にも利用できる。ただ、サンプリング半径を大きく取り過ぎると表層密度の異なった領域のデータが含まれることになり、結果の信頼性が低下することにも注意する必要がある。

第11.2a図に、寒風山を中心とした半径5kmのサンプリング半径で解析した例を示す。解析された密度は2.53 g/cm<sup>3</sup>となり、安山岩を主体とする火山岩の密度としてはやや大きいと考えられる。比較的浅部に高密度の基盤岩類が存在しているか、空隙の少ない溶岩の比率が高い可能性が考えられる。第11.2b図に、本山を中心とした半径5kmのサンプリング半径で解析した例を示す。本山周辺には重力測点が少なく誤差も考えられるが、解析された密度は2.30 g/cm<sup>3</sup>となり、火山の表層密度として調和的である。

#### 11.5 残差重力図

第11.1図に示した重力図は、広域の傾向面や数km以上の深い構造が原因の重力異常を含むので、比較的深





第 11.3 図 5 万分の 1 地質図幅「戸賀及び船川」地域の上方接続残差図  
 上方接続 1 km をトレンドとして差し引いた。假定密度  $\rho = 2.3 \text{ g/cm}^3$ , コンター間隔 = 1.0  
 mgal, H = 重力異常値極大域, L = 重力異常値極小域, ○ = 重力測定点。

度の浅い地質構造との対比という点で適当とは言えない。ここでは、深部構造による広域トレンドを上方接続値と考へて分離し、地表付近（数 km より浅い）の重力異常を抽出する。具体的には、ここでは上方接続 1 km のものを広域トレンドとした。地表付近の微細な不均質構造や位置や標高値の不確実性によるノイズ成分は、測点間隔が 2 km 程度と大きいため重力図には含まれないと考へられるので、特にハイカット処理は施さなかった。結果を第 11.3 図に示す。なお、假定密度は、 $2.3 \text{ g/cm}^3$  である。

第 11.3 図は、負値にドットで陰を付けて表示した。高重力異常域と低重力異常域の分布は第 11.1 図の場合と大きくは変わらないが、男鹿半島の付け根、つまり、船川と相川を結ぶ線の東側と八郎潟西岸との間で低密度の堆積層が厚いことを示している。

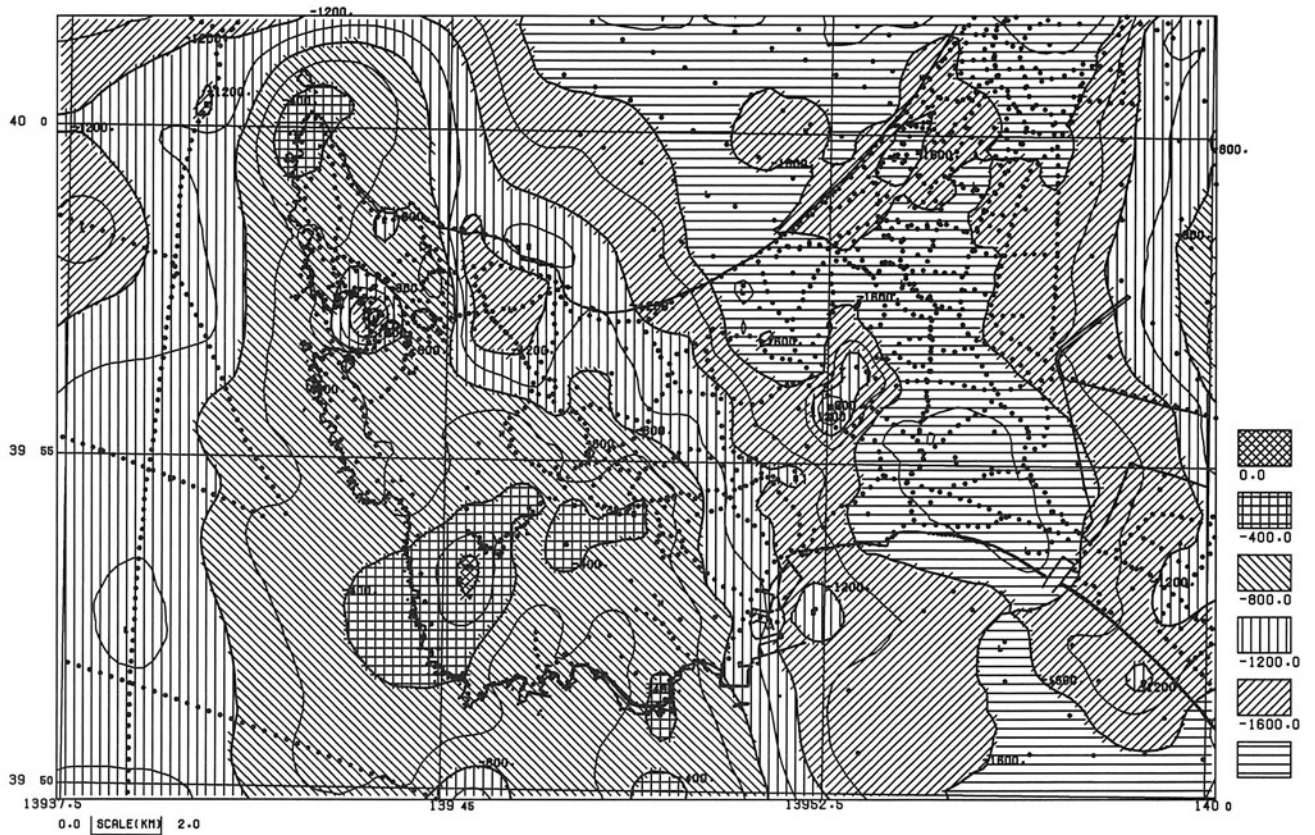
男鹿半島北東岸の北浦周辺に見られる盆状の低重力異常域は周辺地域と同様に西水口層や北浦層、段丘堆積物に覆われている。西水口層と北浦層はそれらの下位に続く南平沢層や船川層、女川層、西黒沢層とともに北東側に緩く傾斜し、段丘堆積物は西水口層にほぼ水平に重

なっている。このようなことから、この盆状の構造は、それらの基盤がなす向斜もしくは谷地形を反映している可能性が考へられる。

正負の境界部は密度差の大きい構造を表し断層などの地質境界を示すことが多い。しかし、船川から男鹿中にかけて北北西-南南東に延びる正負の境界部は、男鹿中断層よりも数 km 西に位置し、男鹿中の西側では、境界が S 字状に屈曲している。したがって、ここでは、火山岩を主体とする基盤が地下の比較的浅所において、緩やかに褶曲しながら東側に潜り込んでいると考へられる。男鹿中断層部に顕著な重力勾配が見られないのは、落差がそれほど大きくないためであろう。

第 11.1 図で明確に認められた戸賀湾付近の低重力異常域は、第 11.3 図でも円形の負の残差重力域として認められる。その  $-2 \text{ mgal}$  に満たない残差重力は、戸賀火山の噴出源に低密度物質が充てんされていることを示している。同様に、寒風山附近でも北東-南西に伸びる局所的な正の残差重力域が見られ、火山内部の溶岩や岩脈などの高密度物質の存在が想定できる。真山から本山にかけての地域は  $1 \sim 2 \text{ mgal}$  の正の残差重力域になって





第 11.4 図 5 万分の 1 地質図幅「戸賀及び船川」地域の重力基盤図

密度差 =  $0.4 \text{ g/cm}^3$ , コンター間隔 = 200 m, H = 重力基盤凸域, L = 重力基盤凹域, ○ = 重力測定点.

いる。その東と南には  $2 \sim 4 \text{ mgal}$  の更に大きな残差重力域が見られる。第 11.2b 図に示した表層密度の推定結果から考えて、そこは局所的に表層密度が大きいわけではなく、基盤がやや浅いところに伏在していることを示唆している。

### 11.6 重力基盤図

重力基盤を 200 m 間隔の等高度線で示し、400 m 毎の各深度階を段階表示した (第 11.4 図)。また、重力基盤の数値は標高値で示した。なお、重力基盤 (先新第三系及び最下部中新統に相当) の密度は  $2.6 \text{ g/cm}^3$ 、上位の表層の密度は  $2.2 \text{ g/cm}^3$  と各々仮定した。密度差は一様に  $0.4 \text{ g/cm}^3$  である。重力基盤解析は、地表下数 km の構造を抽出するため、上方接続 2 km のものを深部構造による広域トレンドとして除去した残差重力データについて行った。

今回使用した重力データは 250 m という格子間隔であるが、山間部では重力測点が少ないため、局所的な構造を拾い上げるには充分とは言えず、得られた構造は全体に平滑化されている。また、仮定したモデルと実際の

密度分布によって求められる基盤の深さも異なる。いずれにしても、得られた基盤の深度分布は、以下に述べるように主な地質構造と対応づけることができる。

- 1) 男鹿半島では中期中新世以降の地層が東に傾斜して累積しているが、重力基盤も同様に東に向かって深くなる。
- 2) 男鹿中断層付近から東側では重力基盤が急激に深くなり、八郎潟西縁との間の南北に延びた凹地に至る。凹地の深度は 2 km に達し、これを厚い堆積層が埋めている。
- 3) 八郎潟から東側では再び浅くなりはじめ、八郎潟の東側で地表近くまで浅くなる。
- 4) 寒風山火山の直下では重力基盤が海拔下 800 m まで浅くなる。この局所的な高まりは凹地の西縁にあって、基盤岩がなす高まりというよりは、伏在する溶岩や岩脈などに対応していると考えられる。
- 5) 湯本付近では、南南西に走る湯本断層を境に西側で重力基盤が比較的浅く平坦になっている。
- 6) 戸賀湾岸付近には周辺に比べ 800 m 程深い漏斗状の窪地がある。これは戸賀火山の噴出源を表している。

## 第12章 応用地質

(鹿野和彦・栗田泰夫)

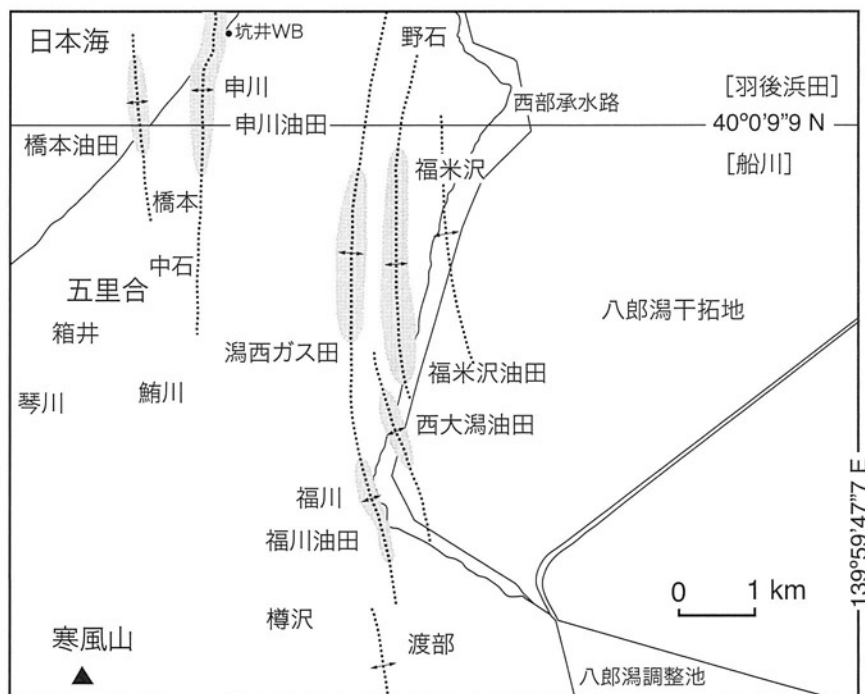
### 12.1 石油・天然ガス及び珪藻土

**油徴・ガス徴** 船川層とその上位の地層が露出する地域に油徴・ガス徴がある。油徴地は、日詰北東側の沢に露出する北浦層、船川西側の沢及び南平沢道路切り割り、増川支流滝沢中流の南平沢層砂岩などである。ガス徴は船越小学校裏側の湖上とその周辺の数ヶ所で、いずれもCH<sub>4</sub>主体であるが、一部ではより高分子の炭化水素ガスが混入しており、地下深所の油層から滲出している可能性がある(藤岡, 1959)。

**油田・ガス田** 男鹿半島北東側から八郎潟西縁にかけて、申川、橋本、福米沢、西大潟、福川油田と潟西ガス田がある(第12.1図)。石油資源開発株式会社(2006)によれば、いずれも、背斜または背斜に伴う断層に沿って集積した石油・ガスを回収している(第12.1図、第12.2図)。胚胎層準は、主に女川層から北浦層にかけての凝灰質砂岩もしくは凝灰岩で、福米沢は二次的に形成された女川層の炭酸塩岩、西大潟では西黒沢層の火砕岩

である。これらのうち、最も大きな油田は申川で、1958年に本格的に生産開始してから2005年12月末までの累積生産量は油が約230万kl、ガスが2億2,980万m<sup>3</sup>に達している。潟西ガス田は極めて小規模で1958年開坑で1965年に廃坑している。橋本油田は平成3年に採油を終了し平成5年に廃坑した。また、西大潟、福川油田も平成15年3月に採取を終了している。

男鹿半島から秋田市にかけて炭素含有量が高いのは西黒沢層から船川層にかけての細粒堆積岩で、女川層上部で3wt%を超えるところがある。炭化水素含有量も女川層上部で高く、最大で400~500ppmに達し、しかも、そこでの炭化水素のCPI(Carbon Preference Index)が原油とほぼ同じ1前後となっている(田口ほか, 1977)。また、申川油田付近では、女川層下部で炭化水素発生深度の目安となるピトリナイト反射率Roが0.5%を超えている(佐賀, 1992)。したがって、西黒沢層から船川層まで、特に女川層上部の細粒堆積岩が石油根源岩となって、そこで形成された炭化水素が構造的上位にある酸性凝灰岩あるいは凝灰質砂岩などに集積していること



第12.1図 男鹿半島東縁の油田ガス田  
石油資源開発株式会社(2006)などを基に編集。石油ガスは網点部分の地下に伏在する背斜(破線)に集積している。

が考えられる。

**珪藻土** 真山付近の女川層最上部を占める珪藻岩は、農薬の増量剤として大正年間から昭和50年代まで小規模ながら断続的に採掘されていた。

本多ほか(1967)によれば、かさ密度  $0.2 \sim 0.3 \text{ g/cm}^3$ 、灼熱減量 6 wt% 前後、 $\text{SiO}_2 = 86 \sim 88 \text{ wt\%}$  のものと、かさ密度  $0.4 \text{ g/cm}^3$ 、灼熱減量 13 wt%、 $\text{SiO}_2 = 68 \text{ wt\%}$  程度のものがある。後者は有機物に富んでおり、女川層上部が石油根源岩として大きなポテンシャルを備えていることを示唆する。

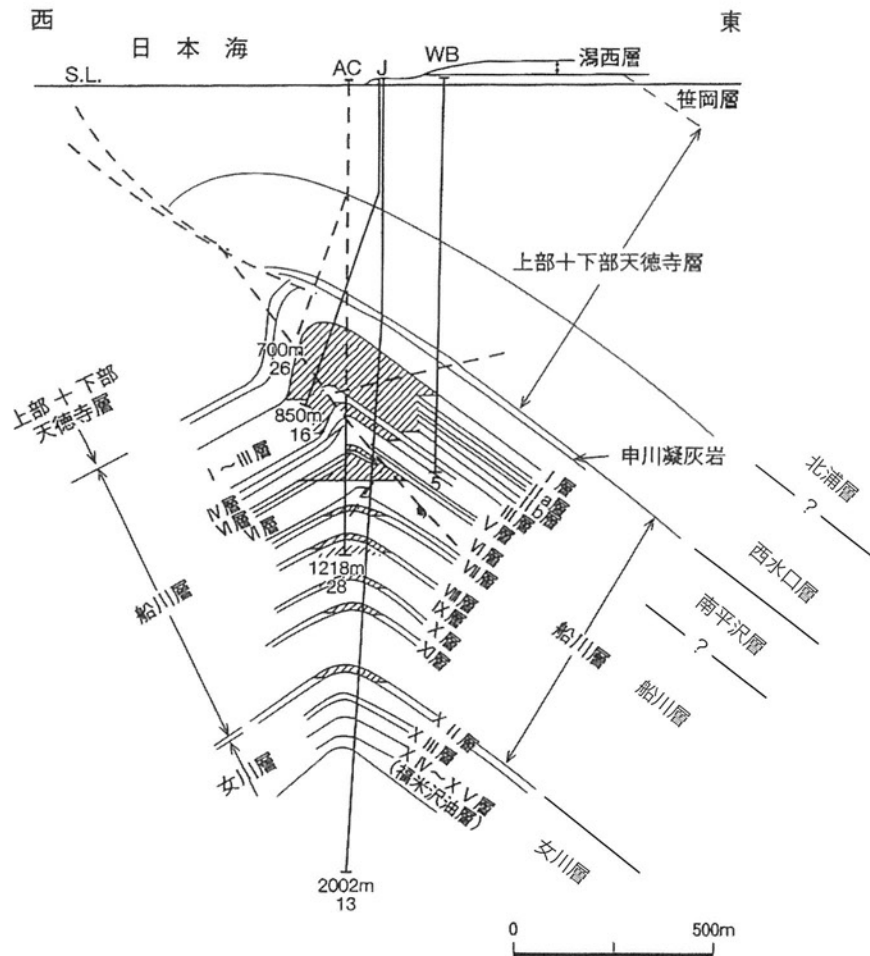
## 12.2 石材・砕石

寒風山火山の安山岩溶岩が男鹿石または寒風石と称す

る石材として採掘されている。主な採掘場所は五里合の南側から東麓を経て脇本に至る地域に点在する。主な用途は、敷石、石像、墓石、風呂などである。船川港港湾建設に当たっては大量に採掘されたこともある。

石材は、圧縮強度が  $1000 \text{ kg/cm}^2$  前後、かさ密度が  $2.4 \sim 2.6 \text{ g/cm}^3$  で、石材の圧縮強度による区分 (JIS A 5003) では硬石に分類される。また、吸水率も 1% 前後で、外装材に求められる吸水率 3.0% 以下を十分に満たしている (以上、寒風石材株の HP による)。

このほかに、小規模ながら船川港、中山から野村川層のデイサイト溶結火山礫凝灰岩が採掘されていたことがある。男鹿石の採掘が始まって中止されたが、その後、一時的ながら、船川港港湾建設のために採掘されたことがある。



第 12.2 図 申川油田の東西断面図

石油資源開発株式会社 (2006) に男鹿半島における層序との対応関係を加筆。断面は坑井 WB (第 12.1 図参照) を通ることに注意。I ~ XV 層 = 酸性凝灰岩または凝灰質砂岩。申川凝灰岩は南平沢凝灰岩に対比できる。III 層または IV / V 層は本報告の南平沢層基底をなす凝灰質砂岩に対比する可能性が考えられるが詳細は不明。XII 層は船川層基底をなす下部七座凝灰岩に対比されている。

## 12.3 湧水

寒風山の山麓にはいくつかの湧泉がある。中でも寒風火山北部の滝ノ頭湧泉は水量が豊富で、この水は、男鹿市の水道水として、また、潟西台地を掘削して八郎潟湖岸や五里合の低地に引いて農業用水として利用されている。八郎潟周辺の低湿地は水田耕作に不適な上、半鹹半淡の八郎潟の水が使えなかったが、この水を引くことで水田開発が進展したと言われている。

滝ノ頭湧泉の湧水は、異なる採水時期のトリチウム量から推定した降水時期と、その前後で降水のあった時期を調べた結果によれば、降水して20年ないし25年後に湧出したと考えられる(田口, 2001)。

## 12.4 温泉

男鹿半島には、湯本のほか、入道崎、戸賀、金ヶ崎、加茂、安全寺に温泉がある。また、その東側の低地に位置する琴浜と八郎潟にも温泉がある。これらの温泉の特徴を第12.1表に示す。

湯本温泉は、湯本断層に沿って湧出する泉源がいくつか点在、温泉水から炭酸塩が沈殿してトラバーチンの小丘を生じている。近藤(1962)によれば、1939年(昭和14年)の男鹿地震で、断層に沿って地割れがあり、

そこから多量の温泉水が湧出したが、2週間後にはほぼおさまった。その後は、掘り下げることで温泉水を確保している。湯本温泉の北方延長上の大明神崎付近にも35°Cの温泉水が湧出するが現在は利用されていない。また、戸賀湾南岸に塩戸もしくは塩戸白神と称する温泉があるが、昭和14年の男鹿地震で浴槽での泉温が40.5°Cまで上昇して温泉として利用された。しかし、その後、温度が31.5°Cまで低下して、現在は放置されている。

金ヶ崎温泉は、男鹿半島西岸の急崖を下りた海食台にある。昭和14年の男鹿地震で湧出が止まり、その後再び湧出するようになった。しかし、現在の温度は低く、そのままでは入浴できない。これに近い桜島と称する高台の男鹿桜島リゾートHOTEL「きららか」ではその近くに掘削したボーリングで汲み上げて利用している。

## 12.5 自然災害

### 地震・津波

**1810年男鹿地震** 宇佐美(1996)によれば、1810年9月25日(文化7年8月27日)、男鹿半島東部、北緯39.9°、東経139.9°(世界測地系の北緯39.6°、東経139.6°)で発生したM6.5の地震である。5月頃から鳴動、7月中旬から地震頻発、8月初めから八郎潟の水

第12.1表 温泉一覧

| 温泉名       | 男鹿(湯本)温泉*   | 男鹿入道崎温泉      | 塩戸温泉<br>(塩戸白神温泉)       | 戸賀温泉                    |
|-----------|-------------|--------------|------------------------|-------------------------|
| 深度(m)     |             |              | 自然湧出                   |                         |
| 温度(°C)    | 57          | 25.7         | 31.5                   | 41.3                    |
| 流量(l/min) | 1000        |              |                        | 714                     |
| pH        | 7.4         |              | 7.1                    | 5.8                     |
| 泉質        | Na-Cl       | 単純泉          | Na・Ca-Cl               | Na・Ca-Cl                |
| 温泉名       | ホテル帝水温泉     | 金ヶ崎温泉        | 男鹿桜島<br>(金ヶ崎2号井)       | 加茂温泉                    |
| 深度(m)     |             | 自然湧出         |                        |                         |
| 温度(°C)    | 25.4        | 49.5         | 55.5                   | 29                      |
| 流量(l/min) |             | 600          | 270                    | 194                     |
| pH        |             | 6.4          | 6.2                    |                         |
| 泉質        | Na-Cl       | Na-Cl        | Na-Cl                  | 含CO <sub>2</sub> -Na-Cl |
| 温泉名       | 鶴ノ崎温泉       | 八郎潟温泉        | 安全寺桶渡                  | 温浴ランドおが                 |
| 深度(m)     |             |              |                        |                         |
| 温度(°C)    | 49.4        | 26.9         | 15                     | 60.2                    |
| 流量(l/min) |             |              |                        |                         |
| pH        |             |              |                        |                         |
| 泉質        | 含S-Na・Ca-Cl | 含Fe-Na-Cl強塩泉 | CO <sub>2</sub> -Na-Cl | Na-Cl                   |

\* 金原(2005)による。源泉は、男鹿ホテル、白龍閣、雄山閣、男鹿温泉1号、湯本ホテルの5ヶ所。泉質はいずれも似ており、泉温は51~57°C。表の数字は男鹿ホテルの現況に近い。

が変色するなどの現象があった。この地震では、男鹿半島東部を中心に家屋全壊 1,003、半壊 400、死者 57（あるいは 163）、負傷者 116 の被害があった。寒風山溶岩末端崖や生鼻崎から船川にかけての海岸沿いの急崖、安田の海食崖などが崩壊し、湯本の温泉が止まった。更に、八郎瀉西岸では湖岸が 1 m 隆起したことが記録されており（宇佐美, 1996）、離水した地域は「瀉端」及び「起上」とよばれていることが古文書に記録されている（永田, 1977；大沢ほか, 1985 a）。本図幅では、この地震に伴う離水地域を旧八郎瀉湖底堆積物の分布域として示した。大橋（1928）は、家屋の倒壊率が最も大きかったのが脇本で、脇本から北方の鮪川、中石へと延びる地域に被害が集中していることに着目して、申川の西から、橋本の東、中石の西、鮪川の東、滝ノ頭の東、岩倉を経て田谷沢へと続く鮪川断層が動いて地震が発生したと推定している。大橋（1928）が推定した鮪川断層は、南北に断続的に続く申川断層（大沢ほか, 1985a）におおむね一致しており、申川から鮪川にかけては東上がりのとう曲地形として認められる（第 1.5 図及び地質図参照）。なお、羽鳥（1987）は、この地震による震度 4～6 相当の分布範囲から、地震の規模を M 7.0 と推定している。

**1939 年男鹿地震** 1939 年（昭和 14 年）5 月 1 日 14 時 58 分に、男鹿半島西方沖の北緯 39.9°、東経 139.7°（世界測地系の北緯 39.9°、東経 139.7°）を震央として発生した M 6.8 の地震である。東北各地の震度は秋田市で震度 5、酒田市で震度 4 を記録した。2 分後の 15 時 00 分にも同じ地点で M 6.7 の地震が発生し、秋田市で再び震度 5 を観測した。5 月末までに、余震回数は 288 回、うち有感地震は 43 回に達した。宇佐美（1996）によれば、この地震による被害は、男鹿半島中部の五里合・男鹿中・船川などで大きく、死者 27 名・負傷者 52 名・家屋全壊 479 棟・同半壊 858 棟であった。また、北浦では海岸線に沿って幅約 1 km の地すべりが起こり、50 戸が全潰した。湯本などでは地震直後に耕地の中などから温泉が湧出したがやがて止まった（萩原, 1940）。地震に伴って男鹿半島西岸が最大で 44 cm 隆起し、東部の八郎瀉西岸付近では若干沈降するところがあった（今村, 1941）。地震の 3 時間程前に戸賀では海面が 3 m ほど低下したとされ、また地震後 20～40 分に小規

模な津波の第 1 波が青森県から山形県にかけて観測された（宇佐美, 1996）。

**1983 年日本海中部地震** 気象庁技術報告第 106 号「昭和 58 年（1983 年）日本海中部地震調査報告」と気象要覧、仙台区気象台津波予報業務実施報告によれば、1983 年（昭和 58 年）5 月 26 日 11 時 59 分、男鹿半島の北西約 70 km の日本海で発生した M 7.7 の地震である。津波が発生し、北海道から九州まで日本海沿岸で観測された。男鹿には 12 時 08 分に津波の第一波が到達し、波高は最大で 53 cm を観測した。また、青森県沿岸から秋田県男鹿半島沿岸にかけては平常時の潮位より 5～6 m の高さに津波が到達した。この地震の揺れによる死者は 4 名、家屋の全半壊が 3,049 棟、津波による死者は 100 名、船舶沈没・流失は 706 隻に達した。地震による直接の被害は秋田県と青森県に集中し、液状化によって建物・道路・鉄道・堤防等に被害があった。6 月 21 日 15 時 25 分には、余震域の北側において M 7.1 の地震が発生し、能代市など一部で再び津波が観測された。

日本海中部地震災害（1983年）秋田大学地質調査班（1986）によれば、本図幅地域内では、砂丘後背湿地にあたる男鹿市脇本などで家屋損壊が大きく、船越などでも地割れ、不等沈下、噴砂が認められた。五里合低地でも同様に地割れ、不等沈下、噴砂などが認められたほか、固結度合いの低い更新統がなす崖や急斜面が崩壊した。また、能代から脇本に至る地域では、能代衝上断層や申川断層に沿って、墓石の倒壊率が特に高かった。

#### 土石流、斜面崩壊など

男鹿半島では毛無山から本山を経て真山に至る山地や寒風山の急斜面を流下した河川が短い距離で緩斜面に到達し海に注ぐため、雨量が多いと急傾斜地の斜面崩壊に端を発した土石流が多発する。特に、西岸の急斜面を切り開いた大棧橋道路法面は繰り返し崩落している。また、瀉西層や鮪川層、戸賀火山噴出物、北浦層、南平沢層には粘着力のない砂粒大の粒子が多いため、深く下刻した谷沿いや海食崖は豪雨で崩落し、あるいは深く侵食されて土石流が発生する危険性が高い。



## 文 献

- 阿部なつえ・荒井章司・佐伯泰広 (1992) 目潟火山のかんらん岩捕獲岩に見られる島弧マントルの加水作用. 岩鉱, vol. 87, p. 305-317.
- Akiba, F. (1986) Middle Miocene to Quaternary biostratigraphy in the Nankai Trough and Japan Trench, and modified lower Miocene through Quaternary diatom zones for the middle-to-high latitudes of the North Pacific. In Kagami, H., Karig, D. E., Coulbourn, W. T. et al., *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, U.S. Govt. Printing Office, Washington, D. C., vol. 87, p. 393-481.
- 秋葉文雄 (1987) 佐渡島中山峠セクションの新第三系珪藻化石層序, および「船川遷移面」(山野井, 1978) との関係. 佐渡博物館研究報告, no. 9, p. 85-101.
- 秋田県 (2002) 「能代断層に関する調査」成果報告書. 秋田県, 122 p.
- 秋田県 (2004) 「北由利断層に関する調査」成果報告書. 秋田県, 87 p.
- Aoki, K. (1971) Petrology of mafic inclusions from Ichinomegata. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, vol. 30, p. 314-331.
- 青木謙一郎 (1989) ミュジアライト・粗面安山岩・粗面岩・アルカリ流紋岩. 久城育夫・青木謙一郎・荒牧重雄 (編) 日本の火成岩, 岩波書店, p. 95-103.
- Aoki, K. and Fujimaki, H. (1982) Petrology and geochemistry of calc-alkaline andesite of presumed upper mantle origin from Itinomegata, Japan. *American Mineralogists*, vol. 67, p. 1-13.
- 青木謙一郎・亀山悦子 (1970) 一の目潟火山の透輝石メガクリスト. 岩石鉱物鉱床学会誌, vo. 63, p. 160-165.
- Aoki, K. and Shiba, I. (1973a) Pyroxenes from lherzolite inclusions of Itinome-gata, Japan. *Lithos*, vol. 6, p. 41-51.
- Aoki, K. and Shiba, I. (1973b) Pargasites in lherzolite and websterite inclusions from Itinomegata, Japan. *Journal of the Japanese Association of Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists*, vol. 68, p. 303-310.
- Aoki, K. and Shiba, I. (1974a) Petrology of websterite inclusions from Itinome-gata, Japan. *Science Reports of the Tohoku University. Series 3*, vol. 12, no. 3, p. 395-427.
- Aoki, K. and Shiba, I. (1974b) Olivines from lherzolite inclusions of Itinomegata, Japan. *Memoirs of the Geological Society of Japan*, no. 11, p. 1-10.
- 青木謙一郎・吉田武義 (1986) 秋田県一の目潟の火山岩と地殻下部由来捕獲岩の微量成分. 東北大学核理研研究報告, no. 19, p. 279-287.
- Arai, S. and Saeki, Y. (1980) Ultramafic-mafic inclusions from Sannomegata crater, Oga Peninsula, Japan, with special reference to the Ichinomegata inclusions. *Journal of the Geological Society of Japan*, vol. 86, p. 705-708.
- 浅野 清 (1939) 秋田県男鹿半島の化石有孔虫群. 地質学雑誌, vol. 46, p. 413-427.
- 浅野 清 (1948) 日本油田層位学の基礎資料としての男鹿半島鮮新世化石有孔虫群. 地質学雑誌, vol. 54, p. 44-49.
- Asano, K., Ingle, J.C. and Takayanagi, Y. (1969) Neogene planktonic foraminiferal sequence in northeastern Japan. In Bronnimann P. and Renz, H. H. eds., *Proceedings of the 1st International Conference on Planktonic Microfossils, Geneva, 1967*, vol. 1, p. 14-25.
- Awata, Y. and Kakimi, T. (1985) Quaternary tectonics and damaging earthquakes in Northeast Honshu, Japan. *Earthquake Prediction Research*, vol. 3, p. 231-251.
- Blow, W. H. (1969) Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. In Bronnimann P. and Renz, H. H. eds., *Proceedings of the 1st International Conference on Planktonic Microfossils, Geneva, 1967*, vol. 1, p. 199-421.
- Burckle, L. H. (1971) Correlation of late Cenozoic marine sections in Japan and the equatorial Pacific. *Transactions and Proceedings of the Paleontological Society of Japan, New Series*, no. 82, p. 117-128.
- Barron, J. A. and Gladenkov, A. Y. (1995) Early Miocene to Pleistocene diatom biostratigraphy of Leg 145. In Rea, D. K., Basov, I. A., Scholl, D. W. and Allan, J. F. et al., *Proceedings of Ocean Drilling Program, Scientific Results*, vol. 145, p. 3-19. College Station, TX (Ocean Drilling Program).
- 千谷好之助 (1925) 秋田県男鹿島油田 (大日本帝国油田第二十六区) 地質及び地形図説明書. 地質調査所, 13 p.+ 英文要旨 3 p.
- 千谷好之助 (1929) 秋田県男鹿島油田 (大日本帝国油田第二十六区) 地質及び地形図 (縮尺 1:30,000). 地質調査所, 図 1 葉.
- 千谷好之助 (1930) 本邦油田第三紀層の分類と其名称とに就きて. 地質学雑誌, vol. 37, p. 262-269.
- 藤岡展价・大口健志・米谷盛寿郎・臼田雅郎・馬場 敬 (1981) 東北裏日本地域における台島～西黒沢期の堆積物について. 石油技術協会誌, vol. 45, p. 11-26.
- 深瀬雅幸・周藤賢治 (2000) 男鹿半島, 漸新統門前層中部の火山岩類の岩石学. 地質学雑誌, vol. 106, p. 280-291.
- 福留高明 (1993) 秋田県沿岸部における直下型地震と活断層. 鉱業博物館, no. 25, p. 26-52.
- Fukuyama, H. (1985) Gabbroic inclusions of Ichinomegata tuff cone: Bulk chemical composition. *Journal of Faculty of Earth Science, University of Tokyo, Section 2*, vol. 22, p. 111-119.
- 古橋恭子・西川 治・松葉谷 治・白石建雄・石山大三 (2008) 秋田県男鹿半島北岸の湯本断層沿いに産出する石灰華お

- よび温泉の同位体地球化学的研究. 温泉科学, vol. 58, p. 3-13.
- 古橋恭子・西川 治・白石建雄 (2007) 秋田県男鹿半島男鹿温泉付近に発達する石灰石温泉沈殿物. 日本地質学会第114年学術大会講演要旨, p. 326-326.
- Galbraith R. F. (1981) On statistical models for fission track counts. *Mathematical Geology*, vol. 13, p. 471-488.
- 雁沢好博 (1987) 東北日本弧内帯の白亜紀-第三紀火山岩のフイッション・トラック年代-奥尻島・男鹿半島・朝日山地-. 地質学雑誌, vol. 93, p. 387-401.
- Gradstein, F., Ogg., J.G. and Smith, A.G., eds. (2004) *A geologic Time Scale*. Cambridge Univ. Press, 589 p.
- 羽島徳太郎 (1987) 西津軽・男鹿間における歴史地震 (1694~1810) の震度・津波調査. 東京大学地震研究所彙報, no. 62, p. 133-147.
- 萩原尊禮 (1940) 昭和14年5月男鹿地震の余震分布. 地震, 第1輯, vol. 12, p. 15-24
- Hanagata, S. (2003) Miocene-Pliocene Foraminifera from the Niigata oil-field region, northeastern Japan. *Micropaleontology*, vol. 49, p. 293-340.
- Hanagata, S. (2004) Miocene foraminifera from the Niigata oil and gas field region, northeastern Japan. In Bubik, M. and Kaminski, M. A. eds., *Proc. Sixth International Workshop on Agglutinated Foraminifera*, Grzybowski Foundation Special Publication, vol. 8, p. 151-166.
- 花方 聡 (2007) 日本海側油田地帯の鮮新世有孔虫化石群集の変遷と古海洋環境. 化石, vol. 82, p. 29-34.
- 花方 聡・本山 功・三輪美智子 (2001) 日本海地域における底生有孔虫 *Spirosigmoinella compressa* の消滅と *Miliammina echigoensis* の出現の年代およびその古海洋学的意義. 地質学雑誌, vol. 107, p. 101-116.
- Hanzawa, S. (1935) Some Operculina and Myogypsina from Japan and their stratigraphic significance. *Science Reports of the Tohoku Imperial University, Series 2*, vol. 18, no. 2, p. 83-126.
- 半沢正四郎 (1954) 秋田県男鹿半島の第三系. 日本地方地質誌「東北地方」. 朝倉書店, p. 192-204.
- 長谷紘和・平山次郎 (1970) 五城目地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 46 p.
- Hasenaka, T., Ui, T., Nakamura, Y. and Hayashi, S. (1993) Traverse of Quaternary Volcanoes in Northeast Japan. *Guidebook for 29th IGC field trip A06*, p. 29-74.
- Hatai, K. (1938) A review of the paleontology of Akita Prefecture (Ugo Province), northeast Honshu, Japan. *Japanese Journal of Geology and Geography*, vol. 15, p. 34-45.
- 林 宏 (1955) 秋田県男鹿半島一ノ目湯周辺の火山抛出品について. 地質学雑誌, vol. 61, p. 240-248.
- 林 信太郎 (1987) 秋田県男鹿半島, 寒風火山の地質. 日本火山学会1987年秋季大会予稿集, p. 46-46.
- 林 信太郎 (1995) 寒風火山鬼の隠れ里溶岩-東北地方で初めてのスパインの発見-. 秋田大学教育研究学内経費報告書「火山災害の長期予測とハザードマップの作成」, p. 4-8.
- 林 信太郎 (1998) 寒風火山文化七年 (1810) 噴火記録の再検討-江戸藩邸で創作された偽の噴火記録-. 火山, vol. 43, p. 207-212.
- 林 信太郎・稲葉玲子・進藤紀幸 (1990) 東北日本男鹿半島, 寒風火山噴出物の主要化学組成. 秋田大学教育学部研究紀要 (自然科学), no. 41, 103-112.
- 林 信太郎・吉田武義・高嶋幸生・青木謙一郎 (1991) 東北日本, 寒風火山の微量元素組成. 東北大学核理研研究報告, no. 24, p. 274-285.
- 平山次郎・角 清愛 (1963) 5万分の1地質図幅「鷹巣」及び同説明書. 地質調査所, 90 p.
- 廣部嘉祥 (2005MS) 男鹿半島西黒沢層の層序学的研究. 筑波大学第一学群自然学類地学専攻卒業論文, 40 p.
- 広島俊男・駒澤正夫・須田芳朗・村田泰章・中塚 正 (1990) 秋田地域重力図 (ブーゲー異常). 重力図, no. 2, 地質調査所.
- 本多朔郎・広島正五・渡辺和矩 (1967) 秋田県男鹿市の珪藻土. 東方地方興行用鉱物資源開発調査委員会編集, 東北の工業用鉱物資源, 第5輯, p. 107-111.
- 堀江正治 (1964) 湖沼発達史研究上の年代資料. 科学, vol. 34, p. 98-98.
- 藤本幸雄・林 信太郎・渡部 晟・栗山知士・西村 隆・渡辺均・阿部雅彦・小田嶋 博 (2008) 地学教育の素材としての男鹿半島. 地質学雑誌, vol. 114, 補遺, p. 51-74.
- 藤岡一男 (1948) 男鹿島統. 地質学雑誌, vol. 54, p. 145-146.
- 藤岡一男 (1950) 男鹿半島第三系の層序と構造. 石油技術協会誌, vol. 15, p. 116-126.
- 藤岡一男 (1965) 八郎湯の地史. 八郎湯学術調査会編, 八郎湯の研究. 秋田県教育委員会, p. 31-51.
- 藤岡一男 (1959) 5万分の1地質図幅「戸賀・船川」及び同説明書. 地質調査所, 61 p. + 英文要旨 6 p.
- 藤岡一男 (1963) 阿仁合型植物群と台島型植物群. 化石, no. 5, p. 39-50.
- 藤岡一男 (1968) 秋田油田における出羽変動. 石油技術協会誌, vol. 32, p. 283-297.
- 藤岡一男 (1973) 男鹿半島の地質. 財団法人自然保護協会調査報告, no. 44, p. 5-34.
- Huzioka, K. (1964) The Aniai flora of Akita Prefecture, and Aniai-type floras in Honshu, Japan. *Journal of the Mining College, Akita University, Series A*, vol. 3, no. 4, p. 1-105.
- 藤岡一男・井上 武 (1952) 男鹿半島双六層より植物化石の発見 (予報). 地質学雑誌, vol. 58, p. 361-364.
- 藤岡一男・高安泰助 (1965) 八郎湯周辺の地質及び地形. 八郎湯学術調査会編, 八郎湯の研究. 秋田県教育委員会, p. 4-30.
- Huzioka, K., Takayasu, T. and Matoba, LIY. (1970) The Kamayachi Formation (Pleistocene), Oga Peninsula,

- Northeast Japan. *Journal of the Mining College, Akita University, Series A*, vol. 4, no. 4, p. 35-50.
- 藤岡一男・大沢 穠・高安泰助・池辺 穰 (1976) 羽後和田地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 65 p.
- 藤岡一男・大沢 穠・高安泰助・池辺 穰 (1977) 秋田地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 75 p.
- 藤岡一男・高安泰助・的場保望・大口健志・秋田大学鉱山学部 鉱山地質学教室 (1973) 男鹿半島地質図. 男鹿半島自然公園学術調査報告, no. 44, 付図.
- 藤岡一男・井上 武・高安泰助・加納 博・本多朔郎・狩野豊太郎 (1954) 男鹿半島. 日本地質学会第 61 年年会地質見学案内書, p. 1-31.
- 池辺 穰 (1962) 秋田油田地域における岩油第三系の構造発達と石油の集積について. 秋田大学地下資源研究施設研究報告, no. 26, p. 1-59.
- 今泉俊文 (1977) 男鹿半島の地殻変動と地震. 東北地理, vol. 29, p. 35-44.
- 今村明恒 (1941) 昭和 14 年の男鹿地震に伴へる陸地変形. 地震, 第 1 輯, vol. 13, p. 207-215.
- Imbrie, J., Hays, J.D., Martinson, D.G., McIntyre, A., Mix, A.C., Morley, J.J., Pisias, N.G., Prell, W.L., and Shackleton, N.J. (1984) The orbital theory of Pleistocene climates: Support from a revised chronology of the marine  $\delta^{18}\text{O}$  record. In Berger, A., Imbrie, J., Hays, G., Kukla, G., and Saltzman, B., eds., *Milankovitch and Climate, Part 1*, Dordrecht, The Netherlands, Plenum Reidel, p. 269-305.
- 岩佐三郎 (1955) 秋田油田 2 地域における微化石層位区分とその検討. 有孔虫, no. 4, p. 15-23.
- 海上保安庁 (1983) 沿岸の海の基本図-海底地質構造図 6328-2S, 秋田 (5 万分の 1). 日本水路協会.
- 上手真基・山田和芳・齋藤めぐみ・奥野 充・安田喜憲 (2010) 男鹿半島, 二ノ目潟, 三ノ目潟湖底堆積物の年縞構造と白頭山-苫小牧火山灰 (B-Tm) の降灰年代. 地質学雑誌, vol. 116, p. 349-359.
- 掃部 満・加藤 進・生路幸生 (1992) 桂根相の堆積環境. 地質学論集, no. 37, p. 239-248.
- Kanaya, T. (1959) Miocene diatom assemblages from the Onnagawa Formation and their distribution in the correlative formations in northeast Japan. *Science Reports of the Tohoku University, Series 2*, vol. 30, p. 1-130, 2 text-figs., 7 charts, 11 pls.
- 兼岡一郎 (1983) 東北日本の火山岩類の放射年代. 鉱山地質特別号, no. 11, p. 69-78.
- Kano, K. (1979) Deposition and diagenesis of siliceous sediments of the Onnagawa Formation. *Science Reports of the Tohoku University, Series 3*, vol. 14, no. 2, p. 135-189.
- Kano, K. (1990) An ash-flow tuff emplaced in shallow water. Early Miocene Koura Formation, southwest Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 40, p. 1-9.
- Kano, K. and Ohuguchi, T. (2009) Intra-crater deposits of the Toga Tuff ring, Oga Peninsula, NE Japan. *Sedimentary Geology*, vol. 220, p. 204-217.
- 鹿野和彦・加藤碩一・柳沢幸夫・吉田史郎編集 (1991) 日本の新生界層序と地史. 地質調査所報告, no. 274, 114 p.
- 鹿野和彦・大口健志・林信太郎・宇都浩三・檀原 徹 (2002) 戸賀火山: 東北日本, 男鹿半島西端のアルカリ流紋岩質タフリング. 火山, vol. 47, p. 373-396.
- 鹿野和彦・佐藤雄大・小林紀彦・小笠原憲四郎・大口健志 (2007) 東北日本男鹿半島, 真山流紋岩類の放射年代. 石油技術協会誌, vol. 72, p. 608-616
- Kano, K., Uto, K. and Ohguchi, T. (2007) Stratigraphic review of Eocene to Oligocene successions along the eastern Japan Sea: implication for early opening of the Japan Sea. *Journal of Asian Earth Sciences*, vol. 30, p. 20-23.
- 鹿野和彦・小布施明子・佐藤雄大・大口健志・小笠原憲四郎 (2008) 男鹿半島潮瀬ノ岬砂礫岩の年代層序学的位置づけ. 石油技術協会誌, vol. 73, p. 86-96.
- 加藤 進・井上洋子 (1997) 秋田県鮎川-由利原地域の女川層の有孔虫化石. 瑞浪市化石博物館研究報告, no. 24, p. 39-49.
- 加藤 進・井上洋子 (1999) *Neogloboquadrina asanoi* (Maiya, Saito and Sato) の年代層序学的・古海洋学的意義. 瑞浪市化石博物館研究報告, no. 26, p. 129-140.
- 加藤 進・小田 浩・檀原 徹 (2004) 寺泊層底生有孔虫化石マーカーの年代. 石油技誌, vol. 69, p. 384-395.
- 加藤 進・井上洋子・渡辺其久男 (2006) 新潟片貝ガス田における *Globorotalia inflata* bed. 瑞浪市化石博物館研究報告, no. 33, p. 115-125.
- 加藤 進・檀原 徹・小田 浩 (2008) 秋田県鮎川-由利原地域の中新統のフィッシュン・トラック年代. 石油技誌, vol. 73, p. 397-406.
- 加納 博・井上 武 (1952) 男鹿半島双六層中の花崗岩礫を含む礫岩について. 岩石鉱物鉱床学会誌, vol. 36, p. 32-32.
- 潟西団体研究グループ (1977) 潟西層の海生軟体動物化石と堆積環境. 地球科学, vol. 31, p. 83-86.
- 潟西団体研究グループ (1983) 男鹿半島北東部潟西地域における潟西層. 地球科学, vol. 37, p. 69-80.
- 加藤君雄 (1965) 八郎潟の水生物群落の分布と生産量. 八郎潟学術調査会編, 八郎潟の研究, 秋田県教育委員会, p. 389-417.
- 加藤万太郎・渡部 晟 (1976) 男鹿半島安田海岸における鮭川層, 潟西層の構造と堆積環境について. 秋田県立博物館研究報告, no. 1, p. 56-65.
- 加藤愛雄 (1939) 昭和 14 年 5 月 1 日の男鹿地震について. 地震, vol. 11, p. 319-327.
- 活断層研究会 (1991) [新編] 日本の活断層. 東京大学出版会, 438 p.
- Katsui Y., Yamamoto, M., Nemoto, S., and Niida, K., (1979)

- Genesis of calc-alkalic andesite from Oshima-Oshima and Ichinomegata volcanoes, north Japan. *Journal of Faculty of Science, Hokkaido University, Series IV*, no. 19, p. 157-168.
- Kent, D.V. (1973) Paleomagnetism of some Neogene sedimentary rocks on Oga Peninsula, Japan. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, vol. 25, p. 87-103.
- Kimura, K. (1974) Magnetic stratigraphy of late Cenozoic sedimentary sections in Boso Peninsula, Niigata area and Oga Peninsula, Japan. *Journal of the Geological Society of Japan*, vol. 80, p. 579-592.
- 木村勝弘 (1986) 層位関係と放射年代からみた男鹿, 秋田と本荘-湯沢地域の中・下部第三系の年代層位区分. 北村信教授記念地質学論文集, 北村信教授退官記念事業会, p. 167-173.
- 金原啓司 (2005) 日本温泉・鉱泉分布図及び一覧 (第2版) (CD-ROM版). 産業技術総合研究所地質調査総合センター, CD-ROM 1枚.
- 北村 信 (1959) 東北地方における第三紀造山運動について. -奥羽脊梁山脈を中心として-. 東北大学地質学古生物学研究邦文報告, no. 49, p. 1-98.
- 北村 繁 (1990) 男鹿半島日湯の形成年代. 東北地理, vol. 42, p. 161-167.
- 北里 洋 (1975) 男鹿半島上部新生界の地質および年代. 東北大学理学部地質学古生物学教室研究邦文報告, no. 75, p. 17-49.
- 狐崎長琅・井上雅裕・中村直文 (2002) 重力探査からみた男鹿半島戸賀湾付近の地下構造. 火山, vol. 47, p. 396-410.
- 小林紀彦 (2005MS) 東北日本, 男鹿半島における前期中新世以前の火山活動と堆積盆形成. 秋田大学大学院工学資源研究科博士論文, 129 p.+ 3付表.
- 小林紀彦・大口健志・鹿野和彦 (2008) 東北日本, 男鹿半島門前層層序の再検討. 地質調査研究報告, vol. 59, p. 211-224.
- 小林紀彦・鹿野和彦・大口健志 (2004) 野村川層: 東北日本, 男鹿半島西部における新たな層序単元の提唱. 石油技術協会誌, vol. 69, p. 374-384.
- 小林紀彦・鹿野和彦・大口健志 (2010) 東北日本, 男鹿半島西部の後期始新世-前期中新世平行岩脈群. 地質学雑誌, vol. 116, p. 552-562.
- 近藤忠三 (1962) 秋田県男鹿半島の温泉概査報告. 秋田大学学芸学部研究紀要, no. 12, p. 51-60.
- Koizumi, I. (1968) Tertiary diatom flora of Oga Peninsula, Akita Prefecture, Northeast Japan. *Science Reports of the Tohoku University, Series 2*, vol. 40, no.3, p. 171-240, 4 pls.
- Koizumi, I. (1985) Diatom biostratigraphy for late Cenozoic northwest Pacific. *Journal of the Geological Society of Japan*, vol. 91, p. 195-211.
- Koizumi, I., Sato, M. and Matoba, Y. (2009) Age and significance of Miocene diatoms and diatomaceous sediments from northeast Japan. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol. 272, p. 85-98.
- 小泉 格・金谷太郎 (1977) 男鹿半島と秋田市北方丘陵における新第三系の対比. 藤岡一男教授退官記念論文集, p. 401-412.
- 小泉 格・的場保望 (1989) 西黒沢層の上限について. 地質学論集, no. 32, p. 187-195.
- 駒澤正夫 (1988) 仮想扇形地形による重力地形補正法. 測地学会誌, vol. 34, p. 11-23.
- Komazawa, M. (1995) Gravimetric Analysis of Aso Volcano and its Interpretation. *Journal of Geodetic Society of Japan*, vol. 41, p. 17-45.
- Kotaka, T. (1951) New *Turritella* from Northeast Honshu, Japan. *Saito Ho-on Kai Museum Research Bulletin*, no. 21, p. 6-12.
- 小高民夫 (1954) *Turritella* による秋田油田鮮新統の分帯-東北日本新第三系の軟体動物化石の研究 (予報). 斎藤報恩会研究報告, no. 23, p. 8-10, 2 pls.
- 工藤英美 (1984) 能代砂丘の形成について (演旨). 日本地質学会第91年学術大会講演要旨, p. 69-69.
- Kuno, H. (1967) Mafic and ultramafic nodules from Ichinomegata, Japan. In Wyllie, P.J., ed., *Ultramafic and Related Rocks*, Wiley, New York, p. 337-342.
- Kuno, H. and Aoki, K. (1970) Chemistry of ultramafic nodules and their bearing on the origin of basaltic magmas. *Physics of Earth and Planet Interiors*, vol. 3, p. 273-301.
- 黒川勝己・矢萩春菜・丹 真紀子・長橋良隆 (2004) 男鹿半島北浦層の Km2 テフラ層と新潟地域の SK100 テフラ層の対比. 地球科学, vol. 58, p. 345-350.
- Le Maitre, R.W. (2002) *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms*, 2nd Edition. Cambridge Univ. Press, 236 p.
- Ling, H.-Y. (1971) Silicoflagellates and ebridians from the Shinzan diatomaceous mudstone member of the Onnagawa Formation (Miocene), Northeast Japan. In Farinacci, A. ed., *Proceedings of the Second Plankton Conference*, Ediz. Tecnoscienza, Roma, p. 689-703.
- Lourens, L., Hilgen, F., Shackleton, N.J., Laskar, J., and Wilson, D. (2004a) The Neogene Period. In Gradstein, F., Ogg., J.G. and Smith, A.G., eds., *A geologic Time Scale*. Cambridge Univ. Press, p. 409-440.
- Lourens, L., Hilgen, F., Shackleton, N.J., Laskar, J., and Wilson, D. (2004b) Orbital tuning calibrations and conversions for the Neogene Period. In Gradstein, F., Ogg., J.G. and Smith, A.G., eds., *A geologic Time Scale*. Cambridge Univ. Press, p. 469-471.
- Machida, H. (1999) Quaternary Widespread Tephra Catalogue in and around Japan: Recent Progress. *The Quaternary Research*, vol. 38, p. 194-201.
- 町田 洋・新井房夫 (1976) 広域に分布する火山灰始良 Tn 火

- 山灰の発見と意義. 科学, vol. 46, p. 339-347.
- 町田 洋・新井房夫 (1992) 火山灰アトラス [日本列島とその周辺]. 東京大学出版会, 276 p.
- 町田 洋・新井房夫 (2003) 新編 火山灰アトラス [日本列島とその周辺]. 東京大学出版会, 336 p.
- 町田 洋・新井房夫・森脇 広 (1981) 日本海を渡ってきたテフラ. 科学, vol. 51, p. 562-569.
- 町田 洋・新井房夫・百瀬 貢 (1985) 阿蘇4 火山灰一分布の広域性と後期更新世指標層としての意義. 火山, 30, 49-70.
- 町田 洋・新井房夫・宮内崇裕・奥村晃史 (1987) 北日本を広くおお洞爺火山灰. 第四紀研究, vol. 26, p. 129-145.
- 米谷盛壽郎 (1978) 東北日本油田地域における上部新生界の浮遊性有孔虫層序. 日本の新生代地質 (池辺展生教授記念論文集), p. 35-60.
- 米谷盛壽郎 (1987) 裏日本油田地域における底生有孔虫化石帯区分の現状と問題点. 石油技術協会誌, vol. 52, p. 351.
- 米谷盛壽郎・井上洋子 (1981) 新潟堆積盆地における中新統下部の有孔虫化石群集と古地理の変遷. 化石, no. 30, p. 73-78.
- Maiya, S., Saito, T., and Sato, T. (1976) Late Cenozoic planktonic foraminiferal biostratigraphy of northwest Pacific sedimentary sequences. In Takayanagi, Y., and Saito, T., (Eds.), Progress in Micropaleontology: Selected papers in honor of Kiyoshi Asano, Micropaleontology Press, Am. Mus. Nat. History, New York, p. 395-422.
- 的場保望 (1973MS) 男鹿半島と秋田油田の上部新第三系の対比について. 総研「東北地方における第三紀地殻変動に関する構造地質学的研究」連絡紙, p. 41-43, 1 図.
- 的場保望 (1992a) 東北本州日本海地域の後期新生代底生有孔虫群集の変遷. 地質学論集, no. 37, p. 125-138.
- 的場保望 (1992b) 秋田油田新第三系・第四系層序に関する最近の変革. 石油技術協会誌, vol. 57, p. 315-333.
- 的場保望・小泉 格 (1986) 西黒沢階の上限について (講演要旨). 日本地質学会東北支部会報, no. 6, p. 15-16.
- 的場保望・白石建雄・白田雅郎・岡本金一 (1989) 男鹿地域. 日本の地質「東北地方」編集委員会編, 日本の地質2 東北地方, 共立出版, p. 158-163.
- Matoba, Y., Tomizawa, A. and Fukasawa, K. (1990) Neogene and Quaternary sedimentary sequences in the Oga Peninsula. Guidebook for Field Trip No. 2, Oga Peninsula, *Benthos'90, 4th Internat. Symp. Benthic Foraminifera, Sendai*, 62 p.
- 松居誠一郎 (1981) 秋田-五城目地域の上層部新生界の層序および男鹿半島との対比. 地質学雑誌, vol. 87, p. 1-16.
- Matsunaga, T. (1963) Benthonic smaller foraminifera from the oil fields of northern Japan. *Science Reports of the Tohoku University, Series 2*, vol. 35, no. 2, p. 67-122, pls. 24-52.
- Matsuoka, K., Bujak, J.O. and Shimazaki, T. (1987) Late Cenozoic dinoflagellate cyst biostratigraphy from the west coast of northern Japan. *Micropaleontology*, vol. 33, p. 214-229.
- 丸山孝彦・山元正継・吉岡修司 (1988) 男鹿半島寒風火山の地質と岩石. 秋田大学鉱山学部資源地学研究施設報告, no. 53, p. 1-16.
- Mii, H. (1958) Coastal sand dune evolution of the Hachirogata, Akita Prefecture. *Saito Ho-on Kai Museum of Natural History Research Bulletin*, vol. 27, p. 7-22.
- 三位秀夫 (1960) 八郎瀉の沖積層. 東北大学理科報告 (地質), 特別号 4, 590-598.
- 三位秀夫 (1965) 海岸砂丘の形成について. 第四紀研究, vol. 4, p. 5-12.
- 三位秀夫 (1966) 沖積世における海岸砂州の発達過程. 第四紀研究, vol. 5, p. 139-148.
- Minato, M., Gorai, M., and Hunahashi, M., chief eds. (1965) The geologic development of the Japanese Islands. Tsukiji Shokan, Tokyo, 442 p.
- 三浦宗次郎 (1892) 20 万分の1 地質図幅「男鹿嶋」及び同説明書. 地質調査所, 18 p.
- 三輪美智子・柳沢幸夫・山田 桂・入月俊明・庄司真弓・田中裕一郎 (2004a) 新潟県北蒲原郡胎内川における鮮新統銀江層の浮遊性有孔虫化石層序— No. 3 *Globorotalia inflata* bed 下限の年代について—. 石油技術協会誌, vol. 69, p. 272-283.
- 三輪美智子・渡辺真人・山田 桂・柳沢幸夫 (2004b) 富山県氷見市灘浦地域の藪田層 (鮮新統) の浮遊性有孔虫化石群集—とくに No. 3 *Globorotalia inflata* bed 下限の年代について—. 石油技術協会誌, vol. 69, p. 668-678.
- 宮城一男・宇留野勝敏 (1956) 男鹿半島緑色凝灰岩層の層序学的・岩石学的研究 (第1報) —赤島・入道崎附近の花崗岩質基盤岩および第三紀火成岩類—. 地質学雑誌, vol. 62, p. 260-271.
- 宮城一男 (1956) 男鹿半島緑色凝灰岩層の層序学的・岩石学的研究 (第2報) —潜岩溶岩類について—. 地質学雑誌, vol. 62, p. 645-655.
- 宮城一男 (1958) 男鹿半島緑色凝灰岩層の層序学的・岩石学的研究 (第3報) —台島層について—. 地質学雑誌, vol. 64, p. 195-205.
- 宮城一男 (1963) 男鹿半島グリンタフ層の層序と火成活動 (その5) —とくに火成活動の総括ならびに東北地方グリンタフ地域における岩石区の問題と関連して—. 地質学雑誌, vol. 69, p. 51-66.
- 宮内崇裕 (1988) 東北日本北部における後期更新世海成面の対比と編年. 地理学評論, vol. 61A, p. 404-422.
- 守屋成博 (1995) 北蒲原地域堆積盆における西山～灰爪階の有孔虫化石群集による高精度対比—シーケンス層序学の基礎データ—. 石油資源開発技術研究所研究報告, no. 11, p. 55-67.
- Nabetani, H. (1994) Conductivity structure of crust and mantle in the northeastern Japan prospected by MT and GEMIT



- method. Oga-Moriyoshi Green Tuff Region, Akita. *Science Reports of Hirosaki University*, vol. 41, p. 131-139.
- 長橋良隆・野口保文・吉川周作 (2000) 本州中央部における鮮新-更新世の火砕流堆積物と広域火山灰層との対比および噴出年代. *地質学雑誌*, vol. 106, p. 51-69.
- 長橋良隆・片岡香子・吉川周作・佐藤時幸 (2002) 秋田県男鹿半島の北浦層に挟在する Km3 テフラと大峰-SK110 テフラとの対比. *地質学雑誌*, vol. 108, p. 761-764.
- 中嶋 健・檀原 徹・岩野英樹・山下 透 (2003) 秋田市羽川の天徳寺層桂根相のフィッシュン・トラック年代. *地質学雑誌*, vol. 109, p. 252-255.
- 中島欽三 (1903) 男鹿半島の地質. *地質学雑誌*, vol. 10, p. 576-578.
- Nakaseko, K. (1959) Applied micropaleontological research by means of radiolarian fossil in the oil bearing Tertiary (mainly Akita and Yamagata sedimentary basins): part 1, Method, geological note and radiolarian assemblage in Akita sedimentary basins. *Science Reports of the College of General Education, Osaka University*, no. 8, p. 113-193.
- 中世古幸次郎・菅野耕三 (1973) 日本新第三紀の化石放射虫分帯. *地質学論集*, no. 8, p. 23-33.
- 日本海中部地震災害 (1983 年) 秋田大学地質調査班 (1986) 1983 年日本海中部地震による地盤災害と表層地質. *地質学論集*, no. 27, p. 237-256.
- Nishida, S. (1971) Neogene calcareous nannofossils from the coast along the Sea of Japan. *Bulletin of Nara University of Education, Natural Science*, vol. 28, p. 97-110.
- 西川 治 (2010) 男鹿トラバーチンの年代と湯本断層に沿う温泉活動の変遷. 日本地質学会第 117 年学術大会講演要旨, O-255, p. 163.
- 西村 進・石田志朗 (1972) Fission-Track 法による男鹿半島の第三系凝灰岩の年代決定. *岩石鉱物鉱床学会誌*, vol. 67, p. 166-168.
- 西男鹿団体研究グループ (1972) 男鹿半島南西部戸賀-門前間の地質. *地球科学*, vol. 26, p. 183-194.
- 西谷忠師・田上誠二 (1988) 男鹿半島における古地磁気学的研究. 秋田大学鉱山学部資源地学研究施設報告, no. 53, p. 69-75.
- 野村亮策・品川道夫・白石建雄 (2000) 秋田県北部沿岸地域における上部更新統中の広域テフラ層序-降下堆積した三瓶木次軽石の発見ならびに御岳第 1 軽石問題- 第四紀, vol. 32, p. 11-17.
- Ogasawara, K. (1973) Molluscan fossils from the Nishikurosawa Formation, Oga Peninsula, Akita Prefecture, Japan. *Science Reports of the Tohoku University, Series 2, Special Volume 6*, p. 137-155.
- 小笠原正継・下田 玄・森下祐一 (2005) 男鹿半島の基盤花崗岩のジルコン U-Pb 年代. 日本岩石鉱物鉱床学会 2005 年度学術講演会講演要旨集, p. 27-27.
- 大橋良一 (1928) 文化七年の男鹿地震と鮎川断層. *地理学評論*, no. 4, p. 190-207.
- 大橋良一 (1930) 男鹿半島の地質. *地質学雑誌*, vol. 37, p. 740-754.
- 大橋良一 (1938a) 男鹿嶋の火山. *地理学*, vol. 6, p. 221-232.
- 大橋良一 (1938b) 男鹿嶋の目潟. *陸水学雑誌*, vol. 8, p. 167-172.
- 大口健志・林 信太郎・小林紀彦 (1987) 男鹿半島の下部グリンタフ火山岩相と寒風火山. *火山*, vol. 32, p. 391-393.
- 大口健志・矢内桂三・井上 武 (1973) 男鹿半島潮瀬の岬砂礫岩にみられるホルンフェルス礫の起源-新第三系グリーン・タフ層基盤の再検討 (その 2). *地質学論集*, no. 8, p. 45-54.
- 大口健志・矢内桂三・植田良夫・玉生志郎 (1979) 男鹿半島第三系・入道崎火成岩の岩相と放射年代. *岩石鉱物鉱床学会誌*, vol. 74, p. 207-216.
- Ohguchi, T., Yamagishi, H., Kobayashi, N. and Kano, K. (2008) Late Eocene shoreline volcanism along the continental margin: the Kuguriwa volcanic succession at Kabuki Iwa, Oga Peninsula, NE Japan. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, vol. 59, p. 255-266.
- 大口健志・林 信太郎・小林紀彦・板谷徹丸・吉田武義 (1995) 男鹿半島・門前層下部 (漸新統), 潜岩・加茂溶岩部層の K-Ar 年代. *地質学論集*, vol. 44, p. 39-54.
- 大口健志・山崎貞治・野田浩司・佐々木清隆・鹿野和彦 (2005) 男鹿半島から見出された 20 Ma 以前の海成堆積物. *石油技術協会誌*, vol. 70, p. 207-215.
- 大口健志・鹿野和彦・小林紀彦・佐藤雄大・小笠原憲四郎 (2008) 男鹿半島の火山岩相: 始新世~前期中新世火山岩と戸賀火山. *地質学雑誌*, vol. 114 補遺, 日本地質学会第 115 年学術大会見学旅行案内書, p. 17-32.
- Okada, Y. (1979) Stratigraphy and Ostracoda from Late Cenozoic strata of the Oga Peninsula, Akita Prefecture. *Transactions and Proceedings of the Palaeontological Society of Japan, New Series*, vol. 115, p. 143-173.
- Okada, H. and Bukry, D. (1980) Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry, 1973; 1975). *Marine Micropaleontology*, vol. 5, p. 321-325.
- 岡村行信・森尻理恵・佐藤幹夫 (1996) 秋田西方海底地質図および同説明書. *海洋地質図*, no. 48, 地質調査所, 36p.
- 奥元かおり・原口 強・吉永佑一 (2007) 音波探査による湖底地質構造の三次元化-秋田県一の目潟を例として-. 日本応用地質学会平成 19 年度研究発表会講演論文集, p. 189-190.
- 大村一蔵 (1928a) 秋田油田の地質及鉱床. *石油地質学概要 (十八)*, X 日本油田の地質及鉱床, 3. 秋田油田の地質及鉱床, A. 総説. *地球*, vol. 9, p. 303-310.
- 大村一蔵 (1928b) 秋田油田の地質及鉱床. *石油地質学概要 (十九)*, X 日本油田の地質及鉱床, 3. 秋田油田の地質及鉱床, B. 旭川油田附金照寺油田. *地球*, vol. 9,

- p. 370-380.
- 大村一蔵 (1930) 秋田中部及南部油田の地質及鉱床. 地質学雑誌, vol. 37, p. 755-7756.
- 大村一蔵 (1935) 日本石油地の区分. 石油時報, no. 684, p. 1-11.
- 大村一蔵 (1936) 秋田油田の地質について. 石油時報, no. 695, p. 9-16.
- Ordin, G.S. and Letolle, R. (1980) Glauconization and phosphatization environments: a tentative comparison. In Bentor, Y.K., ed, *Marine Phosphorite. SEPM Special Publication*, no. 29, p. 227-238.
- Otofuji, Y., Matsuda, T. and Nohda, S. (1985) Paleomagnetic evidence for the Miocene counter-clockwise rotation of Northeast Japan-rifting process of the Japan Arc. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 75, p. 265-277.
- Otofuji, Y., Kambara, A., Matsuda, T. and Nohda, S. (1994) Counterclockwise rotation of Northeast Japan: Paleomagnetic evidence for regional extent and timing of rotation. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 121, p. 503-518.
- 大塚弥之助 (1939) 昭和14年5月1日男鹿地震の地変. 地震研究所彙報, vol. 17, p. 650-659.
- 大沢 穠 (1960) 20万分の1地質図幅「男鹿嶋」. 地質調査所, 地質図1葉.
- 大沢 穠 (1980) 20万分の1地質図幅「秋田及び男鹿」. 地質調査所, 地質図1葉.
- 大沢 穠・高安泰助・池辺 穰・藤岡一男(1977)本荘地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 54 p.
- 大沢 穠・加納 博・丸山孝彦・土谷信之・伊藤雅之・平山次郎・品田正一 (1981) 太平山地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 69 p.
- 大沢 穠・池辺 穰・荒川洋一・土谷信之・佐藤博之・垣見俊弘 (1982) 象潟地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 73 p.
- 大沢 穠・池辺 穰・平山次郎・高安泰助 (1984) 能代地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 91p.
- 大沢 穠・鯨岡 明・粟田泰夫 (1985a) 羽後浜田地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 57 p.
- 大沢 穠・鯨岡 明・粟田泰夫・高安泰助・平山次郎 (1985b) 森岳地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 69 p.
- 太田陽子 (1968) 旧汀線からみた第四紀地殻変動に関する二, 三の考察. 地質学論集, no. 2, p. 15-24.
- 太田陽子・貝塚爽平. 菊池隆夫. 内藤博夫 (1968) 時代を異にする汀線高度の比較による地殻変動の考察. 第四紀研究, vol. 7, p. 171-181.
- Pemberton, S.G., Frey, R.W., Ranger, M. and MacEachern, J. (1992) The conceptual framework of ichnology. *SEPM Core Workshop*, no. 17, p. 1-32.
- 佐賀 肇 (1992) B-2 秋田・山形地域, 第II編 日本海側グリーンタフ地域の石油地域. 改訂版「日本の石油・天然ガス資源」編集委員会 編集, [改訂版] 日本の石油・天然ガス資源, 天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会, p. 53-80.
- Sakuyama, M. and Koyaguchi, T. (1984) Magma mixing in mantle xenolith-bearing calc-alkalic ejecta, Ichinomegata volcano, northeastern Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 22, p. 199-244.
- 斉藤常正 (1999) 最近の古地磁気層序の改訂と日本の微化石層序. 石油技術協会誌, vol. 64, p. 2-15.
- Saito, T. and Maiya, S. (1973) Planktonic foraminifera of the Nishikurosawa Formation, northeast Honshu, Japan. *Transactions and Proceedings of Palaeontological Society of Japan, New Series*, no. 91, p. 113-125.
- 笹島貞雄・西村 進・石田志朗 (1978) 古地磁気編年・放射年代と本邦の Neogene. 日本の新生代地質 (池辺展生教授記念論文集), p. 135-154.
- 佐藤伸明・山崎 眞・佐藤時幸 (2007) 秋田県男鹿半島北岸に分布する鮮新統/更新統境界付近の岩相と微化石. 日本地質学会第114年学術大会講演要旨, p. 82-82.
- 佐藤典人・舟山幸夫・佐藤正史・吉田武則 (1986) 男鹿半島目潟に関する二, 三の湖沼学的知見. 東北地理, vol. 38, p. 143-153.
- 佐藤時幸 (1982) 石灰質微化石群集に基づく七谷層と西黒沢層の生層序学的考察. 石油技術協会誌, vol. 47, p. 374-379.
- 佐藤時幸 (2010) パナマ地峡の成立と世界的な寒冷化—第四紀の新しい定義に関連して—. 第四紀研究, vol. 49, p. 283-292.
- Sato, T., Chiyonobu, S. and Hodell, D. A. (2009) Quaternary calcareous nannofossil datums and biochronology in the North Atlantic Ocean, IODP Site U1308. In Cannell, J. E. T., Kanematsu, T., Sato, T., Stein, R., Alvarez Zarikian C. A., Malone, M. J. and 303/306 Scientists, *Proceedings of Integrated Ocean Drilling Program*, 303/306. doi : 10.2204/iod.proc.303306.210.2009.
- Sato, T. and Kameo, K. (1996) Pliocene to Quaternary calcareous nannofossil biostratigraphy of the Arctic Ocean, with reference to late Pliocene glaciation. In Thiede, J., Myhre, A.M., et al., *Proceedings of Ocean Drilling Program Scientific Results*, vol. 151, College Station, Texas (Ocean Drilling Program), p. 39-59.
- 佐藤時幸・亀尾浩司・三田 勲 (1999) 石灰質ナンノ化石による後期新生代地質年代の決定精度とテフラ層序. 地球科学, vol. 53, p. 265-274.
- Sato, T., Kameo, K. and Takayama, T. (1991) Coccolith biostratigraphy of the Arrabian Sea. In Prell, W.L., Niitsuma, N. et al., *Proceedings of Ocean Drilling Program Scientific Results*, vol. 117, College Station, Texas (Ocean Drilling Program), p. 37-54.
- Sato, T., Saito, T., Takahashi, H., and Higuchi, T. (2001)

- Calcareous nanofossil biostratigraphy of the Sasaoka and Tentokuji Formations, central Akita area, northeast Japan. *Journal of the Mining College, Akita University, Series A*, vol. 8, no. 4, p. 151-172.
- 佐藤時幸・高山俊昭・加藤道夫・工藤哲朗 (1988) 日本海側に発達する最上部新生界の石灰質微化石群層序. その3: 秋田地域および男鹿半島. 石油技術協会誌, vol. 53, p. 199-212.
- 佐藤雄大・鹿野和彦・小笠原憲四郎・大口健志・小林紀彦 (2009) 東北日本男鹿半島, 台島層の層序. 地質学雑誌, vol. 115, p. 31-46.
- Sato, Y., Kano, K., Ohguchi, T., Yamazaki, T. and Ogasawara, K. (2009) High-temperature emplacement and liquefaction of shallow-water caldera-forming eruption products: Early Miocene Tateyamazaki Dacite in the Oga Peninsula, NE Japan. *Sedimentary Geology*, vol. 220, p. 218-226.
- 石油資源開発株式会社 (2006) 技術編 第1章 油田・ガス田誌, 石油資源開発株式会社 50年史. p. 050b-117b.
- Shikama, T. and Takayasu, T. (1971) Fossil Mammals from the Shibikawa Formation in Oga Peninsula, Akita Prefecture. *Science Reports of the Yokohama National University, Section 2, Biological and Geological Sciences*, no. 18, p. 43-47.
- 島田豊郎 (1986) 中新世海緑石の層準とその石油地質学的意義. 田口一雄教授退官記念論文集, p. 149-160.
- Shinbo, K. and Maiya, S. (1969) Neogene planktonic foraminiferal zonation in the Japanese oil-producing provinces. *ECAFE Petroleum Symposium, Canberra, 1969*, p. 1-15.
- 新エネルギー・産業技術総合開発機構 (2000) 重力測定データ. 日本重力CD-ROM, 数値地質図, P-2, 地質調査所. CD-ROM 1枚.
- 悉知由希子・松本みどり・植村和彦 (2001) 秋田県男鹿半島南部, 西黒沢層から産出する植物化石群. 日本古生物学会第105回例会講演予稿集, p. 53.
- 白井正明 (2000) 男鹿半島浅海成堆積物と日本海半遠洋成堆積物の第四紀氷河性海水準変動への応答. 第四紀, vol. 32, p. 19-27.
- 白井正明・多田隆治 (1997) 男鹿半島安田海岸における上部第四系海成堆積物のサイクル層序. 堆積学研究会報, no. 44, p. 43-52.
- 白井正明・多田隆治・藤岡換太郎 (1997) ODP 日本海試料との対比にもとづく男鹿半島安田海岸更新世中-後期テフラの同定と年代. 第四紀研究, vol. 36, p. 193-196.
- Shirai, M. and Tada, R. (2000) Sedimentary successions formed by fifth-order glacio-eustatic cycles in the middle to upper Quaternary formations of the Oga Peninsula, northeast Japan. *Journal of Sedimentary Research*, vol. 70, p. 839-849.
- Shirai, M. and Tada, R. (2002) High-resolution reconstruction of Quaternary crustal movement based on sedimentary facies analysis: An example from the Oga Peninsula, northern Japan. *Journal of Sedimentary Research*, vol. 72, p. 386-392.
- 白石建雄 (1982) 秋田県男鹿半島における完新世段丘 (橋本段丘) 堆積物中の木片および釜谷地層中の貝殻の<sup>14</sup>C年代 - 日本の第四紀層の<sup>14</sup>C年代 -. 地球科学, vol. 36, p. 51-54.
- 白石建雄 (1986) 能代砂丘の構成と構造. 北村 信教授記念地質学論文集, p. 403-412.
- 白石建雄 (1990) 秋田県八郎潟の完新世地史. 地質学論集, no. 36, p. 47-69.
- 白石建雄 (2000) 秋田県男鹿半島における酸素同位体ステージ5aに対比される地層 (五里合層; 新称) と海成段丘. 第四紀, vol. 32, p. 1-10.
- 白石建雄・福留高明 (1996) 日本海中部地震の災害調査とその後. 柴崎達雄・植村 武・吉村尚久 (編集), 大震災その時地質家は何をしたか. 東海大学出版会, p. 289-301.
- 白石建雄・潟西層団地研究グループ (1981) 男鹿半島における安田層の分布と安田期の構造運動について. 秋田大学教育学部研究紀要 (自然科学), no. 31, p. 63-73.
- 白石建雄・的場保望 (1992) 秋田・山形地域における新第三系の層序と古地理・古環境. 地質学論集, no. 37, p. 39-51.
- 白石建雄・的場保望 (1996a) 秋田県男鹿半島の海成下・中部更新統と洞爺テフラなどの広域テフラ. 第四紀露頭集編集委員会, 第四紀露頭集-日本のテフラ, 日本第四紀学会, p. 52-53.
- 白石建雄・的場保望 (1996b) 秋田県男鹿半島の海成下・中部更新統. 第四紀露頭集編集委員会, 第四紀露頭集-日本のテフラ, 日本第四紀学会, p. 152-153.
- 白石建雄・的場保望 (1996c) 秋田県男鹿半島の海成上部更新統 (潟西層) と広域テフラ. 第四紀露頭集編集委員会, 第四紀露頭集-日本のテフラ, 日本第四紀学会, p. 154-154.
- 白石建雄・竹内貞子 (1999) 秋田県男鹿半島における上部更新統層序の再検討. 第四紀研究, vol. 38, p. 29-39.
- 白石建雄・新井房夫・藤本幸雄 (1992) 秋田県男鹿半島における西日本起源の漂流軽石・降下火山灰の発見. 第四紀研究, vol. 38, p. 29-39.
- 白石建雄・新井房夫・藤本幸雄 (1992) 秋田県男鹿半島における西日本起源の漂流軽石・降下火山灰の発見とその意義. 第四紀研究, vol. 31, p. 21-27.
- 白石建雄・竹内貞子・林信太郎・林 聖子 (1988) 秋田県男鹿半島で発見された始良 Tn 火山灰. 第四紀研究, vol. 27, p. 187-190.
- 白石建雄・白井正明・西川 治・鈴木隼人・古橋恭子・星 多恵子 (2008) 男鹿半島-能代地域の地形と第四系. 地質学雑誌, vol. 114 補遺, 日本地質学会第115年学術大会見学旅行案内書, p. 33-50.
- 周藤賢治・宮下純夫・藤林紀枝・立石雅昭 編集 (1995) 島弧火山岩の時空変遷. 地質学論集, no. 44, 335 p.
- 首藤次男・高安泰助・岩井武彦・鎌田泰彦・西岡幸一・大塚妙子・小高民夫・増田孝一郎・小笠原憲四郎・野田浩司・鎮

- 西清隆・蟹江康光・岡本和夫・松隈明彦・岩崎泰頌 (1977) 鮎川層・安田層・湯西層の関係について。九州大学理学部研究報告(地質), vol. 12, p. 215-227.
- 須藤 茂 (1987) 仙岩地熱地域の大規模火砕流堆積物—玉川溶結凝灰岩と古玉川溶結凝灰岩—。地質調査所報告, no. 266, p. 77-142.
- 須藤 茂 (1992) 仙岩地域中心部地熱地質図。特殊地質図 21-5, 地質調査所, 5 万分の 1 地質図 1 葉及び説明書, 73 p.
- 菅原宏紀 (1974) 表層地質図「船川・戸賀」(5 万分の 1)。土地分類基本調査「船川・戸賀」(5 万分の 1), 秋田県, 地質図 1 葉。
- 角 清愛・盛谷智之 (1973) 米内沢地域の地質。地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 46 p. + 英文要旨 4 p. + 4 pls.
- 鈴木弘道 (1976) 国際重力基準網 1971 と日本重力基準網 1975。測地学会誌, vol. 22, p. 112-129.
- 鈴木毅彦・檀原 徹・藤原 治 (2001) 東北日本の大規模火砕流は広域テフラを生産したか? 月刊地球, vol. 23, p. 610-613.
- 鈴木毅彦・中山俊雄 (2007) 東北日本弧, 仙岩地熱地域を給源とする 2.0 Ma に噴出した大規模火砕流に伴う広域テフラ。火山, vol. 52, p. 23-38.
- 鈴木毅彦・植木岳雪 (2002a) 岩石記載・古地磁気層序・広域対比に基づく八甲田カルデラ起源火砕流堆積物の層序・年代に関する検討。日本第四紀学会講演要旨集, no. 32, p. 60-60.
- 鈴木毅彦・植木岳雪 (2002b) 東北日本, 八甲田カルデラを起源とする火砕流堆積物の層序・年代の再検討。日本火山学会 2002 年度講演要旨集, no. 2, p. 39-39.
- 鈴木達郎 (1980a) "Grain-by-grain" 法によるジルコンの fission track 年代測定—男鹿半島新第三系潮瀬ノ岬砂礫岩における適用例—。堆積学研究会報, no. 16, p. 8-17.
- 鈴木達郎 (1980b) 男鹿半島第三紀火山岩類に関する年代。地質学雑誌, vol. 86, p. 441-453.
- 田口一雄・林田進男・佐々木清隆・佐藤俊二 (1977) 男鹿半島新第三系の有機地球科学とその層位的並びに堆積学的関連について。藤岡一男教授退官記念論文集, p. 115-129.
- 田口雄作 (2001) 男鹿半島寒風山滝ノ頭湧泉の湧出機構。日本地理学会発表要旨集, no. 60, p. 100-100.
- Takahashi, E. (1986) Genesis of calc-alkaline andesite magma in a hydrous mantle crust boundary: petrology of lherzolite xenoliths from the Ichinomegata crater, part II. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 29, p. 355-395.
- 高橋純一 (1922) 本邦油田に産する珪質頁岩の研究 (略報)。地質学雑誌, vol. 29, p. 17-27.
- 高橋純一 (1940a) 男鹿統の堆積輪廻 (I)。岩石鉱物鉱床学会誌, vol. 23, p. 80-88.
- 高橋純一 (1940b) 男鹿統の堆積輪廻 (II)。岩石鉱物鉱床学会誌, vol. 23, p. 234-243.
- 高柳洋吉・大場忠道 (1966) 男鹿半島の浮遊性有孔虫化石群: その変遷と意義。地質学雑誌, vol. 72, p. 35-47.
- 高山俊昭 (1973) 本邦新生界最上部における石灰質ナンノプランクトン化石の分布について。地質学論集, vol. 8, p. 45-63.
- Takayama, Y. and Sato, T. (1987) Coccolith biostratigraphy of the North Atlantic Ocean, Deep Sea Drilling Project Leg 94. In Ruddiman, W.F., Kidd, R.B., Tohmas, E., et al., *Initial Reports of the Deep Sea Drilling*, vol. 94, U.S. Government Printing Office, Washington, p. 651-702.
- Takayasu, T. (1962) Molluscan fossils from the Shibikawa Formation in the Oga Peninsula, Akita Prefecture, Japan. —Studies of the Cenozoic fauna in the Akita oil field, Part 2—。 *Journal of the Mining College, Akita University, Series A*, vol. 2, no. 2, p. 1-19.
- 高安泰助 (1962) 秋田県男鹿半島の北浦層・脇本層産動物化石群集について—秋田油田地域における新生代動物化石の研究 (その 3) —。秋田大学地下資源研究報告, no. 27, p. 43-47.
- Takayasu, T. and Matoba, Y., eds. (1976) Oga Peninsula. *Guidebook for Excursion 1, First International Congress on Pacific Neogene Stratigraphy, Tokyo, Japan*, 78 p.
- 高安泰助・小笠原憲四郎 (1986) 秋田県内の貝類化石層序。高安泰助監修, 秋田油田地域新第三系・第四系軟体動物化石図鑑。高安泰助教授退官記念会・秋田大学鉱山学部鉱業博物館後援会, p. 69-78.
- 竹内貞子 (1994) 花粉化石からみた始良 Tn 火山灰 (AT) 降灰前後の東北地方の植生。第四紀, vol. 26, p. 57-65.
- 玉生志郎 (1978) フィッション・トラック法による東北日本第三系の年代測定—秋田県男鹿半島, 岩見三内地域, 岩手県陸中川尻—焼石岳地域—。地質学雑誌, vol. 84, p. 489-503.
- Tosha, T. and Hamano, Y. (1986) Paleomagnetic Study on the Dike Swarm in the Oga Peninsula, Northeast Honshu Island. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, vol. 38, p. 349-360.
- Tosha, T. and Hamano, Y. (1988) Paleomagnetism of Tertiary rocks from the Oga Peninsula and the rotation of Northeast Japan. *Tectonics*, vol. 7, p. 653-662.
- 外山四郎 (1925) 秋田県男鹿半島に発達せる第三紀層。北光, no. 20, p. 57-71.
- 土谷信之 (1995) 東北地方中部日本海側地域の漸新世～中期中新世火成活動の変遷。地質学論集, no. 44, p. 227-240.
- 土谷信之・吉川敏之 (1994) 刈野野地域の地質。地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 72 p.
- 津田宗茂 (1992) 3. 新潟・長野地域。第 II 編 日本海側グリーンタフ地域の石油地域。改訂版「日本の石油・天然ガス資源」編集委員会 編集, [改訂版] 日本の石油・天然ガス資源, 天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会, p. 81-127.
- 内尾高保 (1972) 佐渡の新第三紀ナンノプランクトン化石層序。石油技術協会誌, vol. 37, p. 399-402.



- Uchio, T. (1974) *Coccolithus pelagicus-Braarudosphaera bigelowi* zone: A useful nannoplankton zone for the Pliocene of Japan oilfields. *Bulletin of the Geological Survey of Taiwan*, vol. 24, p. 13-30.
- 植田良夫・鈴木光郎 (1973) 東北日本産海緑石とセラドナイトの K-Ar 年代. *地質学論集*, no. 8, p. 151-159.
- 宇井忠英 (1983) 水底火山活動 -1970 年代の研究動向・鉾山地質特別号, no. 11, p. 155-165.
- 宇佐美龍夫 (1996) 新編 日本被害地震総覧 [増補改訂版]. 東京大学出版会, 493 p.
- 宇都浩三・鹿野和彦・石塚 治 (2010) 男鹿半島戸賀火山, 戸賀軽石層中のサニディン斑晶のレーザ融解  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  年代. *火山*, vol. 55, p. 201-206.
- 上床国夫 (1922) 桂根油田の地質および石油鉍床 (其の一). *地質学雑誌*, vol. 29, p. 498-515.
- 上床国夫 (1923a) 桂根油田の地質および石油鉍床 (其の二). *地質学雑誌*, vol. 30, p. 15-26.
- 上床国夫 (1923b) 桂根油田の地質および石油鉍床 (其の三). *地質学雑誌*, vol. 29, p. 498-515.
- Wang, K. and Yamanoi, T. (1996) New data on Miocene Pollen floras of the Oga Peninsula, Northeast Japan, with comparison to those of Northern China. *Journal of Japanese Palynology*, vol. 42, p. 1-13.
- 渡部 晟 (1975) 男鹿半島安田海岸の潟西層基底に発達する化石層について. *秋田地学*, no. 22, p. 7-10.
- 渡部 晟 (1976) 男鹿半島北岸安田付近の潟西層から得られた貝化石. *秋田自然史研究*, no. 7, p. 12-13.
- 渡部 晟 (1977) 若美町福野北方における釜谷地層産貝化石. *秋田自然史研究*, no. 9, p. 4-7.
- 渡部 晟 (1995) 秋田県男鹿半島の上部更新統産ブラウンスイシカゲガイ. *秋田県立博物館研究報告*, no. 20, p. 19-22.
- 渡部 晟 (2004) 男鹿半島北岸牧野付近における更新統五里合層の軟体動物化石. *秋田地学*, no. 55, p. 1-10.
- 渡部 晟 (2007) 秋田県八郎潟層からチリメンユキガイの産出. *秋田自然史研究*, no. 52, p. 13-16.
- 渡部 晟・磯村朝次郎 (1997) 秋田県男鹿・八郎潟地域における化石ハイガイ. *秋田県立博物館研究報告*, no. 22, p. 45-50.
- 渡辺其久男 (1976) 新潟県頸城地域の含油新第三系の有孔虫層序. *新潟大地鉍研究報告*, no. 4, p. 179-190.
- 渡部 均・磯村朝次郎・亀井節夫 (2005) 秋田県のナウマンゾウ化石. *秋田県立博物館研究報告*, no. 30, p. 85-108.
- 渡辺真人 (1997) 男鹿半島の女川層中の複数の含海緑石層準について. *日本地質学会第 104 年学術大会要旨*, p. 115-115.
- 渡辺真人 (2001) 日本周辺の新第三系中の海底ハイエイタスとコンデンスセクションの成因に関する研究. *北海道大学大学院理学研究科博士論文*, 99 p. + 付表 6 + 5 pls.
- 渡辺真人 (2002) 富山県氷見・灘浦地域の鮮新統の珪藻化石層序と年代層序の再検討—とくに広域火山灰層と No. 3 *Globorotalia inflata* (浮遊性有孔虫) bed の年代について—.
- 地質学雑誌*, vol. 108, p. 499-509.
- Watanabe, M. and Yanagisawa, Y. (2005) Refined Early to Middle Miocene diatom biostratigraphy for the middle- to high-latitude North Pacific. *The Island Arc*, vol. 14, p. 91-101.
- Yabe, H. and Hatai, K. (1941) The Cenozoic formations and fossils of Northeast Honshu, Japan. *Science Reports of the Tohoku Imperial University, Series 2*, vol. 22, no. 1, p. 1-86, 4 pls.
- 八木正彦・長谷中利昭・大口健志・馬場 敬・佐藤比奈子・石山大三・水田敏夫・吉田武義 (2001) リフト活動の変遷に伴うマグマ組成の変化—東北本州, 前～中期中新世の秋田-山形堆積盆地における例—. *岩石鉍物科学*, vol. 30, p. 265-287.
- 山野井 徹 (1978) 男鹿半島における新第三系の花崗層序. *地質学雑誌*, vol. 84, p. 69-86.
- 山科起行・山崎 誠・佐藤時幸 (2010) 秋田県男鹿半島南岸西黒沢層の岩相層序と地質時代. 平成 22 年度石油技術協会春季講演会特別講演・シンポジウム・個人講演要旨集, p. 54.
- 山崎貞治・大口健志・佐々木清隆 (1993) 水中火砕流堆積物 (グリーン・タフ) 中に見られる脱水構造. *月刊地球* 号外, 志岐常正教授退官記念号, p. 182-188.
- Yanagisawa, Y. and Akiba, F. (1998) Revised Neogene diatom biostratigraphy for the northwest Pacific around Japan, with an introduction of code numbers for selected diatom biohorizons. *Journal of the Geological Society of Japan*, vol. 104, p. 396-414.
- 柳沢幸夫・渡辺真人 (2011) 5 万分の 1 地質図幅「戸賀及び船川」地域 (男鹿半島) の新第三紀及び第四紀の珪藻化石層序資料. *地質調査総合センター研究資料集*, no. 533, p. 1-17.
- 柳沢幸夫・渡辺其久男・小林巖雄 (2000) 2.1 標準層序 (階区分), 2. 新第三系・下部更新等, IV 新生界. *新潟県地質図改訂委員会編集, 新潟県地質図及び同説明書 (2000 年版)*, p. 31-34.
- 安田喜憲・五反田克也・山田和芳・原口 強・ミレック・マコホニエンコ・守田益宗・北川淳子・斉藤めぐみ・奥野 充・トーマス・ゴジュウラー・林田明・テイモ・ザリーネン・マルクス・シュワブ・外山秀一ほか (2007) 第 3 章 地域環境史調査. 平成 18 年度国土施策創発調査「環境資源のワイズユースによる地域コミュニティの再生と持続可能な地域づくりに関する調査研究」報告書 (平成 19 年 3 月), 環境省総合環境政策局・秋田県, p. 77-98.
- Yokoyama, M. (1926) Fossil mollusca from the oil-fields of Akita. *Journal of the Faculty of Science, Imperial University of Tokyo, Series 2*, vol. 1, p. 377-389, 9 pls.
- 吉田昌幸・西川 治・白石建雄 (2007) 男鹿半島鮮新統船川層に扶在する凝灰岩層の検討. *日本地質学会第 114 年学術大会講演要旨*, p. 225-225.
- 吉田武義・大口健志・林信太郎・板谷徹丸・山崎貞治 (2004) 男鹿半島台島層, 館山崎玄武岩の産状, 放射年代と岩石学.



- 日本鉱物学会 2004 年度年会講演要旨集, p. 227-227.
- 吉川敏之・鹿野和彦・柳沢幸夫・駒澤正夫・上嶋正人・木川栄一 (2002) 珠洲岬, 能登飯田及び宝立山地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 76 p.
- 吉村信吉 (1936) 男鹿半島三火口湖の湖沼学的予察研究. 地理学評論, vol. 11, p. 872-892.
- 吉永朋子・中川光弘 (1999) 東北日本, 三の目湯火山からの初生玄武岩の発見とその組成変化. 岩鉱, vol. 94, p. 241-253.
- Zashu, S., Kaneoka, I. and Aoki, K. (1981) Sr isotope study of mafic and ultramafic inclusions from Ichinomegata, Japan. *Geochemical Journal*, vol. 14, p. 123-128.

## Geology of the Toga and Funakawa District

### 2nd Edition

By

Kazuhiko KANO\*, Takeshi OHGUCHI\*\*, Yukio YANAGISAWA\*, Yasuo AWATA\*\*\*,  
Norihiko KOBAYASHI†, Yudai SATO††, Shintaro HAYASHI\*\*\*\*, Hiroshi KITAZATO†††,  
Kenshiro OGASAWARA\*\*\*\*\*, and Masao KOMAZAWA\*

(written in 2010)

(ABSTRACT)

#### OUTLINE

The Toga and Funakawa district is located on the Japan Sea side of the Tohoku province, NE Japan. This district covers two sheet map areas of Toga and Funakawa and includes the Oga Peninsula and eastern coastal plain of the peninsula. The Oga Peninsula has Cretaceous granitic rocks, Late Eocene and Early Miocene volcanic rocks, Middle Miocene to Pleistocene sediments, Middle Pleistocene Toga Volcano, Late Pleistocene Kanpu-Zan Volcano, and Late Pleistocene Megata Volcano. The Paleocene to Early Miocene volcanic rocks are exposed along the western coast that constitute rocky hills with a maximum elevation of 500-700 m. Marine sediments cover the eastern flank of the hills and gently incline to extend further to the east. Pleistocene marine terrace deposits overlie the Middle Miocene to Middle Pleistocene marine sediments and are distributed on the western flank of the rocky hills. Younger sediments, mainly of Holocene age, are sparse in the peninsula, but cover the eastern coastal plain. The Hachiro Gata (Lagoon) once almost separated the Oga Peninsula from the mainland but has been already reclaimed. Pleistocene sediments underlie the coastal plain including the Hachiro Gata. The geology of the Toga and Funakawa district is summarized in Fig. 1.

The Cenozoic succession is well exposed along the coast of the Oga Peninsula and has been referred to as the stratigraphic standard of the Cenozoic System distributed along the eastern margin of the Japan Sea since the sheet maps (scale 1:50,000) of the Toga and Funakawa district was published in 1959. This second edition has, however, significantly revised the stratigraphic framework and therefore inevitably the distribution and structures of geologic units, taking the subsequent progress in bio- and magneto-stratigraphy, geochronology, and facies analysis into account.

#### UPPER CRETACEOUS, UPPER EOCENE AND LOWER MIOCENE

The lowest geologic unit exposed to the surface is the Akashima Formation (72 Ma in  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  age). This formation is distributed in a small area surrounding the Nyudo Zaki (Cape). The major constituents are mainly dacite welded lapilli tuff and tuff, which are partly rheomorphic and locally include polymictic volcanic breccias. Hornblende-biotite granite (87~93 Ma in  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  age) blocks up to several tens of meters in size are sparse in the breccias.

Separated by an inferred fault from the Late Cretaceous Akashima Formation, the Late Eocene Monzen Formation is spread on the southeast side. The main part contains alkali to subalkali mafic to intermediate lava flows and pyroclastic rocks and lesser amounts of dacitic rocks, the modes of which indicate their emplacement on land and/or shallow water. Rhyolite

---

\* Institute of Geology and Geoinformation  
\*\* Akita University  
\*\*\* Active Fault and Earthquake Research Center  
\*\*\*\* Graduate School of the University of Tsukuba  
† Graduate School of Akita University  
(Present address: INPEX Corporation)  
†† Graduate School of the University of Tsukuba  
(Present address: Geographical Survey of Japan)  
††† Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology

| Geologic age  | Geologic unit (Thickness)   | Lithology   | Igneous activity  | Sedimentary environment   | Crustal movement   | Isotopic age, fossil, key bed and others  |  |  |
|---|---|---|---|---|--|---|--|--|
| Quaternary  | Holocene  | Reclaimed land  |   |   |  |   |  |  |
|   |   | Beach, coastal sand dune, lagoon and valley-bottom plain deposits                                 | Gravel, sand and mud  | Coastal plain and others  |  |   |  |  |
|   | Late Pleistocene  | Products of Kanpu-zan volcano   | Hashimoto Formation and other Holocene terrace deposits (2~5 m)   | Gravel, sand and mud  |  |   | 6-4 ka ( <sup>14</sup> C for wood chips in Hashimoto Formation)<br>25-4 ka ( <sup>14</sup> C for carbonaceous materials in travertine) |  |
|   |   |   | Stage 4   | Volcano fan deposits  | Volcanic debris  |   |  |  |
|   |   |   |   | Tsumakoi-touge lava   | Orthopyroxene-bearing olivine-clinopyroxene basalt   |   |  |  |
|   |   |   |   | Tamanoike landslide and debris-avalanche deposits   | Huge blocks and comminuted fragments of olivine-bearing orthopyroxene-clinopyroxene andesite |   |  |  |
|   |   |   |   | Takikawa lava   | Hornblende-orthopyroxene-clinopyroxene andesite  |   |  |  |
|   |   |   | Stage 3   | Sancho lava   | Hornblende-bearing orthopyroxene-clinopyroxene andesite                                      |   |  |  |
|   |   |   |   | Katakura lava   | Olivine- and hornblende-bearing orthopyroxene-clinopyroxene andesite                         |   |  |  |
|   |   |   |   | Kotokawa lava   | Orthopyroxene-clinopyroxene andesite   |   |  |  |
|   |   |   |   | Stage 2   | Iwashimizu lava  | Olivine-bearing hornblende-orthopyroxene-clinopyroxene andesite   |  |  |
|   |   |   | Urata lava  |   | Olivine-bearing hornblende-orthopyroxene-clinopyroxene andesite                              |   |  |  |
|   |   |   | Tarusawa tephra   |   | Basalt tephra including hornblende and hornblende gabbro                                     | Sand and minor peat, clay and gravel  |  |  |
|   |   |   | Iwakura lava  |   | Olivine-bearing hornblende-orthopyroxene-clinopyroxene andesite                              |   |  |  |
|   | Stage 1   | Tominaga lava   | Olivine-bearing hornblende-orthopyroxene-clinopyroxene andesite   |   |  |   |  |  |
|   |   |   |   |   |  |   |  |  |
|   | Early to Middle Pleistocene   | Products of Me-gata volcano   | Iriai Formation and Aikawa and Kotokawa terrace deposits (10 m)   | Gravel, sand and mud  |  |   |  |  |
|   |   |   | Katanishi Formation (30 m)  | Sand, silt, gravel and minor carbonaceous clay  |  |   |  |  |
|   |   |   |   | Shimoshinzan terrace deposits   | Sand and minor mud and gravel  |   |  |  |
|   |   |   | Shibikawa Formation (110 m)   | Kamishinzan terrace deposits  | Sand, mud and minor gravel   |   |  |  |
| Lower Kanegasaki terrace deposits                             |   |   |   | Mainly gravel   |  |   |  |  |
| Upper Kanegasaki terrace deposits                             |   |   |   | Mainly gravel   |  |   |  |  |
| Products of Toga volcano (Toga tuff ring and Oga Pumice Tuff) |   |   | Biotite-bearing rhyolite pumice-lapilli tuff and tuff   |   |  |   |  |  |
| Wakimoto Formation (180 m)                                    |   |   | Sandy siltstone and minor acidic tuff   |   |  |   |  |  |
| Kitaura Formation (1,250 m)                                   |   |   | Interbedded sandstone and siltstone, interbedded siltstone and sandstone, and minor acidic tuff   |   |  |   |  |  |
| Nishimizuguchi Formation (440 m)                              |   |   | Mudstone and siltstone and minor tuffaceous sandstone and acidic tuff   |   |  |   |  |  |
| Minamihirasawa Formation (15~160 m)                           | Interbedded tuffaceous mudstone, siltstone and sandstone, and acidic tuff |   |   |   |  |   |  |  |
| Middle to Late Miocene  | Products of Me-gata volcano   | Funakawa Formation (0~220 m)  | Mudstone, siltstone, and minor acidic tuff  |   |  |   |  |  |
|   |   | Onnagawa Formation (10~160 m)   | Diatomaceous siltstone, diatomite, siliceous siltstone, porcelanite, chert, and others  |   |  |   |  |  |
|   |   | Nishikurosawa Formation (30~420 m)  | Conglomerate, sandstone, siltstone, mudstone, carbonate rocks, siliceous rocks, glauconite sandstone and others,  |   |  |   |  |  |
|   |   | Dajijima Formation (<150 m)   | Conglomerate, sandstone, siltstone, and mudstone  |   |  |   |  |  |
|   |   |   | Tateyamazaki dacite   | Dacite pyroclastic rocks, including blocks of basaltic andesite, dacite welded pyroclastic rocks and others |  |   |  |  |
|   |   |   | Honzan vent-filling deposits  | Dacite welded pyroclastic rocks and minor volcanic breccia  |  |   |  |  |
|   |   |   | Nomuragawa Dacite II (>60 m)  | Dacite pyroclastic rocks, partly welded   |  |   |  |  |
|   |   |   | Nomuragawa Basalt (>250 m)  | Basaltic andesite lava and pyroclastic rocks, locally with basal sandstone and conglomerate                 |  |   |  |  |
|   |   |   | Nomuragawa Dacite II I (45~200 m)   | Dacite pyroclastic rocks, mainly welded   |  |   |  |  |
|   |   | Nomuragawa Tuffaceous Conglomerate (<60 m)  | Conglomerate, sandstone, and minor siltstone  |   |  |   |  |  |
| Paleogene   | Monzen Formation  | Shinzan Rhyolite  | Biotite-bearing rhyolite subaqueous lava and pyroclastic rocks (including conduit-filling volcanic breccia to tuff breccia), and tuffaceous sandstone and conglomerate                                  |   |  |   |  |  |
|   |   | Shiosenomisaki Sandstone and Conglomerate (>40 m)   | Basaltic andesite scoria-lapillituff and tuff, sandstone, siltstone, mudstone, conglomerate and acidic tuff   |   |  |   |  |  |
|   |   | Kenashiyama Andesite (130~160 m)  | Andesite lava with tuffaceous conglomerate and andesite lapilli tuff  |   |  |   |  |  |
|   |   | Nagasaki Dacite (20~100 m)  | Dacite lapilli tuff and tuff, mainly welded   |   |  |   |  |  |
|   |   | Chorakuji Basalt (180~250 m)  | Alkali olivine basalt to basaltic trachyandesite and basalt to basaltic andesite lavas and pyroclastic rocks, and minor amounts of tuffaceous sandstone, conglomerate, siltstone and carbonaceous shale |   |  |   |  |  |
|   |   | Ryugashima Dacite (>600 m)  | Trachyte to dacite lavas, dacite pyroclastic rocks, and minor amounts of tuffaceous sandstone, conglomerate and siltstone   |   |  |   |  |  |
|   |   | Butajima Basalt (>220 m)  | Alkali olivine basalt and basalt to basaltic andesite lavas and pyroclastic rocks   |   |  |   |  |  |
|   |   | Oligocene   |   |   |  |   |  |  |
|   |   |   |   |   |  |   |  |  |
|   |   | Paleocene to Middle   |   |   |  |   |  |  |
|   |   |   |   |   |  |   |  |  |
| Late Cretaceous   | Akashima Formation (>200 m)   | Dacite welded pyroclastic rocks and volcanic breccia, including hornblende-biotite granite blocks |   |   |  | 71.53±0.64, 72.03±0.65 Ma<br>( <sup>238</sup> U/ <sup>206</sup> Pb), 49.3±0.2, 51.4±2.0, 53.4±1.4, 58.8±1.5 Ma (FT) |  |  |

Fig. 1 Geological summary of the Toga and Funakawa district

lava dominates in the upper part to constitute a subaqueous dome. The dome lava is accompanied with tuffaceous sandstone-conglomerate beds and volcanoclastic turbidites of rhyolite pumice and rock fragments. The Shiosenomisaki Sandstone and Conglomerate is a separate unit in the Monzen Formation. This unit occurs at the Shiose-no-misaki (cape) as the mega-block in the Early Miocene caldera fill of the Tateyamazaki Dacite (a member of the Nomuragawa Formation).

The Early Miocene Nomuragawa Formation is a new stratigraphic unit recently proposed. This formation comprises mainly aa lava flows and pyroclastic rocks, basalt to basaltic andesite and dacite pyroclastic flows, and is locally accompanied with the basal tuffaceous conglomerate. These constituent rocks have been thought to constitute part of the Monzen Formation but unconformably overlie the Monzen Formation, with a large time gap over 10 million years. The major part of the Daijima Formation is also confirmed identical to the Nomuragawa Formation and therefore is separated from the Daijima Formation. Honzan vent-filling deposits occur in the summit area of Mt. Honzan in the shape of a funnel and are a possible source of dacite pyroclastic flows. The Tateyamazaki Dacite is in direct contact with the principal part of the Nomuragawa Formation but with an arcuate and subvertical boundary. Huge breccias and comminuted fragments from the main part are set in the poorly sorted dacite pumice-lapilli tuff and tuff. The Tateyamazaki Dacite is interpreted to fill in a small caldera opened in the main part of the Nomuragawa Formation but obviously underlies the redefined Daijima Formation.

The Daijima Formation comprises non-marine sandstone, conglomerate, siltstone and mudstone, and bears fossil leaves and pollens that collectively are named as the Daijima Flora. This redefined formation is close in age to the Nomuragawa Formation though unconformably fills the channels dissected into the Nomuragawa Formation and abuts the Nomuragawa Formation.

Many dikes with a wide variety of composition are intruded into the Akashima, Monzen and Nomuragawa Formations. Based on petrographic features, mode of occurrence and sparse isotopic dates, they are likely to have been emplaced during the Monzen and/or Nomuragawa stages. The dikes are oriented mostly in a NE-SW direction parallel to the associated NE-SW-trending normal faults and likely indicate a stress field of that time extensional in a NW-SE direction.

#### MIDDLE TO UPPER MIOCENE

The Middle to Upper Miocene succession includes the Nishikurosawa, Onnagawa and Funakawa Formations. The Nishikurosawa Formation comprises shore or inner bay to offshore marine sandstone, siltstone, mudstone, conglomerate and other sedimentary rocks. Shallow marine molluscs are sparse, and *Opercilina*, *Miogyopsina* and shell fragments locally form coquinites (limestone) in the lower part. Tuffaceous, marly, siliceous or diatomaceous siltstone to mudstone beds dominate in close association with wavy laminated, normally graded fine to very fine sandstone. Calcareous and arenaceous foraminifers and glauconite are sparse. Marly rocks are cemented with either dolomite or calcite. The uppermost part of the Nishikurosawa Formation is dominated by siliceous or diatomaceous rocks and has been traditionally regarded as a part of the Onnagawa Formation. The boundary between the Nishikurosawa and Onnagawa Formation is, however, redefined to reconcile with the faunal change from those indicative of warm water to significantly cooler water, that is, a horizon where glauconite- and carbonate-bearing sediments almost vanish.

The Onnagawa Formation comprises diatomaceous siltstone, diatomite, and siliceous siltstone, porcelanite, chert, and other sedimentary rocks. Diatomaceous siltstone and diatomite are parallel to wavy laminated or massive sandstone with intense bioturbation. Siliceous siltstone, porcelanite, and chert are diagenetic modifications of diatomaceous sediments and contain mainly opal-CT or chalcedony transformed from diatom frustules. They are, however, thinly bedded with much thinner impure layers. Diatomaceous siltstone and diatomite directly overlie the Nishikurosawa Formation at Nishikurosawa and adjacent localities, but are entirely replaced by their diagenetic modifications in the southern coast. Glauconite is dispersed throughout the Onnagawa Formation but the occurrence of carbonate-bearing sediments or calcareous microfossils are extremely limited.

The Funakawa Formation is characterized by massive, dark grey siltstone. Transition from the Onnagawa Formation is relatively sharp with decreasing amounts of diatom fossils. The previous sheet map defined the diatomaceous sediments in the central part of the Oga Peninsula as the lower part of the Funakawa Formation, but diatom stratigraphy proves the diatomaceous unit to be correlated with the diatomaceous deposits of the Onnagawa Formation distributed at Nishikurosawa and adjacent localities. Excluding the diatomaceous deposits, the Funakawa Formation thins to the northwest and finally disappears in the northern coastal area.

#### PLIOCENE TO MIDDLE PLEISTOCENE

The Pliocene to Middle Pleistocene succession consists of the Minamihirasawa, Nishimizuguchi, Kitaura, Wakimoto and Shibikawa Formations and also likely includes deposits of Kanegasaki higher terrace, Kanegasaki lower terrace and Kamishinzan terrace. This succession represents shallowing of marine basin from middle bathyal to outer shelf with increasing inflow of volcanoclastic and/or terrigenous materials from the surrounding areas. The Minamihirasawa and

Nishimizuguchi Formations have been included in the upper part of the Funakawa Formation, but the representative constituent rocks can be distinguished from the dark grey siltstone characteristic of the Funakawa Formation.

The Minamihirasawa Formation overlaps the Funakawa Formation and also directly overlaps the underlying Onnagawa Formation in the northern coastal area where the Funakawa Formation thins out. The constituents are tuffaceous mudstone, siltstone and sandstone and acidic tuff. Mudstone and siltstone are interbedded with normally graded or laminated beds or layers of sandstone or tuff. A relatively thick acidic tuff bed occupies the uppermost part of the Minamihirasawa Formation, and thins northward from 5.4 m to 0.5 m conformably with a paleocurrent mark from southeast to northwest. The Nishimizuguchi Formation conformably overlies the Minamihirasawa Formation, but is more dominated by tuffaceous mudstone and siltstone over acidic tuff and tuffaceous sandstone.

The Kitaura Formation comprises interbedded tuffaceous sandstone and siltstone, interbedded tuffaceous siltstone and sandstone, and minor acidic tuff beds. The contact with the underlying Nishimizuguchi Formation is transitional and placed at the base of Ak3 acidic tuff bed, nearly coincident with the Pliocene/Pleistocene boundary. The constituents are mainly turbidites and interpreted to constitute a submarine fan. Graded from the Kitaura Formation, the Wakimoto Formation is more dominated by massive siltstone that contains molluscs indicative of a shelf environment.

The overlying Shibikawa Formation is composed of tuffaceous sandstone and minor siltstone, mudstone, lignite, and acidic tuff. Shallow marine to non-marine molluscs from the Shibikawa Formation suggest the basin almost filled up or uplifted at this stage. As revealed by the sedimentary facies analysis and tephrochronology, this shallow marine to non-marine succession comprises 5 sedimentary cycles produced in response to global sea level changes during the period from c. 500 ka to 100 ka. The deposits of Kangasaki higher terrace, Kanegasaki lower terrace and Kamishinzan terrace could be correlated with the Shibikawa Formation according to the relative levels, though the details remain unknown.

### PRODUCTS OF TOGA VOLCANO

The Toga volcano is a large, dissected tuff ring located on the present seashore of the Toga Bay. The crater is 2 km by 2.4 km in dimension, and the crater wall inclines inward at 40–50° to form a funnel. A gravity model suggests the eruption products fill the funnel conduit to a depth of 548 m below sea level.

Intra-crater beds comprise mainly platy or blocky, non- to variably vesicular glass shards and pumice lapilli of K-rich rhyolite composition and dip inward at 10°–30° or less. Isotopic dates of the intra-crater deposits indicate the age of the Toga tuff ring is ca. 420 ka, likely corresponding to a stage of global sea-level fall, MIS 12. This old tuff ring has been located on or near the seashore and has almost completely lost its rim beds by post-eruptive wave action, plausibly associated with subsequent sea level rise. Pyroclastic surge deposits from the tuff ring are, however, identified in the lower part of the Shibikawa Formation at Anden and Wakimoto 10 km east of the Toga Bay.

### UPPER PLEISTOCENE TO HOLOCENE

The upper Pleistocene to Holocene succession consists of the Shimoshinzan terrace deposits, Katanishi Formation, Iriai Formation, Aikawa and Kotokawa terrace deposits, Hakoi Formation, Hashimoto Formation, and deposits of beach, coastal sand dune, lagoon and valley-bottom plain. All these deposits comprise mainly gravel, sand or mud and constitute present landforms from the coast to the shore face. Constrained by age-known tephra and relative elevations, the Shimoshinzan terrace deposits and Katanishi Formation are correlated with MIS 5.5 and 5.3, respectively. The Iriai Formation is correlative with the Aikawa and Kotokawa terrace deposits and likely to be MIS 5.1. The Hakoi and Hashimoto Formations are correlated with MIS 2 and 1, respectively. The Yumoto Travertine occurs in a small area of the Yumoto spar and interpreted to have been precipitated on the Aikawa terrace during a period from 20 to 4 ka. The Hachiro Gata was a quite shallow lagoon developed behind sand dunes, bars or beaches, has been almost entirely reclaimed by 1977 and turned into a large rice field. The Iriai lowland is likely to be a lagoon uplifted, similar to the western periphery of Hachiro Gata uplifted in 1810.

### PRODUCTS OF KANPU-ZAN VOLCANO

The Kanpu-zan volcano is a small composite volcano composed mainly of andesite lava flows. The elevation is 354.8 m with a diameter of 5 km, and the volume is 0.6 km<sup>3</sup>. The main edifice rests on the Late Pleistocene Katanishi Formation and interfingers with the Hakoi Formation at the near-basal part. The Tominaga and perhaps Iwakura andesite lava flows occur below the Hakoi Formation, representing the initial stage of the volcanic history. The Hakoi Formation in the Kanpu-zan area contains lahars and basalt tephra (informally named as Tarusawa volcanic rocks). The Urata and Iwashimizu andesite lava flows are locally quenched and brecciated in direct contact with the Hakoi Formation and constitute the basal part of the volcano. The Katakura, Kotokawa, Sancho and Takikawa andesite lava flows form the main edifice, and its western slope collapsed to form the Tamanoike landslide and debris-avalanche deposits. The Tsumakoi-touge andesite lava flows fill in a summit crater from which the Katakura, Kotokawa, Sancho and Takikawa lava flows erupted, perhaps representing the latest



eruption.

## PRODUCTS OF MEGATA VOLCANO

Megata volcano is a collective name applied for the three water-filling maars: Ichino-megata, Nino-megata and Sanno-megata. Ichino-megata is 0.8 km across and 45 m deep. The ejecta include lapilli and ash of calc-alkali andesite and/or dacite with accidental materials such as olivine nodules. They rest on the Aikawa terrace deposits and are overlain by AT tephra (29–26 ka) and are therefore supposed to be between 60 and 80 ka in age. Located adjacent to and west of Ichino-megata, Nino-megata is 0.6 km across and 12 m deep. The eruption products from Nino-megata have not been identified yet, and the age remains unknown. Sanno-megata is 0.5 km across and 28 m deep. This maar is located southwest of Nino-megata. A small amount of high-alumina basalt scoria is accumulated around the crater and overlies AT tephra (29–26 ka) around the crater of Ichino-megata.

## GEOLOGIC STRUCTURES

Late Cretaceous to Early Miocene volcanic rocks are formed mainly flat in the western part of the Oga Peninsula while infilling the depressions of the substrate, displaced by NE-SW-trending normal faults and intruded by contemporaneous or penecontemporaneous parallel dikes extending in a similar direction. On the eastern side of these rocks, sediments are accumulated to constitute a long-term Middle Miocene to Holocene marine transgression-regression succession. They gently incline to the east and are submerged below the Hachiro Gata and surrounding coastal plain. According to these geological features, the gravity anomaly is high in the western part of the Oga Peninsula and becomes lower eastwards. It is exceptionally low at the Toga volcano and high at the Kanpu-Zan volcano, reflecting their subvolcanic structures.

The Yumoto Fault extends in a NNE-SSW direction from O-motsuzaki Cape on the northern coast to Yumoto. This fault displaces Late Pleistocene terraces, and hot springs flow up through the Yumoto Fault. NNE-SSW-trending faults extend from the Yumoto Fault, though no displacement of Middle Pleistocene terraces has been confirmed. Around the Unosaki Cape and on the western side, beds are locally folded with N-S-oriented axial traces about 1 km. Further to the east, many faults and folds lie mainly in a NNW-SSE or NNE-SSW direction. All these structures have formed mainly since the Pliocene time, with shifting loci of intense deformation. The Sarukawa Fault and associated flexures are still active along the western periphery of the Katanishi terrace.

## NATURAL HAZARDS

Earthquakes have occurred in this mapped area in 1810, 1939 and 1983 during the past 200 years. Major damages concentrated on houses along the coastal area from Sarukawa to Wakimoto, where Sarukawa Faults and associated active structures are supposed to be developed under the cover of un- or semi-consolidated sediments. The 1810 Oga Earthquake of M6.5 occurred, presumably by displacement of the Sarukawa Fault. The 1983 Nihonkai-Chubu Earthquake of M7.6 generated a tsunami 70 km northwest of the Oga Peninsula, and the tsunami struck the coast of the Oga Peninsula with a height of tens of centimeters.

## UNDERGROUND RESOURCES

No working mines are present in the Toga and Funakawa district. Building stone and crushed stone are produced from the lava flows of the Kanpu-Zan volcano. Hot springs are sparse in the Toga and Funakawa district. The Yumoto Spa has been maintained by an upwelling of hot water through the Yumoto Fault. Minor amounts of oil and gas have been produced from the Pliocene to Pleistocene tuffaceous sediments that form the tops of anticlines in the Sarukawa and surrounding areas. The major source rocks are thought to be diatomaceous rocks of the Miocene Onnagawa and Nishikurosawa Formations that contain high amounts of organic carbon and hydrocarbon.

## 執筆分担

|      |                     |                            |
|------|---------------------|----------------------------|
| 第1章  | 地形                  | 鹿野和彦                       |
| 第2章  | 地質概説                | 鹿野和彦                       |
| 第3章  | 上部白亜系, 上部始新統及び下部中新統 | 鹿野和彦・大口健志・小林紀彦・佐藤雄大        |
| 第4章  | 中部中新統～上部中新統         | 鹿野和彦・柳沢幸夫・小笠原憲四郎           |
| 第5章  | 鮮新統～中部更新統           | 鹿野和彦・柳沢幸夫・北里 洋・小笠原憲四郎・粟田泰夫 |
| 第6章  | 戸賀火山噴出物             | 鹿野和彦・大口健志・柳沢幸夫             |
| 第7章  | 上部更新統～完新統           | 鹿野和彦・粟田泰夫                  |
| 第8章  | 寒風山火山噴出物            | 林 信太郎                      |
| 第9章  | 目瀉火山噴出物             | 鹿野和彦・林 信太郎                 |
| 第10章 | 地質構造                | 鹿野和彦・粟田泰夫                  |
| 第11章 | 重力異常と密度構造           | 駒澤正夫                       |
| 第12章 | 応用地質                | 鹿野和彦・粟田泰夫                  |

## 文献引用例

鹿野和彦・大口健志・柳沢幸夫・粟田泰夫・小林紀彦・佐藤雄大・林 信太郎・北里 洋・小笠原憲四郎・駒澤正夫 (2011) 戸賀及び船川地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅). 産総研地質調査総合センター, 127 p.

## 章単位での引用例

鹿野和彦 (2011) 第 2 章地質概説. 戸賀及び船川地域の地質, 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅). 産総研地質調査総合センター, p. 6 - 33.

## Bibliographic reference

Kano, K., Ohguchi, T., Yanagisawa, Y., Awata, Y., Kobayashi, N., Sato, Y., Hayashi, S., Kitazato, H., Ogasawara, K. and Komazawa, M. (2011) Geology of the Toga and Funakawa District. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 127 p. (in Japanese with English abstract 4 p.)

## Bibliographic reference of each chapter

Kano, K. (2011) Geology of the Toga and Funakawa District, 2. Outline of geology. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, p. 6-33. (in Japanese)

---

地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅) 戸賀及び船川地域の地質

平成 23 年 2 月 4 日 発行

独立行政法人 産業技術総合研究所

地質調査総合センター

〒305-8567 茨城県つくば市東 1-1-1 中央第 7

TEL 029-861-3601

本誌掲載記事の無断転載を禁じます。

---

印刷所 泰成印刷株式会社