
土地分類基本調査

小滝・泊・黒部・白馬岳

5 万分の 1

国 土 調 査

新 潟 県

1997

総

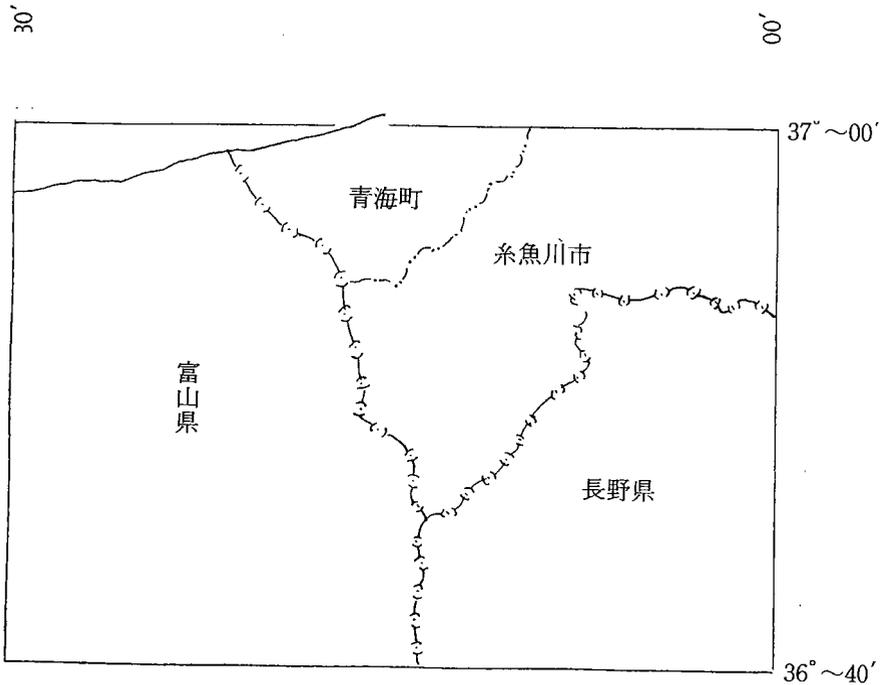
論

I 位置及び行政区画

1 行政区画

「小滝、泊、黒部、白馬岳」図幅は、東経 $137^{\circ}30'$ ～ $138^{\circ}00'$ 、北緯 $36^{\circ}40'$ ～ $37^{\circ}00'$ の範囲にあり、新潟市より南南西に位置する。

本図葉の行政区画は、糸魚川市、青海町の1市1町からなっている。



第1図 行政区画図

2 行政面積

本図幅に含まれる行政区画は、第1図のとおりである。

なお、市町村別の総面積と図幅内面積との関係は第1表のとおりである。

第1表 図幅内市町村別面積 (単位: km²、%)

市町村名	図幅内面積		総面積 (B)	占有率 (A/B)
	実数 (A)	構成比		
糸魚川市	312.52	74.3	466.62	67.0
青海町	108.29	25.7	129.13	83.9
計	420.81	100.0	595.75	70.6

- (注) 1. 図幅内面積は、国土地理院発行5万分の1の地形図からの計測による。
2. 総面積は、国土地理院発行「平成2年度全国都道府県市区町村別面積調」による。

II 地域の概況

1 地 形

本地域の西部は静岡、糸魚川構造線にあり山が海岸線まで迫っている。東部は上信越の山脈が連なり、中央部に姫川が流れ、その他河川に沿って狭小な平坦地がある。

海岸線は、段丘が形成されている。

2 気 象

本調査地域にある観測所資料は第2表に示すとおりで、日本海型気候に属し、夏季は高温多湿で降雨量も多い。

第2表 気 象 表

平均気温	4.4	4.4	6.9	12.3	16.4	20.5	24.6	26.9	23.0	17.4	12.1	7.3	14.7
平均最高気温	14.5	15.8	17.3	25.0	28.3	29.0	34.0	34.4	32.7	27.4	21.9	18.3	24.9
平均最低気温	-1.9	-2.0	-0.3	2.0	6.9	13.3	17.3	19.0	14.4	8.9	1.9	-0.1	6.6
降水量	197	136	100	74	106	117	170	124	194	176	206	201	150
最深積雪	51	52	27	-	-	-	-	-	-	-	1	6	11

(注)1 統計期間1986～1995迄の平均値である。
観測所名、糸魚川消防署（糸魚川市大町二丁目12-1）

3 人 口

本調査地域内の糸魚川市、青海町の人口動態は、第3表のとおりである。2市町の合計人口は、43,446人、13,969世帯で、県全体の1.8%となっている。

県人口は平成2年に比較して横ばい傾向にあるが、本調査地位内の市村は、いずれも減少傾向にある。また、世帯数については、若干増加傾向にある。

第3表 人口・世帯数

(単位：人、世帯、%)

区 分		市町村名		糸魚川市	青海町	左の計	県 計
		男	女				
平成 2年	人 口	男		16,519	5,113	21,632	1,200,376
		女		17,528	5,591	23,119	1,274,207
		計 (A)		34,047	10,704	44,751	2,474,583
	世帯数 (a)		10,244	3,335	13,579	707,779	
平成 7年	人 口	男		15,957	5,075	21,032	1,209,833
		女		16,974	5,440	22,414	1,278,531
		計 (B)		32,931	10,515	43,446	2,488,364
	世帯数 (b)		10,547	3,422	13,969	755,510	
27年 年の 比較	人 口	男	△ 562	△ 38	△ 600	9,457	
		女	△ 554	△ 151	△ 705	4,324	
		計	△ 1,116	△ 189	△ 1,305	13,781	
	世帯数	303	87	390	47,731		
人工伸び率 (B/A)			96.7	98.2	97.1	100.6	
世帯数伸び率 (b/a)			103.0	102.6	102.9	106.7	

(注) 総務庁統計局「平成2年度国勢調査報告」による。
 “ 「平成7年度国勢調査報告」による。

4 産 業

本調査地域内の就業構造及び産業別就業人口第4表、第5表のとおりである。

第1次、第2次、第3次産業の就業者比率をみると、全県ではそれぞれ10.6%、37.1%、52.3%となっているのに対して、2市町の合計は、10.8%、42.0%、47.2%であり、第2次産業の比率が高い。

第4表 就 業 構 造

(単位：人)

区 分	市町村名	糸魚川市	青海町	左 の 計	県 計
農 業		2,187	101	2,288	130,350
林 業 ・ 狩 猟 業		34	—	34	1,379
漁 業 ・ 水 産 養 殖 業		145	50	195	3,770
(第1次産業計)		2,366	151	2,517	135,499
鉱 業		47	58	105	3,341
建 設 業		3,047	636	3,683	145,146
製 造 業		3,959	2,015	5,974	326,751
(第2次産業計)		7,053	2,709	9,762	475,238
卸売・小売業・飲食店		3,077	870	3,947	265,813
金 融 ・ 保 険 業		309	85	394	30,543
不 動 産 業		33	5	38	5,594
運 輸 ・ 通 信 業		1,120	262	1,382	65,226
電気・ガス・水道・熱供給業		144	34	178	7,687
サ ー ビ ス 業		3,396	951	4,347	255,214
公 務		528	168	696	40,244
(第3次産業計)		8,607	2,375	10,982	670,321
分 類 不 能 の 産 業		5	—	5	1,005
合 計		18,031	5,235	23,266	1,282,063

(注) 総務庁統計局「平成2年度国勢調査報告」による。

第5表 産業別就業人口

(単位：人、%)

区分 市町村名	総 数	第1次産業		第2次産業		第3次産業	
		就業人口	比率	就業人口	比率	就業人口	比率
糸魚川市	18,031	2,366	13.1	7,053	39.1	8,607	47.7
青海町	5,235	151	2.9	2,709	51.7	2,375	45.4
上記計	23,266	2,517	10.8	9,762	42.0	10,982	47.2
県計	1,282,063	135,499	10.6	475,238	37.1	670,321	52.3

(注) 総務庁統計局「平成2年度国勢調査報告」による。
分類不能は第3次産業に含めた。

(1) 農 林 業

本調査地域内の農業概要は第6表、第7表に示すとおりである。総農家数に占める専業農家率は、全県6.4%に対して2市町の平均が7.3%と高い。農家1戸当り経営耕地面積は、県平均の1.41haに対し、2市町の平均は0.75haと約50%の低さとなっている。

また、林業については、第8表に示すとおり全県の林野率は68.2%に対して2市町の平均が89.7%と高くなっている。

第6表 専兼業別農家数

(単位：戸、%)

区分		市町村名			
		糸魚川市	青海町	左の計	県計
総農家数(A)		2,580	188	2,768	128,901
販売 農家	専業農家数(B)	196	6	202	8,291
	兼業農家数(C)	1,586	44	1,630	100,370
自給的農家		798	138	936	20,240
専業農家率(B/A)		7.6	3.2	7.3	6.4

(注) 「新潟農林水産統計年報」(農林編)平成6年～7年

第7表 農業の概要

(単位：ha、百万円、千円/10a)

区分	耕地面積			農業生産額										生産性	参考				
	計	畑		耕					畜							産			
		田	普通畑	樹園地	牧草地	米	麦	雑穀・豆	野菜	果実	その他	計	肉用牛				乳用牛	豚	鶏
糸魚川市	2,220	184	15	1	3,165	2,512	-	11	347	12	9	274	19	155	1	97	2	70	0.77
青海町	85	14	-	-	133	86	-	-	45	2	-	38	-	-	-	38	-	35	0.35
上記計	2,305	198	15	1	3,298	2,598	-	11	392	14	9	312	19	155	1	135	2	71	0.74
県計	188,500	166,200	17,300	3,530	371,750	297,624	62	977	42,984	10,745	19,437	44,921	4,771	11,629	13,732	14,735	54	107	1.41

出 「新潟県農林水産統計年報」(農林編) 平成6年～平成7年

第8表 森林の概況

(単位：ha、%、千㎡)

区分 市町村名	総面積	国有林	民有林	民有林内訳				人工 林率	蓄積量 (材積)
				針葉樹	広葉樹	竹林	その他		
糸魚川市	46,662	14,929	26,531	6,179	16,900	32	3,420	21.9	3,658
青海町	※ 12,912	335	11,616	1,499	9,308	7	802	12.9	1,516
上記計	59,574	15,264	38,147	7,678	26,208	39	4,222	19.2	5,174
県計	1,257,959	294,874	563,113	147,005	348,538	1,987	55,583	24.3	63,627

- (注) 1. 森林面積及び内訳は「地域森林計画書」による。
 2. 総面積は国土地理院発行「平成2年度全国都道府県別面積調」による。ただし、県計については県企画調整部発行「新潟県のすがた」（平成2年度版）による。
 3. ※は2年国勢調査推定面積である。

(2) 商工業

本調査地域内の商工業の概要は第9表のとおりである。商業については県全体の年間販売額は9兆3千5百億円であり、糸魚川市、青海町の合計は約744億円と県計に対する割合は、0.8%となっている。

また糸魚川市は県計に対して、商店数が1.4%、従事者数1.2%、年間販売額0.7%を占めており、地域の商業の中心地となっている。

工業については、新潟県の製造品出荷額等は約4兆9千5百億円で、糸魚川市、青海町の合計は約1,270億円と、県計に対する割合は2.6%となっている。そのうち青海町は、県計に対して事業所数が1.0%、従事者数0.6%、製造品出荷額等は1.6%となっている。

第9表 商・工業の概要

(単位：百万円)

区分 市町村名	商		業		工		業
	商店数	従事者数	年間販売額	事業所数	従事者数	製造品 出荷額等	
糸魚川市	603	2,817	64,440	136	2,826	45,261	
青海町	156	589	9,962	35	1,684	81,698	
上記計	759	3,406	74,402	171	4,510	126,959	
県計	43,574	233,033	9,347,239	18,262	272,359	4,954,246	

- (注) 1. 統計データハンドブック「新潟県のすがた」(平成8年度版)
 2. 商業は卸売業、小売業の計とし代理商、仲立業等を除く。

5 交 通

本調査区域内には海岸沿いに南北にJR北陸線が通り、国道は新潟市を起終点と本調査区域の海岸沿いを富山方面に縦貫する国道8号線があり、その概要は第10表に示すとおりである。

第10表 国道の概要

(単位：km)

路線名	起点・終点	実延長 県内分	改良内訳		路面別内訳		改良率 %	舗装率 %
			規格 改良済	未改良	砂利道	舗装率		
8号	新潟市 京都市	195.9	195.9	—	—	195.9	100	100

(注) 建設省道路局「道路統計年報1992」による。

III 地域整備の方向

1 自然

山岳地から丘陵、平野、海岸までの変化に富んだ自然環境を守るとともに、自然、温泉、雪などを地域資源として活かしながら地域特性に応じた多様なリゾート空間の形成を図る。

(1) 多様なリゾート空間の形成

- ・日本海沿岸のなぎさや海洋レクリエーション基地の整備を進め、海洋リゾート地を形成する。

(2) 美しい自然環境の形成と水資源の確保

- ・国立公園などの自然公園の環境を保全するとともに、自然とのふれあいの場の整備を進める。
- ・自然景観に配慮しながら、治山、治水、海岸保全対策を推進するとともに、親水空間を創出する。

2 産 業

高速交通網の整備進展による日本海側における三大都市圏の交通結節点としての地域特性を活かし、流通産業や先端技術産業の集積を進める。

自然や歴史・文化の豊富な観光資源を活かすとともに、近隣県との連携も図りながら通年・滞在型観光を推進する。

(1) 地域特性を活かした産業集積の促進

- ・港湾、高速道路などによる交通の拠点性を活かし、流通産業の集積や多様な事業所の立地を促進する。
- ・糸魚川・西頸城地区における天然資源を活かした産業振興を図るとともに、地域の物流拠点港として、姫川港の機能向上を図る。

(2) 豊富な観光資源を活用した観光振興

- ・自然や歴史などの豊富な観光資源を活かした魅力ある観光拠点を整備するとともに、高速道路や北越北線の整備などを活かし、拠点間を有機的に結びつける広域観光ルートを充実し、通年・滞在型観光を推進する。

(3) 地域特性を活かした農林水産業の振興

- ・中山間地域では、新たな作物の導入や都市との交流による特産品の開発及び体験農業を進め、多様な農業を推進する。
- ・能生漁港などの漁港の総合整備を進めるとともに、栽培漁業や観光漁業を推進する。

3 まちづくり

長野県や北陸地域との結びつきを強めるとともに、首都圏、関西圏、中部圏と対岸諸国とを結ぶ交通の結節点としての機能を高めるため、広域交通網の充実を図る。

地域特性を活かした多様な交流・学習活動やリゾート地にふさわしい景観づくりを進め、リゾート環境を活かしたまちづくりを推進する。

(1) 広域交通網の整備

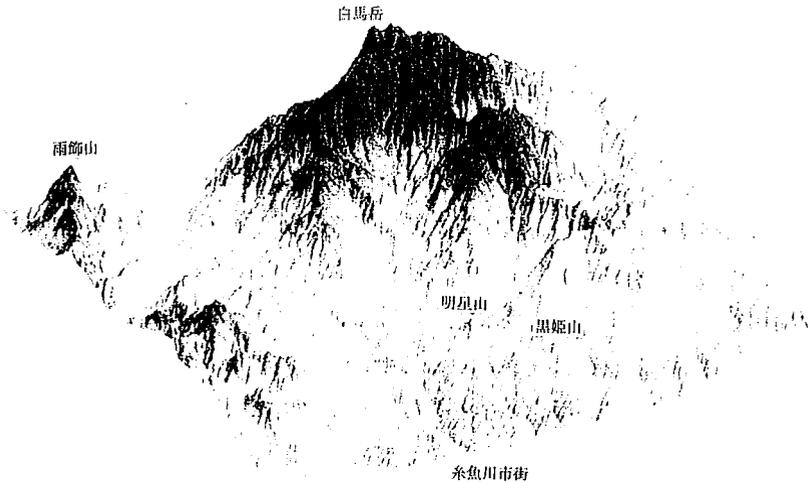
- ・関越自動車道上越線の建設や北陸自動車道の4車線化を促進し、高速道路網を充実する。
- ・国道8号線糸魚川東バイパスなど地域の幹線国道網の整備を促進するとともに、長野県や魚沼地域との連携を高めるため、国道148号・253号・405号などの整備を推進する。
- ・北陸新幹線や北越北線の整備促進を図るとともに、在来線の複線化や電化を促進し、輸送力、利便性の向上を図る。

I 地形分類図

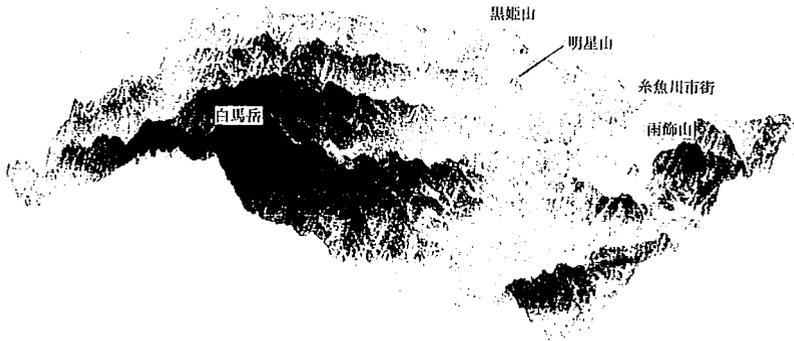
1. 地形概況

新潟県西端に位置する「小滝」・「白馬岳」・「泊」・「黒部」の4図葉地域は、富山・長野県に接する地域で、その大半が妙高山地から西方に続く山地と飛騨山脈の北部とからなる。本調査地域は東部を北流する姫川を境として、姫川以東の西頸城山地、同以西の飛騨山脈に分けられる。行政的には、「小滝」図葉の南東部は長野県北安曇郡小谷村、「白馬岳」図葉の大半は長野県北安曇郡小谷村・白馬村、富山県下新川郡朝日町・宇奈月町、「泊」図葉の大半は富山県下新川郡朝日町に含まれ、新潟県では糸魚川市、西頸城郡青海町の1市1町が位置している。

そこで、今回の調査で新しく作成した「小滝」・「白馬岳」・「泊」・「黒部」の4図葉の地形分類図、ブロックダイアグラム（第1・2図、国土地理院の数値地図50mメッシュから描図）、水系・谷密度図、および表層地質図などを基に、地形を概観することにした。



第1図 ブロックダイアグラム（北東側から 国土地理院の数値地図による）



第2図 ブロックダイアグラム (南東側から 国土地理院の数値地図による)

本地域は日本列島の主要な構造線である糸魚川—静岡構造線にまたがる地域であり、新潟県第四紀研究グループ(1971)の西部山地区に含まれる。

地形は「小滝」図葉の東部を南から北へ流れる姫川を境として、東部と西部とに大きく分けられる。東部は西頸城山地の南西端に当たり、妙高火山群から連続する主稜の金山、雨飾山(1963m)と焼山(2400m、「妙高山」図葉)から分岐した昼間山(1841m)、鉢山(1575m)、阿弥陀山(1502m)、烏帽子岳(1451m)の支稜、雨飾山から分岐した鋸山(1631m)、鬼ヶ面山(1562m)および駒ヶ岳(1487m)などの山地、これらの北西縁に広がる丘陵からなる。

それに対して、西部は長野・富山・新潟県境の飛騨山脈の北部に当たり、それは親不知・子不知の急崖で日本海に落ち込む。本図葉に含まれる飛騨山脈は、白馬岳(2933m、「白馬岳」図葉)の北方に位置する三国境(長野・富山・新潟の3県境)からほぼ北へ連続し、鉢ヶ岳(2563m)、雪倉岳(2611m)、朝日岳(2418m)、長母山(2267m)、犬ヶ岳(1593m)を経て白鳥山(1287m)に達する主稜を中心として、そこから北東方向へ分岐するいくつかの支稜から構成されている。顕著な支稜は三国境から長野県境を走る、小蓮華山(2769m、新潟県最高峰)から乗鞍岳(2437m、長野県)、フスプリ山(1944m)、風吹岳・横前倉山・岩菅山(長野県)、籠岳(1821m)、蒲原

山を経て、一難場山（1518m）に達するもの、長褥山から黒負山（2070m）から赤禿山（1158m）に達するもの、犬ヶ岳から黒姫山（1222m）、明星山（1189m）に達するもの、白鳥山から麻尾山（706m）に達するものなどである。これらの支稜との間を流れるのは、南から大所川、青海川で、各河川沿いには小規模な河成段丘面が散在する。一方、沖積低地の発達はきわめて悪い。

2. 地形図

地形区の設定に当たっては、地形分類、標高、起伏量、傾斜区分、水系とその密度、山地の連続性などの地形的特徴を主体とし、地質、地質構造、2万分の1空中写真の判読結果、および既存の研究結果などを参考とした。

富山・長野県に接する「小滝」・「白馬岳」・「泊」・「黒部」の4図葉地域は、西頸城山地および飛驒山脈を構成するⅠ山地、およびその北縁のⅡ丘陵、姫川および支流などに発達する河成段丘などのⅢ台地、河川沿いのⅣ低地などからなる。

これらの地形を分布地域、発達程度、地質、地質構造、地形形成営力などの違いに基づいて、次のような5地形区に細分することができる。それぞれの地形区の名称については、地形区内でもっとも特徴のある山地、河川、海岸などの自然地名を優先し、それらの名称が2.5万分の1地形図などに付けられていない場合には、市町村・集落名などを使用した。また、地形が隣接する「糸魚川」図葉に連続する場合は、既存の地形区の名称をできる限り使用することにした。ただし、この地形区は新潟第四紀研究グループ（1971）の地形地域より、さらに下位区分したものに相当する。

- I 山 地
 - I a 西頸城山地
 - I b 飛驒山脈
- II 丘 陵
 - II a 水保丘陵
- III 台 地

- III a 姫川台地
- IV 低地
- IV a 姫川低地

3. 地形細説

I 山地

本調査地域の山地としては、西頸城山地の西部および白馬岳以北の飛騨山脈の北端を構成する山地とからなる。これらの山地で、起伏の小さな緩斜面を、地形的な位置に基づいて、山頂緩斜面、山腹・山麓緩斜面として区分した。ただし、山腹・山麓緩斜面として一括したが、背後の急崖からの崩壊物質、地すべりブロック、崖錐など成因を異にするものが含まれているので、それらの違いを注意して欲しい。

西頸城山地は北北東-南南西方向に連続する、長さ約30kmに及ぶ山地である。本図葉に含まれる西頸城山地は妙高山地から西方へ連続する山地であり、主稜を構成する東西方向にのびる山地と、主稜からほぼ北北西あるいは北西方向へ派生するいくつかの支稜から構成されている。主稜でもっとも突出するのは雨飾山であり、その西方でいったん高度を750m（鳥越峠）まで急激に低下させるが、その後、再び高度を増やして戸倉山（976m）、鎌倉山（884m、長野県）、善光寺山（785m）となる。したがって、雨飾山の西斜面は高度を1100mも急激に低下させているのに対して、東斜面に当たる主稜では高度を約400m低下させるにすぎない。

また、主稜の金山付近から北北西方向にのびる鉢山（1575m）、阿弥陀山（1511m）、烏帽子岳（1451m）は、いずれも急峻な山地斜面から形成された岩峰であり、海谷山地と呼ばれている。とくに、阿弥陀山から烏帽子岳、前烏帽子岳（1040m）の東斜面は鋭い岩壁とその直下には東へ緩傾斜する平坦面とから構成されている。この平坦面は吉尾平と呼称されているが、登山道すらつけられていないので、近づくことはむずかしい。海谷山地北麓の月不見池・八十八ヶ所付近の例などを参考にして（「糸魚川」図葉参照）、空中写真を判読すると、吉尾平は背後の岩壁から崩落した巨

岩塊を大量に含む岩屑などから構成されているものと推定される。これらは、山頂付近を構成する、キャップロック的な安山岩が急激に崩落することによって形成されたものである。海谷山地周辺では、このような岩塊・岩屑は、さらに低い高度にまで分布しているので、日本列島の高山地域における周氷河環境での岩屑生産とは直接関係するものではないと考えられる。むしろ、山地斜面下部と上部の岩質的な違いに加えて、山地における第四紀の著しい隆起運動によって山地斜面が不安定化したことが要因となって崩落したものと考えられる。海谷山地北西部の谷根川と不動川の流域には、高い方から930～960m、770～830m、730～760m、690～705m、620～660mとそれぞれ高さを異にする緩斜面がおおよそ5段みられ、前述の月不見池・八十八ヶ所付近の巨岩塊堆積地形は、それらより数100m低い高度にみられる。これらの緩斜面は、岩壁のような急崖あるいは密に分布する植生のために近づくことはほとんど不可能であるが、このような緩斜面はやはり巨岩塊の堆積によって形成されたものと判断される。因みに、この地域に隣接する火打山(2462m)の山頂付近は海成の中新統から構成されており、海成中新統の分布高度としては日本列島ではもっとも高いと言われている(貝塚・鎮西、1995)。このことから、この地域における新しい地質時代における地殻変動の早さを推定することができる。

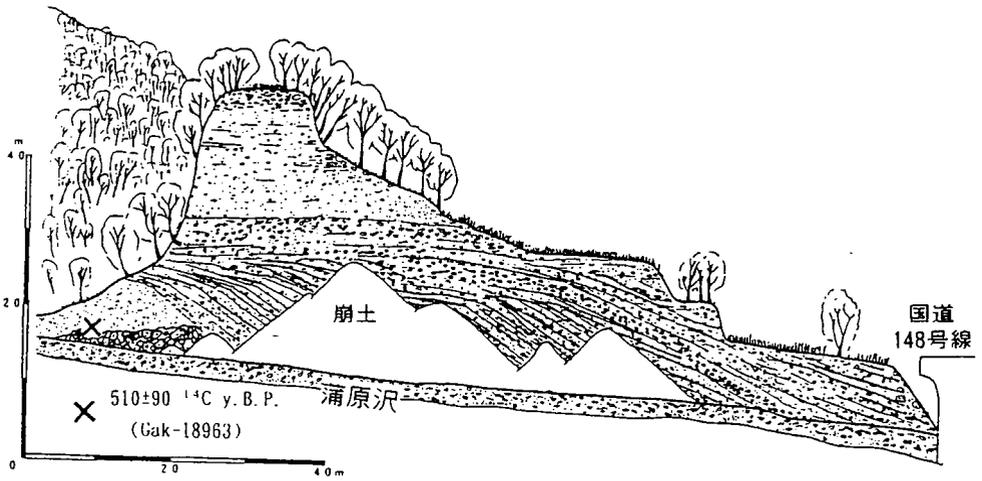
雨飾山から北および北西方向に連続する鋸岳(1631m)、鬼ヶ面山、駒ヶ岳(1487m)も、上述の海谷山地北部の山地とよく似ている。すなわち、山地の名称から推定されるように、鋭い岩稜から構成されており、これらへの登山道は通行困難なほどの難地となっている。岩稜を急峻にさせているのは、毎年繰り返される雪崩であり、そのために斜面はavalanche chuteの集合体となっている。駒ヶ岳山頂付近の標高1300～1450mは緩斜面となっている。駒ヶ岳北西山麓には、後述のように、巨岩塊が散在する緩斜面が見られる。

金山～鉢山～阿弥陀山～烏帽子岳の山稜と雨飾山～鋸岳～鬼ヶ面山～駒ヶ岳の山稜との間を流れるのが海川であり、山稜と谷底の比高はおおよそ580～750mに達する。谷底は幅が著しく狭く、海谷溪谷と呼ばれている。と

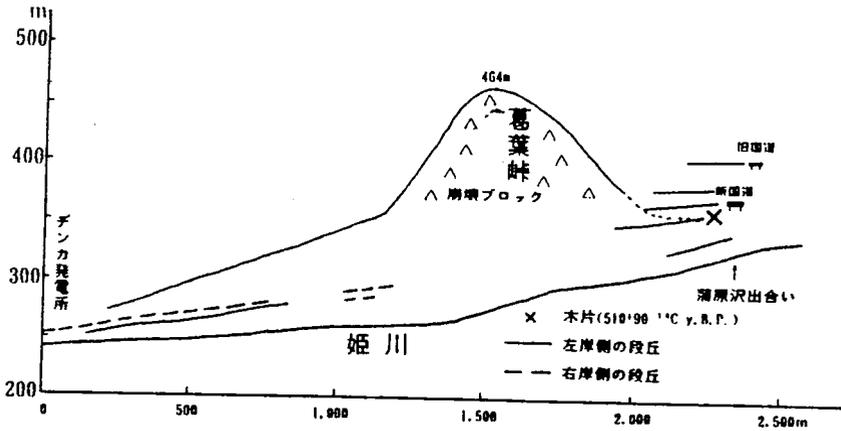
くに、海川の谷底の幅が狭いのは、海谷第一発電所から駒ヶ岳北東までであり、千丈壁と呼ばれる比高およそ550mの岩壁が連続する。

西頸城山地北西端に位置する戸倉山、善光寺山、西山、城山の西斜面は姫川の侵食による急崖となっており、とくに左岸は小滝川が流入する付近から上流はほとんど沖積面を持たない狭い谷底となる。善光寺山西斜面は大規模な崩壊地形であり、その崩壊物質は姫川河床まで到達しているのに対して、北東斜面は発生時代を異にする地すべり群によって形成され、緩斜面となっている。

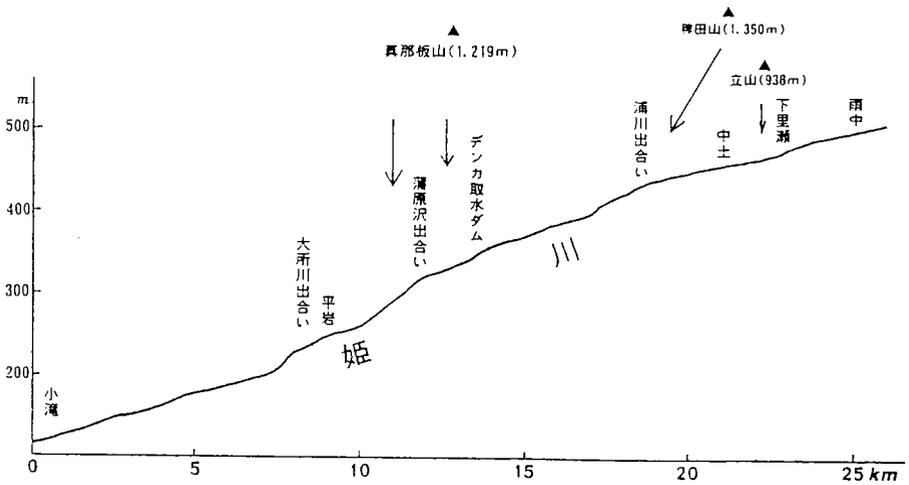
姫川沿い葛葉峠付近の台地状の高まりは、旧蒲原温泉背後の大露頭によれば、ルーズで、無層理の厚い岩屑堆積物から構成されている。この付近を詳しく調査した小疇・石井（1996）によれば、地表面を構成する岩屑の礫種は、西側の山地斜面の岩質とは異なる、珪質砂岩であり、直径数10cm～数mに及ぶ岩塊である（第3図）。乱雑な堆積物の状態から判断して、崩壊起源の堆積物と考えられる。台地状の高まりの平面形から真那板山（1219m）の西斜面の直角に開いた急斜面の部分から一挙に崩落したもので、狭い谷中で移動距離が1km強、比高約500m（崩壊斜面の最上部と崩壊堆積物の下端では1.5kmと750m）と短かったために、崩落した斜面の形態をよく残していると考えられる（第4図）。姫川は、この崩壊によって堰き止められ、崩壊ブロックの上流側に湖が一時的に形成された。湖は段丘の分布から、水位が最高時には標高約410mにあり、堰き止め箇所の侵食にともなって段階的に少しずつ水位を低下させ、標高約350mまで低下したときに、堰き止め箇所が一挙に決壊して消滅したと考えられている。大露頭では崩壊堆積物をおおる静水堆積物がみられ、崩壊堆積物最上部の粘土層中に含まれる木片から 510 ± 90 ¹⁴C y.B.P. (GaK-18963)の年代値が得られている。この年代値は、崩壊発生年代を示すものと考えられるが、崩壊の引金となったと推定される地震との関係は不明である。いずれにせよ、この厚い堆積物は真那板山（1219m）の西斜面の崩壊によるものであり、糸魚川-静岡構造線に沿う姫川流域には大小の崩壊地形が非常に数多くみられる（第5図）。姫川が荒廃河川としての特徴を持ち、日本海に流



第3図 姫川・蒲原沢合流点付近の露頭スケッチ (小嶋・石井、1996)



第4図 葛葉峠付近の姫川に沿う地形断面 (小嶋・石井、1996)



第5図 姫川中流部の河床断面と主な崩壊地（小嶋・石井、1996）

入るまで河床に大きな礫がみられるのは、河川勾配が著しく大きいことも関連するが、流域に現在も崩壊を続ける地形が多数みられるからである。その代表は、北小谷で姫川に合流する浦川流域（「白馬岳」図葉、長野県）の著しい荒廃である。浦川上流域には、日本でも有数のスケールとされる稗田山の巨大崩壊地形が存在するので、岩屑供給量が著しく多い。そのため、姫川が日本海に流入する河口付近でも、河床に礫径の大きなものがみられるのである。なお、稗田山の大崩壊とそれが河床に及ぼす影響については、町田（1964）の詳細な研究があり、それ以降でも、日本地形学連合の機関誌「地形」に浦川流域の巨大崩壊についての特集号（1984）が編集されているほどよく知られている。

それらによれば、日本における斜面崩壊を1回の崩壊によって生産される土砂量を基にして、 $10^3 \sim 10^7 \text{m}^3$ の巨大崩壊、 $10^6 \sim 10^4 \text{m}^3$ の地すべり性崩壊、 $10^3 \sim 10^1 \text{m}^3$ の山崩れに分けられ、浦川上流の稗田山の大崩壊は巨大崩壊に当たるといふ。とくに、稗田山の大崩壊は1911年8月8日に発生し、総量

1.5×10⁸m³の崩壊物質が生産され、岩屑流となって浦川を一気に流下し、姫川にまで達して厚く堆積し、姫川を閉塞したのである。その結果、姫川沿いに存在した旧来馬集落は埋積され、河原の急激な拡幅が生じたときされている。姫川を堰き止めて一時的に湖を生じさせた岩屑流堆積物の高さは、河床から約160mにも達したとの記録が残っている。この閉塞物質は、翌年7月の出水で破壊されてしまったが、空中写真や地形図からも、その名残は推測できる。せき止められた湖に流入した堆積物は、現在も現河床から上流では50～130m、下流では25～35mも高いところに堆積面を残している。1911年の大崩壊発生以降、1912、1936、1948、1955、1964～65、1981年にもかなりの岩屑流が発生し、場合によっては姫川をせき止めたり、河床に大きな変化を与えたりした。このように、姫川を荒廃させているもっとも大きな要因は、稗田山の大崩壊の存在である。

近年では、1995年7月11日に停滞していた梅雨前線の活動によって激しい豪雨に見舞われた。高田平野を流れる関川流域でも被害は大きかったが、姫川流域では山地斜面の崩壊、河岸の侵食、溢流などにより、各所にその爪痕を残した。雨量状況は平岩、長野県小谷村南小谷における7月11日13時～12日13時の24時間雨量は、それぞれ324mm、362mm、最大時間雨量はいずれも11日の17時～18時で50mm、48mmであった。これによって、最下流の今井橋付近の右岸で破堤したのを除くと、とくに長野県境を流れる蒲原沢合流点から小滝川合流点までが洗掘されたり、溢流・埋積あるいは河岸崩壊を起こした。国道148号線の蒲原沢にかけられた新国界橋は開通から1年にも満たないうちに流失、JR大糸線は至るところで流失・宙づりなどで寸断され、一時は復旧も危ぶまれるほどであった。また、大所川支流の木地屋川上流で河岸の崩壊（土砂量約15万m³）により土石流が発生し、大所地区の集会所をはじめ、河川沿いの住家が被災した。姫川流域では、人的被害は幸いなかったものの、家屋の全壊13棟・半壊4棟、一部破損1棟、床上浸水45棟・床下浸水171棟など大きな被害を出した。

1996年12月6日、蒲原沢下流では前年の災害に伴う復旧工事としての砂防ダムや流路工の工事に150人前後の人々が従事していた。午前10時40分

規模の大きな数本の線状凹地がみられる。日本列島でもっとも規模が大きく、連続性のよい線状凹地は小蓮華山～三国境～雪倉岳周辺のものであり、それらのほとんどは、山地の隆起に伴う断層起源によって形成されたと考えられる。線状凹地の分布は、従来、高山地域に限定されているといわれていたが、小蓮華山周辺における分布形態からみて必ずしもそうではなく、また、標高の低い山地にもみられるので、単一の成因論ではなく、polygeneticなものと考えられる。このように、本地域の山地の両斜面に働く形成営力の違いに基づく、斜面の非対称性が顕著である。残雪の一部は盛夏を越え、多年性の残雪となることもあるが、三国境以北の山地では、白馬岳東方の白馬沢や大雪溪に比べて、谷幅も広く、谷が浅いので残雪が多年性化することは稀である。

小蓮華山～三国境～雪倉岳～朝日岳に源をもつ大所川上流には、五百沢（1966）が空中写真判読と白高地沢の調査によって、日本列島で最大規模の氷河地形が存在することを指摘した。その後、小疇・岡沢（1976、1977）は大所川流域の林道、登山道およびいくつかの沢筋に沿って地形と堆積物を調査し、多くの地点で氷河地形とそれに関連した堆積物を確認している。筆者は、1991年に朝日岳～白高地沢、1992年に兵馬ノ平付近の地形観察に加えて、今回、大所川上流のヒル平付近および小滝川上流で地形・堆積物調査を行った。

本地域には氷河作用によって形成された地形および堆積物が広い範囲に渡って分布するが、氷河地形の大半は後氷期の雪・河川の侵食によって破壊されつつある。そこで、地形分類図では煩雑になるので、氷食による急斜面・岩壁、圈谷底・U字谷底などは細分せずに、堆石堤のみを表示したので、それよりも上流側には氷河が存在したものと考えて欲しい。次に、小疇・岡沢の調査結果を中心に記載する。それによれば、黒負山（2070m）～五輪山～朝日岳（2418m）～赤男山～雪倉岳（2611m）～鉢ヶ岳（2563m）～三国境～小蓮華山（2769m）～白馬大池の大所川上流の各支流の谷頭部は、いずれも比較的急な岩壁に取り囲まれており、それらの下部にはなめらかなconcave斜面が広がっている。この浅い、concave斜面は形態

的に氷河作用によって形成されたカール地形と判断される。カール内には、比高数m～20m以上の何列もの堆積物からなる高まりが斜面の下方へのびており、カール底近くでそれらが合体して半月状の小丘を形成している。これらの小丘は、直径5mを超える巨礫を含む、古生層・変成岩・蛇紋岩などの角礫・亜角礫と青灰色粘土混じりの乱雑な堆積物からなっている。小疇・岡沢は、擦痕のついた角礫を含む無層理堆積物を白高地沢で観察しているが、筆者もヒル平およびその北方（標高1150m）などの数地点で観察した。いずれの地点でも、きわめてルーズな堆積物からなり、マトリックスは青灰色粘土で、生コンクリート状態であった。したがって、小丘はconcave斜面と堆積物のfacies、および分布形態などから判断して、氷河作用による堆石堤と考えられる。

次に、氷河作用の時期について検討しよう。赤男山～朝日岳～五輪山に源をもつ白高地沢は、カール地形が集合するGrosskarであり、その上部には小カールが並んでいる。各カールの出口付近に分布する堆石堤は、連続性がよく、ルーズな堆積物からなるにもかかわらず本来の微地形も残されていることから、新しい時期に形成されたものと考えられる。最低位の新期堆石堤は、白高地沢の標高1500mにまで達しているので、この堆石堤の形成時期を小疇・岡沢は白高地沢期とよんだ。

この白高地沢期の新期堆石堤よりも下流側あるいは低位置にも、平滑な谷壁をもつ浅い谷が連続する。谷底には、谷の延長方向、横断方向にいくつかの段があり、それらの段は堆積物に被われたり、さらに比高数10m以下の堆積物からなる小丘が点在している。小丘の平面形態は、長軸が谷に沿うもの、それに斜交するもの、谷をふさぐように直交するものがある。小丘を構成するものは、マトリックスが青灰色粘土で直径10mの巨礫を含む、無層理の堆積物であり、白高地沢期の堆石堤のそれと地形、構成物がよく似ている。小疇・岡沢は地形的な位置関係、標高からみて、白高地沢期より古いものと判断し、瀬戸川期とよんだ。これらの堆石堤は、白高地沢沿い、白高地沢と瀬戸川の間、ヒル平およびその北方、ツリコシ沢などに分布し、その下限高度は910mである。なお、白高地沢下流左岸、瀬戸

川下流左岸、ヒル平北方に分布する堆積物は、擦痕礫や青灰色粘土が多くみられることなどから、底堆石と考えられている。

瀬戸川期の底堆石堆積面よりも、さらに低いところに堆積地形がみられる。弥兵衛川と瀬戸川の間、大所川第一発電所の北方の現河床からの比高70~80mに達する段丘状の地形で、このような地形・堆積物は、今回の調査によりツリコシ沢合流点の下流右岸、標高700m付近まで追跡できた。これも、堆積物のfaciesから底堆石と考えられる。なお、これより下流は深い峡谷となるため、谷壁にルーズな堆積物を残すことはできない。したがって、端堆石堤が見つかっていないので、氷舌がどこまで拡大していたか決めることはできないが、端堆石堤はおそらく大所川の侵食によって消失したと思われる。いずれにしても、現在の谷地形から判断して、氷河の末端はツリコシ沢合流点からそれほど遠くないところに存在したと考えられる。小疇・岡沢は、この大所川の氷河最大拡大期を大所川期とよんだ。

大所川流域には、古い方から大所川期、瀬戸川期、白高地沢期の氷河進出期が存在したが、それぞれの絶対年代については不明である。絶対年代については、今後、主として広域テフラを手がかりとした詳細な調査により、編年されることが期待される。

ところで、蓮華温泉の北西約1 km、瀬戸川と弥兵衛川とはさまれた平坦地（標高1320~1350m）は兵馬ノ平とよばれる。この平坦地は周囲から広葉樹が次第に侵入してきているが、高層湿原として名高い。湿原堆積物の下位には、泥炭層（厚さ50~100cm）が存在しており、さらにその下位には砂礫層があって基盤岩をおおっている。平坦地の南側の斜面には、Rundhöckerと思われるものも存在することから、上述のように、本地域は最終氷期には氷河によっておおわれており、氷河の後退過程で凹地に湛水したものと推定されている（新潟県、1983）。

小滝川上流については、詳細な調査が行われていないが、隣接する大所川流域の例から判断して、氷河地形が存在すると考えられる。小滝川上流域は大所川上流域に比べて、谷が浅いので氷河の発達には必ずしも適して

いないが、東俣沢右岸の標高1,030m付近の高まりは堆石堤と判断した。今回は、林道および登山道がないので長梅発電所から約1.5kmまでしか調査できなかったのも、空中写真からそれと判断した。また、黒負山北麓の高さを異にする数段の平坦面も氷河の拡大に伴う堆積地形と考えられる。長梅山、黒負山の丸みを帯びた山頂は、ice cap状の氷河によって削磨され、そこから氷河は小滝川上流へ流下していたものと考えられる(小疇・岡沢、1977)。小滝川の場合も、長梅発電所から下流が峡谷になっているので、氷河はそれより下流まで及ばなかったものと思われる。

飛驒山脈北部の本調査地域で特徴的なことは、長野県境に位置し、広義には白馬大池火山と呼ばれる乗鞍岳(2437m)、風吹岳などを中心とする火山体の存在である。柵山(1980)は火山噴出物の上下関係に基づき、I期・II期・III期の3ステージに大別した。I期噴出物は抜平沢溶岩類・鶴峰溶岩類・梅平溶岩類、II期噴出物は稗田山溶岩類・乗鞍岳下溶岩、III期噴出物は乗鞍岳溶岩・風吹岳外輪山溶岩類・風吹岳中央火口丘溶岩・風吹岳火砕流堆積物から構成される。I期噴出物は、普通輝石・シソ輝石安山岩よりなり、II期噴出物にはこれら輝石に加えて、ホルンブレンドが斑晶として出現することが特徴的である。III期噴出物にはさらにそれらに加えて黒雲母・石英の斑晶が特徴的に見られ、一つの岩石試料中に、カンラン石・普通輝石・シソ輝石・ホルンブレンド・黒雲母・石英・斜長石という斑晶鉱物が同時に出現する岩石が多く産する(Sakuyama, 1979)。Sakuyama(1979)は、I期とII期を合わせて旧期噴出物、III期噴出物を新期噴出物としている。地形分類図では、形成時期については細分せず、粘性度の高い溶岩からなる溶岩円頂丘と流動性にやや富む溶岩からなる溶岩流地形を一括して表示した。

乗鞍岳は高い高度に位置する古生界をおおう粘性度の高い溶岩からなるので、その影響は山麓までほとんど及んでいない。乗鞍岳山頂付近は2450m(長野県)と独立標高点2469mの位置する丸みをおびた山体と両者の間に位置する北東-南西方向にのびる幅の狭い山体とからなり、これらの噴出物によってせき止められた凹地に湛水したのが白馬大池である。白馬大

池は面積0.06km²、南北725m、最大幅300m、最大水深13.5mである（環境庁、1987）。それに対して、風吹岳付近の火山体の噴出物は中生代来馬層をおおっており、下位から外輪山溶岩、中央火口丘溶岩類、火砕流堆積物からなる。風吹火山は東に開いた馬蹄形小カルデラで、外輪山を南～西側に残しており、風吹岳、横前倉山、岩菅山は小規模なカルデラ形成後の中央火口丘に相当する。風吹大池は溶岩円頂丘と外輪山の間に湛水して形成された一種のカルデラ湖、小敷池は中央火口丘形成期の爆裂火口に湛水したもの、長野県との境界に位置する科鉢池は外輪山に火口をもつもの、さらに科鉢池の南西・南には小噴火によると考えられる凹地が数個みられる。風吹大池は面積0.0875km²、最大水深5.5mである（環境庁、1987）。これら2火山のうち、新潟県に直接影響しているのは後者の風吹火山で、北斜面の白池付近の平坦面などの形成は、火山体形成後の崩壊にかかわっていると考えられる。また、両火山のほぼ中間の北西側の標高1460～1550mには蓮華温泉がある。蓮華温泉には現在でも高温で広い噴気地帯があり、蓮華七湯（黄金ノ湯、新黄金ノ湯、蒸湯、薬師ノ湯、仙気ノ湯、三国一ノ湯、総湯）とよばれる温泉が湧出している。この噴気活動は、白馬大池火山の活動最末期に関連していると考えられており（新潟県、1983）、温泉の位置する緩斜面は地すべりによって形成されたものである。

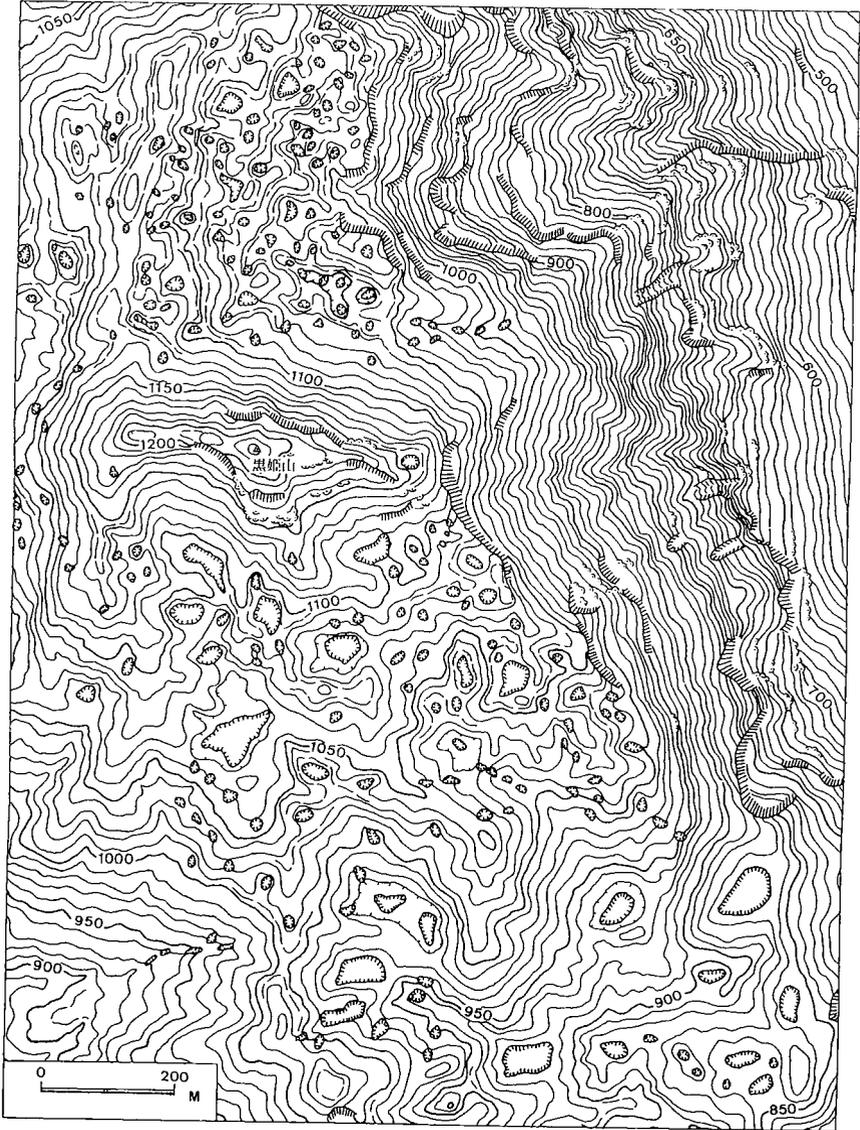
小滝川流域から日本海にかけての山地では、何と言っても、石灰岩特有の地形を挙げなくてはならないであろう。本地域の石灰岩は西南日本内帯の北端に位置しており、日本海岸から権現山（「糸魚川」図幅）・板ヶ峰、黒姫山、明星山、清水山の北西～南東方向にのびる青海石灰岩層（古生代石炭紀・ペルム紀）である。石灰岩層は、その積成の全期間を通じて、ほとんど異質積成物を挟まない特異な岩相を示すほかに、保存のよい化石を豊富に含むため、秋吉石灰岩相と共に古くから地質学者の注目を集めていた（長谷川・後藤、1990）。

青海石灰岩地域は、そこから流出する青海川、田海川、虫川、小滝川によって分断されており、地形はそれぞれの地域で異なっている。日本海と青海川に挟まれた権現山・板ヶ峰地域における石灰岩と非石灰岩との境界

は、2.5万分の1地形図からも容易に判読できる。石灰岩地域は標高420～480mで比較的そろっているが、南西端でもっとも高く板ヶ峰（588.2m）となる。石灰岩地域によく見られるドリーネ、ウバーレなどのすり鉢状の溶食凹地は至る所に分布するが、地形的な位置関係から検討すると、ウバーレのようなスケールのやや大きいものは、たとえば権現山周辺のような標高・起伏量が小さな山地に分布するのに対して、ドリーネのような小さなものは標高・起伏量が大きな山地斜面上部に分布している。両地域はほぼ隣接しているので、降水量に大きな違いはない。山地斜面上部にはドリーネが分布するのに対して、山地斜面上部に見られるウバーレのような大型の溶食凹地は、いくつかの谷が集まるところにみられる。このことは、大型の溶食凹地の形成には地表流が大きく関与していることを示唆している。現段階で、この地域を流れる河川で非石灰岩にまで侵食が進んだものは、青海川などを除くとほとんどないが、大型溶食凹地も下流からの水系が発達すれば、閉塞された凹地が破壊され、地表水の多くは石灰岩表面に発達した谷によって排水されるようになる。なお、権現山・板ヶ峰地域は青海石灰岩地域で石灰岩の採掘がもっとも盛んである。

青海川右岸から田海川流域にかけての地域は中央に黒姫山が位置しているので、ここでは黒姫山地域と呼称することにしよう。黒姫山地域は大きく黒姫山を中心とした地域と田海川上流のマイコミ平とに分けられる。

黒姫山を中心とした地域は、南斜面を除くその他の斜面は急傾斜であり、とくに東および西斜面は急崖である。山頂を含む南北約3km、東西約1kmは比較的平坦であり、カルスト地形を特徴づけるカレンフェルト、ドリーネ、ウバーレ、鍾乳洞などが形成されている（第6図）。平坦面は高度およそ970m、1080m、1120mの3段あり、黒姫山頂は最高位の平坦面から約100m突出する岩峰で、東西方向にのびる山稜を形成する。山稜は石灰岩の岩柱が林立するカレンフェルトとなっている。石灰岩の表面にはカレンがみられることがある。黒姫山頂北側の平坦面には、直径30～60mの小型のドリーネが密集しているが、970mの平坦面にもっとも分布密度が高い。筆者の6月中旬の観察によれば、これらの森林帯に位置するドリーネ

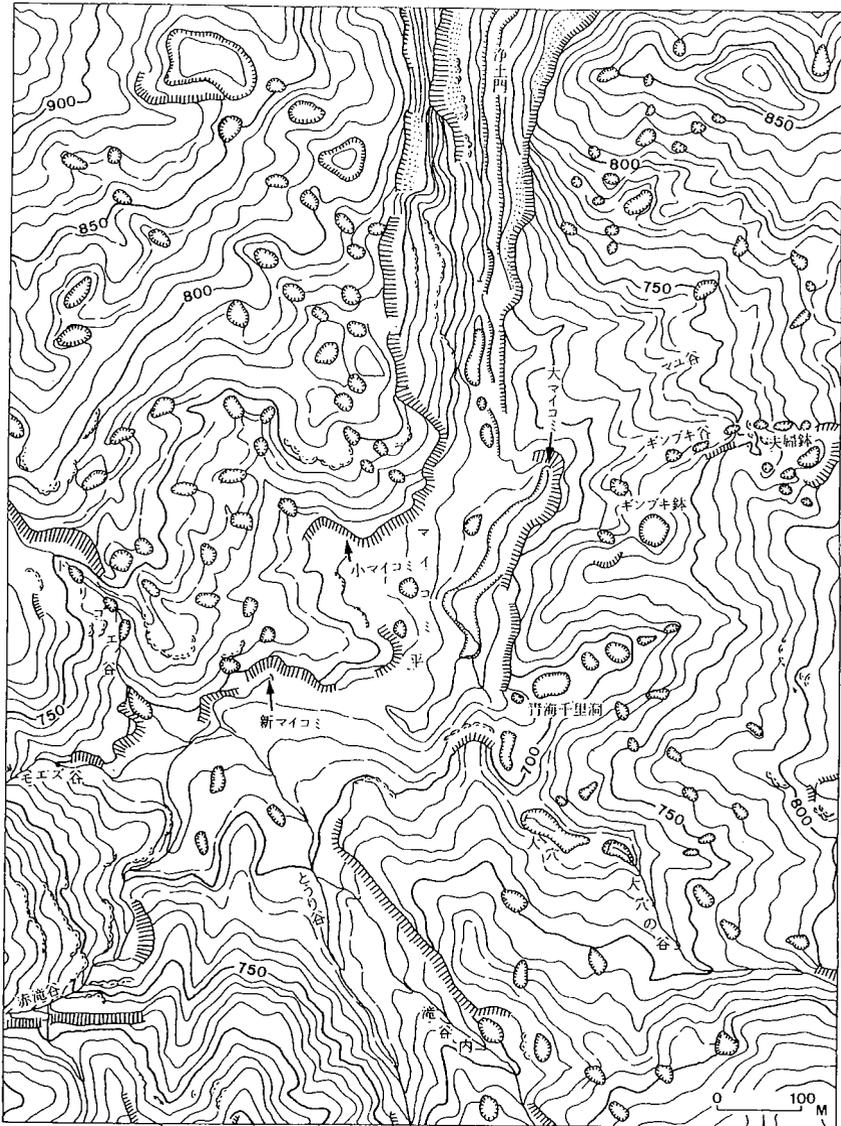


第6図 黒姫山付近のカルスト地形 (鈴木、1983)

の底はほとんど残雪で埋められていたので、消雪時期はかなり遅れるものと判断される。それに対して、山頂南側の平坦面には直径150~200m、周辺からの深さ20~30mにも達する大型のドリーネ、ウバーレなどが分布する。大型のウバーレなどは、いずれも地表流が集水しやすい谷の合流点に分布するので、凹地底は岩層、風化物質によっよって埋められているように見えるが、ロート状の深い洞穴となっているものと推定される。後述のようなマイコミ平における縦穴型鍾乳洞群の存在から推測すると、黒姫山頂南の平坦面に分布する大型のウバーレの中には、石灰岩の厚さなどから考えても深さ500mを超えるものが存在する可能性が大きい。なお、ドリーネ、ウバーレは北北東-南南西、西北西-東南東方向に配列するものが多い。これらの方向は地下水系との密接な関連をもつものと考えられる、未知の洞穴群の存在を推定させる。なお、青海川沿いの旧橋立、旧真砂集落付近の河床には、蛇紋岩中の包有岩塊に由来する大小のひすい輝石岩塊が散在する。この付近は橋立ひすい峡とよばれ、特別天然記念物の指定を受けている。

マイコミ平は黒姫山頂の南南東2.3km、田海川の上流に位置する小盆地で、成因的にはポリエと言われる。マイコミ平の名称は、地表水が石灰岩の裂け目に舞い込むように浸透することに由来する。マイコミ平の東部は青海石灰岩を不整合におおる白亜系中粒砂岩に接し、南西部は青海石灰岩と断層で接する古第三系の緑色凝灰角礫岩である（長谷川・後藤、1990）。小盆地底は標高667m、奥行き約600mの不定形の平坦な地形で、平常時は地表水の多くは北東・北縁に位置する大マイコミ、小マイコミ、新マイコミなどの吸い込み穴へ流れ込む（第7図）。マイコミ平の凹地には田海川が上流から運搬した礫、砂、泥ならびに植物片が堆積しているので、融雪期や豪雨時には冠水することがあるものと考えられる。また、凹地には底部からそれぞれ比高約1.5~2mの段丘崖をもつ、3段のきわめて小規模な段丘面がみられる。

さらに、マイコミ平東部には白蓮洞（深さ513m）、千里洞（405m）、ギンズキ鉢、大穴、通天洞、銀鳳洞（夫婦鉢）などの縦穴型鍾乳洞があり、



第7図 マイコミ平の地形図 (鈴木、1983)

深さ500mを超えるものも確認されている。洞穴の分布は基本的には断層や節理に支配されているが、いずれも地表水が集中するところにみられるので、いわば滝壺として形成されているものと思われる。この場合、雨水の物理的な侵食作用のほうが、科学的なそれよりも強いものと考えられる。これらの異常に深い縦穴型鍾乳洞は存在そのものが珍しいと言える。したがって、地表水は無数に存在する溶食凹地底からも排水していることになる。マイコミ平で浸透した水流は、約3km下流の福来ケ口大鍾乳洞で滝となって再び姿を表す。鍾乳洞の洞口は標高150mに位置し、洞口は高さ23m、幅は10mであり、延長は約430mまでが確認されている。入口から約240mのところまで洞が大きく広がり、この付近に見事な鍾乳石・石筍およびリムストーンなどが発達している。洞口からのこれまでに確認された最奥部は深い淵になっており、豊かな水が噴き出しているので、マイコミ平から続く未知の鍾乳洞の存在が推定される（長谷川・後藤、1990）。マイコミ平から福来ケ口の間は、平常時地表水は見られない。田海川の潤れ沢の両岸、とくに浄土門と呼ばれる、マイコミ平への入り口付近は比高約200mの大岩壁が両側から迫っており、氷食地形を思わせるU字形の深い谷となっている。谷底には、石灰岩の大岩塊が累積しているため、かつて存在していたと考えられる大鍾乳洞の上盤が崩壊したものと推定される。

いずれにせよ、本地域の石灰岩地形は日本列島では珍しい標高が大きな山地であり、世界的に有数の多雪地域に位置しているため、異常な深さをもつ、縦穴形鍾乳洞群が形成されているのである。青海カルストは世界的にきわめて特異であり、学術的価値も高いので後世に残さなければならないものと考えられる。マイコミ平の保護については、黒姫山と併せて、新潟県、青海町、(株)明星セメント、田海共有地組合の4者による「黒姫山の自然環境の保全等に関する協定」が、1982年12月に締結されているが、石灰岩は資源的な価値も大きいので、多くの場所で活発な採掘が行われている。

小滝川流域の石灰岩地域は、明星山と清水山であり、非石灰岩地域との

境界は地形図から判定可能である。両者とも北西—南東方向にのびる急峻な山体からなっているが、とくに明星山は植被を欠く岩壁に囲まれている。明星山の南西斜面、北東斜面、南斜面いずれも植生を欠く急斜面であるが、南斜面がもっとも急峻な露岩壁であり、北東斜面がそれに次ぐ。なお、南斜面の大岩壁はロッククライマーのグレンデとしても知られる。明星山、清水山は黒姫山地域とは異なり、溶食凹地はほとんどみられず、周辺山地から突出した特異な山稜からなるので、糸魚川市街地からもその判別は容易である。明星山山頂、同山頂から南南東にのびる山稜、同西への山稜はやせ尾根で表面に溶食溝をもつ石灰岩体が樹林帯の所々にみられる。明星山の北東および南西山麓には、急崖から崩落した岩屑が緩斜面を形成している。小滝川流域の石灰岩は、現在のところ、採掘の対象とされていない。また、明星山南壁直下の小滝ひすい峡の上流側は公園化されているが、ひすい輝石の原石が点在する河原は特別天然記念物の指定を受けている。

次に、飛驒山脈北部における崩壊・地すべり地形についてみることにするが、森林限界を超えた標高の高い山稜における物質移動については、既に記載した。森林帯に位置する崩壊地形、地すべり地形についてみると、著しく急峻な山地斜面に位置し、地質的に糸魚川—静岡構造線沿う地域でもあるので、不安定な斜面が大半である。今後、上述のような真那板山西斜面の大崩壊、あるいは、稗田山の大崩壊規模の災害はいつでも起こりうる可能性がある。それらの災害を軽減するための対策が常に考えられているが、地形的、地質的にあまりにむずかしい地域なので、回避あるいは予知はほとんど期待できそうにもない。

本地域における大規模な崩壊・地すべり地形としては、赤禿山（1158m）周辺および蒲原山（1629m）北西斜面が、その代表例である。赤禿山はその名称（ハケ、ハッケ、バケ、バッケ、ホキは崖を示す地名として知られ、これにさまざまな字が当てられる）から推測されるように、山地斜面の多くの地点で崩壊、地すべり地形がみられる。そのなかで、もっとも顕著なものは、北東斜面と南西斜面にみられ、前者としては高浪池の形成であり、後者としては現在も崩壊が続いているヨシナ沢である。前者は林野庁指定

の平山・野口・東中地すべり、その北東に位置する建設省指定の夏中地すべり、後者は広い範囲を一括して林野庁指定の山之坊地すべりとされているが、新潟県農林水産部治山課（1978、1979）の指定地域と地すべり地形とは必ずしも対応していない。

赤禿山周辺は古・中生層が複雑な分布を示し、赤禿山の山体はジュラ紀の来馬層（砂岩、頁岩）を主とするが、山頂付近には古第三紀の流紋岩が貫入している。北東斜面は古生層の粘板岩および硬砂岩によって形成され、地質の境界などに蛇紋岩が脈状に貫入している。来馬層を構成する砂岩・頁岩は堅硬であるが、節理・亀裂の発達が著しく、岩片化、細片化が進み、それに加えて糸魚川―静岡構造線に平行する多くの断層が走っている。本地域の地すべりは典型的な破碎帯地すべりである。小出（1955）によれば、構造線によって破碎された地帯では蛇紋岩の侵入が多いが、蛇紋岩は地中深部に源を有することから考えて、蛇紋岩の貫入地帯は岩石の破碎の度合が著しく、地すべりの多発地となっていることを指摘している。したがって、本地域においても蛇紋岩地域が地すべりの分布と非常によく対応しているものと考えられる。

赤禿山北北東斜面では高浪池の形成にかかわった崩壊、地すべり地形がもっとも目立つ。山頂直下に比高約450mに達する馬蹄形をした滑落崖をもち、そこからの崩落物質と独立標高点645mとの間の凹地に湛水したのが高浪池である。高浪池は面積0.025km²、最大水深12.9mで、明星山の岩壁と深緑色をした湖面とのコントラストが美しいところから、周囲はキャンプ施設も整備され、公園となっている。高浪池に流入する河川はないが、年間水量の増減はない。なお、高浪池をせき止めた崩落物質は来馬層起源の砂岩・泥岩の岩塊で、それらが再び小滝川に向かって地すべりを起こしており、その運動の不連続さを示す、階段状の3段の平坦面が認められる。地すべりブロックの末端は比高約80mの小屋となって小滝川に落ち込んでいる。いずれの地すべりブロックも植生が密であり、現在目立った動きを示していないが、いくつかの平坦面最奥部では背後の急崖から融雪・集中豪雨時に土石流が発生する恐れがある。

平山・野口・東中地すべりは、赤禿山北東に源をもつ入りコン沢流域に分布し、前2者が左岸、後者が右岸に位置する。地質は古生層（石灰岩・砂岩・粘板岩）・中生層（砂岩・頁岩、一部礫岩と炭層）・蛇紋岩から構成され、古生層と中生層は断層、蛇紋岩は両者とは貫入関係にある。大局的には、夏中付近には主として蛇紋岩、地すべり地西方には古生層が分布し、両者にはさまれた地域が平山・野口地すべりであり、来馬層と、それに貫入した蛇紋岩の小岩体である。平山・野口地すべりの来馬層は、断層・貫入・造構造運動などによって、深部まで著しく破碎が進行し、表層は岩片化し、常に表層が剝離・小崩壊しているという（新潟県、1979）。なお、これらの地すべりは現在目立った動きを示していないが、平山地すべりの南部、赤禿山山頂付近から東北東へ流れるガレ沢は明治45年（1912）と昭和初期の2回、大きな土石流を発生させ、それぞれ東、北東方向へ土石を押し出し、水田や林地を埋没させた。この付近は土石流の常習地域であり、沖積錐状の地形が形成されている。ガレ沢の崩壊・土石流の発生に対しては、上流に大規模な堰堤を設置して土石の流出を調整する程度の対策しか考えられていないが、崩壊は続いており、堰堤が造られたとしても短期間に埋積されてしまう可能性が大きいこと、周辺集落には直接的な被害が及ばないこと、耕作地としては不適であることなどから、現段階では防止工事は何もなされていない。

次に、山之坊地すべりについて記載する。山之坊地すべり指定地は赤禿山から大峰峠を経て辰尾山（761.2m）に至る稜線の南側斜面で、東縁は姫川、南縁は大所川によって境される、南北約1.5km、東西約4 km、面積6.79km²である。指定地内の地すべり的な変状としては、次のものが知られている。

- 1) 赤禿山南斜面の山腹崩壊。
 - 2) 東北電力大所川第三発電所付近の地すべり。
 - 3) 大所川沿いの急崖の斜面崩壊。
 - 4) 山之坊集落（広義）周辺の地すべり、ないし地すべり的な変動。
- ここでは、1)と4)の概要について記載する。

赤禿山山頂西の標高1120mから大所川にかけてのヨシナ沢沿いの大崩壊地は、標高差650m、延長約1860m、平均斜度20°、最大崩壊幅約250mである（新潟県、1979）。この崩壊地は本図葉で最大であり、現在も崩落が続いている。ヨシナ沢沿いの崩壊地は古いものと言われているが、手元にある1961年8月30日発行の5万分の1地形図には表現されていない。ただし、この地形図では、たとえば黒姫山周辺のドリーネなどの表現もほとんどないので、まだ、地形図作成に際して空中写真をあまり活用していなかったかもしれないし、崩壊地の中の山頂寄りには植生に覆われた、時代的にはやや古いと考えられる崩壊ブロックや滑落崖も見られるので、見落とされていた可能性が大きい。最近では、1967年5月4日に大崩壊し、大量の岩屑を流下させて大所川をせき止め、上流側の大所川第二発電所を半ば水没させたほか、せき止めた岩塊の2次決壊によって、下流側の国道・家屋などに被害を出した。翌1968年3月には崩壊地を山頂付近まで拡大させ、大所川への流出土砂量は200万m³を超えた。その後も、毎年、表層の小崩壊を繰り返しているため、その対策工事としては、沢の下部から中部にかけて、床固工が階段状に12基設置されているほか、中～上部には地表水処理工（護岸工）が施されている。崩壊地の最下部付近には、蛇紋岩がわずかに露出しているが、それ以外は来馬層の砂岩・頁岩で構成され、ヨシナ沢筋に沿って断層が存在するものと推定されるので、基岩には一部を除き、節理・亀裂の発達がきわめて顕著で、表層はほとんど岩片化しているほどである。したがって、ヨシナ沢の崩壊は断層に沿う基岩自体の脆弱さに由来するもので、断層、沢筋への地下水・地表水の集中が、その誘因となっていると考えられている。

次に、山之坊地すべりについてふれる。山之坊地すべりの地形は、中央を流れる牛巻沢を中心として、須合～山之坊付近から姫川方向へ、旧地すべり地形と思われる大きなU字型をしている。最上部には滑落崖を思わせる急斜面が残されているが、中・下部は牛巻沢などによって開折され、また2次すべりなどによる変化により、本来の地すべり地形の形態を不明瞭なものとしている。地質は、姫川沿いに古生層、赤禿山付近に来馬層、両

者の間に蛇紋岩の大岩体が、西方から東方へ押し上がるように貫入している。地すべり地の緩斜面・西部の平坦面には、2次堆積物として未固結の砂礫・礫混じりの粘土が表層を構成している。この未固結堆積物は、西部の平坦面で厚さ30m以上に達しており、その起源が大所川の河成段丘堆積物、北・西部の後背山地からの崩壊物質、土石流堆積物のいずれであるかについて、現段階では決めることができない。山之坊地すべりは大きく6ブロックから構成されており、その変状は一部を除き緩慢に進行するものが多い。したがって、一般の地すべりにみられる滑落崖、地表の亀裂、末端の隆起などの微地形の変化は明らかではない。現在までに知られる、この地すべり地域の変化は、たとえば家屋の土台の沈下・傾き、畑地の陥没（50年間に約1～2m陥没、利用上とくに支障はないので、放置されている）、水害復旧工事の水田法尻土留工の亀裂、舗装された市道に落差約5cmの段差発生、旧山之坊小学校のグラウンドが造成後、約20年間で肉眼で識別できるくらいに南西側に傾斜、須合集落北北西約200mで市道が波状に変形、道路の沈下・斜面下方への移動、樹木の傾き、屈曲、須合のドス池が山側斜面のせり出しによって縮小化など、枚挙にいとまがないほどである。

蒲原山北西、木地屋川とウド川との間にも、崩壊起源と考えられる堆積物、地形がみられる。この地域は密な植生におおわれているので、詳細は不明であるが、いずれも谷頭部に明瞭な滑落崖がみられ、崩壊あるいは地すべりブロックの末端が高くなり、凹地を形成していることがある。それらの中には、凹地に湛水した白池、五月池、杉ノ平の湿地、木地屋集落南の池などがある。これらの池沼で最大の面積を誇るのが白池である。白池は楕円形をしており、面積0.05km²、最大水深2.0m、透明度は1.7～2.5mである。いずれの崩壊ブロックにおいても斜面下部のほうが高くなっていたり、白池西方の高まりをみると凹地の配列が滑落崖と平行するように走っていること、さらにその高まりは池から約20mの比高をもつことなどから、このような地形は緩慢な移動ではなく、急激な移動、すなわち崩壊によって形成されたものと考えられる。杉ノ平の平坦面も下流側が約10～15m高

くなっているので、白池崩壊ブロックの再移動と一難場山（1518.2m）北部の崩壊とによって形成されたものであろう。いずれの崩壊地形でも、最初の崩壊に引き続いての二次的な移動は凹地などを埋積する形態をとっており、その表面形態は平滑・直線的であるので、移動速度は一樣であったと思われる。現在、顕著な移動が認められるのは、最下部に位置する大所地すべり（建設省指定）である。この地すべりは上部の木地屋集落の位置する緩斜面と大所集落の位置する緩斜面との間に、2段の平坦面・緩斜面があり、いずれも移動しているために、大所川の流路を北へ押しやっているようにみえる。ただし、大所集落の位置する平坦面およびそのすぐ上位の平坦面は、厚さ10mを超える、円形度の高い巨礫などから構成されているので、大所川の河成段丘面である。また、1995年7月11日の水害では、たとえば木地屋川の河床と大所集落との比高（約5m）がそれほど大きくないので、木地屋川は河岸・河床を激しく侵食あるいは溢流し、道路、家屋に壊滅的な被害を与えた。この水害は木地屋川が地すべりブロックのようなルーズな物質からなるところを流れていたもので、河岸の洗掘などにより、大量の岩塊を含む土砂流となったことが大きな特徴である。このため、木地屋川の流れは土石流化し、直進性をもったために、河川の屈曲地点をとくに激しく侵食し、大所集落の集会所などを直撃したのである。その後、木地屋川上流に規模の大きな堰堤が造られ、河床の洗掘を防止するための床固めがなされたが、これで万全とはいえない。土石流対策には、平常時の各河川の河床に、どの程度の土砂・岩片が堆積しているかを把握し、河床を適正なレベルまで下げておくことが必要であろう。本地域のような地質的に非常に脆弱で、急峻な山地を流れる河川を制御することは難しいが、仮に災害が発生した場合でも、普段から被害を最小限に押えるような対策が取られていなければならない。

II 丘 陵

姫川流域に広がる標高、起伏の小さな丘陵を海川の支流、水保川沿いに発達することから水保丘陵とよぶことにする。水保丘陵は、「糸魚川」図

葉に広くみられるが、「小滝」図葉ではその分布はきわめて限定されている。水保丘陵は起伏量200m以下、標高300～350m、斜面の大半で地すべりが発生している。地質は、新第三紀名立層から構成されており、標高は南東方面に向かって次第に高くなり、明瞭な遷急線を境として、急峻な山地となる。なお、姫川左岸、頭山（「糸魚川」図葉）から連続する丘陵が、「小滝」図葉にもわずかに分布する。

III 台 地

本図葉で台地としたものは、河成段丘面、土石流によって形成された台地および海成段丘面などであり、崩壊・地すべりブロックからなる緩斜面および平坦面は、これに含めなかった。河成・海成段丘面の発達は貧弱で、対比はきわめて困難であったが、段丘面の連続性をもっとも重視し、その他に段丘面の高度・現河床からの比高・開析度・段丘堆積物の特徴・赤土の有無・テフラの有無、および既存の研究成果を参考にした。しかし、本地域における広域テフラに関する詳しい調査がなされていないので、絶対年代についてはほとんどわかっていない。また、各段丘面の堆積物も露頭にめぐまれず、観察できたものは少ない。そこで、河成段丘面と海成段丘面に分けて記載する。

河成段丘面は標高、各河川の現河床からの比高・開析度などを基にして8段に区分される。

第1段丘面は海川と水保川の分水嶺をなす丘陵頂部に点在する。本図葉最上位の段丘面である。高度は市野々東方で440m、大久保東方で450m、俎山で430～460mであり、平坦である。海川、水保川現河床からの比高が約330mを超えるので、段丘面であるか否かの判断はむずかしかったが、空中写真からは明らかな平坦面が認定された。段丘堆積物は、中条から俎山に達する道路沿いで観察することができる。それによれば、新第三系のシルトの上に下部から厚さ約8mの礫層、2mの褐色シルト層である。礫種は安山岩、最大径2mの巨礫を含み、平均径15cmで著しく淘汰の悪い、亜円礫～亜角礫からなり、一部は風化し、くさり礫となっている。したがっ

て、空中写真判読から推定された平坦面は、段丘面であることが認定された。また、姫川と虫川に挟まれた三角点373.2mの位置する平坦面は少し起伏はあるが、第1段丘面に対比した。

第2段丘面は第1段丘面が分布する海川と水保川の分水嶺付近に存在し、第1段丘面よりも約10～20m下位に形成された平坦面である。段丘堆積物は確認していないが、第1段丘面との境界はシャープであり、平坦面の前縁も明らかであるので、段丘面として認定した。さらに、姫川と虫川に挟まれた第1段丘面東の小規模な平坦面も第2段丘面に対比されると考えた。

第3段丘面は水保川の久保～川久保間両岸に分布する。それらの段丘面は、久保付近で第2段丘面よりも約50m低く、水保川現河床からの比高は約70mである。段丘堆積物は、露頭にめぐまれず、観察していない。なお、御前山から市野々付近の地表面に散在する巨岩塊（山地の章で詳細に記述）は、第2段丘面と第3段丘面のプロファイルからみると、両者の中間に当たるので、この時期に背後の山地から急激に運搬されたものと考えられる。したがって、現段階では、第2段丘面、第3段丘面の形成時期は特定できないが、巨岩塊の堆積時期は、それほど古いものではなく、おそらくは10万年前前後であると判断される。また、姫川左岸、中山橋北西の平坦面も、第3段丘面に比較されると判断した。

第4段丘面は水保川の川久保から余山を経て、山中（「糸魚川」図葉）の南の平坦面に続くものである。水保川の現河床からの段丘面の比高は約50mである。また、姫川と虫川にはさまれた西川原南方の平坦面も、第4段丘面に対比した。

第5段丘面は海川、水保川、根知川、青海川などに散在する、小規模な段丘面である。いずれの段丘面も、各河川の現河床からの比高は30～40mである。青海川沿いの清水倉付近の段丘面は、背後の急斜面からの崩落物質によって内縁が被覆されている。

第6段丘面は姫川右岸の大野付近に見られる。姫川現河床からの比高は25～30mであるが、平坦面にはやや起伏が認められる。中山橋際や国道148号線の拡幅工事に伴って出現した露頭では、新第三紀の礫岩あるいは泥

岩を切って、それぞれ厚さ6mの礫層が観察された。新第三系の上部は起伏に富んでおり、礫種は古生層起源の礫、安山岩、最大径2m、平均径20cmで、垂円礫あるいは円礫からなっている。

第7段丘面は海川の粟倉付近、上路川、小滝川沿いの長梅発電所付近に見られる。いずれも現河床からの比高は、約10~15mである。長梅発電所付近の段丘面を第7段丘面に対比したのは、平坦面の開析状態、小滝川現河床からの比高を基にした。長梅発電所付近の数地点の露頭では、厚さ12~15mを超える、山間部としては異常に厚い、乱雑な堆積物が見られた。堆積物の礫種はいずれもチャート、蛇紋岩などの礫で、最大径3~8m、平均径20cmと巨礫を主体とし、場所によっては垂角礫~角礫、垂角礫~垂円礫と変化し、淘汰は著しく悪く、matrixは粘土分を全く含まず、粗砂からなるのが特徴である。山地の章で詳しく述べたように、小滝川上流には、更新世最末期に氷河が存在したものと推定されており、それらの時期の堆石堤よりも第7段丘面は地形的には低い位置にあるので、氷体の急激な消滅と関連して形成されたものと考えられる。山間部としては、異常に厚い堆積物からなるのは、長梅発電所の下流部で急激に谷幅が狭くなるので、急激な砂礫量の供給に対して運搬しきれずに、一時的にdam upされたためと思われる。

第8段丘面は海川、根知川、姫川、上路川沿いに分布し、いずれも現河床からの比高は10m以下である。1995年7月11日の水害時に、姫川沿いの第8段丘面は、JR平岩駅の上流側で冠水した。したがって、第8段丘面は完新世に形成されたものと考えられる。

海成段丘面はJR親不知駅付近に流入する歌川から富山県境の境川までの海岸の数ヶ所にきわめて小規模に分布する。ここでは、それらの旧汀線高度の違いに基づき、3段に区分した。いずれの海成段丘面も点在するにすぎず、堆積物の観察もしていないので、まとめて記述する。第1段丘面は先ヶ鼻に分布し、旧汀線高度は100m、第2段丘面は市振の東に分布し、旧汀線高度は50m、第3段丘面は市振から玉ノ木にかけての海岸線沿いに幅狭く分布し、旧汀線高度は10m以下である。これらの段丘面の形成年代

に関する直接的な資料は得られていないが、日本列島における海成段丘の研究結果（たとえば、Ota・Omura, 1991）から推定すると、第1段丘面は最終間氷期、第3段丘面は完新世中期の海進によって形成されたものとする。JR市振駅付近の第3段丘面の旧汀線には、山地斜面の基部にいくつかの海食洞がみられ、その高度が10m以下であるので、完新世中期と考える。ただし、Ota・Omuraは、本地域のきわめて小規模な海成段丘面を表示していない。

IV 低 地

低地は、姫川沿いのJR小滝駅から下流、姫川支流の根知川沿い、海川沿いなどに過ぎない。それ以外は各河川が山地を深く侵食しており、ほとんど平坦な谷底を持たないのが特徴である。山地の章で述べたように、姫川は典型的な荒廃河川であるので、融雪期、台風・前線性の集中豪雨時などの出水によって、河道を変えるような氾濫を起こすことがある。たとえば、1995年7月11日の姫川の氾濫は沖積低地が広がる下流だけでなく、山地内においても発生した。たとえば、蒲原沢にかかる国道148号線の新国界橋は土石流によって流出、平岩地域では水位が約10mも上昇したので、最低位の段丘面は土砂によって埋積され、ホテル・旅館、一般住家などが被害を受けた。住家被害は全壊13棟、半壊4棟、一部破損1棟、床上浸水45棟、床下浸水171棟、非住家被害は26棟、農林水産施設は農地16カ所、施設122カ所、文教施設1カ所、道路54カ所、橋梁3カ所、砂防施設12カ所などで、被害総額は311億9,433万円に達した。これにより、JR大糸線は至る所で寸断、橋梁などはそのままの位置で土砂により埋められた。姫川流域においては、今回のような大災害ははじめてだと言われているが、山地の章で詳論したように、葛葉峠付近の崩壊堆積物、稗田山の大崩壊地、そのほか大小無数の崩壊・地すべりの存在、糸魚川―静岡構造線に沿う地質的にきわめて脆弱な地域であること、さらに日本を代表する豪雪地域であることなどから考えると、残念ながら、今後もこのような災害が繰り返されることが憂慮される。したがって、姫川流域のできる限り大縮尺のハ

ザードマップを早急に作成し、公表されなければならないことは当然であるが、本地域の水害を含む斜面災害については、平常時から岐阜県吉城郡上宝村の土石流対策にみられるような行政指導が国、県、市町村の枠を超えて実践されなくてはならない。それは、自然災害については、姫川流域が日本列島では地形的、地質的、水文的にみて、もっともその対応がむずかしい地域であると考えられるからである。

4 おわりに

本図葉では、大規模な石灰岩採掘、土砂採取などは人工改変地形として表現した。また、スキー場などの造成については、顕著な地形改変がない限り、人工改変地形に含めなかった。最後に、石灰岩は資源としても有用であるが、地形細説で詳論したように、黒姫山や明星山の石灰岩は地質学的に価値があるだけでなく、地形学的にも日本列島で珍しく、世界に類例のない、多雪地域に位置する深い縦穴型鍾乳洞、変化に富む地形などの存在から考えて、“開発”のもとに破壊されることがあってはならない。豊かな自然は、一度破壊されてしまったら決して復元できないのである。

調査、まとめでお世話になった多くの方々には厚く御礼申し上げます。

参考文献

- 赤羽貞幸 (1997) 姫川支流の蒲原沢土石流災害とその地質学的背景. 地球科学, 51, 257-262.
- 五百沢智也 (1966) 日本の氷河地形. 地理11-13, 24-30.
- Ota, Y. and Omura, A. (1991) Late Quaternary shorelines in the Japanese islands. 第四紀研究, 30, 175-186.
- 貝塚爽平・鎮西清高編 (1995) 「新版日本の自然2 日本の山」. 岩波書店, 277p.
- 活断層研究会 (1991) 「新編 日本の活断層——分布図と資料」. 東大出版会, 437p.
- 川上 浩編 (1997) 1996年長野県小谷村の土石流災害調査研究. 平成8年度科

学研究費補助金研究成果報告書、110p.

- 環境庁 (1987) 「第3回自然環境保全基礎調査 湖沼調査報告書——北陸・甲信越版——」.
- 小疇 尚・石井正樹 (1996) 真那板山の崩壊と姫川の堰き止め. 日本地理学会予稿集 49, 192-193.
- 小疇 尚・岡沢修一 (1976) 白馬岳北方, 大所川流域の氷河堆積物と地形. 日本地理学会予稿集 10, 25-26.
- 小疇 尚・岡沢修一 (1977) 白馬・朝日連峰東斜面の氷河地形. 日本地理学会予稿集 12, 20-21.
- 小出 博 (1955) 「日本の地すべり」. 東洋経済新報社, 257p.
- Sakuyama, M. (1979) Evidence of magma mixing: petrological study of Shirouma-Oike calc-alkaline andesite volcano, Japan. Jour. Volcanol. Geoth. Res., 5, 179-208.
- 柵山雅則 (1980) 白馬大池火山の地質. 地質学雑誌, 86, 265-274.
- 相馬秀広 (1974) 白馬岳北部におけるいわゆる“二重山稜”. 日本地理学会予稿集 6, 104-105.
- 新潟第四紀研究グループ (1971) 地形分類図よりみた新潟県の地形区. 新潟大・教育・高田分校紀要, 16, 215-222.
- 新潟県 (1978) 「地すべり調査総括書Ⅰ—地すべりと地質及び地質構造の関係—」. 新潟県農林水産部治山課, 80p.
- 新潟県 (1979) 「地すべり調査総括書Ⅱ—西頸城地域編—」. 新潟県農林水産部治山課, 260p.
- 新潟県 (1983) 「新潟のすぐれた自然—地形・地質編—」. 333p.
- 新潟県土木部 (1995) 平成7年7・11水害—被害状況調査レポート—. 18p.
- 長谷川美行 (1993) 青海地方の古生界. 「新潟の地質」 地学団体研究会 第47回総会巡検案内書, 167-187.
- 長谷川美行・後藤道治 (1990) 青海地方の古生界・中生界, 日本地質学会第97年年会見学旅行案内書, 228-260.
- 町田 洋 (1964) 姫川流域の一溪流の荒廃とその下流部に与える影響. 地理学

評論 37, 477-487.

松尾俊郎 (1976) 「日本の地名—歴史のなかの風土—」. 新人物往来社,
254p.

山下 昇 (1970) 柏崎—銚子線の提唱. 「島弧と縁海」, 179-191.

鈴木 郁 夫 (新潟大学教育人間科学部地理学教室)

II 表層地質図

小滝の地質

1 地形、地質概説

本図幅の中央部やや東寄りに南北に延びる糸魚川—静岡構造線（フォッサマグナ西縁断層）がある。これより西側は西南日本内帯の特徴をもつ主として古第三紀を含むそれ以前の地層や岩石から構成されている。南部の白馬大池付近にはこれらの古期岩層を基盤として噴出した第四紀火山岩類（白馬大池火山）が分布する。

朝日岳から小蓮華山、白馬岳、烏帽子岳一帯は森林限界を超えた高山地帯を形成し、氷河、周氷河現象を示す堆積物がある。大所川、小滝川上流には更新世末に大規模な氷河が存在したことを示す地形や堆積物が残されている。

板ヶ峰—黒姫山—明星山—清水山には石炭紀～ペルム紀の石灰岩の大岩体があり、ここには舞込平、黒姫山のドリ―ネ群に代表されるような巨大な、そして異常に深い堅穴型鍾乳洞群をもつ、山岳・多積雪地域を特徴づけるカルスト地形が発達する。

糸魚川—静岡構造線以東はフォッサマグナ地域の特徴を備えた新第三紀の礫岩、砂岩、泥岩および同時代の各種火山岩類・貫入岩類が厚く累重している。これらの岩層類の下位にはその基盤を構成して古期岩層類（中・古生界の構成岩類）が存在することが、糸魚川—静岡構造線近くのフォッサマグナ地域のボーリングの資料、フォッサマグナ地域の新第三系中の補獲岩類などで確認されている。

糸魚川—静岡構造線近くのフォッサマグナ地域における基盤岩深度は約1000m（大野付近の姫川下流東岸）が知られているのに対し、フォッサマグナ地域の中央部の新潟平野地下では7000mで今だ基盤に達していない。したがって、全体として7000m以上にも達する落差をもつ糸魚川—静岡構造線は単一の糸魚川—静岡断層から成るのではなく、複数の断層の組み合わせによっ

て構成されているものであって、各断層の落差の和と褶曲による変形との總和が前述の垂直変位をもたらしたものと理解される（糸魚川—静岡構造線に関する詳細は長谷川、1988bを参照）。

本図幅北東部には鮮新世の火山岩類（海川火山岩類）が中新統を覆って広く分布している。

2 地質各説

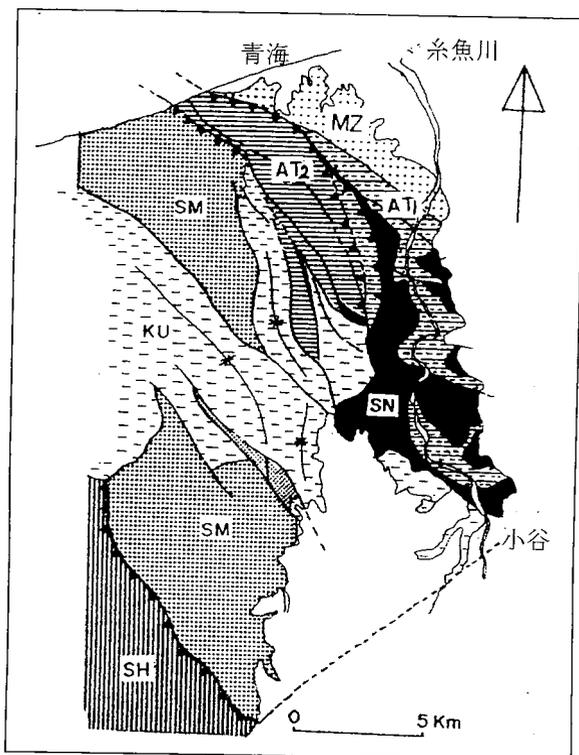
A 古生界

糸魚川—静岡構造線の西側・姫川流域から白馬岳周辺にかけて370—309 B Pの年代を示す高圧型結晶片岩（橋立結晶片岩など）、石炭紀前世後期～ペルム紀後世前期のフズリナ類、四放サンゴ類、腕足類、コノドント類などを含む石灰岩（青海石灰岩）、ペルム紀中世の放散虫類、コノドント類などを含むチャート（層状）、ペルム紀中世の放散虫類を含む珪質泥岩、泥岩、などのほか、含礫泥岩、砂岩・泥岩互層、砂岩、変成オフィオライトおよび大量の蛇紋岩類から構成される地層が広く分布している。これらの地層はその分布の北西部では北西—南東、北東部で北北西—南南東、東～南東部では南北に延びる主構造を示している。

中水ほか（1989）はこれらの地層をその分布の北東側から南西側に向って、以下のように区分した（用語の一部を変更した）（第1図参照）。すなわち、

1. ペルム紀中世堆積岩および変成オフィオライト（舞鶴帯）（第1図のMZ）
2. ペルム紀中世カオティック堆積岩（秋吉帯）（AT₁）
3. 青海石灰岩および周辺オリストストローム（秋吉帯）（AT₂）
4. 高圧型結晶片岩および変成オフィオライトのブロックを含む蛇紋岩メランジ（青海—蓮華メランジ）（飛驒外縁帯）（SM、SN）
5. 変成オフィオライトおよび酸性火山岩ブロックを含むカオティック堆積岩（SH）

1～5の区分にしたがって、以下にその内容を説明する。



第1図 青海-蓮華地域北部の構造区分

(小松ほか、1985；中水ほか、1989をもとに表示変更)

MZ：ペルム紀中世堆積岩および変成オフィオライト（舞鶴帯）

AT₁：ペルム紀中世カオティック堆積岩（秋吉帯）

SN：蛇紋岩ナップ

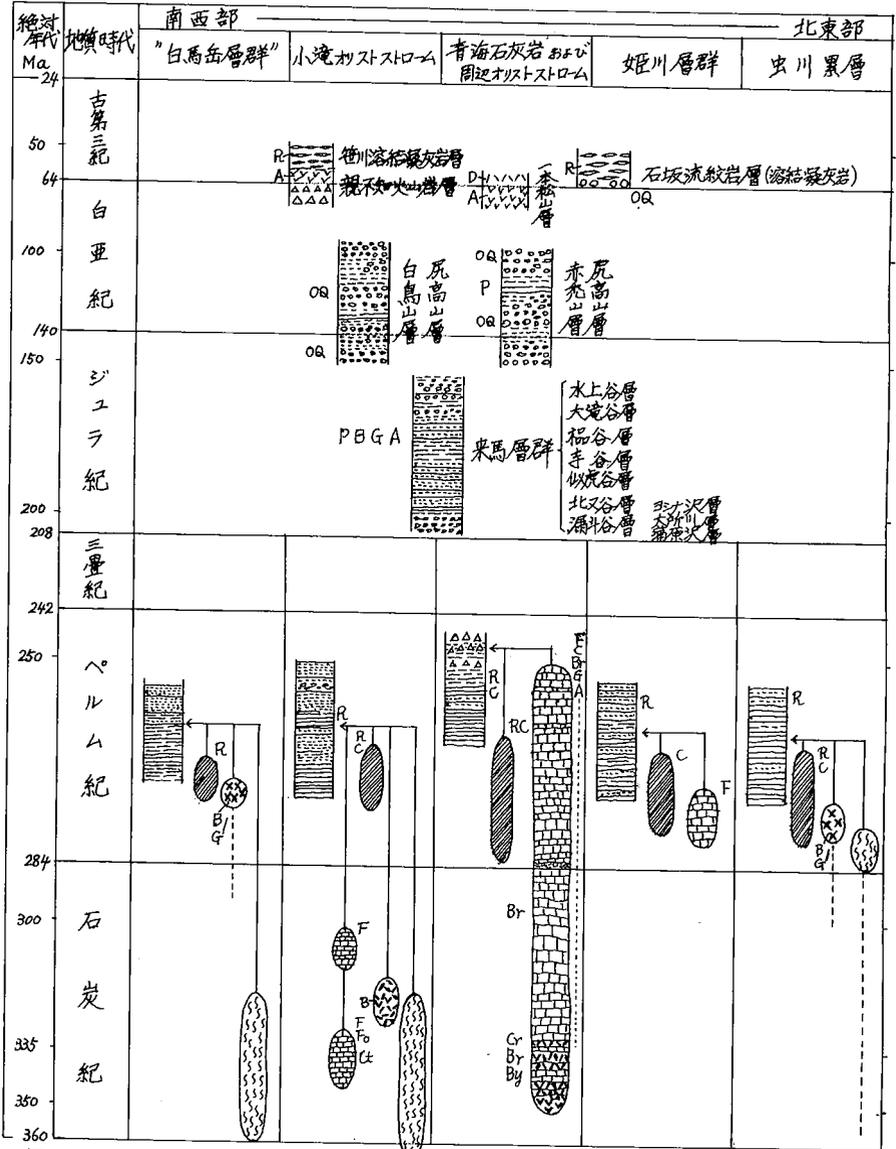
AT₂：青海石灰岩および周辺オリストストローム（秋吉帯）

SM：蛇紋岩メランジ

SH：変成オフィオライトおよび酸性火山岩ブロックを含むカオティック堆積岩

KU：来馬層群

第1表 古生界・中生界・古第三系の層序



結晶片岩, 珸基性溶岩, 珸基性凝灰岩, 石灰岩, 緑色岩類, 他は第3表に同じ。

R-: 流紋岩, D-: 石英安山岩, A-: 安山岩
 B-: 玄武岩, G-: はくわ岩, OQ: オソコソツアイト。

P: 古生3分類, B: 二枚貝, G: 巻貝, A: アンモナイト, R: 放射虫, C: コドント, F: フズリナ類,
 Fo: 小型有孔虫類, Ct: 四放射ナメコ, Br: 腕足類, By: イケムシ, Cr: 海百合。

1. ペルム紀中世堆積岩および変成オフィオライト（舞鶴帯）・虫川累層（Mml）、（第1図のMZがこれに相当）

宇次原（1985）は彼のいう「外側堆積岩層」を北東側の虫川層および姫川変成岩類と、南西側の姫川層群とに区分した。その前者がペルム紀中世堆積岩および変成オフィオライト（舞鶴帯）に相当する。姫川変成岩類は虫川層中の異地性の岩塊と考えられるので、小松ほか（1985）は両者を併せて虫川オリストストロームと呼んだ。植村（1989）、植村・長谷川（2000）はこれを虫川累層としている。本図幅・同説明書では植村（1989）、植村・長谷川（2000）にしたがって**虫川累層**とする。

虫川累層（Mml）は破碎の著しい黒色泥岩および異地性の岩塊と考えられる大小の変塩基性岩体からなる。黒色泥岩は時としてスランブ構造を示し、塩基性岩の岩塊のほか、チャート、砂岩の大、小岩塊を含むことがある。このような岩相は、本累層が泥質岩メランジ（一種のオリストストローム）であることを示している。

変塩基性岩体の主体は変斑れい岩で、いずれも圧碎構造が著しい。もっとも大きい変斑れい岩体のなかに、角閃岩、ザクロ石-黒雲母片麻岩、結晶質石灰岩、砂岩の岩塊が発見されている（小松ほか、1985）。

虫川集落の西に露出する虫川累層の黒色頁岩の中に、ペルム紀中世を示す *Albaillella asymmetrica*, *Albaillella* sp. などの放射虫化石が産出する（宇次原、1985）。

2. ペルム紀中世カオティック堆積岩（秋吉帯）・姫川層群（Hml）、（第1図のAT₁がこれに相当）

宇次原（1985）の姫川層群がこれにあたる。**姫川層群**（Hml）は砂岩、砂岩・泥岩互層、珪質頁岩、泥質岩メランジから成る。姫川層群は断層によって虫川累層と接する。中位の層準が蛇紋岩のナップによって切られているが、これをはさむ両側の岩相はかわらない（小松ほか、1985）。田沢ほか（1984）、宇次原（1985）は虫川上流（不動滝の上流）の珪質頁岩から *Pseudoalbaillella fusiiformis* などのペルム紀中世を示す放射虫化石を発見して

いる。また、姫川流域、長野—新潟県境付近の泥質岩中のチャート岩塊からペルム紀中世を示すコノドント化石が産出する（長谷川ほか、未公表資料）。

姫川層群の構造は、北西—南東、北北西—南南東方向の断層や褶曲の存在で特徴づけられるが、この方向は前記の蛇紋岩ナップで切られ、その両側では北北西—南南東の方向となる。

3. 青海石灰岩および周辺オリストストローム（秋吉帯）（Ool）、（第1図のAT₂がこれに相当）

a 青海石灰岩層群（Ols）

長谷川ほか（1969、1982、1990定義）。青海石灰岩層群は板ヶ峰、黒姫山、明星山、清水山に連なって分布する石炭紀～ペルム紀の石灰岩を主体とし、最下部に塩基性凝灰岩、同質溶岩を伴なう。石灰岩と塩基性凝灰岩、同質溶岩は漸移関係にあることが青海川、田海川流域で確かめられている（長谷川ほか、1969、1982、1990）。青海石灰岩層群については長谷川・早川ほか（1969）、長谷川・田沢ほか（1982）、長谷川・後藤（1990）、長谷川（1993）の総合的な研究がある。

青海石灰岩層群は、最下部の塩基性溶岩、同質火砕岩とその上位に累重する灰白色無層理の厚い石灰岩からなる。塩基性岩類は上位に石灰質となり、海ゆり、こけむしを主体とした不純石灰岩をはさみながらやがて、四放さんご類、腕足類などに富む灰白色無層理の石灰岩に漸移する（第2図）。石灰岩本体からは四放さんご類、こけむし類、腕足類のほか、フズリナ類、頭足類、コノドント類などの化石を多産する。

青海石灰岩層群は含有するフズリナ類や小型有孔虫類化石の系統進化を基に、次のような化石帯、化石亜帯に区分することが可能である。上位から

Lepidolina - *Sumatrina* 帯

<i>Neoschwagerina</i> - <i>Colania</i> 帯	{	<i>C. douvillei</i> 亜帯
		<i>N. craticulifera</i> 亜帯
		<i>N. simplex</i> 亜帯

Parafusulina - *Maklaya* 帯

Pseudofusulina - Misellina 帯

Chalartoschwagerina 帯

Pseudoschwagerina - Sphaeroschwagerina 帯

Carbonoschwagerina 帯

Triticites 帯 { *Triticites* 亜帯
Montiparus 亜帯

Protriticites 帯 (BBSC帯)

Fusulina - Fusulinella 帯 { *Obsoletes* 亜帯
Fusulinella 亜帯

Profusulinella - Pseudostaffella 帯

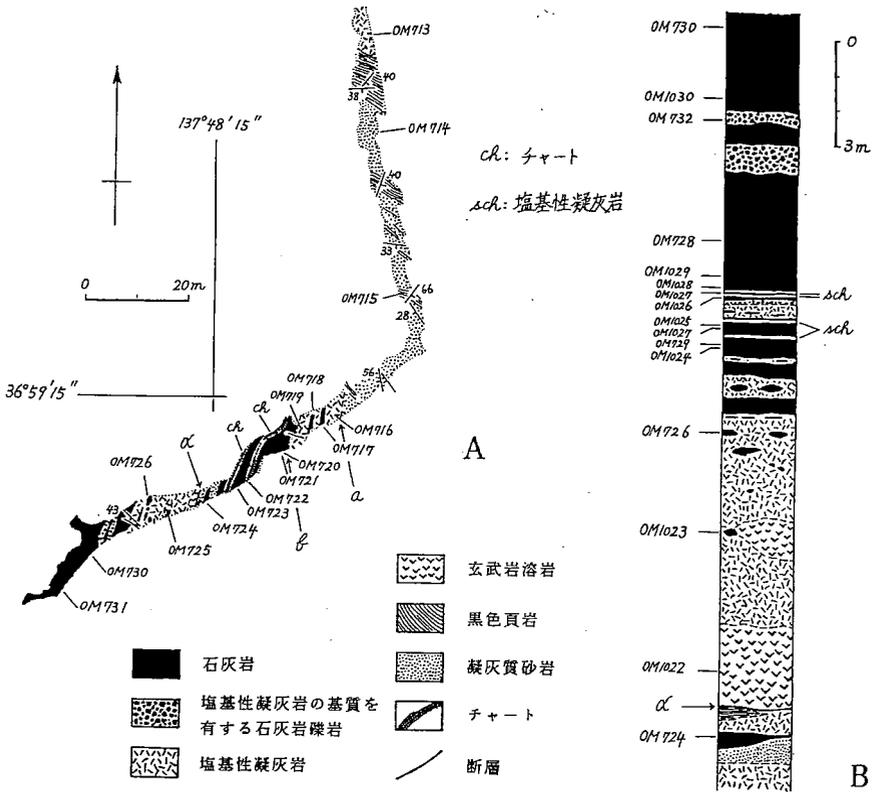
Millerella 帯

Eostaffella 帯

Endothyra 帯

このうち *Fusulina-Fusulinella* 帯と *Triticites* 帯との間 (*Protriticites* 帯相当層準) には、黒褐色の sparry calcite (microcodium組織から成る) の存在によって特徴づけられる厚さ10m±の帯があり、BBSC帯 (blackish brown sparry calcite zone) と呼ばれている (長谷川, 1988a, 1997)。BBSC帯は microcodium組織から構成されている。microcodium組織は菌類が関与した一つの構造体とみなされ、土壌形成をともなった二次的な成因が考えられる (町山・川村, 1993)。またBBSC帯の $\delta^{13}\text{C}$ 値、 $\delta^{18}\text{O}$ 値が上・下位の層準の石灰岩のそれに比して低いことも指摘されている (武蔵野ほか, 1992)。Allen and Matthews (1977, 1982) は $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 値が低くなる例として、現世の Barbados の石灰岩の vadose zone の炭酸塩堆積物や、北米の ミシシッピ紀 Newman 石灰岩で古土壌や風化殻の発達する層準以下の数メートルの範囲で $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ が上・下位の層準の石灰岩のそれより低くなることを示し、淡水影響下での炭酸塩の生成に起因するものだとしている。青海石灰岩中のBBSC帯は隆起と淡水環境の出現などの変化を伴う事件を示す (武蔵野ほか, 1992) として注目されている (詳細は長谷川, 1997を参照)。

BBSC帯は日本列島の各地の同時代の地層中にその存在が確認されるよう



第2図 A: 福来ヶ口における青海石灰岩層群と北東側の青海非石灰岩層群との境界付近のルートマップ (長谷川ほか, 1969に付加)
 B: 福来ヶ口における青海石灰岩層群最下部付近 (図AのOM724~OM730地点) の地質柱状図 (長谷川ほか, 1969に付加)

になった。BBSC帯をはさむ上・下位の地層から産出するフズリナ類には系統進化学上の顕著な差異が認められる。下位層堆積時に繁栄していた科 Fusulinidae はBBSC帯の形成と共に滅亡し、上位層の堆積の始まりには新しい形質 keriotheca をもち、septal fluting という性質をそなえた科 Schwagerinidae の原始的属、種が出現する。

地球環境の大きな変化を示す堆積物の形成の時期と、生物進化上のこのような大変革の時期が一致することから、BBSC帯が示すこの時期に地質時代区分の重要な時期・「石炭紀とペルム紀の境界」を設定することが新たに提案されている（長谷川、1997）。

これらの化石帯、化石亜帯を基に、青海石灰岩の地質図が作成されている（長谷川ほか、1969、1982、1990などを参照）。

青海石灰岩層群の地質時代は石炭紀前世後期（350BP）からペルム紀後世前期（250BP）にわたる。

化石帯の分布状況から推定される青海石灰岩層群の地質構造は北西—南東の走向で、全体としては南西に緩傾斜する。そして、これらは南西に傾斜する低角の断層群によって切られ、覆瓦構造を形成し、さらに南北性の垂直に近い断層群によって切られていると考えられる。青海石灰岩層群のブロック化は石灰岩岩体の北西部で顕著である。

b 青海石灰岩周辺オリストストローム (Ool)

青海石灰岩層群を取りまく周辺層のうち、東側のものは黒色泥岩の基質中に赤紫色～赤褐色玄武岩溶岩、同質ハイアロクラスタイト、枕状溶岩、チャート、石灰岩、砂岩の岩塊を含む泥質岩メラレンジからなる（小松ほか、1985）。長谷川・早川ほか（1969）、長谷川・田沢ほか（1982）、長谷川・小松（1988）、長谷川・後藤（1990）は青海町東方の福来ヶ口付近で青海石灰岩とその下位に累重するかのようにみえる凝灰質石灰岩、塩基性凝灰岩、同質溶岩、緑色チャート、塊状石灰岩、砂岩、泥岩などの構成岩層の累重関係を観察し、同時にこれらから産出する小型有孔虫類、フズリナ類、コノドント類などの研究の結果、各岩層の累重関係と産出する化石の示す地質時代が正常な累重関係を示さないことを発見した。そして、青海石灰岩は緑色岩類、チャートな

どの岩塊と共に黒色泥岩中の巨大な異地性岩塊として存在しているとみられることを述べ、青海石灰岩とその周辺層は一連の堆積性メランジである可能性を指摘した {第2図、詳細は長谷川・小松、1988；長谷川・後藤、1990、参照}。小松ほか(1985)も青海・明星山石灰岩を巨大な異地性の岩体と考えている。

青海石灰岩岩体の北東縁部・青海川に沿う地域西山碎石場登山道に、青海石灰岩層群と北東側の非石灰質碎屑岩類との境界部分が観察できる露頭がある。ここでは、南南西から北北東に、青海石灰岩；青海石灰岩下部の塩基性凝灰岩・同質火山碎屑岩(20m)；断層；径数cm～1m大の石灰岩の岩塊を含む緑色凝灰質層状チャート(9m)；断層；中粒の塊状砂岩(2m)；断層；石灰岩の岩塊を含む緑色凝灰質層状チャート(1.5m)；断層；*Profusulinella*を含む石灰岩の大岩塊；断層；を経てやがて厚さ数cm規模の層状を呈する泥岩優勢砂岩・泥岩互層から成る厚い地層が露出するようになる。泥岩優勢砂岩・泥岩互層中には厚さ数10m、延長数100m～1km規模の時にコノドントを含み海綿の骨針を普通に含む赤褐色～濃灰色層状チャート岩塊、数10m×数10m～数100m規模の砂岩岩塊のほか径数m～1km規模の塩基性岩岩塊などが包有されている。

問題は凝灰質緑色層状チャートとその中に含まれる大小の石灰岩の岩塊である。チャート中に包有される石灰岩の岩塊にはほぼ球形に近いものが多く、それ以外の形を呈するものもその稜および角は丸みを帯びている。石灰岩の岩塊は直接チャートに包有されているにもかかわらず両者の境界を明瞭に区別することが出来ないという産状を示している。石灰岩岩塊には化石を含むものが多く、フズリナ類では、ここでは、*Colamia douvillei*などいずれも青海石灰岩岩体のそれと共通である。一方、緑色凝灰質層状チャート中には豊富な珩質海綿骨針が含まれ、他には極めてまれにコノドント化石を産することがあるのみである。

これらの事実は、多くの層序と層相を欠いて相接する塩基性溶岩・同質火山碎屑岩・同質凝灰岩、石灰岩、石灰岩の岩塊を包有する緑色凝灰質層状チャート、砂岩・泥岩互層とその中に包有される砂岩、層状チャート、塩基性岩な

どの岩塊；それぞれの存在とその産状は、石灰岩の積成とその下に累重する塩基性溶岩・同質火山碎屑岩・同質凝灰岩のもつ意味、緑色凝灰質層状チャートの形成ならびに緑色凝灰質層状チャート中の石灰岩岩塊の由来とそれがチャート中に包有されるに至る経緯ならびにその形成場所、そしてこれらが陸源性碎屑岩層と接するに至る経緯の一部を語っているとみられる。すなわち、

1. 石灰岩は玄武岩質岩類から構成された壮大な規模の海底火山平頂部を基礎に形成されたこと。
2. 石灰岩の積成の場となった海底火山は陸源性物質が到達しない温暖・清澄な海域にあったこと。
3. 海底火山平頂部は堆積の中断はあったにしても、約1億年間は石灰岩形成の場でありつづけたこと。
4. 凝灰質緑色層状チャートは海底火山に密接にともなって、その麓、あるいはそれに近い状態の位置に形成されたこと。
5. 緑色凝灰質層状チャートの形成には、その主構成物として大量の珪質海綿が関与していること（海底火山山麓には珪質海綿のコロニーが発達していた）。
6. 緑色凝灰質層状チャートの形成の場は直接石灰岩の大・小の岩塊がもたらされ得る状態にあったこと（海底火山の頂部につくられた広大な浅海域に積成した石灰岩の一部は、崩壊し、岩塊となって火山体斜面を落下し、最終的には緑色層状チャートの形成の場にまで到達したものがあった）。
7. 石灰岩岩塊が緑色凝灰質層状チャート中に包有された場所はCCDを越える深度であったこと（崩落した石灰岩の最終到達の場では石灰岩岩塊の表面が溶解しつつ緑色凝灰質層状チャートの主要起源物質・珪質海綿骨針におおわれて行くような状態が進行していた）。
8. 泥岩優勢砂岩・泥岩互層中に包有される赤褐色層状チャートの岩塊は石灰岩を乗せた海底火山から遠く離れた（数10km～数1000km単位）、しかも陸源物質の到達しない大洋深海底で形成されたこと。そして、
9. 現在は、これらの相異なる形成環境を示す地層（地層群）が^{メートル}m～数km単位の距離内に相接して存在していること、を知ることができる。

このほか、各岩層の堆積環境の復元と経過した事件に関連して、現在までのところ、青海石灰岩の積成年代：石炭紀前世後期～ペルム紀後世前期（350-250BP）（長谷川、1997；長谷川ほか、1969など）；緑色凝灰質層状チャートに包有される石灰岩岩塊の年代：ペルム紀中世（長谷川、未公表資料）；緑色凝灰質層状チャートの年代：ペルム紀中世（長谷川、未公表資料）；泥岩優勢砂岩・泥岩互層中に包有される赤褐色層状チャートの年代：ペルム紀中世（長谷川、未公表資料）；泥岩優勢砂岩・泥岩互層の年代：ペルム紀中世（田沢ほか、1984；宇次原、1985）が知られている。

青海石灰岩周辺層のうち西側のものは宇次原（1985）が小滝オリストストロームと命名したもので、ジュラ紀前世の来馬層群の中に周辺を断層で境されて巨大ブロック状に分布する。巨大ブロックは2つあり、白石（1992）はこれをマツオ沢ブロック、サカサ沢ブロックと呼んだ。本図幅・同説明書では小滝オリストストローム（Kol）をマツオ沢ブロック（KMml）とサカサ沢ブロック（KSml）に分けて記述する。両ブロックはいずれも黒色泥岩、砂礫岩、砂岩・泥岩互層からなり、緑色岩、チャート、石灰岩、石灰角礫岩、砂岩などの礫や大小の岩塊を含む。強く変形を受けた地層で、泥質岩メランジと考えられる。マツオ沢に露出する（マツオ沢ブロック）石灰岩岩塊中には*Profusulinella*属のフズリナ類（白石、1978MS、1992）が、土倉沢（マツオ沢ブロック）の黒褐色石灰岩の転石からは石炭紀前世後期の*Endothyra*属のほか多数の四方サンゴ類を産出する（長谷川、未公表資料）。同じく土倉沢の赤色、緑色チャートの転石からはペルム紀を示すとみられるコノドント化石が産出する（長谷川、未公表資料）。田沢ほか（1984）はマツオ沢ブロックの泥質基質中からペルム紀中世を示す *Pseudoalbaillella* aff. *longicornis*, *P. sp.* の産出を報告している。

サカサ沢ブロックは岩相上はマツオ沢ブロックのそれに類似しているが、後者に比して石灰岩岩塊が多く含まれ、かつ赤褐色泥質チャート岩塊を含むことが後者と異なる。

4. 高圧型結晶片岩および変成オフィオライトのブロックを含む蛇紋岩メラ

ンジ（青海－蓮華メランジ）（飛驒外縁帯）、（第1図のSN、SMがこれに相当）

蛇紋岩は中水ほか（1989）の青海石灰岩と周辺オリストストローム（ユニット3）、とペルム紀中世カオティック堆積岩（ユニット2、用語変更）の間を貫き、後者の上に低角に衝上する蛇紋岩ナップ（第1図、SN）のほか、青海、蓮華、八方尾根－白馬岳地域に連続する蛇紋岩メランジ帯（第1図、SM）、および白馬岳－朝日岳地域において弱変成堆積岩（ユニット5）を貫く幅の狭い蛇紋岩帯として産出する。

SNについてはBanno（1958）、松本（1980）、などの研究がある。Banno（1958）はこの地域に広く分布する結晶片岩を青海結晶片岩と呼び、これを緑泥石帯と黒雲母帯に区分した。松本（1980）は青海結晶片岩は蛇紋岩によって取り囲まれたブロックであることを明らかにしたが、同時にBanno（1958）の変成分帯が成り立つことを述べ、さらにBanno（1958）の緑泥石帯を緑泥石帯とざくろ石帯に区分した。そのほか松本（1980）は青海結晶片岩に紅れん石石英片岩が存在することを明らかにした。

旧橋立集落の北300m、青海川東岸に蛇紋岩に取り囲まれて露出する赤紫色層状チャートの大岩体があり、これより*Pseudoalbaillella longicornis*, *P. fusiiformis*などの多数の放散虫とコノドント化石を産出する。いずれもペルム紀中世を示す（長谷川、1985）。

SMについては伊藤（1966）、中水ほか（1989）などの研究がある。伊藤（1966）はこの地域に分布する変成岩について変成分帯を試みたが、中水ほか（1989）によって、この地域のすべての変成岩は大小のブロックとして蛇紋岩中に包有されていること、各岩体の岩相や変成相はブロックごとに異なり、かつ分布に規則性がないことが明らかにされた。

蛇紋岩メランジ中には、高压型結晶片岩のほかに角閃岩、変はんれい岩、変玄武岩、弱変成堆積岩、ヒスイ輝岩、アルビタイト、ロディンジャイトなど種々の変成岩類およびチャート、石灰岩、頁岩、砂岩などの大小の岩塊が包有されている（中水ほか、1989）など。

八方尾根周辺の微弱な変成を受けた凝灰質赤紫色層状チャートは今だ化石

発見には至らないが、岩質的には旧橋立集落北方300m地点のペルム紀中世を示す放射虫類などの化石を含む凝灰質赤紫色層状チャート（前述）に極めて良く類似している（長谷川、未公表資料）。

この地域の結晶片岩類についての放射年代の測定がShibata and Nozawa (1968)、Shibata *et al.* (1970)、柴田ほか (1979、1984) などによっておこなわれている。これらの測定結果によれば、青海地域の結晶片岩は350-309 Ma、大所川地域では結晶片岩323-311Ma、変斑れい岩336Ma、角閃岩が370 Maとされている。松本ほか (1981) は青海地域のザクロ石角閃岩、黒雲母-アクチノ閃石岩について676-442Maという放射年代を報告している。

5. 変成オフィオライトおよび酸性火山岩ブロックを含むカオティック堆積岩 (SHml)、(第1図のSHがこれに相当)

白馬岳付近・新潟-長野県境付近の主として長野県側を占めて広く露出する。泥岩、砂岩、同互層、礫質泥岩、酸性火砕岩および同質凝灰岩のほか、チャート、石灰岩などから成る。本質的には泥質基質のメランジと考えられる。チャート岩塊の中には前記・旧橋立集落北300m地点のペルム紀放射虫化石などを産出する層状チャートと岩質的に酷似するものがある。

B 中生界

1. ジュラ系

a 来馬層群

古生界を不整合で覆い、あるいはこれと断層で接して広く露出している。露出の範囲は糸魚川-静岡構造線の西側地域にかぎられている。

小林ほか (1957)、Goto (1983)、長谷川・後藤 (1990)、白石 (1992) などの研究がある。

大石 (1931) は長野県北安曇郡^{おたり}小谷村^{くるま}来馬付近に露出するシダ、ソテツ類の植物化石を多産する地層に対して来馬統と名付けた。その後石井 (1937) によって来馬統が来馬地域から西方・新潟県内~富山-新潟県境地域に広く

分布していることが明らかにされた。

1957年には小林ほかによる本層の総合的研究成果が公表された。これによって、産出するアンモナイトほかの化石による地質時代が明らかにされ、詳細な層序区分をもとにした地質図が公表された。そして同時に本層を来馬層群と呼ぶことが提唱された。

Goto (1983) は新潟—富山県境（富山県北東部）の大平川上流の寺谷と北谷より産出する純海棲を含む二枚貝類を記載し、同時に同地域を含む境川流域の地質図を公表した。

白石 (1992) は模式地の来馬を含む姫川中流域西岸、小滝川、大所川、蒲原沢、浦川流域の地質調査をおこない、詳細な層序区分をもとにした同地域の地質図を公表した。

本図幅・同説明書では小林ほか (1957) の層序区分を基礎に、主として Goto (1983)、白石 (1992) を参照し、これに自らの調査結果を加えた記述をおこなった。

来馬層群は本図幅西方・犬ヶ岳を中心とする地域に広く分布するほか、これより東南方の来馬地域（模式地）にやや小規模な分布地域がある。このほか、東方の明星山東麓に小分布がある。

来馬層群の広大な分布がある、1) 犬ヶ岳地域～富山—新潟県境地域（小林ほか、1957；Goto、1983；長谷川・後藤、1990）と、2) 姫川中流域（白石、1992）に分けて記述する。

1) 犬ヶ岳地域～富山—新潟県境地域

小林ほか (1957) は完全な累重状態を示すと考える犬ヶ岳地域において来馬層群を下位から、①漏斗谷層、②北又谷層、③似虎谷層、④寺谷層、⑤榎谷層、⑥大滝谷層、⑦水上谷層の7層に区分した。各層には明瞭な堆積サイクルが認められる。

- ① ^{じょうご} 漏斗谷層 (KJgs) : 犬ヶ岳の南方（黒岩谷）、東俣沢上流（黒負山とその北方）、ヨグラ沢上流、大前山付近に広く分布するほか、ヤッホー平から乗鞍沢付近にかけて白馬大池火山噴出物に覆われて谷底部等に断片的に露出するものがある。

弱変成を受けた古期碎屑岩類、結晶片岩類を含む蛇紋岩類を不整合で覆い、またはこれらと断層関係で接している。基底礫岩としての淘汰不良の角礫岩からはじまり、上位に細粒化が認められる。上位層準では礫岩、砂岩のほか黒色頁岩の薄層をはさむ。基底礫岩には基盤の弱変成碎屑岩類、緑色の結晶片岩類が多く見られる。層厚は1200m±。模式地は漏斗谷中流（小林ほか、1957設定）。

② **北又谷層** (KKsm) : 犬ヶ岳南方から東に中俣山、柴倉山、小滝川上流（大ヒシ、村杉山、ホドノ沢）、大所川上流（大所川第2発電所、白グラ沢）にかけて広く分布する。主として砂岩・頁岩の互層から成るが下部に無化石の砂岩が発達し、中・上部にかけては頁岩および砂岩・頁岩の互層が優勢となる。中・上部には二枚貝化石を多産する層準が多数ある。中部には植物化石を産出し、部分的には炭層を夾在する。全体として瀕海成と考えられている（小林ほか、1957）。層厚は1200～3500m。模式地は北又谷上流（小林ほか、1957設定）。

③ **似虎谷層** (KNsm) : 犬ヶ岳の北方（寝入谷、川黒谷、似虎谷、北谷、アイサワ谷）を占めて広く分布する。下部に砂岩、上部に砂岩・黒色頁岩の互層が発達する。全分布地域を通じて、東方に粗粒、西方に細粒化の傾向を示す。中・上部には瀕海性の二枚貝化石を多産する（小林ほか、1957）。層厚は1500m。模式地は似虎谷（小林ほか、1957設定）。

④ **寺谷層** (KTm) : 犬ヶ岳と白鳥山にはさまれた地点やや白鳥山に近い位置を占めて金山谷上流、寺谷中・下流に分布する。金山谷付近では北東—南西に、寺谷中・下流では東西に延長する。黒色の砂質頁岩を特徴とし、無層理塊状の部分が多い。東方に粗粒化の傾向を示す。また、西方に薄化する。本層からはアンモナイト化石を特徴的に産出する。小林ほか（1955）、Sato（1955）の含アンモナイト頁岩層に相当する。産出化石はすべて海棲（open sea）である（小林ほか、1957）。層厚は300m。模式地は寺谷下流（小林ほか、1957設定）。

⑤ **楯谷層** (KSgsm) : 楯谷上流（山姥洞付近一帯）、金山谷上流、寺谷上流、後小俣谷中・下流に分布する。下部は淘汰の良い無層理塊状の砂岩か

ら成り、海棲の二枚貝を産出する。中部層準に植物化石層をはさむ礫岩優勢層が発達する。特に東部の楯谷ではトクサ類を多産し、地層には連痕がみられることがある。上部は砂岩・頁岩互層に変化する。上部の砂岩・頁岩互層からは瀬海棲の二枚貝化石を産出する（小林ほか、1957）。層厚は800m。模式地は楯谷上流（小林ほか、1957設定）。

⑥ **大滝谷層** (KOsm) : 小俣谷上流、大滝谷中流から西に境川を経て西南西方向に延長して分布する。層理のある黒色砂質頁岩からなり、頻繁に砂岩・礫岩の薄層を挟在する。アンモナイト化石のほかまれに二枚貝化石を産出する。いずれも公海性である（小林ほか、1957）。層厚は400m。模式地は大滝谷中流（小林ほか、1957設定）。

⑦ **水上谷層** (KMgs) : 坂田峠^{みず}付近から西に湯ノ谷下流、小脇谷下流、大滝谷下流、上路川から大平を経て水上谷にかけて広く分布する。淘汰不良の礫岩、砂岩から成る。中部で砂岩はやや長石質となる。植物化石の破片以外には化石を産出しない。非海成とみなされる（小林ほか、1957）。層厚は1800m⁺。模式地は水上谷（小林ほか、1957設定）。

2) 姫川中流地域 {来馬（模式地）地域を含む}

この地域の来馬層群には前述のように白石（1992）の研究がある。来馬層群は大所川、小滝川流域、来馬集落周辺、白馬村松川流域に分布している。白石（1992）は本層中にみられる礫岩卓越部で始まり、上部に次第に細粒化し、最上部は頁岩卓越部で終る堆積サイクルと岩相を基礎に、この地域の来馬層群を下位から ①蒲原沢層、②大所川層、③ヨシナ沢層に区分した。さらに本層中に挟在する凝灰岩層、特徴的な礫岩・頁岩層を鍵層に、本層分布地域内の本層の対比をおこなうと共に、小林ほか（1957）の犬ヶ岳地域の層序との対比をおこなった（第2表）。以下は白石（1992）を参考に記述する。

① **蒲原沢層** (KGgs) : 本層は模式地（蒲原沢）のほか、湯原沢下流、大所川上流、ウド川、赤禿山南斜面および小滝川流域の大所川向斜の両翼部に分布するほか、梅平北西～西、弥兵衛川上流の谷底部に白馬大池火山噴出物に覆われて分布する。いずれも礫岩、砂岩、砂岩・頁岩互層から構成される。礫岩からはじまり上位に細粒化する堆積サイクルが認められる。

第2表 犬ヶ岳地域と姫川中流地域の来馬層群各層の対比（白石、1992）

犬ヶ岳地域 (小林ほか、1957)	姫川中流地域 (白石、1992)
↑ (省略) ↓	
似虎谷層	
北又谷層	ヨシナ沢層
漏斗谷層	大所川層
	蒲原沢層

大所川では上部に泥質砂岩と黒色頁岩の互層があり、頁岩中には薄炭層を頻繁にはさむ。本層の下限は断層で蛇紋岩と接する。層厚は来馬地域で500m+、大所川450m+、小滝川250m+。模式地は蒲原沢（白石、1978MS、1992設定）。

⑱ **大所川層** (KOsm) : 模式地の大所川中流域のほか、ヨグラ沢、ウド川下流、湯原沢上流、前沢下流、小滝川本流、マツオ沢上流、ホド沢に分布する。含礫粗粒砂岩からはじまり、砂岩・頁岩互層を経て、上位では黒色頁岩が優勢となる。上方に細粒化する一連の堆積サイクルが認められる。砂岩・頁岩互層中には二枚貝化石の密集する部分がある。層厚は大所川流域で300m、来馬地域で300~600m、小滝川流域で200m±である。模式地は大所川中流（白石、1978MS、1992設定）。

⑲ **ヨシナ沢層** (KYsm) : 大所川第2発電所付近と支流のヨシナ沢（模式地）と小滝川流域の大所向斜軸部、来馬地域の土沢・来馬集落周辺に分布

する。砂岩卓越部と頁岩卓越部のくり返しから構成されている。下半部は厚さ2～5mの塊状砂岩と頁岩のくり返しから成り、砂岩層の下位には細円礫が含まれているほか炭化木の破片を含む。頁岩層からは保存のよい植物化石を産出するほか、二枚貝化石を産出することもある。上部は黒色炭質頁岩と灰～暗灰色の細粒砂岩の互層から成り、頁岩層からは植物化石を多産する。明瞭な堆積サイクルは示さない。層厚は大所川流域で600m十、小滝川流域で300m十、来馬地域で1200m十である。模式地は大所川第2発電所付近と支流のヨシナ沢（白石、1978MS、1992設定）。

2. 白 亜 系

この地域の白亜系については白石（1978MS、1992）、石橋（1986）などの研究がある。これらによって、赤禿山層（白石、1978MS、1992）、（石橋、1986）がこれに相当することが判明した。このほか、白鳥山（白鳥山層）、尻高山（尻高山層）とその周辺、聖山（聖山層）にも本層に相当するとみられる地層がある。富山県内に主要な分布のある黒菱山層（小林ほか、1957）も白亜系とみられる。

a 赤禿山層（AgsM）

白石（1978MS、1992）により赤禿山山頂部の標高1500m以上の部分を模式地として名付けられた。他に石橋（1986）の研究がある。

本層は模式地のほかに小滝川北岸のサカサ沢、同土倉沢上流部に分布する。このほか土倉沢中流、サカサ沢中流、明星山の北から西にマイコミ平、穴見山の西にかけて分布がある。厚い中～粗粒アルコース質砂岩を主体とし、一部に灰色泥岩を挟在する。粗粒砂岩中にはよく円磨された礫層が層状～レンズ状にはさまれている。礫層は特に明星山北方に顕著に挟在されるほか、マイコミ平では直接青海石灰岩を不整合に覆う礫岩層がある。礫には花崗岩類のほかオーソコーツァイトも普通にみられる。泥岩層は厚さ数10cm、泥岩層をもつ部分では、砂岩層と互層する産状を示す。化石はほとんど産しないが白石（1978MS、1992）はマツオ沢上流の本層から *Xenoxylon* sp. (*pseudoellipticum*?) の炭化木の産出を報じ、おそらくその時代は白亜紀と

みられる、とし、本層を手取層群に対比した。滝沢（1980）も同様の根拠から本層が手取層群の白亜系部分に相当するとしている。石橋（1986）は本層のフィッシュントラック年代 94.2 Maを得ている。

下位層との関係は直接露頭では確認できないが、下位層に非調和的に累重するようにみえる。おそらく不整合とみられる（白石、1992）。層厚は200m±。

b 白鳥山層（Sgs）（尻高山層、聖山層）

新潟一富山県境の白鳥山山頂部一帯とこれより北北東に尻高山、麻尾山、歌集落の南にかけて分布する（尻高山層）。アルコース質砂岩、礫岩を主とし、時に砂岩・泥岩互層、泥岩をはさむ。礫岩の礫は円磨され、花崗岩類のほかオーソコーツァイトを特徴的に含む。オーソコーツァイト礫は紫、ピンク、白、灰、灰黒色を呈し、径2～5 cm程度のものが多いが時に径10cmを越えるものがある。まれに植物化石の破片を含むほかは化石の産出はない。同様の特徴を有する地層は南南東方の聖山頂上付近にも露出する（聖山層）。

白鳥山層（尻高山層、聖山層）は下位層の結晶片岩、蛇紋岩のほか来馬層群（楯谷層、大滝谷層）を不整合で覆っている。

層厚は白鳥山で300m±、尻高山で300m±、麻尾山で200m±である。本層の堆積時代を示す直接的な証拠はないが、その分布状態、岩質と上・下位層との累重状態から、聖山層と共に、黒菱山層（小林ほか、1957）、赤禿山層（白石、1992）と同一層準とみられる。白亜系手取層群に対比されると思われる。

C 新生界

1. 古第三系

本図幅内の古第三系については吉村・足立（1976）、石井（1976、1979）、白石（1978MS、1992）、石橋（1986）などの研究がある。これらによって、a：親不知海岸から南南西に新潟一富山県境地域 {太美山層群（下部層：親不知火山岩層、上部層：笹川溶結凝灰岩層）}、b：穴見山、一本松山、明

星山北方地域（一本松山層）、および、c：大ぎら、千丈峰から南南東に、城山、戸倉山、長野県石坂にかけての地域（石坂流紋岩層）に、結晶片岩類、蛇紋岩類、古生界、中生界を不整合に覆って分布するものがあることが判明した。

a 太美山層群

茅原（1955）、吉村・足立（1976）の研究がある。安山岩質火砕岩を主体とした下部層・親不知火山岩層（吉村・足立、1976）と流紋岩質溶結凝灰岩を主体とした上部層・笹川溶結凝灰岩層（吉村・足立、1976）に分けられる。以下、吉村・足立（1976）を参考に記述する。

1) 親不知火山岩層 (OAp_y)

茅原（1955）；吉村・足立（1976）再定義。模式地は親不知海岸および境川。本層は模式地のほか、境から風波にかけて広く分布する。暗褐または暗緑色を呈する塊状の安山岩質凝灰角礫岩を主体とし、層理の発達した安山岩質凝灰岩層、同質凝灰質砂岩、流紋岩質凝灰岩、同質凝灰角礫岩を挟在する。流紋岩質の場合はピンク、赤褐色、緑色を呈することが多い。上部にはまれに無斑晶質安山岩ないしは玄武岩溶岩がはさまれることがある。本層の基底部付近には礫岩層が頻繁に挟在される。礫は砂岩・粘板岩（古生層起源）、砕屑岩類、酸性火成岩類（中生層起源）が多い。安山岩質凝灰角礫岩層は特に固結度が良く、野外では安山岩溶岩との識別が困難な場合がある。

下位層とは断層で接することが多い。下位層との直接の累重関係を確認できる露頭は現在のところ知られていないが、分布の状態から、下位層を不整合で覆っているものと判断される。層厚は1500m+である。

2) 笹川溶結凝灰岩層 (SW_t)

吉村・足立（1976）。模式地は富山県朝日町笹川の雁蔵集落上流より大鷲谷に至る間。

流紋岩質溶結凝灰岩を主体とする火砕岩層から成る。1/15万富山県地質図・同説明書（1970）の烏帽子山ネバダイト質層に相当する。模式地のほか、模式地から北北東に朝日町境にかけて広く分布する。その分布が富山県内にかぎられるため詳細な説明は省略する。

本層は全体として親不知火山岩層の上位にあるが、吉村・足立（1976）によれば「笹川上流大鷲谷では下位層（親不知火山岩層）の安山岩質火砕岩層の上部には薄い流紋岩質凝灰岩層を挟在する。また金剛川では本層下部の流紋岩質凝灰角礫岩、礫岩、砂岩、凝灰岩の下位に粗粒の砂岩が露出し、その下位に親不知火山岩層最上部の玄武岩質安山岩溶岩が露出することが観察される」。したがって、直接の累重関係は見られないが両者は整合的に重なりと判断される。また吉村・足立（1976）は下位層（親不知火山岩層）上部に流紋岩質凝灰岩が多数挟在されることから、両者は一部同時異相の可能性のあることを述べている。

b 一本松山層 (IADpy)

白石（1978MS）；石橋（1986）再定義。白石（1978MS）は一本松山安山岩質凝灰角礫岩層としたが、石橋（1986）は安山岩質凝灰角礫岩層（下部層）と石英安山岩質凝灰角礫岩層（上部層）とからなることを見出し、両者をあわせて一本松山凝灰角礫岩層として再定義した。

模式地は小滝川北岸の一本松山周辺。

本層は模式地のほか、土倉沢上流、穴見山、明星山北方、マイコミ平などに分布する。特に下部層は穴見山、一本松山周辺、明星山北方、アザキリ沢上流などに広く分布する。

下部層は暗緑色を呈する安山岩質凝灰角礫岩を主体とし、同質凝灰岩を挟在する。まれに輝石安山岩溶岩（アザキリ沢上流）、凝灰質泥岩を挟在することがある。凝灰角礫岩中の礫は径20～30cm、時に最大1mに達する安山岩の垂角礫から成り、基質には葉理が認められる部分が多い。

上部層は暗緑色の黒雲母に富む含ザクロ石石英安山岩質凝灰角礫岩、同質火山礫凝灰岩を主とする。

本層は下位層を不整合で覆う。穴見山東方の沢に露出する上部層の基底部分近から材化石を産出するほかは化石は発見されていない。

層厚は350m±（下部層200m±、上部層150m±）である。

c 石坂流紋岩層 (IWt)

石井（1976、1979）再定義。本層は富沢・北原（1967）によって石坂流紋

岩質溶岩とされたが、石井（1976、1979）によって再定義された。

模式地は長野県北安曇郡小谷村北小谷、石坂付近。

本層は模式地のほか、青海町大ギラ、千丈峰付近から、糸魚川市根知、戸倉山、横川中流域、来馬（長野県）東方にかけて幅約2kmの範囲に、北部では北北西—南南東、南部では南北の方向に、下位層を不整合に覆って点々と分布する。このほか、青海石灰岩に貫入あるいはこれを不整合に覆うやや小規模な分布がある。

流紋岩質溶結凝灰岩から成り、いずれも弱溶結構造が認められる。

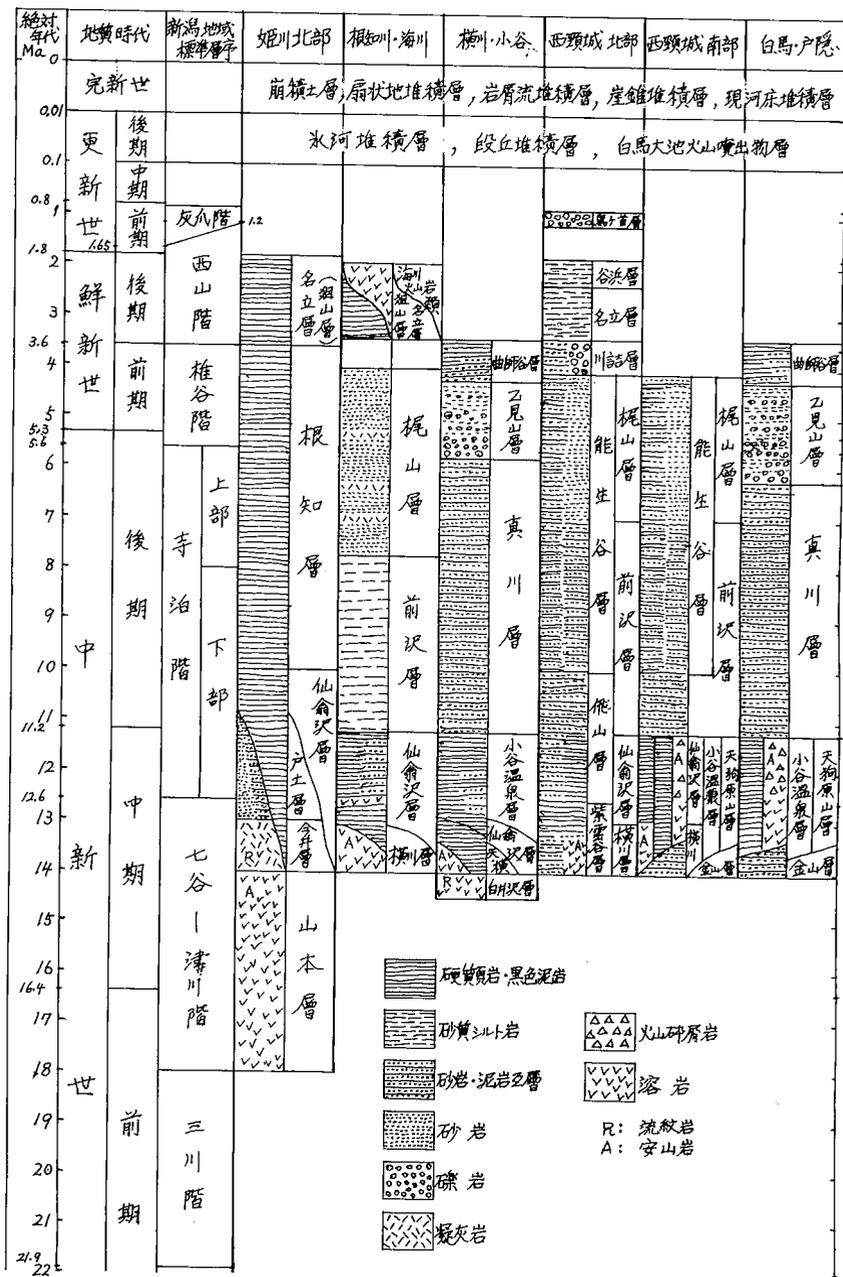
石井（1976）および石橋（1986）は横川地域において、本層を下位から I_1 ：ガラス質の強溶結凝灰岩相、 I_2 ：黒雲母斑晶に富む流紋岩質溶結凝灰岩相、 I_3 ：黒雲母斑晶の少ない流紋岩質溶結凝灰岩相、の特徴ある層相に区分した。それぞれは整合的に累重している。さらに、石橋（1986）は戸倉山周辺に分布する流紋岩質溶結凝灰岩層は横川地域のそれとは岩相が異なる（後述）として、これを**戸倉山溶結凝灰岩部層**と呼んだ。 I_1 層および I_3 層は黒雲母斑晶が少ない溶結凝灰岩であるが、 I_2 層は黒雲母斑晶に富んでいることを特徴としている。横川では I_1 層の基底部に径1～10cmの粘板岩の岩片を多数含む。

青海石灰岩を覆って露出している本層は黒雲母の少ない溶結凝灰岩を主体とし、礫岩を挟在する。中・下部には黒雲母斑晶に富む溶結凝灰岩を数枚挟在する。礫岩は本層の基底部と中部に発達する。礫はいずれも径2～10cmのチャート、砂岩、粘板岩、溶結凝灰岩の円～垂円礫から成るが基底部に発達する礫岩層の最下部に径5cm±の赤褐色砂岩の角礫が目立つ。

戸倉山溶結凝灰岩部層（TWt）（石橋、1986）は灰色～赤褐色のガラス質の流紋岩質溶結凝灰岩よりなる。強溶結構造を示し、岩片に富む。石橋（1986）は斑晶量が著しく少ない点、斑晶が斜長石のみである点で横川地域の I_1 ～ I_3 層と異なるとし、しかし、その分布から見て、 I_1 ～ I_2 層とは同時異相の関係にあるとした。

石坂流紋岩層は下位層と断層で接するほか、青海石灰岩分布地域および横川地域で下位層を不整合に覆うところが観察される。本層に不整合で覆われ

第3表 新第三系・第四系の層序



た部分の不整合面直下の青海石灰岩には古カルスト現象が観察されることがある。

石橋 (1986) は模式地・石坂において石坂流紋岩のフィッシュントラック年代 54.7 Maを得ている。

2. 新第三系

新第三系は本図幅の東部・主として糸魚川—静岡構造線の東側の地域を占めて広く露出する。齊藤ほか (1972など)、赤羽 (1979など)、鈴木ほか (1985)、石橋 (1986)、白石 (1992)、大河内ほか (1999) などの研究がある。

a 中新統

本図幅地域の北部・姫川に沿う中谷内、大谷内、山水集落付近では、姫川河口地域から続く主として火山岩類から構成される新第三系が先新第三系を不整合に覆って露出する。下位の安山岩質火山岩類から成る**山本層** (YaA) と、上位の流紋岩質火山岩類を主体とする**今井層** (IR) に区分されている。今井層中部の砂質凝灰岩から海棲二枚貝・巻貝化石を産出し、これらは西黒沢階 (中期中新世) を示すとされている (石橋、1986)。

これより南へ、糸魚川—静岡構造線に接する東側の地域では、鳥越峠—沓形山—濁沢中流域—野地集落を経て下里瀬集落に至る幅約 2 kmの範囲を占めて、流紋岩質溶岩、同質凝灰角礫岩、安山岩を主とする地層が露出している。これらは下位の流紋岩溶岩、同質凝灰角礫岩から構成される**白井沢層** (ShR)、上位のガラス質安山岩、角閃石安山岩を主体とし砂岩、流紋岩質凝灰岩を挟在する**横川層** (YoA) に区分されている。白井沢層は分布がかぎられ、上、下位の地層と断層で接しているため、正確な層準を決定することはできないが、その構成岩質の類似性からみて今井層とほぼ同一層準のものと思われる。横川層は下位の白井沢層と断層で接している。

仙翁沢層 (Sem) は東方・雨飾山周辺から大落山周辺にかけて向斜、背斜構造を形成して広く分布する。主として泥岩 (南部)、砂岩・泥岩互層 (北部) から成り、安山岩を挟在する。下位の横川層に整合的に累重する。

以上の各層の分布のさらに東方には泥岩を主体とする**根知層** (Nem) (能生谷層) が広く分布する。根知層 (能生谷層) は本図幅北東部の大野、東中、梶山付近に特に広い分布があるが、南に向って分布の幅をせばめ、横川上流地域ではその分布は向斜の軸部にかぎられる。

本図幅の東部および南東の図幅外 1/5 万地形図・白馬岳、戸隠、妙高山地域 (いずれも長野県) には北東-南西方向の褶曲構造を示して、新第三系が広く分布している。

東縁部の新第三系は下位から、砂岩優勢の砂岩・黒色頁岩の互層から成る**金山層** (Ksm) ; 安山岩質溶岩・同質凝灰角礫岩から成る**天狗原山層** (TA) ; 天狗原山層上部と指交関係にある泥岩・砂岩の互層から成る**小谷温泉層** (Osm) (仙翁沢層上部) ; 塊状の黒色泥岩を主体にしばしば粗粒砂岩層を挟在する**仙翁沢層** (Sem) ; 暗灰色の砂質泥岩と灰色の粗粒砂岩との互層、塊状の細粒砂岩などからなる**前沢層** (Mzsm) (能生谷層下部) ; 砂岩層からなり一部に凝灰岩を挟在する**梶山層** (Kjs) (能生谷層上部) に区分されている。これらの地層は、いずれも金山層 (天狗原山層) を軸とする北東-南西に延びる背斜構造の北翼を構成している地層である。

1/5 万地形図・白馬岳、戸隠、妙高山地域に分布する新第三系のうち、妙高山図幅の北西地域のものは本図幅東縁部を構成する地層の北東延長部分 ; 白馬岳、戸隠図幅のものは、金山層 (天狗原山層) を軸とする背斜構造 (前述) の南東翼部を構成する地層であって、次のような層序区分がなされている。上位から、

曲師谷層 (Kysm) : 塊状黒色泥岩、砂岩優勢の砂岩・泥岩互層から成り白色の酸性凝灰岩を頻繁に挟在する。

乙見山層 (Otgs) : 礫岩を主体とし、塊状粗粒砂岩、砂岩・泥岩互層、含礫泥岩をともなう。

真川層 (Msm) : 砂岩・泥岩の有律互層。

天狗原山層 (TA) : 安山岩溶岩、同質凝灰角礫岩。

金山層 : (Ksm) 砂岩優勢の砂岩・黒色頁岩互層。

このうち金山層と天狗原山層は一部同時異相の関係にある。

これらの地層は大部分が本図幅地域外にあるため、その詳細は主要な分布のある妙高山・戸隠・飯山図幅において述べる。

b 鮮新統

1) 俎山層 (Mnm)

本図幅地域の北部・俎山^{まないた}付近には砂質泥岩から成る俎山層（名立層）が、北一南に蛇行しながら延びる向斜構造の軸部を占めて小規模に露出する。この地域では俎山層（名立層）は下位層 {根知層（能生谷層）} 上に川詰層を欠き累重する。ここでは下位の根知層上に調和的に累重するように見えるが、より東方では名立層が下位の能生谷層を不整合で覆っていることが確認されている（赤羽、1979）。

2) 海川火山岩層

糸魚川市・海川中流域を占めて安山岩溶岩・同質火砕岩類、玄武岩溶岩・同質火砕岩類を主体とし、一部に泥岩、砂岩を挟在する地層が、中新統以下の地層を不整合に覆って広く分布している。鈴木ほか（1985）はこれらの火山岩類を海川火山岩類と呼んだ。海川火山岩類はこれに隣接する権現岳一鉾岳（本図幅外）、雨飾山などに大規模に露出する流紋岩、石英安山岩、玢岩、石英閃緑岩などの貫入岩類（後述）と密接に関連した活動によって形成されたものであることが鈴木ほか（1985）の研究によって明らかにされている。

海川火山岩類は鈴木ほか（1985）によって11の火山岩層に区分され、その噴出順序には四つのサイクルが認められる、とされた。すなわち、下位から、複輝石安山岩の活動で始まり普通角閃石を斑晶として含む安山岩の活動で終わる第1、第2サイクル；玄武岩の活動で始まり、複輝石安山岩の活動を経て普通角閃石を含む安山岩の活動で終わる第3サイクル；玄武岩の活動で始まり複輝石安山岩の活動で終わる第4サイクル、である。

本図幅では海川火山岩類を「海川火山岩層」と呼び、鈴木ほか（1985）による四つのサイクルを区分単位として地質図に示した。第4表に鈴木ほか（1985）による海川火山岩類の層序表を示す。

第1サイクルに属する海川火山岩層 (U₁A) : 海川本流・海川峡谷の底部にのみ露出する。下位層との直接の累重関係は不明であるが、おそらく軽微

第4表 海川火山岩類(層)の層序
(鈴木ほか、1985をもとに一部省略)

噴出順序にみられる 4つのサイクル	地 層 名	層厚 (m)
4	最上部複輝石安山岩層	80+
	複輝石カンラン石玄武岩層	80+
3	上部複輝石普通角閃石安山岩層 (含普通角閃石巨晶、含ハンレイ岩質 包有物)	250+
	上部複輝石安山岩層	350+
	普通輝石カンラン石玄武岩層	140+
2	阿彌陀山複輝石普通輝石安山岩層 (含普通角閃石巨晶 含ハンレイ岩質包有物)	450+
	中部複輝石普通角閃石安山岩層	
	中部複輝石安山岩層	
	含ヘルシナイト複輝石安山岩層	100+
1	下部複輝石普通角閃石安山岩層 (含普通角閃石巨晶、含ハンレイ岩質包有物)	80+
	下部複輝石安山岩層	100+

な傾斜不整合で根知層(上部能生谷層、梶山層)を覆うとみられる。

第2サイクルに属する海川火山岩層(U₂A): 海川本流沿いの大岩壁を形成して分布するほか鋸岳の南および東斜面下部、および阿彌陀山の南斜面下部~鳥帽子岳東斜面に広く露出する。海川本流では第1サイクルの火山岩類を調和的に覆う。露出の南部、南東部では第1サイクルの火山岩類を欠いて下位層(根知層、上部能生谷層)を軽微な傾斜不整合で覆う。

第3サイクルに属する海川火山岩層(U₃BA): 海川本流・海川峡谷の上

部壁を形成し、かつ海川山塊の上部一帯を占めて広く露出する。下位層（第2サイクルに属する海川火山岩層）に調和的に累重するが、駒ヶ岳西麓では下位層を欠いて根知層（能生谷層）を不整合で覆う。

第4サイクルに属する海川火山岩層（U₄BA）：駒ヶ岳頂上付近にのみその分布が知られている。下位層（第3サイクルに属する海川火山岩層）に調和的に累重するようにみえる。

3. 第四系

a 洪積統

白馬連山を中心とした標高1000m以上の地域に発達する氷河堆積層、白馬大池を中心に活動した白馬大池火山噴出層、段丘堆積層などから構成されている。このほか本項では、洪積世の特異な地質現象、ならびに洪積世末期の寒冷気候を示す諸事象について記述する。

1) 氷河堆積層（Mgm）

白馬連山・長梅山の北、兵馬ノ平周辺一帯、白馬岳周辺一帯を占めて、馬蹄形の急崖をもつ平底地形が発達し、その内部と低高度延長部に特徴的に分布している。大小の角礫およびこれを埋める粘土層から成る。礫には周辺の地質構成岩類が特徴的に含まれている。分布高度は標高1000m以上の地域にかぎられているが、南部の白馬岳地域では2200m以上、北部の兵馬ノ平付近で1200m、大所川第1発電所近傍で1000mと、北に向かって発達基底高度が低くなっている。このことは氷河堆積物の運搬作用が当時の雪線を越えてより低位置にまで及んだことを示すものとして注目される。

2) カルスト地形と、その第四紀自然環境上の意義

西頸城郡青海町舞^{まいこみだい}平地域には青海石灰岩を母体として形成された各種のカルスト地形（青海カルスト）が良く保存されている。

石灰岩（主成分は炭酸カルシウム）は雨水や地下水中に含まれる二酸化炭素の作用によって、可溶性の炭酸水素カルシウムを生成するので、流水のある湿潤な状態下では化学的な風化作用を受けやすい。この化学変化は可逆的で、物理・化学的状态の変化により水溶液中から炭酸カルシウムの沈澱を生

じやすい。これがドリーネ、ウバーレおよび各種鍾乳洞などをもつ溶食地形、ならびに鍾乳石、石筍などの洞内生成物を形成する主因である。

青海カルストは黒姫山の北平坦面（標高1100mおよび970m付近）、南緩斜面（幅1km、延長2km、標高1100～700mにわたって続く）、田海川中流域の涸れ沢（福来ヶ口鍾乳洞洞口付近から上流3km、舞込平北縁に至る間）に沿う付近、ならびに舞込平ポリエー帯（標高700m±）に、そのカルスト地形としての典型的発達をみせる。しかも、この4地域のカルスト地形はそれぞれに全くその形態を異にし、独自の特徴を備えている。

とりわけ黒姫山北平坦面の全面にわたってみられる直径30～60mの典型的なロート状を呈する深いドリーネの密集、南緩斜面にあるきわめて底の深い大型（直径150～200m）のドリーネ、ウバーレの連続、その地下にあると推定される鍾乳洞群、田海川の涸れ沢にみる大規模な溶食谷地形、さらに舞込平の各所に発達するポノール群、舞込平周辺の垂直に近い側壁を有する大型（直径100m±）の深い陥没性ドリーネ群ならびに最大深度（高低差）500m以上にも達するわが国最大規模のたて穴型鍾乳洞群（白連洞、千里洞、奴奈川洞、銀鳳洞など）の存在は、いずれも日本では他に類例を見ないのみならず、世界にもまれなかけがえのない重要な自然の遺産である。

青海カルストのあるこの地は、日本でもまれにみる多積雪地である。黒姫山には年間5mにも達する積雪をみる。深いドリーネ底やたて穴型鍾乳洞内には、周辺から移動した雪氷が一層累積する。そして、その一部は年間を通じて消えることがない。青海カルストは絶えず供給される雪解けによる水の作用を受けて溶食が進行する。

長期間続く雪氷の存在および融雪水の作用と、石灰岩の厚い累積、急峻な地形、そして最近（主に第四紀）における急激な地殻の上昇などの特異性が重なり、わが国では他に類例をみない青海カルストが形成されたのである。

3) 特殊な生物分布とその自然史上の意義

青海カルストのあるこの地は巨大な石灰岩体の存在、複雑なカルスト地形、大積雪というこの地の特殊な気候風土が、特異な自然環境をつくり出し、高山性、湿性、好カルスト性の生物群の生存を可能にしている。

深いドリーネ底やたて穴型鍾乳洞内に蓄積された消えることのない雪氷は、局所的に寒冷な気候区域をつくり出し、また、雪解けによる水を年間を通じて供給する。さらに夏期、温暖な大気が冷気に接するこの付近一帯には、濃い霧が発生しやすい。霧はまた強烈な太陽光を遮り、気温の上昇をおさえる。

こうした、寒冷気候と湿潤に支配されたこの地方の特殊な環境は、乾性を特色とするわが国の他のカルスト地帯にはみられない湿性の生物（ミズバショウ、ザゼンソウ、オクヤマガラシなど）の生育を可能にし、さらに、氷河時代の遺存種を含む特殊な生物群（キバナノコマノツメ、ムシトリスミレ、ウサギギクなど）の生存を可能にしている（詳細は長谷川、1983などを参照）。

今から約2万年前、地球上には最後の氷期の最寒冷期がおとずれていた。このとき、日本列島の年平均気温は現在より7～8℃低かった。北アルプスの高山には氷河（圏谷氷河）がかかり、その一部は雪線を越えて標高1000m付近にまではり出していた。黒姫山周辺には北方系あるいは高山性の生物が比較的低位にまで生息し繁栄していた。

その後、地球の気候は温暖化の傾向を示し、気温は寒暖の波をくり返しながらも、全体としては、確実に上昇をつづけた。

北アルプスの氷床は前進、後退をくり返しつつより高地へと退き、長年月のうちに、やがて消失していった。

氷河期の生物たちは気候の温暖化にともない、より北方に、あるいは、氷床の後退を追ってより高地へと移動していった。このとき、黒姫山のドリーネ群（現標高1100～700m付近）を中心に残された雪氷のつくる氷河期に近い特殊な環境に保護された生物は、ドリーネの周辺に留まったまま、後氷期の温暖化は進行していった。

現在、これらの生物はドリーネ周辺の環境を出ることもできず、ドリーネ群を取り巻く温暖気候によって隔離されたまま、ドリーネの環境に自らを適応させ、ほそぼそと生存を続けている。

私達はいま、青海石灰岩とそれのつくるカルスト地形、そこにみる特殊な環境とそこに生きる生物が、かけがえのない重要な自然の遺産であることを知ることができるようになった。

青海石灰岩に残された1億年にわたる(350~250BP)生命現象の記録、青海カルストに刻まれた人類の時代(第四紀)の出来事の数々、そして、これらを含む3億5千万年の自然史を背景に生存する特異な生物群、を秘めて、青海カルストはいまここにある。

青海カルストの一連の重要地域が、それ自身の貴重な価値と同時に、生命の尊さと、生命を育む自然を知るための勉学の間として、人類の未来のために保存されることを強く望むものである。

4) 白馬大池火山噴出物層

白馬大池火山は白馬大池、白馬乗鞍岳(標高2430m、噴出物分布の最高点)付近を要に北北東~東~南東方向に約110~120°の範囲で扇形に分布する安山岩質溶岩、同質火砕岩を主体とする火山噴出物によって構成されている。白馬大池の北東には風吹岳(1880m)があり、これを取り囲むように東北東に開いた馬蹄形の小カルデラ壁がある。白馬大池火山噴出物層の分布は北は大所川、東は姫川本流にまでおよんでいる。

白馬大池火山噴出物層は南部、西部では泥質岩を主体とするペルム系、蛇紋岩類を、その他の地域では来馬層群の各層準を不整合で覆っている。基盤高は白馬大池付近で約2400m、北北東の気仙の湯付近で1700m、八丁坂で1200m±、北東の蒲原沢で1250m、東の北俣沢で1100m、南東の唐松沢で1600m、南の親沢で1800mとなっている。

白馬大池火山の主要な研究には柵山(1979、1980)によるものがある。柵山(1980)は白馬大池火山を構成する安山岩類を9つの溶岩と1つの火砕流堆積物に区分し、これを斑晶鉱物の組合せによって3つのステージに区分した。そして各ステージを古い方からI期、II期、III期と呼んだ。柵山(1980)によれば

I期: 下位より抜平沢溶岩類(NuA)、鴨峰溶岩類(HyA)、梅平溶岩類(TsA)が含まれ、いずれも普通輝石、シソ輝石の斑晶が特徴的にみられる。

II期: 下位より稗田山溶岩類(HdA)、乗鞍岳下溶岩(NsA)が含まれ、斑晶に普通輝石、シソ輝石のほか特徴的にホルンブレンドが出現する。

III期：下位より乗鞍岳溶岩 (NoA)、風吹岳外輪山溶岩 (KsA)、風吹岳中央火口丘溶岩 (KcA)、風吹岳火砕流堆積物 (KApy) が含まれ、斑晶鉱物として普通輝石、シソ輝石、ホルンブレンドのほか黒雲母、石英が特徴的にみられる。

活動の時期は必ずしも明確ではないが、侵食の程度、特に風吹岳周辺で溶岩流の原地形を留めていることから、中期更新世と考えられている (茅原、1988; 周藤・島津、2000)。

地質図には柵山 (1980) による 9 溶岩と 1 火砕流堆積層を示した。

5) 段丘堆積層

糸魚川-静岡構造線以西の地域 (西南日本内帯) においては、青海石灰岩上にみられる平坦面、非石灰岩質ペルム系露出地の切峰面が示す平坦面を除いては、段丘の発達はいわゆるまればである。これらの平坦面上に礫岩が残留することがあるが、白亜系、古第三系にともなう礫岩層との明白な区分が現在のところできていない。

一方、糸魚川-静岡構造線以東の地域には河川に沿う各所に段丘の発達があり、礫、砂、泥から成る堆積物を載せている (段丘区分の詳細は地形分類の項を参照)。

b 沖積統

崩積土、扇状地堆積物、岩屑流堆積物、崖錐堆積物、現河床堆積物がこれに相当する (分布等に関する詳細は地形分類の項を参照)。

4. 貫入岩類

本図幅地域内には主として古生界、中生界、古第三系分布地域内を占めて花崗閃緑岩、石英閃緑岩、玢岩、流紋岩などから成る貫入岩類が露出する。また海川火山岩類と密接に関連して活動したとみられる貫入岩類が主として新第三系分布地域内を占めて露出している。

a 古・中生界、古第三系分布地域内に露出する貫入岩類

1) 花崗閃緑岩類 (Gd)

本図幅の西方 (図幅外) 北又谷中流域に露出する。非石灰質ペルム系、来

馬層群下部層、白亜系に貫入している。貫入時代は白亜紀またはそれ以後である。

2) 石英閃緑岩類 (Qd)

蓮華山とその周辺に小規模に露出する。いずれも来馬層群および白亜系を貫き、その貫入時代は白亜紀またはそれ以後である。

3) 玢岩 (P)

図幅地域の西方・犬ヶ岳および境川中流域に来馬層群各層準および一部白亜系に貫入して露出する。このうち境川中流域のものは来馬層群上部層にシート状に貫入している部分がある。貫入時代は白亜紀またはそれ以後である。

4) 流紋岩類 (R)

図幅地域の南西部・蓮華山周辺、鉢ヶ岳、赤尾山の南に露出するほか、石坂流紋岩分布地域とその周辺にこれと密接に関連して分布するものがある。古生界に貫入しているもの、または一部石坂流紋岩類に貫入するように見えるものもある。貫入時期は白亜紀または古第三紀とみられるが、一部にはそれ以後のものも含まれる可能性がある。

b 新第三系分布地域に露出する貫入岩類

本図幅地域内には雨飾山本体を構成して分布するもの、雨飾山周辺に雨飾山を取り囲むように小規模に分布するもの、のほか海川中流域に海川火山岩類と密接にともなって産出するものがある。これらのうち特に雨飾山を構成する貫入岩類を鈴木ほか (1985) は雨飾山貫入岩体とした。以下鈴木ほか (1985) によって述べる。

1) 雨飾山貫入岩体 (鈴木ほか、1985)

普通角閃石玢岩 (P)、黒雲母流紋岩 (R)、普通輝石シソ輝石安山岩 (A) から成る複合岩体である。いずれも仙翁沢層、根知層 (能生谷層、梶山層) に貫入するかたちで雨飾山本体を構成している。貫入順序はその産状 (貫入関係など) から玢岩→流紋岩→安山岩とされている。

2) 雨飾山周辺地域の貫入岩類 (鈴木ほか、1985)

雨飾山本体を取り囲むように小規模に露出する岩体がある。普通角閃石石英安山岩 (D)、普通輝石シソ輝石普通角閃石安山岩 (A)、シソ輝石普通輝

石玄武岩 (B) から成る。小谷温泉層、仙翁沢層、根知層 (能生谷層) に貫入している。根知川上流域では仙翁沢層、根知層の泥岩に貫入する玢岩 (P)、安山岩 (A)、石英安山岩 (D) の多数の小規模岩体のほか少数の流紋岩 (R) の岩脈もみられる。

3) 海川貫入岩類 (鈴木ほか、1985)

海川中・上流域に根知層 (能生谷層、前沢層、梶山層) および一部は海川火山岩類を貫いて分布する。玢岩 (P)、普通輝石シソ輝石普通角閃石安山岩 (含角閃石巨晶) (A)、ザクロ石石英安山岩 (A)、玄武岩 (B) などから成る。このうち安山岩岩脈には普通角閃石巨晶を含むものと含まないものがある。鈴木ほか (1985) は「比較的大規模な玢岩岩脈を黒雲母石英安山岩および流紋岩が貫いていることから、比較的大規模貫入岩体においても玢岩よりも石英安山岩や流紋岩の方が後に活動したと推定される」ことを述べている。

引用文献

- 赤羽貞幸, 1975: 新潟県上越市西部山地における新第三系の層序と地質構造. 地質学雑誌, **81**, 737-754.
- 赤羽貞幸, 1979: 北部フォッサマグナ地域における後期新生代の地質構造発達史(I). 信州大教育志賀自然教育研究施設研究業績, n.18, 1-23.
- Allan, J.R. and Matthews, R.K., 1977: Carbon and Oxygen isotopes as diagenetic and stratigraphic tools: data from surface and subsurface of Barbados, West Indies. *Geology*, **5**, 16-20.
- Allan, J.R. and Matthews, R.K., 1982: Isotope signatures associated with early meteoric diagenesis. *Sedimentology*, **29**, 797-817.
- Banno, S., 1958: Glaucofane schists and associated rocks in the Omi district, Niigata Prefecture, Japan. *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, **29**, 29-44.
- 茅原一也, 1955: Green Tuff の層序・火成活動および鉱床生成の関連—新

- 潟地方 (演旨). 地質学雑誌, **61**, 312.
- 茅原一也, 1988: 白馬大池火山. 日本の地質4「中部地方I」植村 武・山田哲雄編, 209, 210, 共立出版.
- 藤井昭二・相馬恒雄・大塚寅雄・近藤善教・小川健三・坂本清次・浅野久男, 1970: 15万分の1 富山県地質図・同説明書, 1-127, 富山県.
- Goto, M., 1983: Some bivalves from the lower Jurassic Kuruma Group of central Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N.S.*, n.130, 79-84.
- 原山 智・滝沢文教・加藤碩一・駒澤正雄・広島俊男・須藤定久, 1995: 20万分の1 地質図幅, 「富山」. 地質調査所.
- 長谷川美行, 1983: 青海カルストおよびその自然史上の意義. 洞人 (日本洞窟協会誌), **4**, nos.1-2, 2-8.
- 長谷川美行, 1985: 青海一白馬山塊, 魚沼山塊及び蒲原山塊に露出する先第三系の地質時代. 総研「上越帯・足尾帯」研究報告, n.2, 69-84.
- 長谷川美行, 1988 a: 西南日本内帯地域における石炭系ーペルム系境界付近の層位と古生物群の変遷. 1987年度科学研究費 (一般C) 研究成果報告書, 1-14, pls.1-3.
- 長谷川美行, 1988 b: 新潟県の地質. 都道府県土地分類基本調査現地検討会資料, 56-77, 国土庁土地局・新潟県農地部.
- 長谷川美行, 1993: 青海地方の古生界. 地学団体研究会第47回総会地質巡検案内書, 167-187.
- 長谷川美行, 1997: 秋吉台 (狭義) 南西部, 秋吉石灰岩層群, 石炭系ーペルム系境界付近の層位学的研究. 加藤 誠教授退官記念論文集, 19-28.
- 長谷川美行・後藤道治, 1990: 青海地方の古生界・中生界. 日本地質学会第97年学術大会地質巡検案内書, 228-260.
- 長谷川美行・早川忠一・小沢 清・高野 修・安藤 廉, 1969: 新潟県青海地方の古生層. 日本地質学会第76年学術大会地質巡検案内書, 1-23.
- 長谷川美行・小松正幸, 1988: 飛騨外縁帯の古生界. 日本の地質「中部地方I」, 7-10, 共立出版.

- 長谷川美行・田澤純一・新川 公, 1982: 青海石灰岩および周辺の古期岩層.
日本地質学会第89年総会・学術大会地質巡検案内書, 3-23.
- 石橋英一, 1986: 後期白亜紀—古第三紀火山岩類の層序及びフィッシュン・
トラック年代—新潟県姫川下流域を例として. 地球科学, **40**, 1-17.
- 石井久夫, 1976: 長野県, 姫川中流域の石坂流紋岩層と糸魚川—静岡構造線.
大阪市立自然史博物館紀要, n.30, 49-60.
- 石井久夫, 1979: 糸魚川南部, 姫川流域の地質. 大阪市立自然史博物館, 自
然史研究, 1, n.13, 135-139.
- 石井清彦, 1937: 7万5千分の1地質図幅「白馬岳」・同説明書. 地質調査
所.
- 伊藤正裕, 1966: 白馬岳北方朝日岳北西部の変成岩. 地質学雑誌, **72**, 287-
297.
- 小林貞一・飯山敏道・小西健二・佐藤 正・東大3年生及び森 群平, 1955:
来馬層群とその基盤岩類に関する新知見(演旨). 地質学雑誌, **61**, 343.
- 小林貞一・小西健二・佐藤 正・速水 格・徳山 明, 1957: 来馬層群(ジュ
ラ系下部). 地質学雑誌, **63**, 182-194.
- 工業技術院地質調査所地質部応用地質課, 1956: 姫川地域(新潟県・長野県)
応用地質調査報告. 地質調査所月報, **7**, 291-334.
- 小松正幸・宇次原雅之・茅原一也, 1985: 北部フォッサマグナ周辺の基盤構
造. 新潟大学理学部地質鉱物学教室研究報告, n.5, 133-148.
- 松本謙一, 1980: 飛騨外縁帯, 青海地域の蛇紋岩メランジ. 総研「飛騨外縁
帯」研究報告, n.1, 1-14.
- 松本謙一・植田良夫・中村栄三・丸山茂徳, 1981: 飛騨外縁帯青海地域の黒
雲母アクチノ閃石岩とざくろ石角閃岩のK-Ar年代. 総研「飛騨外縁帯」
研究報告, n.2, 57-61.
- 武蔵野 実・日下部 実・新 智之, 1992: 秋吉石灰岩の微量元素および炭
素同位体. 1991年度科学研究費(総研A)「石炭—ペルム系の境界策定」
研究連絡紙, n.2, 84-88.
- 中水 勝・岡田昌治・山崎哲夫・小松正幸, 1989: 飛騨外縁帯, 青海—蓮華

- メランジの変成岩類. 地質学論集, n.33, 21-35.
- 西田彰一・津田禾粒・市村隆三, 1974: フォッサマグナ最北部の新第三系 (その1) - いわゆる難波山層に関する研究 -. 地質調査所報告, n.250-1, 新潟第三系堆積盆地の形成と発展, 層序編, 155-182.
- 大河内 誠・高橋俊郎・田村嘉之・新潟姫川団体研究グループ, 1999: 新潟県, 姫川・根知川下流域周辺の新第三系層序. 青海町自然史博物館研究報告, n.2, 13-20.
- 大石三郎, 1931: 信濃国北小谷中生代植物化石層について. 地質学雑誌, **38**, 45-50.
- 斎藤 豊, 1968: 長野地域の第三系に関する2・3の新事実. 日本地質学会第75年学術大会資料「フォッサマグナ」, 15-20.
- 斎藤 豊・宮下 忠・堀内 義・堀内信雄・今井文明・赤羽貞幸・市野史明, 1972: 糸魚川-静岡構造線にそる姫川中流地域の地質概報. 岩井淳一教授記念論文集, 403-410, 岩井教授退官記念事業会.
- Sakuyama, M., 1979: Evidence of magma mixing: petrological study of Shirouma-Oki calc-alkaline andesite volcano, Japan. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **5**, 179-208.
- 柵山雅則, 1980: 白馬大池火山の地質. 地質学雑誌, **86**, 265-274.
- Sato, T., 1955: Les Ammonites recueillies dans le Groupe de Kuruma, Nord du Japon central. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N.S.*, n.20, 111-118, pl.18.
- Shibata, K. and Nozawa, T., 1968: K-Ar age of Omi Schist, Hida Mountains, Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, n.19, 243-246.
- Shibata, K., Nozawa, T. and Waneless, R.K., 1970: Rb-Sr geochronology of the Hida metamorphic belt, Japan. *Canadian Jour. Earth Sci.*, **7**, 1383-1401.
- 柴田 賢・内海 茂・中川忠夫, 1979: K-Ar 年代測定結果-1-. 地調月報, **30**, 675-686.
- 柴田 賢・内海 茂・宇都浩三・中川忠夫, 1984: K-Ar 年代測定結果-2-

- 一. 地質調査所測定未公表資料. 地質月報, **35**, 331-340.
- 白石秀一, 1978MS: 来馬層群の層序学的堆積学的研究. 新潟大理地鉱修論.
- 白石秀一, 1992: 姫川中流域の飛驒外縁構造帯—特にジュラ系来馬層群について—. 地球科学, **46**, 1-10.
- 周藤賢治・島津光夫, 2000: 白馬大池火山. 20万分の1新潟県地質図・同説明書, 72, 新潟県商工労働部商工振興課.
- 鈴木雅彦・北脇裕二・周藤賢治・茅原一也, 1985: フォッサマグナ西北部の海川火山岩類, 海川貫入岩類および雨飾山貫入岩類. 新潟大学理学部地質鉱物学教室研究報告, n.5, 49-77.
- 滝沢文教, 1980: 飛驒外縁帯北東縁部の中生界 (予報). 総研「飛驒外縁帯」研究報告, n.1, 59-63.
- 田沢純一・相田吉昭・結城智也・大槻憲四郎, 1984: 青海の“非石灰岩古生層”よりペルム紀放散虫化石の発見. 地球科学, **38**, 264-267.
- 植村 武, 1989: 古生界. 新潟県地質図 (1/20万) 説明書, 11-13, 新潟県商工労働部工業振興課.
- 植村 武・長谷川美行, 2000: 古生界. 20万分の1新潟県地質図・同説明書, 13-16, 新潟県商工労働部商工振興課.
- 宇次原雅之, 1985: 飛驒外縁帯北東部姫川流域のペルム紀オリストストロームと碎屑岩類. 総研「上越帯・足尾帯」研究報告, n.2, 159-168.
- 吉村尚久・足立久男, 1976: 新潟県に発達する太美山層群. 新潟大学理学部地質鉱物学教室研究報告, n.4, 131-136.

長谷川 美 行 (新潟大学理学部)

白 井 健 裕 (元新潟大学教育学部)

新 川 公 (新潟大学理学部)

III 土 壤

1 山地・丘陵・台地の土壌（林地土壌）

小滝・泊・白馬岳・黒部図葉は新潟県の最南端に位置し、各図葉の大半は山地及び丘陵である。図葉の北部（上方）は糸魚川図葉で日本海に接している。

本図葉内を大別すると姫川の東側、雨飾山（1963.2m）、鋸岳（1631m）、鬼ヶ面山（1591m）、駒ヶ岳（1487.4m）、そして阿弥陀山（1511m）、烏帽子山（1450.5m）、前烏帽子岳（1040m）を擁する糸魚川山地と姫川の西側は県界に聳える小蓮華山（2769m）、鉢ヶ岳（2563m）、雪倉山（2610.5m）の高い山を背に石灰岩から成る明星山（1188.5m）、黒姫山（1221.5m）をよする姫川山地とになる。大部分の土壌は褐色森林土壌によって占められる。他に岩石地・高山岩屑性土・未熟土・ポドゾル、暗赤色土などからなる。

高山岩屑性土は森林限界域にある。未熟土は山頂背稜部から谷沿いにかけて土壌が削剝されたり、または崩壊性地すべりなどによるものとおもわれる。なお、山地溪谷の河床は大きな円礫が川筋を埋めている。

ポドゾルは山頂凸部の背には乾性ポドゾルが、椀平など海拔1000m以上の山頂緩斜面内の凹地、湿地の周辺凸部には湿性鉄型ポドゾルがみられる。兵馬ノ平の遊歩道にはシャクナゲの群生地がみられる。その道筋の低地にはポドゾルをみる事ができた。しかし、そのひろがりについては推測であるが、主として北側の低地に限られているものと思う。溶脱層は数センチメートルと薄く、鉄集積層も同様、しかし、判然としている。

暗赤色土は、蛇紋岩を母材としていると思う、海拔500～600m付近の緩斜面にみることができる。なお、既往の資料から表層グライ化褐色森林土壌はマイコミ平と尻高山の緩斜面あるいは平坦凹地（カルデラ）にみられるとしているが確認することはできなかった。

本地域の山地は全体的に地形が急峻であり、且つ、礫を含む層が1～2m内に多くみうけられた。このことは本地域の特徴のように思われた。以上、

本図葉における土壌の分布の概要について述べた。これらの土壌を母材、堆積様式、断面形態などの違いによって第2表に示したように9土壌統群、18土壌統に細分した。

(1) 岩石地 (R)

岩石が地表に露出しているところである。主として山地を開析するように流れる河岸、山頂とその急峻な斜面にみられる。

(2) 高山岩屑性土壌 (HL)

小蓮華山を頂点に尾根から岩屑斜面を形成している。植生はハイマツなどが点在している。

(3) 残積性未熟土壌

本土壌は林野土壌のIm、Er型に相当し、主として崩壊地形にみられ、植生は裸地・草地と低木の混在が多く、地形・堆積様式の違いから次の3統に細分した。

① 西頸城A統 (Nis-A)

この土壌は新第三系の砂岩・泥岩などを母材とする埴質で角礫を多く含む一般に積雪不安定な急斜面や地すべり移動面、受蝕地などにみられる。

② 西頸城B統 (Nis-B)

先のA統と成因は同様と思われるが、母材が石灰岩ということで区別した。

③ 西頸城C統 (Nis-C)

この土壌は河川の河原であって、円礫を多く含む砂礫土である。調査は蒲原沢の崩壊による土石流があった直後のためか被害地を中心に踏査した故か、半角礫から巨岩に河川とその周縁はあふれ、復旧作業が盛んに行われていた。姫川・小滝川・根知川の河床の礫土、溪谷も大部分は礫に埋まっているものと見てよいだろう。図では前者を白ヌキとし、後

者は本統に区別した。

(4) 乾性褐色森林土壌

この土壌は、山地や丘陵地の尾根、斜面の凸部など地形的に乾燥し易い場所に分布する。林野土壌のB_A、B_B、B_C、およびB_D (d) 型に相当し、次の4統に細分した。

① 青海1統 (Oum-1)

固結火成岩、固結堆積岩を母材とし、角礫を比較的多く含む。土色は明るく7.5YRを基調とした細粒質の土壌である。林野土壌のB_{A-C}型に相当する。

② 青海2統 (Oum-2)

固結火成岩、固結堆積岩母材とし、角礫に富み、土色は7.5YRを基調とした細粒質の土壌である。林野土壌のB_D (d) 型に相当する。

③ 黒姫1統 (Krh-1)

母材は石灰岩、他はほぼ青海1統と対応している。

④ 黒姫2統 (Krh-2)

母材は石灰岩、他はほぼ青海2統と対応している。

(5) 褐色森林土壌

この土壌は丘陵地や山地の緩斜面、沢沿いの斜面に最も広く分布する。林野土壌のB_D型に相当する。

① 青海3統 (Oum-3)

固結火成岩、固結堆積岩を母材とし、下層は角礫に富み、土色は7.5YR、基調とした比較的明るい細粒質の土壌からなる。

② 黒姫3統 (Krh-3)

母材は石灰岩、他はほぼ青海3統と対応している。

(6) 湿性褐色森林土壌

この土壌は丘陵地や山地の沢沿い、凹地に分布する。林野土壌のB_E、

gB_{B-e}型に相当する。次の2統に細分した。

① 高波統 (Tak)

固結火成岩、固結堆積岩を母材とした崩積性の土壌であり、林野土壌のB_e型に相当する。

② 千里洞統 (Sen)

この土壌は、一時的な滞水により表層部が還元されたもので、地下水の停滞によるグライとは異なる。さきに述べたマイコミ平などはこの統に属する、林野土壌のgB_{B-e}型に相当する。

(7) 乾性ポドゾル化土壌

姫川山地の標高1000m以上の山頂、尾根筋など乾燥の影響をうけやすい場所にみられ、林野土壌のP_bI～IIに相当する。

① 小蓮華統 (Kor)

固結火成岩を母材とし、角礫（岩屑）に富み、A層にやや薄い溶脱層が見られ、B層には鉄の集積がかすかにみられる弱ポドゾルで、全体の土層は20cm程度、細かい岩屑から成っている。

② 柵平1統 (Tug-1)

固結火成岩を母材とし、角礫に富み、溶脱層・集積層ともに判然とせず尾根筋に存在している。

(8) 湿性ポドゾル化土壌

この土壌は、姫川山地の標高1000m以上の山頂緩斜面あるいは準平原面に分布する。林野土壌のP_w(i) I～IIIに相当する。H層が発達し、腐植に富むA₁層、A₂層は灰白色または青灰色になりB層の鉄の集積はかならずしも判然としていない。凹地または池の周囲、湿地とその周辺にあって以外に透水性は良く、適度な有機物の供給があるとみられ、高浪池のような水の動きがあるためと推測される。つぎの1統に区分した。

① 柵平2統 (Tug-2)

固結火成岩を母材とし、A₂層の発達は弱く。林野土壌のP_w(i) II～

IIIに相当する。

(9) 暗赤色土壌 (塩基性)

この土壌は蛇紋岩を母材とするもので、小滝、明星山の山麓面にみられ、土壌は、構造が褐色森林土壌のB₀型に類似、A層は一般に淡色または薄いが、B層の土色は赤褐色ないし暗赤褐色 (10R、2.5YR) を呈している。林野土壌のeDR_D (d) 型に相当する。尾根または斜面の凸部にみられる。

② 明星2統 (Mio-2)

この土壌は山腹中部～下部凹部にみられ、A層は厚く腐植に富んでいる。

(10) その他

地形が人工的に著しく改変されたところを人工改変地として表示した。また、人工改変地とは区別して市町村、工場、学校など付属の施設などの用地を含め未区分地とした。

(丸田 勇)

参考文献

1. 新潟県：新潟県地質図 (1977)
2. 新潟県治山課：昭和52年度民有林適地適木調査報告書・頸城森林計画区・西頸城地域 (1978. 3)
3. 新潟県：新潟県上越地域土地分類基本調査「糸魚川」5万分の1 (1982)
4. 新潟県糸魚川市：姫川大氾濫・爪跡深く－ 7.11 水害－被害の概要 (1995)
5. 新潟県土木部：平成7年 7.11水害被害状況調査レポート (1995)
6. 長谷川 美行：青海カルストの重要性 (1981)
7. 長谷川 美行：後藤 道治：青海地方の古生界・中生界 (1990)

第2表 山地・丘陵・台地土壌一覧表

土 壤 統 群	土壌統	統の細分	母 材 ・ 堆 積 様 式	地 形
岩 石 地	——	——	——	——
高山岩屑性土壌	——	——	固結火成岩・崩積	山地の急斜面
残 積 性 未 熟 土 壌	西頸城A	Er.Im	固結火成岩、固結堆積岩・残積	主として山地の急斜面
	西頸城B		固結堆積岩（石灰岩）・残積	
	西頸城C		固結火成岩、固結堆積岩・残積	主として山地内の小河川に氾濫した砂礫土
乾性褐色森林土壌	青海 1	B _A ~B _C	固結火成岩、固結堆積岩・残積	山頂及び斜面凸部
	青海 2	B _D (d)		
	黒姫 1	B _A ~B _C	固結堆積岩・残積	
	黒姫 2	B _D (d)		
褐色森林土壌	青海 3	B _D	固結火成岩、固結堆積岩・残積	山腹
	黒姫 3		固結堆積岩・残積	
湿性褐色森林土壌	高 波	B _E	固結火成岩、固結堆積岩・崩積	谷、凹部の湿地
	千里洞	gB _{D-E}		
乾性ポドソル土壌	小 蓮 華	P _D I ~ II	固結火成岩・残積	山頂凸部
	樺平 1	P _w (i) I ~ II		山頂及び斜面凸部
湿性ポドソル土壌	樺平 2	P _w (i) II ~ III	固結火成岩・残積	山腹凹部
暗 赤 色 土 壌 (塩 基 性)	明星 1	eDR _D (d)	固結火成岩・残積	山頂及び斜面凸部
	明星 2	eDR _D		山腹

2. 台地、低地の土壌（農耕地土壌）

本図幅中における農耕地の大部分は姫川とその支流である根知川、小河川の沖積地およびその周辺の崩積地、残積地に分布し、水田として利用されている。沖積地には灰色低地土、グライ土が分布し、沖積地周辺の崩積地および残積地にグライ台地土が分布している。台地および丘陵の排水の良いところに灰色台地土、黄色土が分布している。

以上の農耕地を構成する土壌は比較的少なく、土壌断面形態、母材、堆積

様式の異同などにより第3表のように5土壌群、10土壌統群、15土壌統に分類された。

(1) 灰色台地土

主として台地上に分布し、全層またはほぼ全層が灰～灰褐色の土層からなり、一般に土層中に斑紋の存在する土壌である。母材は広範囲にわたって一定しない。堆積様式は洪積世堆積の場合が多いが、残積あるいは崩積の場合もある。

① 細粒灰色台地土

本土壌の土性は強粘質～粘質で全層またはほぼ全層が灰～灰褐色の土層からなり、土層中に斑紋が見られる。図幅中では青海町の海岸丘陵および姫川上流域にみられる。水田として利用されている。

○ 小向統 (Kmk)

土性は強粘質である。

○ 喜久田統 (Kik)

土性は粘質である。

② 礫質灰色台地土

本土壌の土性は強粘質～砂質で全層またはほぼ全層が灰～灰褐色の土層からなり、土層中に斑紋が見られる。礫層の出現位置で区分される。図幅中では青海町の海岸丘陵および姫川上流域にみられる。水田として利用している。

○ 関口統 (Skg)

0～30cm以下礫層

(2) グライ台地土

母材は区々で一定せず、堆積様式も残積、洪積世堆積、崩積など多岐にわたる。全層もしくは作土を除くほぼ全層がグライ層からなる場合と下層がグライ層となる場合がある。それは高い地下水位、湧水や宙水の存在などの自然条件に由来する場合があり、棚田(天水田)など人為的なたん水

に由来する場合は表層および次表層はグライ層からなり、その下層は灰褐色～黄褐色となる場合がある。土性および礫層の有無で区別される。

① 細粒グライ台地土

本土壌の土性は強粘質～粘質でほぼ全層がグライ層となる場合と下層にグライ層のみられない場合がある。図幅中の山地および丘陵地の崩積地に分布している。小さな谷底低地で水による堆積物の少ないものはこの土壌統群に分類した。水田として利用されている。

○ 吉井統 (Y_{so})

土性は強粘質でほぼ全層がグライ化されている。

○ 歌代統 (U_a)

土性は強粘質でほぼ全層がグライ化されている。

② 礫質グライ台地土

本土壌の土性は強粘質～砂質で礫層の出現位置により区別される。図幅中の台地および丘陵地の残積地に分布している。水田として利用されている。

○ 婦負統 (Nei)

土性は強粘質～砂質。30～60cm以下礫層。

○ 山古志統 (Ymk)

0～30cm以下礫層。

(3) 黄色土

母材・堆積様式は変成岩、固結火成岩あるいは第三紀またはそれ以前に堆積した固結堆積岩を母材とする残積、あるいは、非固結堆積岩を母材とする洪積世堆積である。本土壌は丘陵、台地に分布し、下層土の土色は5 YRより黄色味が強く彩度・明度ともに高い。土性、礫層、斑紋の有無により区別される。

① 細粒黄色土、斑紋あり

本土壌の土性は強粘質～粘質、下層土の土色は黄～黄褐色で土層中に斑紋がみられる。図幅中では丘陵の残積地に分布している。水田として

利用されている。

- 蓼沼統 (Tdn)
土性は強粘質でMn結核はない。
- 江部乙統 (Ebe)
土性は粘質である。

(4) 灰色低地土

母材は非固結堆積岩で、堆積様式は水積である。全層あるいはほぼ全層が灰色～灰褐色の土層からなる。海河岸沖積平野、谷底平野、扇状地などに広く分布する。グライ土壤にくらべ一般に地下水位は低く、排水は中庸ないしやや不良の場合が多い。本土壤の特色は当初の堆積物が地下水や灌漑水の影響により変成したか、グライ層の酸化により生成したものと考えられる。これらの土層は通常斑紋やマンガン結核がみられる。斑紋の有無、土色、土性などで区分される。

① 中粗粒灰色低地土、灰色系

本土壤の土性は壤質～砂質で土色は灰色で斑紋がある。図幅中では姫川による沖積地に分布している。水田として利用されている。

- 加茂統 (Km)
土性は壤質である。

② 礫質灰色低地土、灰色系

本土壤の土性は強粘質～砂質で土色は灰色で斑紋がある。礫層の出現位置、土性で区分される。図幅中では姫川による沖積地に分布している。水田として利用されている。

- 国領統 (Kok)
礫層が0～30cm以下に出現する。

③ 礫質灰色低地土、灰褐色系

本土壤の土性は強粘質～砂質で土色は灰褐色で斑紋がある。礫層の出現位置、土性で区分される。図幅中では姫川による沖積地に分布している。水田として利用されている。

○ 松本統 (Mtm)

土性壤～砂質、30～60cm以下礫層

(5) グライ土

母材は非固結堆積岩で堆積様式は水積である。全層もしくは作土を除くほぼ全層がグライ層となる場合と下層がグライ層となる場合に大きく分けられる。海河岸沖積平野および谷底平野など平坦な地形に広く分布し、一般に排水不良地である。グライ層の出現位置、泥炭層、黒泥層、腐植質火山灰層などの有無、土性の違いなどによって区分される。

① 細粒強グライ土

本土壤の土性は強粘質～粘質である。全層もしくは作土を除く全層がグライ層で、土色は青灰色である。土性、斑紋の深浅により区分される。図幅中では姫川による沖積地に分布している。水田として利用されている。

○ 田川統 (Tgw)

土性は強粘質、斑紋は30cm以下にもある。

○ 西山統 (Nsh)

土性は粘質、斑紋は30cm以下にない。

② 中粗粒強グライ土

本土壤の土性は壤質～砂質である。全層もしくは作土を除く全層がグライ層で、土色は青灰色である。土性、斑紋の深浅により区分される。図幅中では姫川による沖積地に分布している。水田として利用されており、排水不良の湿田である。

○ 芝井統 (Shb)

土性は壤質、斑紋は30cm以下にない。

参考文献

1. 新潟県農業試験場：昭和53～55年地力保全基本調査成績書（補足調査）

(新潟県農業試験場 笠原敏夫)

(" 高橋能彦)

IV 水系・谷密度図

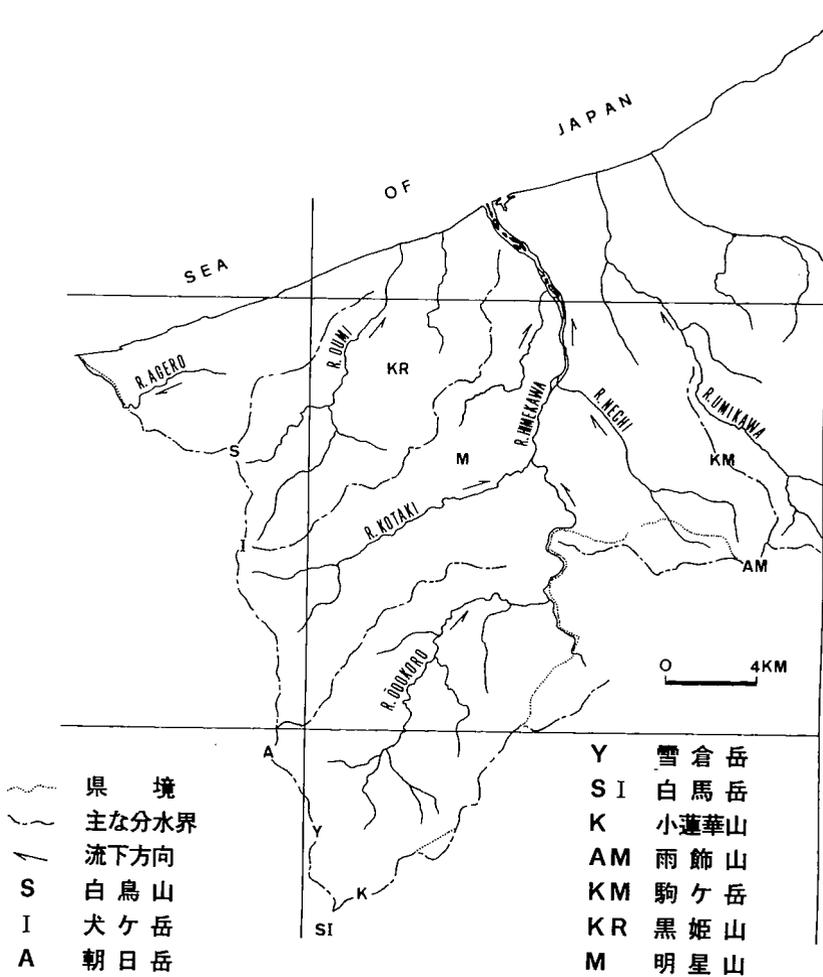
水系図は、幅1.5m以上の河川の平面図の現状を2万分の1空中写真の判読に基づいて、当該写真の上に表示したのち、これを5万分の1地形図に転記した。さらに、現地調査の結果に基づいて、整理補正した。

谷密度図は、水系図を基礎として、地形の開析状態を数量的に表現するために、地形図を縦横40等分し、その方眼区画の辺縁を切る谷の数の和を求め、それを20等分区画、すなわち前述の方眼区画の4区画の和で示した。

1. 主要水系

本調査地域の主な水系は、姫川とその支流の大所川・小滝川・虫川・根知川・海川・水保川、田海川、青海川および上路川などである（第1図）。これらの河川は、西頸城山地西部や飛驒山脈北部の隆起に伴って発達した consequent river である。以下、調査地域内の主な河川について述べる。

姫川は、長野県の青木湖～天狗岳（1927m）～小遠見山（2007m）～大遠見山（2106m）～五龍岳（2814m）を結ぶ稜線の北東斜面に発し（「大町」図葉）、糸魚川―静岡構造線に沿って長野県小谷村のJR大糸線南小谷駅付近まで北北東流（「白馬岳」図葉）、その後小滝川合流地点まで北北西流したのち、北～北西流して日本海に注ぐ（「糸魚川」図葉）。右岸からは西頸城山地西部を開析する根知川、ニゴリスミ川が、左岸からは飛驒山脈北部を開析する大所川、アザキリ沢、虫川などがそれぞれ合流する。長野県境から小滝川合流地点までの間では、大きく incised meander して比高300～800mの急峻なV字谷（姫川溪谷）を形成している。蒲原温泉から平岩の間では、東側から真那板山（1219.3m）の比高800mにおよぶ急斜面が、西側からは一難場山（1518.2m）北東麓の比高400m以上の急斜面が迫っている。また、横川（長野県小谷村）合流地点から小滝川合流地点にかけては、東側から善光寺山（792m）～戸倉山（975.5m）～鎌倉山（884m）の比高300～500mの急崖が、西側からは辰尾山（761.2m）の比高400mの急崖が迫り、それぞ



第1図 主要水系分布

れtypicalなV字谷を形成している。谷底平野や河成段丘はほとんどみられず、急峻な山地斜面が現河床に迫っている。この峡谷は、隆起する西頸城山地西部と飛驒山脈北部を姫川が激しく侵食して形成した antecedent valley であろう。小滝川合流地点より下流では流路は比較的単調となる。小滝川合流地点から中山橋付近までは、幅200~500mの狭長な谷底平野を形成してい

る。中山橋より下流では谷幅が広がり、幅1kmを超える谷底平野と小規模な河成段丘がみられる。

大所川は、長野県境に連なる三国境(2751m)～小蓮華山(2768.9m)～乗鞍岳(2436.7m)～フスブリ山(1944.3m)を結ぶ稜線の北西斜面および富山県境に連なる三国境～鉢ヶ岳(2563m)～雪倉岳(2610.9m)～赤男山～朝日岳(2418.3m)を結ぶ稜線の東斜面に発し、大所川第三発電所付近まで北東流したのち、東流して平岩で姫川に合流する。上流域で乗鞍沢、弥兵衛川、瀬戸川、白高地沢などの支流(支谷)を合わせて大所川となり、中～下流では右岸からウド川・木地屋川が、左岸からツリコシ沢・ヨグラ沢がそれぞれ合流する。上流域の支流は、標高900～1600mに広がるヒル平・ヤッホー平・蓮華温泉・兵馬ノ平・ヒョウタン池付近の氷河・周氷河作用によって形成された平坦面や緩斜面を開析して、小規模ながら地形的には非常にシャープなV字谷を形成している。大所川第一発電所の約1km下流(北)から大所川第二発電所までの間では、incised meanderしながら北東流し、比高300～400mのV字谷を形成している。とくに河床兩岸はほぼ垂直に近い急崖となっている。大所川第二発電所から姫川にかけてはしだいに谷幅・緩斜面が広がり、それまでの急峻さは減少する。これは北側に山之坊地区の地すべり性緩斜面、南側に大所・木地屋地区の地すべり性緩斜面がそれぞれ広く分布しているためである。大所集落周辺では小規模な河成段丘を形成しているが、谷底平野は発達していない。

小滝川は、五輪山～黒負山(2069.9m)を結ぶ稜線の西斜面および富山県境の長母山(2267m)～犬ヶ岳(1593m)を結ぶ稜線の東斜面に発し、北東流して小滝で姫川に合流する。上流域の中俣山(1037m)北東麓で東俣沢と西俣沢が合流して小滝川となり、中～下流では右岸からシクイ沢・ホドソ沢・マツオ沢・入りコン沢が、左岸からオソロ沢・ヨシオ沢・土倉沢・サカサ沢がそれぞれ流入する。オソロ沢合流地点から入りコン沢合流地点までの間ではincised meanderしながら比高300～600mの峡谷を形成しており、大ヒシ・小ヒシなどの岩壁が随所で兩岸に迫っている。特に比高600m以上におよぶ明星山(1188.5m)の南壁は圧巻である。さらに明星山の南側には清

水山（606m）の急斜面が迫り、深いV字谷を形成している。なお、小滝川沿いの明星山麓のヒスイ岩塊は、1954年に国の重要文化財（天然記念物）に指定され、一定範囲の河床が岩石採取禁止区として法的に保護されている。

虫川は、明星山～ヒヨドリ池～標高点を結ぶ山稜の北斜面に発し、不動滝まで北東流したのち東～北北東流して西中で姫川に合流する（「糸魚川」図葉）。不動滝の上流と虫川集落の300mほど上流（南）～大谷地集落間では incised meander して小規模な峡谷を形成している。現河床との比高は100～150mで、大所川や小滝川に比して谷は浅く、谷壁の急峻さもはるかに少ない。これは、虫川流域の標高と起伏量が 大所川・小滝川よりも小さいためである。虫川集落から上流の砂防堰堤の間には、極めて小規模な谷底平野と河成段丘を形成している。なお、不動滝は古生層の粘板岩・砂岩層を侵食して懸る滝で、落差は約70mである。

根知川は、海谷山地南部の雨飾山（1963.2m）～標高点1290m～鋸岳（1631m）を結ぶ山稜の西斜面に発し、中股沢合流地点まで西北西流したのち北西流して根小屋で姫川に合流する。中～下流では右岸から島滝川が、左岸からは中股沢などがそれぞれ流入する。源流部から約3km下流の標高点797m、628m付近までは、北側（右岸）から鋸岳・鬼ヶ面山（1591m）・駒ヶ岳（1487.4m）の急斜面、南側（左岸）からは雨飾山～標高点1472mの急斜面が迫り、山稜と谷底の比高が400～1000mにおよぶ深いV字谷となっている。とくに上流の雨飾山北斜面の谷頭部では、山体を激しく侵食して岩盤の露出する峡谷を形成している。別所集落より下流では小規模な河成段丘と幅250～750mの連続性のよい谷底平野が発達している。この谷底平野は、本調査地域内では最も広い。大所川、小滝川、虫川に比して流路の屈曲は少なく、比較的単調である。なお、谷底平野部の直線的な流路は、河川改修によるものである。

海川は、金山（2245m）～裏金山（2122m）～焼山（2400.3m）を結ぶ山稜の北西斜面に発し（「妙高山」図葉）、北西流して糸魚川市竹ヶ花で日本海に注ぐ（「糸魚川」図葉）。右岸から不動川、左岸から水保川が合流する。来海沢集落の南東約1kmにある発電所より上流では、海谷山地北部の昼間山

(1840.9m)、鉢山(1575m)、阿彌陀山と海谷山地南部の鋸岳、鬼ヶ面山、駒ヶ岳を激しく侵食して比高500~800mに達する深いV字谷を形成しており、海谷峡谷と呼ばれている。とくに、先の発電所から駒ヶ岳北東麓の間では incised meanderしながら、比高450~550mの峡谷を形成している。両岸には垂直に近い安山岩の岩壁が連続している。河床には、直径1km以上の巨礫が点在する。この峡谷の上流の谷底には、岩屑の堆積で形成された狭長な平坦面(谷底平野)がみられる。来海沢より下流では、幅50~200mの谷底平野と小規模な河成段丘を形成している。

水保川は、根知川と海川間の標高350~450mの丘陵を流域とし、北西~北流して糸魚川市水保で海川に流入する(「糸魚川」図葉)。流域の面積・標高・起伏量がともに小さく、地すべりの緩斜面が分布するため、谷は浅い。小規模な河成段丘が数段発達するが谷底平野はみられない。

田海川は、黒姫山(1221.5m)~穴見山(1070.4m)~一本松山を結ぶ山稜の東~北斜面に発し、北流して青海町寺地で日本海に注ぐ。黒姫山は、古生代石灰紀~二畳紀の石灰岩から成り、石灰岩地域特有のカルスト地形(とくにドリネ、ウバーレ)がみられる。源流部はマイコミ平周辺で、多数のドリネ・ウバーレから地下に浸透した雨水や雪解け水が、福来ケロ大鍾乳洞で再び地表水となって流出する。このため、マイコミ平周辺から福来ケロ大鍾乳洞までの谷は、通常は地表水のない涸れ川となっている。とくに黒姫山山頂の北および南東斜面には、ドリネ・ウバーレが密集しているため、谷の連続性が悪く地表水系としてのまとまりに欠ける。福来ケロ大鍾乳洞より下流では、meanderしながら比高200~250mの峡谷を形成している。幅50~100mの狭長な谷底平野がみられるが、河成段丘はほとんど発達していない。

青海川は、富山県境の白鳥山(1286.9m)~犬ヶ岳を結ぶ山稜の東斜面および犬ヶ岳~柴倉山(1484m)~源太夫山~ヨシオ山(1223m)~村杉山(1172.6m)~横前倉山を結ぶ山稜の北西斜面に発し、北東~北北東流して青海町青海で日本海に注ぐ(「糸魚川」図葉)。上流域でアイサワ谷、アブキ谷、金山谷などの支流(支谷)を合わせて青海川となり、橋立付近で右岸

から尻高沢が合流する。流域全般に渡って深いV字谷を形成し、稜線と谷底の比高は500～900mに達する。金山谷合流地点付近では、東側に比高400mの急斜面、西側に同250mの急斜面が迫り、また、清水倉下流では東側に比高900mの黒姫山北西の急斜面、西側に同350mの急斜面が迫っている。この2箇所はとくにシャープなV字谷となっている。橋立から清水倉の間には、断片的に河成段丘が散在する。谷底平野の発達には現河床に限られる。橋立のヒスイ岩塊は、1956年に国の重要文化財（天然記念物）に指定され、一定範囲の河床が岩石採取禁止区として法的に保護されている。

上路川は、尻高山（677.4m）～白鳥山を結ぶ山稜の西斜面に発し、南西流して大平川（下流で境川）に合流する。上流域で河内谷と湯ノ谷を合わせて上路川となり、左岸から楯谷と大滝谷が合流する。流域の面積・標高・起伏量がともに比較的小さく、地すべりの緩斜面が分布するため、大所川、小滝川、海川、青海川流域ほど急峻ではないが、支流の大滝谷は比高200～400mのV字谷を形成している。河内谷と湯ノ谷の合流地点より下流には、河成段丘と幅50～250mの谷底平野が発達する。上路集落東方には長さ750m、最大幅150mほどの連続性のよい河成段丘面がみられる。大滝谷の、安山岩採石場より下流の谷底には、土石流起源と考えられる幅50～100mの平坦な岩屑堆積面が形成されている。大平川への合流点付近では、incised meanderして比高150～250mの急崖をなし、狭窄部を形成する。

歌川は、麻尾山（706.4m）の北斜面に発し、ほぼ北流して青海町歌で日本海に注ぐ。上流部は歌谷と呼ばれる。標高200m以下の流路沿いには、幅約30～50mの谷底平野と狭小な河成段丘面がみられ、かつてはこのわずかな平坦地が水田や畑に利用されていたが、現在はほとんどが耕作放棄地となっている。

外波川は、尻高山～麻尾山を結ぶ山稜の北斜面に発し、北～北北東流して青海町外波で日本海に注ぐ。上流部は久治谷と呼ばれる。麻尾山北西斜面には地すべりの緩斜面が広がり、かつては雨池集落と耕地があったが、現在居住者はなく耕作放棄地となっている。上流では岩石・土砂崩壊が多発するため、多数の砂防堰堤が建設されている。下流には幅50mの谷底平野がみられ

る。

風波川は、入道山～尻高山を結ぶ山稜の北斜面に発し、ほぼ北流して青海町風波で日本海に注ぐ。

2. 水系パターン

山地・丘陵では、dendritic ~ subdendritic patternが卓越し、それぞれの河川の上流部ではpinnate状の1次谷が多数発達し、谷密度を大きくしている。後述するように、とくに柴倉山～源太夫山～ヨシオ山～村杉山～横前倉山～一本松山～千丈峰（807.3m）の山地、駒ヶ岳～鬼ヶ面山～鋸岳の山地、烏帽子岳（1450.5m）～阿彌陀山～鉢山の山地、三国境～小蓮華岳の山地、三国境～鉢ヶ岳～雪倉岳～長梅山では、pinnate状の1次谷の発達が著しい。

2次以上の中～上位次数のレベルでみると、前述の主要河川とその支流にはparallel patternが発達する。すなわち、糸魚川～静岡構造線以東の西頸城山地西部を開析する早川（流域の大半は「糸魚川」、「妙高山」図葉）、海川とその支流の不動川・水保川、根知川は、それぞれ2～4 km前後の間隔でparallelに北西流している。一方、糸魚川～静岡構造線以西の飛驒山脈北部を開析する大所川、小滝川、虫川、田海川、青海川も、それぞれ2～4 km前後の間隔でparallelに北東～北北東流している。主要河川の谷の方向は、糸魚川～静岡構造線以東の河川では北西～南東方向が卓越するのに対し、同以西の河川では北東～南西または北北東～南南西方向が卓越する。この方向の違いは、西頸城山地西部の主山稜と飛驒山脈北部の主山稜の隆起軸の方向の違いによるものであり、両者とも流域山地の隆起に伴って発達したconsequent riverである。

大所川では、上流部の弥兵衛川、右岸から合流するウド川、木地屋川がparallelに北西～北流し、上流部の白高地沢、左岸から流入するツリコミ沢、ヨグラ沢がparallelに北東～東流している。

小滝川では、右岸から流入するシクイ沢、ホドソ沢、マツオ沢、入リコン沢がparallelに北西～北流し、左岸から流入するオソロ沢、ヨシオ沢、土

倉沢、サカサ沢がparallelに南～南東流している。

3. 谷 密 度

谷密度の分析は、新潟県域の460区画を対象に行った。また、本調査地域は山地・丘陵が大半を占め、台地、低地の分布は極めて狭小なため、調査地

第1表 谷密度の概要

	方眼区画数	谷密度の合計	平均値	最大値	最小値
調査地域全体	460	14,172	30.81	61	1

域全体を山地・丘陵として取り扱った。第1表に谷密度の概要を示す。

谷密度は、最大値61、最小値1、平均値30.81で、急峻な山地では30以上が卓越し、丘陵や地すべりの緩斜面、岩屑・岩塊堆積面、氷河・周氷河作用によって形成された緩斜面などでは10～30程度となっている。

糸魚川―静岡構造線以西の山地では、とくに柴倉山～源太夫山～ヨシオ山～村杉山～横前倉山～一本松山～千丈峰の山地、三国境～小蓮華岳の山地、三国境～鉢ヶ岳～雪倉岳～長梅の山地でpinnate状の1次谷の発達著しく、40以上の区画が大半を占める。後述する谷密度の階級R6（谷密度51以上）26区画中、22区画およびR5（谷密度41～50）81区画中、61区画がこれらの山地に集中している。最大値61は村杉山の北斜面にある。この地域の山地は、ジュラ紀末馬層の砂岩・頁岩、古生層の粘板岩・砂岩・石灰岩、古生層の変成岩類（千枚岩・結晶片岩）および古第三紀の貫入岩（流紋岩）などから構成され、大小の崩壊地形が密に分布すること、雪崩による激しい侵食作用が働くこと、岩体表面の風化が進んでいることなどが、山ひだを著しく細かく、谷密度を大きくしている。

糸魚川―静岡構造線以东の山地でも、駒ヶ岳～鬼ヶ面山～鋸岳の山地、烏帽子岳（1450.5m）～阿彌陀山～鉢山の山地では、pinnate状の1次谷の発達著しく、40以上の区画が多い。谷密度の階級R6（谷密度51以上）が4区

画、R5（谷密度41-50）が20区画ある。これらの山地は、主として新第三紀鮮新統の安山岩から構成され、糸魚川-静岡構造線以西の山地と同様、大小の崩壊地形が多数分布すること、雪崩による激しい侵食作用が働くこと、岩体表面の風化が進んでいることなどが山ひだを著しく細かくし、谷密度を大きくしている。

一方、上述の山地でも、地すべりの緩斜面、岩屑・岩塊堆積面、氷河・周氷河作用に関わって形成された緩斜面などが分布するところでは、谷の発達が悪く連続性も不明瞭で、谷密度は10-30程度となっている。地すべりの緩斜面は、前烏帽子岳（1040m）北方のニゴリ川（早川の支流）流域、戸倉山（975.5m）～善光寺山～城山（525.2m）の北東斜面、赤禿山（1158m）～辰尾山の北斜面と南斜面、木地屋川流域、上路川上流域、外波川上流域などに分布し、谷密度は10-30である。岩屑・岩塊堆積面は、不動川と谷根川（早川の支流）の間、駒ヶ岳～舟浦山（772m）の西側の山腹、フスプリ山～風吹岳～籠岳（1821.4m）の北斜面などに分布し、谷密度は10-30である。氷河・周氷河作用によって形成された緩斜面は、大所川上流の標高900-1600mに広がるヒル平・ヤッホー平・蓮華温泉・兵馬ノ平・ヒョウタン池で、谷密度は20-30である。

富山・長野両県境の区画では、調査地域に含まれる面積が狭小なため、谷密度は10-20程度である。

以上の結果から、本調査地域における地形・地質と谷密度の関係を整理すると、概ね第2表のようになる。

第2表 地形・地質と谷密度の関係

			地 形		地 質
谷 密 度	大	31以上	大起伏	飛騨山脈北部 西頸城山地西部	ジュラ紀の砂岩・頁岩・古生層の粘板岩・砂岩・石灰岩・千枚岩・結晶片岩、古第三紀の貫入岩（流紋岩）、鮮新統（安山岩）、鮮新統（砂岩、泥岩）
	中	10-30	小起伏	地すべり地形 岩屑・岩塊堆積面 氷河・周氷河性緩斜面	

次に、第2図のように、山地・丘陵の谷密度を6階級（谷密度の階級=R）に分け、各階級の方眼区画数の割合を他の調査地域と比較してみよう。第3表に山地・丘陵の谷密度の階級とその割合を示す。

第3表 山地・丘陵の谷密度の階級とその割合

階級 (R)	谷密度	方眼区画数	割合 (%)
1	1-10	37	8.1
2	11-20	59	12.8
3	21-30	112	24.3
4	31-40	145	31.5
5	41-50	81	17.6
6	51-	26	5.7
合計		460	100

各階級の割合をみると、R4が最大で以下R3>R5>R2>R1>R6となる。他の調査地域と比較すると、いずれもR3～R5が卓越することで共通している。他の調査よりR1～R3の割合が多いのは、谷密度の小さい地すべりによる緩斜面、岩屑・岩塊堆積面、氷河・周氷河作用によって形成された緩斜面などが広く分布するためである。ただ、R1の割合が8.1%と調査地域中最大になっているのは、前述のように富山・長野両県境のほとんどの区画で、調査地域に含まれる面積が狭小なためである。

最後に、調査・資料収集でお世話になった方々に厚くお礼申し上げます。

参考文献

- 新潟県 (1976) : 土地分類基本調査 5 万分の 1 「高田東部」. 56～62.
 新潟県 (1980) : 土地分類基本調査 5 万分の 1 「高田西部」. 60～64.
 新潟県 (1984) : 土地分類基本調査 5 万分の 1 「加茂」. 64～71.

- 新潟県 (1986) : 土地分類基本調査 5 万分の 1 「津川」. 88~92.
- 新潟県 (1987) : 土地分類基本調査 5 万分の 1 「松之山温泉」. 77~82.
- 新潟県 (1988) : 土地分類基本調査 5 万分の 1 「岡野町」. 76~82.
- 新潟県 (1989) : 土地分類基本調査 5 万分の 1 「柏崎・出雲崎」. 70~75.
- 新潟県 (1990) : 土地分類基本調査 5 万分の 1 「村上」. 50~55.
- 新潟県 (1991) : 土地分類基本調査 5 万分の 1 「笹川・粟島」. 53~55.
- 新潟県 (1992) : 土地分類基本調査 5 万分の 1 「塩野町」. 16~20, 29, 63~72
- 新潟県 (1993) : 土地分類基本調査 5 万分の 1 「勝木・温海」. 57~64.
- 新潟県 (1976) : 土地分類基本調査 5 万分の 1 「佐渡島」. 印刷中.
- 新潟県 (1994) : 土地分類基本調査 5 万分の 1 「小国」. 印刷中.
- 新潟県 (1983) : 「新潟のすぐれた自然—地形・地質編」. 333p.
- 新潟県 (1977) : 「20 万分の 1 新潟県地質図および説明書」. 493p.
- 新潟県 (1992) : 「河川及び海岸関係一覧表」. 469p.
- 活断層研究会 (1991) : 「新編 日本の活断層 分布図と資料」. 東大出版会.
437p
- 新潟県土木部 (1995) : 平成 7 年 7. 11 水害—被害状況調査レポート— 18p.
- 糸魚川市 (1995) : 姫川大氾濫! 爪跡深く— 7. 11 水害・被害の概要— 16p.

(新潟大学教育人間学部 鈴木郁夫・新潟県立長岡高校 芳賀昌隆)

V 土地利用現況図

本図葉地域は、新潟県南西部に位置し、糸魚川市と青海町の1市1町が含まれる。糸魚川市は南部で長野県・富山県に接し、青海町は西部で富山県に接する。両市町とも海岸部を除く大半が調査対象地域となっている。なお、根知川上流部、戸倉山（975.5m）東方の蛙池付近は、長野県との境界が一部未確定地域となっている。

1 農 地

農地は、水田と普通畑からなる。水田が大半を占め、普通畑はわずかに分布するにすぎない。これらの農地は、山地・丘陵を開析する姫川・海川・早川・上路川とその支流沿いの谷底平野や河成段丘面を中心に分布しており、その他、地すべり性の緩傾斜地にも分布する。以下、それぞれの農地について、分布の特徴や利用状況を概観してみよう。

(1) 水 田

水田は、図葉内の農地で最大の面積を占め、水田率は糸魚川90.7%、青海町83.7%（1993）となっている。水田は、上述の諸河川とその支流沿岸の谷底平野、河成段丘面および地すべり性緩傾斜地に分布する。

姫川右岸では、大野・JR大糸線根知駅南部の谷底平野に、左岸では、西川原・山本の谷底平野にそれぞれ分布する。支流の根知川では、山寺から根小屋にかけて兩岸の谷底平野や河成段丘面に分布するほか、善光寺山（792m）北東斜面の地すべり性緩傾斜地にもみられる。なお、とくに地すべり性緩傾斜地では、休耕や耕作放棄がかなりみられ、雑草化しているところも少なくない。このほか、小滝川支流の入リコン沢右岸、山之坊、大所川支流の木地屋川沿いの地すべり性緩傾斜地や河成段丘面にも分布する。一部では休耕や耕作放棄がみられ、雑草化している。虫川沿いでは、中谷地・大谷地・虫川などの谷底平野に狭小に分布し、上流部の菅沼では、地すべり性緩傾斜地に分布している。

早川上流部の砂場集落南部には、地すべり性緩傾斜地に分布するが、ここでも休耕や耕作放棄がかなりみられ、低灌木まじりの雑草となっているところが少なくない。

海川沿いの釜沢から来海沢にかけては、狭小な谷底平野や地すべり性緩傾斜地に分布し、また、支流水保川の上流では、市野々から御前山にかけての地すべり性緩傾斜地に分布する。一部では、休耕や耕作放棄がみられ、雑草化している。

上路川沿いでは、上路付近の谷底平野や河成段丘面に分布にし、一部では、休耕や耕作放棄がみられ、雑草化している。

このように、休耕や耕作放棄および他の土地利用への耕地の転用により、耕地面積は減少している。表-1に農地の概要を示す。

表-1-1 農地の概要 (糸魚川市)

単位：h a

区分 年次	耕地面積	田	畑			
			畑 計	普通畑	樹園地	牧草地
1986	2,609	2,380	229	212	15	2
1988	2,534	2,310	224	208	14	2
1993	2,273	2,060	213	196	15	2
'93-'86	-336	-320	-16	-16	0	0
県計 '93	189,880	167,300	22,580	17,400	3,600	1,580

(「新潟農林水産統計年報(農林編)1986-'87, 1988-'89, 1993-'94」より作成)

表-1-2 農地の概要（青海町）

単位：h a

区分 年次	耕地面積	田	畑			
			畑 計	普通畑	樹園地	牧草地
1986	121	105	16	16	0	0
1988	112	96	16	16	0	0
1993	86	72	14	13	1	0
'93-'86	-35	-33	-2	-3	1	0
県計 '93	189,880	167,300	22,580	17,400	3,600	1,580

（「新潟農林水産統計年報（農林編）1986-'87, 1988-'89, 1993-'94」より作成）

なお、新潟県糸魚川農地事務所管内で実施されてきた、農地・農道等の整備事業の概要は、以下のとおりである。

- ① 県営ほ場整備事業 根知地区 178.4ha 昭和51～60
- ② 団体営ほ場整備事業 市野々地区 12.0ha 昭和55～60
- ③ 団体営ほ場整備事業 上路地区 27.8ha 昭和52～57
- ④ 農村基盤総合整備事業 市野々地区 20.0ha 昭和54～61
- ⑤ 県営農道整備事業 根知地区 3558m 昭和42～46
- ⑥ 県営農道整備事業 外波地区 3450m 昭和60～平成3

(2) 普通畑

普通畑の分布は、水田に比して極めて狭小で、河成段丘面・谷底平野・地すべり性緩傾斜地の一部に島状に点在するにすぎない。すなわち、根知川沿いでは、山寺と大神堂の間の右岸谷底平野および上町屋南部の左岸谷底平野、小滝川沿いでは瀬野田の河成段丘面、山之坊の地すべり性緩傾斜地、歌川・外波川の河成段丘面・谷底平野、上路川上流では地すべり性緩傾斜地にそれぞれ分布する。このうち、根知川・歌川・外波川沿いの普通畑は、水田から転作されたもので、大豆その他の各種野菜などが小規模に栽培されている。

収穫量はいずれも少なく、自家用に供されるほか、一部は域内外に出荷されている。表-2に糸魚川市、青海町の主な農作物の収穫量を示す。

表-2 農作物の概要

	収穫量 単位：t						
	水 稻	大 豆	大 根	白 菜	ね ぎ	な す	トマト
糸魚川市	5,770	40	567	158	136	168	127
青 海 町	195	1	46	12	10	10	12

(「新潟農林水産統計年報(農林編)1993~1994より作成)

2 草 地

図中に区分できるほどの人工草地はみられない。自然草地は、図葉の各地に点在する。

(1) 人工草地

公園(高波池の周辺など)、堤防・道路・鉄道の盛土斜面、斜面安定工法を施した法面、スキー場ゲレンデの一部に小規模に分布するにすぎない。

(2) 自然草地

河川の現河床・川岸・中洲、水田・畑跡地、山地などに帯状または島状に分布する。

① 河川沿いに分布するもの

姫川、海川、水保川、小滝川、青海川、歌川、上路川などの現河床や川岸および谷底平野の一部に分布する。いずれも狭長で、図中ではわずかに区分できるにすぎない。

② 水田・畑跡地に分布するもの

自然草地の中では最も広い面積を占める。地形的には、いずれも地すべり性緩傾斜地や谷底平野の一部である。すなわち、早川上流の砂場南

部の地すべり性緩傾斜地、海川沿いの釜沢～真木～粟倉～来海沢の谷底平野の一部と地すべり性緩傾斜地、水保川沿いの谷底平野の一部と大久保～市野々～御前山の地すべり性緩傾斜地、根知川とその支流沿いの地すべり性緩傾斜地、山之坊一帯の地すべり性緩傾斜地、上路川沿いの谷底平野の一部と上流の地すべり性緩傾斜地などに分布する。これらの自然草地は、そのほとんどが水田跡地で、休耕や耕作放棄が進むなか、自然雑草化したもので、低灌木の混じるところも少ない。

③ 山地に分布するもの

県境の白馬大池～小蓮華山（2768.9m）～三国境（2751m）～鉢ヶ岳（2563m）～雪倉岳（2610.9m）の稜線沿いおよび朝日岳（2418.3m）～犬ヶ岳（1593.0m）の稜線沿いには、コマクサ、タカネスミレなどからなる風衝草原や草丈の低い多年生草本を主とした雪田草原が分布する。兵馬ノ平、五輪高原にも雪田草原がみられる。

白池周辺や梅平一帯および雨飾山（1963.2m）～茂倉峠の稜線沿いには、ササ草原が広く分布する。また、親不知海岸にせまる山地斜面の一部、富山県境の大平川右岸もササ草原がみられる。

このほか、赤禿山（1158.0m）南麓（大所川左岸）、大所川上流の大所第一発電所一帯、木地屋北部（木地屋川左岸）、根知川上流部の梶山・別所などには、その他の自然草原が広く分布する。

3 林 地

森林は、図葉の全域に広く分布している。天然の落葉広葉樹が大部分を占めるが、海川・水保川・根知川・小滝川・大所川・上路川流域の低地周辺の丘陵や山地の谷筋斜面、親不知海岸にせまる山地斜面には人工スギ植林が分布する。また、風吹大池～三国境～朝日岳の稜線付近の斜面には、ハイマツを中心とした天然の常緑針葉樹がみられ、一部にはオオシラビソを主とした天然の常緑針葉樹も分布する。

表－3に、糸魚川市と青海町の林地の概要を示す。

表-3 林地の概要

単位：h a

区分 地域	総森林面積	林 野 面 積					
		人 工 林		天 然 林		竹 林	そ の 他
		針葉樹	広葉樹	針葉樹	広葉樹		
糸魚川市	36,220	5,673	171	904	25,633	28	3,811
青海町	11,893	1,552	101	51	7,385	33	594
県 計	800,379	157,774	3,873	22,281	533,176	1,967	81,308

(「新潟農林水産統計年報(農林編)1993~1994」より作成)

(1) 針葉樹

① 人工植林

谷底平野周辺の丘陵や山地の谷筋斜面、河成段丘面などの比較的水分条件の良い地域には、スギ植林が広く分布する。

海川・水保川・根知川流域の丘陵斜面、小滝川流域の丘陵斜面一とくに小滝周辺一と中上流域の谷筋斜面、山之坊一帯の丘陵斜面、大所川・木地屋川流域の谷筋斜面、虫川流域の丘陵斜面、青海川流域の谷筋斜面、歌川・外波川・風波川流域の山地斜面、上路川流域の丘陵斜面などに分布する。多くは、谷底平野や現河床の辺縁から標高約500mの丘陵斜面に分布し、その他は標高500m~1000mの谷筋や山地斜面に分布する。

② 天然林

天然の常緑針葉樹は、標高1500m以上の山地の稜線(尾根筋)付近に分布する。風吹大池~フスブリ山(1944.3m)~白馬大池~小蓮華山~三国境~朝日岳の稜線沿いには、ハイマツを主とした高山低木群落の混合林が発達している。また、蒲原山(1629m)~簞岳(1821.4m)~フスブリ山の稜線沿い、フスブリ山から北西に伸びる尾根筋、五輪山(2250m)から黒負山(2069.9m)、丸倉山(1782m)にかけての尾根筋には、オオシラビソ林が分布し、一部にはコメツガも点在する。

(2) 広葉樹

ほとんどが天然落葉広葉樹で、ブナーミズナラ群落、カスミザクラ・コナラ群落、チシマザサーブナ群団、ダケカンバ群落、自然低木群落などからなる。

ブナーミズナラ群落は、図葉全域に渡って標高400～1000mの丘陵・小起伏山地に広く分布している。

カスミザクラ・コナラ群落は、現河床や谷底平野から標高400mの丘陵や河川沿いの山地斜面に広く分布する。

チシマザサーブナ群団は、海川・大所川・木地屋川・小滝川・青海川上流域の中起伏～大起伏山地に広く分布し、とくに海川・大所川上流域で卓越する。

ダケカンバ群落は、箴岳～小蓮華山～雪倉岳～朝日岳の斜面（標高1500～2200m）に分布し、低木層・草本層にはミヤマハンノキやチシマザサが生育する。

自然低木群落は、落葉広葉樹の低木林からなり、海川・大所川・小滝川・青海川上流域の中起伏～大起伏山地に分布する。

4 都市・村落

大きな集落はみられない。いずれも小規模な塊村で、河川沿いの谷底平野や地すべり性緩傾斜地および海岸部の低地に点在する。これらの集落は、JR北陸本線、JR大糸線、国道8号線、国道148号線、県道および市町村道で結ばれている。

5 その他

(1) スキー場

根知川流域の善光寺山北東斜面に、シーサイドバレースキー場がある。その概要を示す（1992）。

面積	745,000㎡	最長滑走距離	3 km	リフト	7本
駐車場	1000台	アクセス	北陸自動車道糸魚川ICから12km		

宿泊施設 旅館3軒、ホテル1軒、民宿15軒 計610名収容可

(2) その他の建物・施設

密集した市街地や集落から離れて立地する、公園、工場、学校、畜舎、ホテルなどは、その他の建物・施設として区分した。なお、姫川右岸では、河川敷の一部や水田が転用され、1995年7月11日大水害の復旧工事用資材（ブロックなど）の製造基地や作業従事者の宿泊施設・事務所などが建設されている。

(3) 造成地・人工改変地

糸魚川市大野のJR大糸線沿い、根知川谷底平野の一部、明星山（1188.5m）南斜面の一部、上路川右岸などにみられる。

(4) 採石場

青海町の黒姫山（1221.5m）には、大規模な石灰石（石灰岩）の採石場がある。このほか上路川下流に、緑石片岩（ヒン岩）の採石場、上路川支流の大滝谷左岸に安山岩の採石場がある。

(5) 裸地（露岩地・砂礫地）

河川の現河床、山地斜面の崩壊地、山地急斜面の岩石露出地などを裸地として区分した。

(6) 国立公園

図葉東部の雨飾山周辺は、上信越高原国立公園に含まれる。また、白馬連峰一帯は、中部山岳国立公園に含まれる。

雨飾山は日本百名山の1つに数えられ、登山者が多い。毎年、地元青年団が中心となり山開きが行われる。根知川上流の標高約900mの地点に雨飾温泉（梶山新湯）があり、キャンプ場や露天風呂も整備されている。雨飾山荘は、5月上旬から11月中旬まで営業している。

白馬連峰は、白馬岳（2932.2m 富山―長野県境）とその北西に連なる鉢ヶ岳・雪倉岳・朝日岳および北東に連なる小蓮華山・乗鞍岳（2436.7m 長野県）・岩菅山（1890m 長野県）などからなり、地形・地質・動物など変化に富んだ自然環境が、多く研究者や観光客を魅きつけている。なかでも、カール・モレーン・構造土などの氷河・周氷河地形、線状凹地、特徴ある火山岩や変成岩、各種の高山植物（とくに五輪山から丸倉山にかけては白馬連山高山植物帯となっている）、ライチョウ・カモシカをはじめとする野生動物の生息など、学術的にも貴重な自然資源の宝庫となっている。

(7) 県立自然公園

親不知海岸一帯は、親不知子不知県立自然公園に、海川溪谷および小滝川・上路川下流域一帯は、白馬山麓県立自然公園に指定されている。

親不知子不知県立自然公園は、山地が急崖をなして日本海に落ち込むところに形成された海岸景勝地である。親不知コミュニティー・ロードからは、この断崖・絶壁「天下の険」を一望できる。遊歩道（旧国道8号線）沿いの岸壁には、「砥如矢如」の文字が刻印されている。明治27年、この地を訪れたイギリスの登山家ウォルター・ウェストンは、この風景や岸壁の文字を著書に紹介、これに因んで遊歩道入口にはウェストン像が設置されている。域内にはこのほか、親不知ピアパーク、親不知海水浴場、市振海水浴場、市振関所跡、勝山城跡、親不知子不知青少年旅行村、芭蕉句碑などがある。

白馬山麓県立自然公園は、2つの区域からなる。東部区域には、海川上流の海谷溪谷や駒ヶ岳（1487.4m）が含まれる。海谷溪谷では、火山活動によって噴出した安山岩溶岩が、比高600mの急崖をなしてせまり、見事な溪谷美をつくっている。西部区域には、国指定天然記念物の小滝川ヒスイ峡、明星山（1188.5m）、高浪池、フィッシングパークなどがある。明星山が絶壁をなして小滝川に落ち込むあたりがヒスイ峡で、河床にはヒスイの原石を見ることができる。明星山は、古生代の石灰岩からなる岩峰状

の山で、その岸壁はロッククライミングのフィールドとしても知られている。高浪池は標高約540m、小滝川挟んで北側に明星山を見とおす位置にある。白馬山麓国民休養地に指定され、池の周囲には、キャンプ場、テニスコート、遊歩道、宿泊施設などが整備されている。

最後に、調査を進めるに当たり、資料提供や現地案内等でお世話になった関係機関の各位に深く感謝申し上げます。

参考文献

1. 環境庁（1982）：現存植生図 1：50,000「小滝」
2. 環境庁（1982）：現存植生図 1：50,000「白馬岳」
3. 環境庁（1982）：現存植生図 1：50,000「泊」
4. 環境庁（1982）：現存植生図 1：50,000「黒部」
5. 新潟農林統計協会（1995）：新潟農林水産統計年報（農林編）1993—1994
6. 新潟農林統計協会（1989）：新潟農林水産統計年報（農林編）1988—1989
7. 新潟農林統計協会（1987）：新潟農林水産統計年報（農林編）1986—1987
8. 新潟県糸魚川農地事務所（1996）：管内の業務内容
9. 新潟県糸魚川農地事務所（1992）：管内の業務内容
10. 新潟県（1979）：環境庁委託 第2回自然環境保全基礎調査 植生調査報告書
11. 糸魚川市（1991）：糸魚川（市勢要覧）
12. 糸魚川市（1994）：糸魚川のすがた（統計要覧）
13. 青海町（1992）：おうみ町勢要覧
14. 青海町（1995）：統計おうみ
15. ④新潟県観光協会（1992）：SKI GUIDE'92 NIIGATA
16. 糸西地方広域観光協議会（1996）：四方海話
17. その他 関係町村の各種パンフレットなど

（新潟県立長岡高校 芳賀昌隆）

2001年3月 印刷発行

土地分類基本調査

小滝・泊・黒部・白馬岳

編集発行 新潟県農地部農村環境課
新潟市新光町4番地1

TEL (025)285-5511(内)3173

印刷 地図 (株)富士波出版社

新潟市学校町通598番地

説明書 (株)文天閣

新潟市津島屋7-20