

保存用

土地分類基本調査

地形・表層地質・土じょう

長野

5万分の1

国土調査

経済企画庁

国土調査課

1974

序 文

国土狭少，天然資源に乏しい条件下で，多くの人口を擁するわが国は，従来跋行的に集約度の高い土地利用が行われ，それに伴って，過密過疎，公害，環境破壊等の諸問題が生じている。今後国土の利用，開発および保全を行うに当たっては，自然環境の保全と公共の福祉優先の原則にのっとり，健康で文化的な生活環境の整備と国土の均衡ある発展をはかることが必要である。そのためにはあらゆる角度から総合的に国土の実態を把握し，その地域の自然的社会経済的特性を生かした合理的効果的な国土の利用，開発および保全のための土地利用計画を策定する必要がある。

国土調査法ならびに国土調査促進特別措置法に基づく土地分類基本調査は，自然条件のうち，土地の基本的性格を形成している地形，表層地質，土壌の3要素をとりあげ，その各々について調査基準，精度，縮尺を統一して調査を行い，その結果を相互に有機的に組合せることによって，実態を正確に把握し，土地をその利用の可能性により分類し，もって土地利用計画策定の一助とするものである。

本図幅は，行政的利用の可能性が大きく，かつ自然条件の基準地的性格をもつ地域と考えられるので，広く関係者に利用されることを切に望むものである。

ここに資料の収集調査，図簿の作成等に御協力を頂いた各位に深く謝意を表する次第である。

昭和 49 年 3 月

経済企画庁総合開発局長

下 河 辺 淳

ま え が き

1. 本調査は経済企画庁が建設省国土地理院、通産省地質調査所、農林省林業試験場、農林省農業技術研究所に支出委任して行ったもので、その事業主体は、経済企画庁である。
2. 本調査成果は、国土調査法施行令第2条第1項第4号の2の規定による土地分類基本調査図および土地分類基本調査簿である。

3. 調査にあたり、基準とした作業規程準則は下記のとおりである。

地形調査作業規程準則（昭和29年7月2日総理府令第50号）

表層地質調査作業規程準則（昭和29年8月21日総理府令第65号）

土じょう調査作業規程準則（昭和30年1月29日総理府令第3号）

4. 調査の実施、成果の作成関係機関及び関係担当者は下記のとおりである。

総括企画調整・編集	経済企画庁総合開発局	技官	和田温之	
	"	"	山崎寿雄	
	"	"	安藤泰三	
	(林野庁)	農林技官	川上哲三	
企画連絡	長野県農政部農地開発課	国土調査係長	土屋一郎	
地形調査	防衛大学校	防衛庁教官	中村三郎	
	信州大学	文部教官	小林詢	
表層地質調査	通商産業省地質調査所	通商産業技官	黒田和男	
土じょう調査	農林省農業技術研究所	農林技官	松坂泰明	
		"	原田竹治	
		"	足立美智子	
		"	三上正則	
		"	井上恒久	
	農林省林業試験場	農林技官	真下育久	
		"	鷹見守兄	
		"	森田佳行	
		"	大角泰夫	

(参 考)

土地分類基本調査図幅 (既刊)

1. 国土調査法に基づくもの (昭和37年度まで)

水沢 (岩手県), 湯殿山 (山形県), 前橋 (群馬県), 宇都宮 (栃木県), 寄居 (埼玉県), 鯉沢 (山梨県), 四日市 (三重県), 津山西部 (岡山県), 熊本 (熊本県), 鹿屋 (鹿児島県) 以上10図幅

2. 国土調査法および国土調査促進特別措置法に基づくもの (昭和38年度から昭和46年度まで)

白老 (北海道), 浜頓別 (北海道), 中標津 (北海道), 江差 (北海道), 八戸 (青森県), 雫石 (岩手県), 仙台 (宮城県), 秋田 (秋田県), 郡山 (福島県), 水戸 (茨城県), 八日市場 (茨城県・千葉県), 青梅 (埼玉県・東京都), 藤沢 (神奈川県), 長岡 (新潟県), 石動 (富山県・石川県), 金沢 (石川県), 福井 (福井県), 飯田 (長野県), 長浜 (岐阜県・滋賀県), 磐田・掛塚 (静岡県), 豊田 (愛知県), 京都西南部 (京都府・大阪府), 五条 (大阪府・奈良県・和歌山県), 龍野 (兵庫県), 米子 (鳥取県・島根県), 三次 (広島県), 防府 (山口県), 川島 (徳島県・香川県), 丸亀 (香川県), 西条 (愛媛県), 高知 (高知県), 佐賀 (福岡県・佐賀県), 諫早 (佐賀県・長崎県), 宇佐 (大分県), 宮崎 (宮崎県) 以上35図幅

合計45図幅

総目次

序	文	
まえがき		
総論	論	1 ~ 15
地形各論	論	1 ~ 22
表層地質各論	論	1 ~ 21
土じょう各論	論	1 ~ 70

地形分類図（および傾斜分布図，水系および谷密度図）

表層地質図

土じょう図

土地分類基本調査簿（国土調査）第157～159号

総論

長野

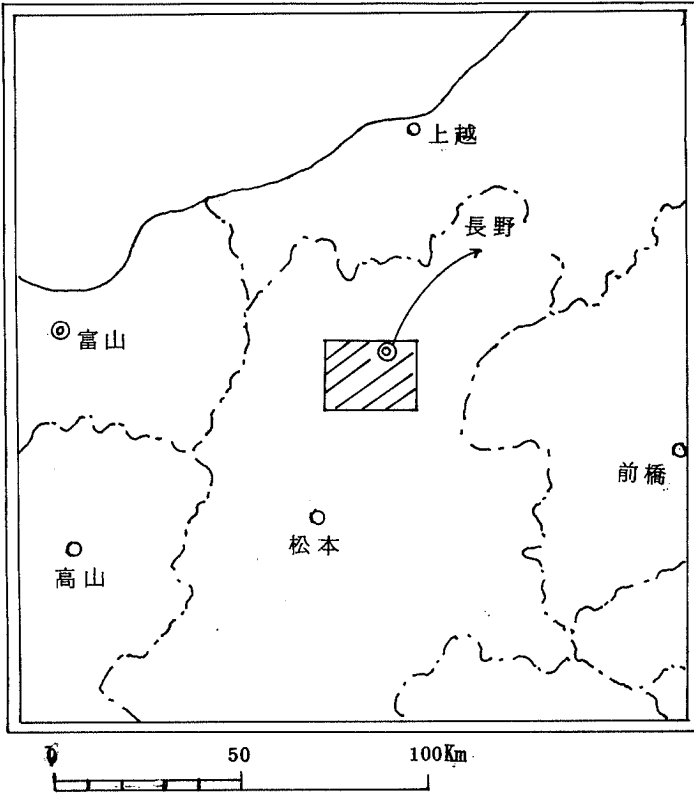
5万分の1

国土調査

経済企画庁

1974

位置図



目 次

I	位 置	1
II	地 形 概 說	2
III	表 層 地 質 概 說	3
IV	土 壤 概 說	7

1 : 50,000

総論

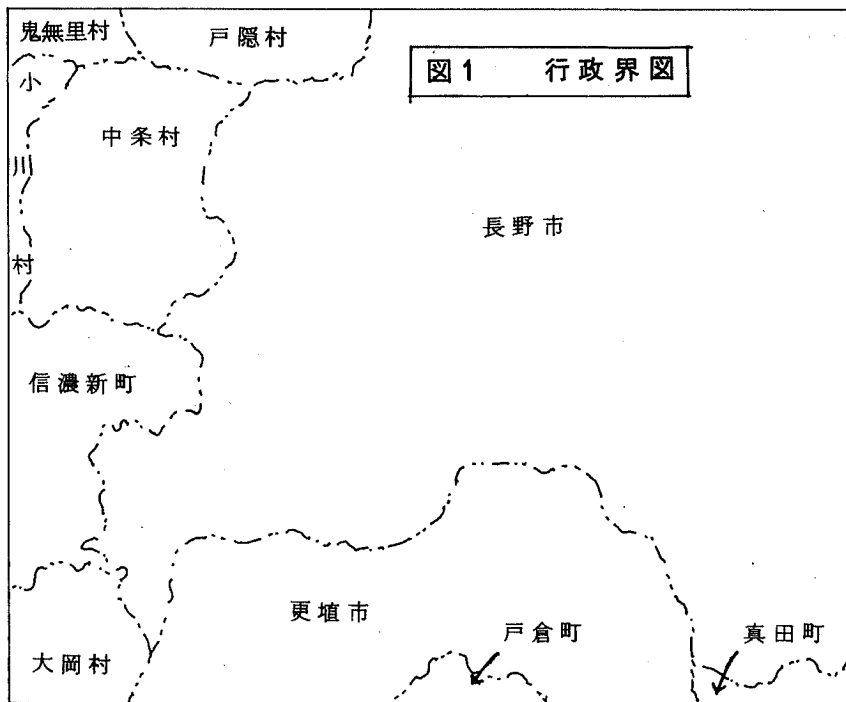
長野

I. 位置

位置：「長野」図幅は、中部地方の北東部、長野盆地の西部に位置し、図幅の全部が長野県である。

経緯度的位置は、東経 $138^{\circ}0'10''4$ ~ $138^{\circ}15'10''4$ 、北緯 $36^{\circ}30'$ ~ $36^{\circ}40'$ の範囲である。

行政区画は、長野市が大半を占めるが、他に中条村の全部、更埴市、真田町、戸倉町、信濃新町、戸隠村、鬼無里村、小川村、大岡村の一部がある。



II. 地形概説

長野地区は、日本のほぼ中央に位置し、日本列島の重要な構造線である糸魚川—静岡構造線の北部に相当する。地形の特徴から、大きく次の3つの地区に分けることができる。

- (1) 西部山地
- (2) 中央低地
- (3) 東部山地

(1) 西部山地：主に犀川沿いの地域である。標高600～1000 mの丘陵性の山地が主体で、犀川はこの丘陵を侵蝕して、典型的な穿入蛇行の流路を形成している。尾根筋は丸味をおびて、なだらかな晩壮年期的な地形を呈し、沢筋はV字状の谷が発達する幼年期的な地形がみとめられ、この両者が交錯して地形を構成している。犀川丘陵地域は、洪積世以降隆起しながら山地の形成と解体がつづいた。高度800～1000 mに洪積世の侵蝕平坦面が発達し、この侵蝕面以下の地域は、主に軟質の水成岩類からなり、地すべり頻発地帯である。侵蝕面の上位は、硬質の火砕岩類が主で、この硬岩地帯は侵蝕面形成時、抵抗体として残った残丘群と考えられている。図幅北部の虫倉山(1378 m)・陣馬平山(1257 m)などこれである。

(2) 中央低地は長野盆地を北東に流れる千曲川の氾らん原、東に流れる犀川の扇状地、犀川支流の裾花川の扇状地よりなる。千曲川は篠の井附近よりその勾配が緩やかとなり、犀川との合流点まではかなり緩やかで、犀川の影響をうけて千曲川は東に寄せられている。長野盆地は陥没性の盆地で、盆地西縁には多数の断層がみられ、最近の水準測量の結果にも、西側山地は隆起し、盆地は沈降する傾向がみられる。1927～1957年の記録では、数cmの沈下を示している。

(3) 東部山地は、中新世の堆積岩と火山岩類からなる山地によって構成される。その山容は一般にけわしく、新期の火山岩よりなる奇妙山周辺は、山地崩壊が顕著である。現在ほぼ終息しているが、1965年以降皆神山を中心に“松代群発地震”が発生し、それに伴う山地崩壊や、地下水の異常湧水現象がみとめられ、これが新しい地すべりや山崩れを誘発し、既存の地すべり地の水位変化や移動量に大きな影響を与え、また盆地内のかんがい排水路などに甚大な被害を与えた。

Ⅲ. 表層地質概説

この図幅地域は、いわゆるフォツサ・マグナ地域にあって、新第3紀初期の陥没に始まり、非火山性堆積物や火山性堆積物が厚く累積して形成された地層が、いちじるしい褶曲や断層運動の影響を受け、さらに深成岩体の進入を受けた地帯構造が形成されている。このような地層・岩石からなる山地の表面を、さらに火山噴出物が覆い、現在の地形・地質の骨格が形成された。

この図幅地域は、大きく次の3つに区分される。まず、図幅地域の北東隅からほぼ南南西に縦断する善光寺平は、海拔350m前後の平地であって、千曲川がこの平地の東縁に沿って南から北へ流れ、これに犀川が西側の山地を貫流して善光寺平へ達し、扇状地を伴いながら千曲川に合流している。

善光寺平の南東側は、海拔1000m前後の山地があって、その山脚は、顕著な崖錐地を伴いながら、平地に没している。この山地は河東山地と呼ばれ、山腹斜面は比較的急峻である。山地を構成する地層は、新第3紀の黒色泥岩を主体とし、最上部は礫岩・砂岩の互層となる一連の地層で、安山岩および石英安山岩質の熔岩・凝灰角礫岩・凝灰岩等をひんばんに挟む。地層は全体として北西に傾斜し、その間多くの断層によってブロック化し、さらに石英閃緑岩等の進入によって熱変質を受けているため、第3紀層としては、比較的かたい地層となっている。

河東山地の中で、図幅地域北東側に位置する奇妙山は、前記の新第3紀の地層からなる地盤のうえに不整合にのっている塩基性安山岩および凝灰角礫岩から構成されている。また、皆神山は、1箇の独立した火山体とされているが、この形成に関しては、松代地震の発震機構と共に、種々の問題を提供した。

図幅地域西半部の山地は、同じく新第3紀に堆積した一連の地層から構成されている。河東山地と異なり、この地区に関する地質の研究は、比較的古くから行われ、地層の区分など細部にわたっては若干の相違点があるが大きくみると、泥質岩を主とする地層の一部に、砂岩あるいは礫岩からなる地層が挟まり、さらに裾花凝灰岩層と呼ばれている流紋岩質凝灰角礫岩を主体とする地層が加わって一連の地層を形成し、この上に^{しがらみ}礫凝灰角礫岩層と呼ばれる地層が累重し、さらにこの上に砂岩・泥岩・礫岩等からなる一連の地層が被覆している関係になっているが、この中の最後

に挙げた地層は、図幅地域内では北縁に僅かに分布するだけである。

山地を構成している地層は、それぞれ侵蝕作用に対する抵抗性が異なっているため、各地層ごとの地形の差は明瞭である。たとえば、柵凝灰角礫岩層からなる部分は、周囲の主として泥質岩からなる部分からきわ立った虫倉山、陣場平山のような突出した山稜を形成し、また、裾花凝灰岩層から構成される部分も、急峻で、悪地地形のみられるところもある。泥質岩からなる部分は、比較的ゆるやかな地貌を呈し、水田なども発達しているが、同時に地すべり地帯を形成している。

これら一連の第3紀層は、褶曲構造を呈し、背斜・向斜ともに固有の名称で呼ばれている。

図幅地域南西部には、上記の新第3紀層を不整合に被覆して、聖山火山岩と呼ばれる主として安山岩質の熔岩・凝灰角礫岩からなり高雄山・篠山などの山体を構成している火山岩と、砂礫層を主体とした灰原層と呼ばれる地層が分布している。

以上、河東山地および、図幅地域西半部山地を構成する一連の新第3紀層と、その表層地質分類への読みかえを対照させて、第1表を示す。

第1表 表層地質分類と地質系統との比較表
1. 河東山地

地 質 系 統	表 層 地 質 分 類
一 重 山 層	礫岩・砂岩互層
清 野 層	砂岩・泥岩互層・ 安山岩質岩石
西 条 層	} 泥岩がち地層・ 安山岩質岩石
豊 栄 層	
森 層	
横 尾 層	} 露出しない
太 郎 山 層	
大 峯 山 層	

地質系統は更級埴科地方誌による。

表層地質分類と地質系統との比較表 2.

表層地質分類	地 質 系 統
礫岩・砂岩互層	城 下 砂岩礫岩層 (八木・八木,1958) 長 井 礫岩砂岩層 (犀川グループ,1964) 追 沢 礫岩砂岩層 (犀川グループ,1964) 市之瀬 砂岩礫岩層 (犀川グループ,1964) 牧田中 砂岩礫岩層 (犀川グループ,1966) 大 月 礫岩砂岩層 (富 沢 ,1964) 安 庭 砂岩礫岩層 (富 沢 ,1962a)
砂岩がち地層	五十里 砂岩礫岩層 (八木・八木,1958) 桜 井 砂 岩 層 (富 沢 ,1962a) 南 牧 砂 岩 層 (富 沢 ,1964) 住 平 砂岩泥岩層 (富 沢 ,1964)
砂岩・泥岩互層	下楠川 砂岩泥岩層 (富 沢 ,1953) 茶白山 石英質砂岩泥岩層 (富沢,1962a)
泥岩がち地層	町 砂質泥岩層 (富 沢 ,1953) 畑 山 砂質泥岩層 (豊野グループ,1958) 下市場 砂質泥岩層 (犀川グループ,1966) 蟻之尾 砂質泥岩層 (犀川グループ,1966) 越 道 砂質泥岩層 (犀川グループ,1966) 高 府 泥 岩 層 (八木・八木,1958) 論 地 泥 岩 層 (犀川グループ,1964) 弘 崎 泥 岩 層 (富 沢 ,1964) 浅 川 泥 岩 層 (豊野グループ,1958) 小 市 泥 岩 層 (富 沢 ,1962a)

注 以上は読みかえの基準であって、たとえば泥岩層の中にも砂岩・泥岩互層として分類した場所もある。

このような表層地質の状況下において、本図幅地域で土地の開発および保全上の問題点として挙げられるものは、山地にあっては地すべりであり、平地にあっては地下水利用である。また、温泉もこの地域内では注目すべき要素の1つに挙げられる。

本図幅地域、ことに虫倉山・陣馬平山の南側は、古くから地すべりの集中している地域として知られている。これらの地すべりは、もろい泥質岩が広く露出しているとともに、犀川あるいは土尻川の支流による下刻作用が谷頭斜面の後退をもたらす際の現象であると認識されており、旧崩積層の存在が、これを助長しているもようである。調査当時は、倉並地区の地すべり活動が顕著であった。

犀川左岸側山地にも地すべり活動の痕跡はしばしば認められる。その中では、茶臼山地すべりがことに有名で、多くの調査研究成果が公表されており、空中写真判読の結果でも、かなり広範囲に茶臼山地すべりと同じような地すべり活動の痕跡が認められる。

河東山地でも、泥質岩が発達する箇所には、地すべり活動の痕跡が認められるが、山麓の崖錐地の成因は、地すべり活動よりもむしろ土石流にその原因を求めたい。

長野市周辺における地下水利用は、近年になって活発になってきたものである。長野市周辺では、地表から60m程度まで砂礫層が発達し、ことに30~60m付近の深度のものが、良好な地下水層として利用されている。60m以深では、粘土まじり砂礫あるいは粘土質の地層が挟まれており、今後の詳細な地下水利用を考慮した調査が必要である。

温泉には、裾花川溪谷中にある善光寺温泉と、松代地区の加賀井の温泉が知られていたが、稲荷山温泉や更埴市森・石杭地区の温泉がこれに加わって、近年その数を増しつつある。

本図幅地域内の地変には、善光寺地震と松代群発地震を挙げねばならない。両者とも、比較的よく研究され、とくに松代群発地震は、地割れ・異常湧水・地すべり活動など、多くの地変が認められ、各方面から調査・研究が実施された。

IV. 土 壤 概 説

IV. 1. 主として山地・丘陵地地域の土壤（林野土壤）

本図幅の山地・丘陵地は、犀川が図幅中央部を西から東へ、千曲川が南から東へ蛇行して流れ、両岸に広い平地をつくっているため、北西部、南西部および南東部山地地域に分割されている。

図幅内の山地面積は全図幅面積の約3分の2を占め、北西部山地は北へ、南西部および南東部山地は南へいくにつれて海拔高を増している。図幅内の最高は北西部1,345 m、南西部1,160 mおよび南東部山地で1,240 mである。

丘陵地は山地より平野部にいたる部分にあたるほか、平野内に島状に点在するが、小面積である。

北部から南部山地地域にかけて帯状に凝灰岩（第3紀）を主とする地域がありその一部は地すべり危険地域となっている。北西部山地地域は火砕岩を主としている。犀川の周辺部は泥岩および砂岩の互層（第3紀）を主とする地域であり、地入り地域ともなっている。西南部山地地域は聖山火山岩を主とする地域であり、火山灰に覆われる地域もあり、低山地域に洪積層（第4紀）砂岩をもつ地域がある。南東部山地地域は頁岩層（第3紀）を主とする地域と綠色岩層と頁岩層および奇妙山火山岩からなる地域とがある。

土壤はほとんどこれ等基岩を母材料としている。

これ等の地域は岩種により特徴ある地形をつくっている。犀川、千曲川の周辺部には低山地域があり、各地域とも奥地へいくにつれて、分岐した深い谷が形成され、急斜地となり、北西部山地および東部山地では基岩の露出している場合が多い。北西部山地から低山地にいたる地域は地入りのおこりやすい地域となっている。これ等が土壤の分布と密接な関係をもっている。

山地丘陵地は薪炭林、用材林として利用され、その中には古くから急斜地まで水田、農耕地、果樹園が造成され、また一部では陶土として採土が行われている。

この図幅の山地地域は、現在はほとんどスギ、カラマツ、ヒノキの人工林が主で、アカマツを主体とする二次林がついで多く、コナラ、クリなどを主とする落葉広葉樹林が点在する。

図幅内に認められた山地丘陵地の土壌は、断面形態、母材、堆積様式などにより次のとおり大別された。

土壌群	土壌統群 ^f	土壌統数
未熟土	残積性未熟土壌	1
黒ボク土	黒ボク土壌	1
褐色森林土	乾性褐色森林土壌	10
	褐色森林土壌	10
赤黄色土	赤色土壌	1

1) 残積性未熟土壌

この土壌は富士ノ塔3統のみで、流紋岩質凝灰岩を母材料としたもので、尾根および斜面に分布し、母岩の露出している場合が多くアカマツの粗林となっている。生産力は低く、一部では陶土として採土が行われている。

2) 黒ボク土壌

この土壌は陣馬山統のみで北西部、南西部および南東部山地地域の山頂緩斜面、沢すじに主に分布する。埴質で残積の場合が多く、カラマツ、スギ等の人工林として利用され、生育は比較的良好である。

3) 乾性褐色森林土壌

この土壌は土壌断面の特徴、土色、母材、堆積様式により、10土壌統に分別した。富士ノ塔1統は、流紋岩質凝灰岩を母材料とした土壌である。砂質壤土で、残積の場合が多い。林野土壌のBA、BB型土壌が主なものである。一般に生産力は低く、アカマツの二次林で、一部で落葉広葉樹の二次林となっている。

虫倉山1統は安山岩質の火砕岩を母材料とした土壌で、尾根および凸斜面地に分布し、砂質壤土の残積土である。アカマツ天然林およびカラマツ、ヒノキ人工林として利用され、生産力は中～低の場合が多い。

日下野1統は砂岩、泥岩を母材料とした土壌で、尾根および凸斜面地に分布し、埴土の残積土である。分布面積は狭く、低山地域に分布している。アカマツ、落葉広葉樹の天然林、およびカラマツ人工林として利用され、生産力は低～中庸である。

日高1統は砂岩、泥岩を母材料とした土壌で、低山、丘陵地域の尾根および凸斜面地に分布し、その面積は狭い。砂質壤土の残積土である。アカマツ二次林、カラ

マツ人工林として利用され、生産力は低～中庸である。

芦沼1 統は主に火山灰を母材料とした土壤で、南西部山地の尾根および凸形斜面上部に分布し、その面積は狭い、埴質壤土の残積土である。カラマツ人工林と一部アカマツの二次林となっている。その成長はあまり良くない。

赤柴1 統は緑色岩層および泥岩を母材料とした土壤で、南東部山地の尾根および凸形斜面地に分布し、微砂質壤土の残積土である。アカマツ、落葉広葉樹の二次林となっている。一部ヒノキ人工林で、生産力は低～中である。

奇妙山1 統は安山岩質の火山岩を母材料とした土壤で、南東部山地の尾根および凸形斜面地に分布し、砂質壤土の残積土となっている。アカマツ二次林およびカラマツ、ヒノキ人工林として利用され、生育は良好ではない。

高雄山1 統は複輝石安山岩を母材料とした土壤で、南西部山地の尾根および凸形斜面地に分布し、乾性褐色森林土壤の中では比較的広い。埴質壤土の残積土である。アカマツ、落葉広葉樹の二次林および一部カラマツ人工林となっている。生育はあまり良くない。

高遠山1 統は黒色頁岩を母材料とした土壤が主で、南西部山地の尾根および凸形斜面地に分布し、乾性褐色森林土壤の中では広い面積を占めている。一部に玢岩を母材料とする土壤もあるが、ごくわずかである。土性は砂質埴壤土で残積土が主である。アカマツ、落葉広葉樹の二次林およびカラマツ、ヒノキ人工林となっている。生産力は低～中庸である。

3) 褐色森林土壤

この土壤は、土壤断面の特徴、土色、母材、堆積様式により、10土壤統に区分した。乾性褐色森林土壤の各土壤統の分布に対応した地域の周辺に分布し、その面積は本図幅内では、山地、丘陵地地域の大部分を占めている。

富士ノ塔山2 統は崩積～匍行性の土壤で、一般に断面層序の発達が悪い場合が多い。アカマツ二次林が主で、スギ、カラマツの人工林が点在する。生育は中庸である。

虫倉山2 統は、崩積、匍行性の土壤で、通気、透水性とも良好で、腐植は深くまで滲透し、土性は壤土～埴質壤土でスギ、カラマツの人工林となっている。成長は良好な場合が多い。

日下野2統はち密な土層をもち、崩積～匍行性の土壌である。腐植は深くまで滲透しない場合が多く、土性は埴質壤土である。スギ、カラマツの人工林で、成長は中庸である。

日高2統は崩積～匍行性の土壌で、砂土～砂質壤土の土性で、一般に腐植は深くまで滲透しない場合が多い。スギ、カラマツの人工林が主で、その成長は中庸である。

芦沼2統は崩積～匍行土で、一般に土性は埴質壤土で、腐植は比較的下層まで滲透している。カラマツ、スギ人工林が多く、アカマツ、落葉広葉樹の二次林が点在している。成長は比較的良好である。

赤柴2統は崩積～匍行土で、角礫を含み、通気、透水性ともに良好な土壌である。土性は微砂質壤土で、深くまで腐植が滲透している。スギ、カラマツ、ヒノキの人工林となっており成長は良好である。

奇妙山2統は崩積～匍行土、礫を含み、通気、透水性ともに良好な土壌で、土性は埴質壤土で深くまで腐植が滲透している。スギ、カラマツ、ヒノキの人工林となっている。成育は良好である。

高雄山2統は崩積～匍行土で、土性は埴質壤土、腐植は深くまで滲透し、スギ、カラマツの人工林の生産力は高い。

高速山2統は崩積～匍行土で、角礫に富み土壌の物理性は特によい。土性は埴質壤土で腐植は深くまで滲透し、スギ、カラマツの人工林となっている。生産力は本図幅中特に高い。

4) 赤色土壌

この土壌は灰原統のみで洪積層砂岩を母材料とした土壌で、南西部の低山地に小面積分布している。一般に未熟で、腐植の滲透が悪く、埴質壤土である。カラマツの人工林およびアカマツの二次林となっている。生産力は劣る。

2. 主として台地、低地地域の土壌

本図幅内にある農地（乾田、湿田および普通畑、桑園、樹園地、（桑園、りんご、ぶどう、なしなどの果樹園）は、主として善光寺平と犀川丘陵の北東部に分布し、一部犀川中流とその支流（裾花川、土尻川など）、千曲川の支流（聖川、佐野川、

沢山川、滝川、神田川、蛭川、赤野田川、藤沢川など)に沿う谷底低地に散在している。

善光寺平は、長野盆地の中心部から南部を占め、標高350～360mのほぼ平坦な千曲川の沖積地で、犀川の氾らん物をその上に堆積している。千曲川は図幅の南端中央部から北東隅に向かって流走し、西方から東流する犀川を牛島部落附近で合流する。犀川の氾らん物は犀川丘陵を構成する新第3紀層のよく風化した細粒質な砂泥からなる。この善光寺平は長野市の低地地域に属する長野、大豆島、安茂里、稲里、川中島、篠ノ井、塩崎、松代地区、更埴市北部の低地をなす屋代、戸倉、稲荷山、八幡地区を含み、図幅の約1/4弱の面積を占めている。

犀川丘陵は長野盆地の西側にあり、河西山塊をなす筑摩山地の北東部を占める。善光寺平とは略400mの等高線をもって境され、本図幅の約1/2強の面積を占めている。この地域はいわゆる新第3紀層の泥質岩にもとづく長野地すべり地帯であるが、次の3地区に大別される。

i) 西方から虫倉山(1978m)、陣場平山(1257m)、富士塔山(961m)を結ぶ稜線の南側斜面、略900mの等高線から南方までへ犀川、土尻川の河岸(400mの等高線)と北側斜面の山間部、榎花川沿岸。南側斜面は主として小川累層上中下部からなり、長野市の七二会の大部分、中条村の大部分(土尻川以北)、小川村の一部が含まれ、北側斜面は主として柵累層からなり、長野市の七二会の一部、戸隠村、鬼無里村南部の一部が入る。

ii) i)の南側に位して、犀川、土尻川と聖川に挟まれる地域は、略標高700～800m土尻川以南の(中条村、信州新町、長野市信更町)であるが、南西部大岡村では、やや高く標高(900～1000m)東部の善光寺平との境界付近では500～600mとやや低くなっている。本地域の地質も大部分小川累層上中下部から成るが、善光寺平寄りには流紋岩質凝灰岩、聖川北岸沿いは第4紀洪積層(灰原層)によって縁取られ、また信更町赤田部落付近には塩基性火山岩、石川部落付近には火山砕屑物層もある。

iii) さらに南方にあって聖川と千曲川との間に介在する地域は、更埴市西部をなす1000前後の山地で、主として塩基性安山岩と小川累層から成る。

図幅の南～南東部には標高500～600ないし1000m前後の山地が、図幅面積の

約 1 / 4 を占めている。この地域の地質は、松代町集落の東側を北流して千曲川に注ぐ蛭川を境にその西側千曲川まで更埴市の北東部と長野市松代町の一部は主として別所累層で、東側の松代町の一部は主として両輝石安山岩、塩基性安山岩、石英閃緑岩と花崗閃緑岩の火成岩から成る。

気候は勿論低地と高地で差異を見るが、本図幅全域にわたり一般的に内陸性強く、最暖月の8月平均気温は25~26℃、最高気温の平均は30℃を越すが、最寒月の1月平均気温は-0.5~-1.5℃と零度以下に降り(最低温度は-15℃以下のこともある)寒暖の差が烈しく霜は早くも10月上中旬に始まり、5月中旬に至るもまだ晩霜をみる。年降水量は1,000~1,400mm内外で本邦内地としては少ない。

本図幅内の主として台地、低地地域に分布する農地の土壌は、その断面形態、母材、堆積様式などにより次の7土壌群、12土壌統群、39土壌統に分類された。

土 壌 群	土 壌 統 群	土 壌 統
未 熟 土	崩積性未熟土壌	菅 間 統
黒 ボ ク 土	黒 ボ ク 土 壌	小野平統
褐色森林土	褐色森林土壌	貝 原 統
		上 統
		裏 谷 統
		大 瓜 統
		笠 山 統
		萱 場 統
		千 原 統
		赤 田 統
	湿性褐色森林土壌	大 岡 統
		柳 沢 統
灰色台地土	灰色台地土壌	七二会統
		姨 捨 統
		五 明 統
		松 代 統

土 壤 群	土 壤 統 群	土 壤 統
		喜久田統
		段ノ原統
褐色低地土	褐色低地土壌	新戒統
		常万統
		芝統
		荻野統
	粗粒褐色低地土壌	二条統
		八口統
		飯島統
灰色低地土	細粒灰色低地土壌	四倉統
		佐賀統
		鴨島統
		宝田統
	灰色低地土壌	加茂統
		清武統
	粗粒灰色低地土壌	久世田統
		追子野木統
		国領統
グライ土	細粒グライ土壌	富曾亀統
		保倉統
		幡野統
		千年統
	グライ土壌	芝井統

これら土壌の分布状況の特徴を説明すれば大要次のとおりである。

a) 未熟土(崩積性未熟土壌)

本土壌は分布狭く僅かに松代町東方菅間部落付近と更埴市殿入部落南部の山麓緩斜面に見られ、前者は火成岩、後者は堆積岩の角礫にすこぶる富む層化不完全な土壌である。だいこん、葉菜類などの蔬菜畑に利用されている。

b) 黒ボク土（黒ボク土壤）

本土壤も分布狭く、僅かに長野市七二会の陣場平山麓緩斜面小野平部落付近の平坦部と長野市信更町軽井沢部落付近の平坦部に局在するに過ぎぬ。いずれも周辺の火山より飛来した火山放出物が地形的に侵蝕除去されることを免れて、基盤の第3紀層に混在残存し、土壤の表層にその影響を及ぼして黒色の腐植の集積、そしてうぼう軟な構造をもつ土壤である。麦類、まめ類、ばれいしょ、かんらんなどの熟畑となっている。

c) 褐色森林土（褐色森林土壤・湿性褐色森林土壤）

本土壤は河東、河西山塊の丘頂、台地上、山腹の山麓緩斜面、扇状地面のいたるところに、最も広く分布する。黄褐色を呈する比較的厚い次表層をその断面特徴とし、往々角塊状または柱状構造をなす大部分は小川累層その他の第3紀層の風化物を母材として強粘質ないし粘質であるが、中には洪積層を母材とする埴質のものも見られる。土地利用は普通、傾斜の急な所は桑園が多く、緩い所はりんご、なし、ぶどうなどの園地にされ、さらに普通畑になっているが、もちろんこれには例外もある。特に山腹緩斜面を等高線に沿っていわゆる棚田に利用され、その断面形態に諸灌水の影響による斑鉄、グライ斑、Mn斑を示すものもあり、本報では一応これを湿潤森林土壤の一変種とみなした。

d) 灰色台地土（灰色台地土壤）

本土壤は犀川丘陵が善光寺に接する山麓緩斜面ないし扇状地面に、ほぼ南北の方向に特に発達しているほか、七二会、戸隠村、小川村、長野市信更町、松代町南東部の山腹緩斜面にも分布する。褐色森林土に次いで高地において広い分布面積をもつが、占める場所は以外、次表層は、特徴的な青灰色を呈する。大部分が湿性褐色森林土と同様、いわゆる田毎の月で著名な棚田の主要な土壤として、諸灌水による顕著な水成形態的特徴の斑鉄、グライ斑、Mn斑を示す。一部は園地となっている。土性は強粘質なものが多い。

e) 褐色低地土（褐色低地土壤・粗粒褐色低地土壤）

善光寺平や千曲川の支流、犀川をその支流の山間部における谷底低地を占める低地土壤中、比較的高位置である千曲川兩岸の自然堤防、残水良好な旧河道その他谷底面微高地に分布するものが本土壤である。特徴的な黄褐色の土層に斑鉄、グライ

斑ないしMn斑をもつ、粘質ないし壤質のものが多いが、砂質のもの下層に礫層の出現するものもある。後2者は主として犀川沿岸に見られる。主として二毛作の乾田であるが、普通畑、園地としても充分利用されている。

f) 灰色低地土(細粒灰色低地土壌・灰色土壌・粗粒灰色低地土壌)

善光寺平で最も広い分布面積をもち、最も多種類の土壌統を含む土壌で、褐色低地土より幾分低位置にあって、灰色～灰褐色の特徴土層に顕著な水成形態的特徴を示す。犀川山間部、聖川、蛭川の河岸段丘上にも一部存在している。強粘～粘質なものから、壤質なもの、さらに礫層の出現を見るものまでであるが、礫質のものは褐色低地土の場合と同様に犀川沿岸に見られるほか、更埴市北部の千曲川の兩岸(稻荷山、屋代、埴生付近)や、蛭川上流の河岸なども出現している。長野盆地を代表する二毛作乾田である。

g) グライ土(細粒グライ土壌・グライ土壌)

本土壌は松代町付近の後背湿地、山寄りの排水不良地、篠ノ井部落西方山寄りの排水不良地、聖川沿岸の低地、長野市の低湿地などに小面積をなして各所に散在する。青灰色の特徴土層であるグライ層厚く強粘質～粘質なものが多く、普通湿田であるが一部乾田、蔬菜畑も見られる。

土地分類基本調査簿（国土調査）第157号

地形各論

長野野

5万分の1

国土調査

経済企画庁

1974

目 次

I. 地形細説	1
I. 1 西部山地 (I. 1)	1
I. 1. 1 虫倉山地 (I. 1. a)	1
I. 1. 2 七二会丘陵地 (I. 1. b)	2
I. 1. 3 新町丘陵地 (I. 1. c)	4
I. 1. 4 更級丘陵地 (I. 1. d)	5
I. 1. 5 富士ノ塔・茶白山山地 (I. 1. e)	6
I. 1. 6 高雄山地 (I. 1. f)	7
I. 2 中央低地 (II. III)	8
I. 2. 1 湯福川扇状地 (II. 1. a)	8
I. 2. 2 浅川扇状地 (II. 1. b)	9
I. 2. 3 裾花川扇状地 (II. 1. c)	9
I. 2. 4 犀川扇状地 (II. 1. d)	10
I. 2. 5 若穂扇状地 (II. 2. a)	11
I. 2. 6 松代扇状地 (II. 2. b)	12
I. 2. 7 千曲川氾らん原 (III. a)	12
I. 3 東部山地 (I. 2)	14
I. 3. 1 奇妙山山地 (I. 2. a)	14
I. 3. 2 高遠山山地 (I. 2. b)	15
II. 土地保全と利用・開発との関係	16
II. 1 地形と土地災害との関係	16
II. 2 地形と土地利用, 開発との関係	17
III. 資 料	19
Summary	21

1 : 50,000

地形各論

長野

防衛大学校 防衛庁教官 中 村 三 郎
信州大学 文部教官 小 林 詢

I. 地形細説

I. 1 西部山地

I. 1. 1 虫倉山地

虫倉山(1,378 m)、陣馬平山(1,257 m)などを中心とし標高800 m~900 m以上の地帯である。図幅内においてもっとも高い剣阻な山塊であり、また起伏量も最大である。この山塊は鮮新世の凝灰角礫岩層を主とする部分で、下部層の中新世小川層を整合に被覆し、いわゆるキャップロック構造を呈している。洪積世の侵蝕面群である大峯面が形成された時においても、虫倉山・陣馬平山などは侵蝕抵抗体となった残丘群の一部と考えられている。その山腹には火砕岩層内に貯溜された地下水の湧出が豊富である。虫倉山系では高度950 m以下に耕地が展開し、地形的に高い位置に水田が多いが、これは大峯面以下が水成岩から成り、粘土質の耕土が得られるとともに、量的に豊富で且つ季節の変動の少ない当山塊のキャップウォーターに因るものである。陣馬平山東部、虫倉山南東部の山容は特に剣阻である。谷密度の分布をみると、陣馬平山々塊及び虫倉山塊の南東部では6~10の数値で示されるが、虫倉山塊北西部では7~14多いところでは16の数値を示す。虫倉山塊から図幅北西端飯繩山にかけての火砕物質は、凝灰角礫岩層であるが、玄武岩

質～安山岩質角礫岩または亜角礫岩からなり、基質が砂岩質で一部中粒～粗粒砂岩層を挟み崩壊し易くなっていることから、侵蝕による谷の発達もかなり盛んであることを示している。

1847年(弘化4年)にはこの虫倉山塊の地下を震源地としてM7.4の大地震が発生し、その際無数の山崩れが発生したとの記録があるが、その中でも記録に残る主要な大崩壊は、いずれもこの虫倉山、陣馬平山々塊と下部小川層との境界部分(清水, 臥雲, 知足院, 倉並等多数)におけるものである。最近においても1973年4月18日前記飯綱山北面において(戸隠図幅内)長さ2,000mに達する地すべり性の崩壊が発生し、裾花川の支流が凝灰角礫岩や砂岩の崩積層によって埋没されたが、この種の地すべり性崩壊の大規模なものが、古くからこの山麓で繰返され特殊な地形を形成している。またこの地区内において特に陣馬平南東の山腹に小規模な山崩れがみとめられる。

I 1. 2. 七二会丘陵地

土尻川と犀川下流部及び虫倉・陣馬平山々塊によって区切られる部分である。I. 1. a地区との境界の傾斜の変換部分は荒倉山凝灰角礫岩層と整合関係にある町砂質泥岩層が東西に細長く拡がり、この岩層上には東より小鍋・小鍋田中, 小野平, 西繁, 滝屋, 中越, 知足院, 念仏寺, 梅木, 換道, 藤沢, 外小手屋, 清水などの部落が発達している。この地帯はまた虫倉・陣馬平山々塊のキャップウォーターのことも湧出している部分でもある。この部分から南方, 土尻川, 犀川下流までは大部分小川層の軟質泥岩層の分布する地帯である。安山岩質の凝灰角礫岩層と整合関係にある下部砂質泥岩層は、両者の接する付近で多分に両岩層が指交関係となっている。七二会区倉並では泥岩層の中に陣馬平山々塊と同質の凝灰岩層がみとめられた。このような地帯では、選択侵蝕の結果走向方向の崖や河流のくびれの発達しているのが目立つ。また前記山麓の部落の部分がそれ以下の部分と比較して緩傾斜を示すのは、異質の2岩層の指交関係が顕著であることと土石流の地形によるものと考えられる。

この地方にはほぼ800～1,000mの高度に小起伏面が発達し、大峯面と称せられる洪積世の侵蝕面がみとめられる。この侵蝕面を解析する多くの河川は、この

地区ではほとんど平行に南に流下し、南西～北東方面が卓越する岩層の走行にほぼ直交する河谷が発達している。I・1・a地区と比較すると対称的で、なだらかな連続する尾根がみられ一般に晩壮年期的な地形を示す。しかし河流沿いにみられる谷は、岩盤が一般に軟質であることも由来して谷頭侵蝕と側壁の崩壊が激しくシャープなV字谷が発達している。東から保玉沢、矢沢、東沢、梅木沢、寒沢などにおいては顕著な谷頭侵蝕がみられ、その源流部はいずれも上部の凝灰角礫岩層に達している。

一方土尻川、犀川下流部には、概そ2段の河岸段丘が発達している。東より犀川沿川の秋古・飯森・瀬脇・大安寺・土尻川沿川の市之瀬・青木・田頭などの台地面を観察することが出来、これらは現河床よりほぼ30m内外の高度を示しているが、上位の段丘面については保存が悪く、吉良保東、新屋、城、月夜棚に僅かにみとめられる程度である。

更にこの地区は山麓緩傾斜面の部分と土尻川、犀川沿いの地帯とで地形の特徴がやや異なる。前者は、1847年(弘化4年)のいわゆる善光寺地震や、1800年以降11回以上も繰返されているM6以上の地震によって、多数の岩塊流が下方の河谷を埋没し、それらの土石流地形などによってつくられた緩傾斜面も多い。また凝灰角礫岩と砂質泥岩層の指交関係にある部分は、凝灰岩の部分が残って緩傾斜面をつくっている場合もある。これら緩傾斜面の周辺部、あるいは緩傾斜面そのものが現在変動を起しているわけである。古くから、この地区を対象に作成されている、いわゆる地すべり地形の地図をみると、この種の緩傾斜面の全てを地すべり地として表現している例をよくみかけるが、実際変動を起している部分はこの地形部分ではなく、この地形の外側の基盤泥岩層の部分の変動を起しているものが多く留意すべきである。後者は早壮年期的な地形を示し、河流の両側には急傾斜のV字谷が発達し、山陵は軟質の単斜山陵に特有なホックバック地形の発達しているのが各所に散見される。そして逆層部の急傾斜地には、図幅には表現し得ない小規模な崩壊地が頻発し、順層部の傾斜地は例外なく大豆畑となっており、耕して天に至る様相を示している。

I 1. 3. 新町丘陵地

北側が土尻川に東・南が犀川によって囲まれ、本村、芦の沢(700m)、茂管(690m)、水内(630m)、太田南(659m)等にみられる平坦面と、信州新町の北側を東南に流下し犀川に合流する猿倉沢によって特徴づけられる地区である。

この地区は土尻川沿いの梨ノ木から上長井、藤内へと北東から南南西方向にぬける向斜軸地帯を中心として上部から猿丸礫岩砂層、長者山砂岩層、十二平泥岩層などの地質によって構成されている。向斜翼の内側に相当する左右の泥岩の部分が選択侵蝕され、ホッグバッグの地形となっている。向斜軸の西側の長者山砂岩層の逆層部は他の部分と比較してやゝ硬質で向斜軸西側の手洗、茂菅、茂菅南の695m地点と、東部の花倉西、水内周辺には600m~900mの平坦面が発達している。

一方新町北を東流する猿倉沢の支流をみると上流より曲尾、太田等に向って南流する小支流、ならびに新町東の久保、杖突に向って南方向に発達する小支流は、いずれも前述の地質構造と密接な関係を持ち、地層の走向方向とほぼ一致する適従谷となっている。

中条より信州新町東側をむすぶ線を境として、当地区の東半分と西半分は岩質が対称的である。即ち西側は泥岩の卓越する小川層上部層よりなり、東側は小川層に整合する砂岩礫岩地帯で、岩相はおもに中粒~粗粒砂岩が主体でときに礫岩を含む。礫は粘板岩、硅岩、チャート、硬砂岩などの円礫でクルミあるいは大豆大である。したがって西側はその多くは畑地として利用されているのに対して東側は畑地としても不適で、雑木林や一部桑畑として利用されている。地質的な条件によるのか湧水にも恵まれず水田は土尻川の河床および犀川沿いの一部を除いてはほとんどみられず、図幅内において水田率のもっとも低い地帯で、耕地に対する水田率2%以上10%未満の地帯である。当地区における崩壊現象もさかんである。西半分の地域特に柳沢、楡之木、赤柴、大河、西平、曲尾周辺における斜面崩壊が著しい。当地区の西側は図幅内において地すべりのもっとも激しい七二会地区と同じ泥岩の卓越した小川層の上部層であるが、当地区はキャップウォーターなどの存在がみられず、地下水の供給が不十分なため、七二会区にみられるような地すべりに発達せず、単純な山崩れになっているものと考えられる。

I 1. 4. 更級丘陵地

犀川右岸，茶白山々塊の西縁と，聖川とによって区切られる北東から南西方向の細長い部分である。この部分はおよそ次の3つの部分に分けて考えられる。北東部の犀川に面した広い緩傾斜地，山平林（764 m）虚空蔵山（872 m）などを中心とする犀川沿いの剣阻な急傾斜地，およびその東側の有旅から原，灰原，内花見に抜ける狭長な池沼地帯である。

北東部では秋古，大久保，若林，夜交^{マセ}，青池下，山布施などに広い緩傾斜面が形成されこの緩傾斜面は大規模な地すべり地形としてよく指摘されている。しかし青池，有旅，山布施，大久保，遊谷附近には古い段丘面も残っており，地すべり地形背後の急傾斜部とみなす部分は段丘面間の崖の一部とも考えられる点から，これらの緩傾斜面の全てが地すべり地形とは限らない。この地帯には斜面を北流する山布施川がみられる程度で，あまり顕著な河流は発達していない。この地帯には茶白山附近から青池，氷態，平方向を中心軸として発達し，全体が南西に向かって沈降する半ドーム状の地質の背斜構造が報告されている（飯島・斉藤1968）。更に北東部は背斜構造の両翼が $2^{\circ} \sim 3^{\circ}$ の緩傾斜となっているが，この構造をもつ信里層は細粒～粗粒の灰色砂岩からなり，ときに泥岩ないしシルト岩に漸移し，岩相の変化が著しい。緩傾斜面下部では主に青灰色塊状の砂質泥岩などからなり，犀川対岸のI. 1. b地区の七二会周辺の岩質と類似しており，崩壊し易いために，かつて岩層の傾斜沿いに緩傾斜面の形成されたことが推察される。

本地区西側の犀川沿いの地帯は，いずれも起伏量，山腹傾斜が大きく剣阻な地形が発達している。また北部の山平林（764 m），虚空蔵山（872 m）の周辺は谷密度も9～16と大きく，図幅北部や犀川対岸の水内，百瀬周辺のI. 1. c東側地区の山容と似通っている。この地域は犀川の穿入蛇行も加わって，崖錐が拡大発達し，大規模な山腹緩斜面が犀川にまで達している例が多い。北より大安寺橋南の斜面，古藤背後，湧池西部，平南，今泉南，吉原，伊切西，精進屋背後などこの例であろう。この地域の岩質は灰褐色ないし褐色の細粒～中粒砂岩よりなり，全般に玄武岩質の碎屑物からなる火砕岩薄層をはさみ，上部には久米路火砕岩層を狭有する。

地区北東の有旅より上赤田，原，灰原，軽井沢，内花見にかけて犀川の河床より

2000～5000 mの高度をもつ小起伏に富む台地状の地形が発達している。この上には小山田池、鹿ノ入池、小花見池、大花見池、芦沼池など40数箇を数える池沼が発達している。特に北東部の有旅附近中央の原から灰原にかけての660～720 mの地帯、南西部の820～880 mの地帯に池沼が集中してみとめられる。この地帯は、第3紀の高萩層を被覆する第4紀の灰原層と岩屑層の部分であり、ところどころに厚さ数cm～数十cmの白色凝灰岩をはさむ無層理のローム質砂岩層がある。また小さな池が多数分布する、日影東方から、大森、小日向北方をへて、田野口北方まで信更向斜軸が発達しこの東翼は $30^{\circ}\sim 40^{\circ}$ 、西翼で $50^{\circ}\sim 65^{\circ}$ をしめしている(飯島・斉藤1968)。この向斜軸がたまたま池沼のみられる地帯と平行していることや、これを構成する岩層がたまたま不透水性の岩質であることなどから、この種の構造や岩質がこの地帯の地形や沼地の形成と関係があるのであろうか。北東部の有旅^{うたび}の周辺では、安山岩の大小の礫を含む淤泥と火山砂の混合物が更に粘土と混合している状態を柳沢方面で観察出来る。

I 1. 5. 富士ノ塔・茶白山々地

長野市西方の旭山(788 m)、富士ノ塔山(980 m)の山塊と犀川右岸の茶白山(730 m)山塊の地帯である。この山塊はいずれも裾花凝灰岩層地帯で主に流紋岩質凝灰岩である。主に灰白色の酸性凝灰岩と流紋岩からなり、黒雲母・石英・浮石、所によっては角閃石を含んでいる。岩質は比較的堅硬なものと軟質なものが入混っており、風化を受け易く侵蝕され易い。小市の東側の山腹ではかなりの面積にわたって禿山が発達している。富士ノ塔山の東斜面には弥勒寺、平柴を乗せる上位台地面と小柴見、安茂里部落を乗せる広い崖堆積層からなる緩傾斜面が発達している。茶白山々塊でも宇土沢上流や岡田川上流ではV字谷が発達し、禿山が広範囲にみとめられる。この地域の凝灰岩は、所によってペントナイト化しており、ペントナイトの採取がなされている。裾花凝灰岩中のペントナイト化した部分も全般的には成層状態をなさないために地すべりなどを起こす所は少ない。しかし機械的風化を受け易く侵蝕の結果著しい裸地を呈し、この地区では広範囲に禿山をみる事が出来る。茶白山々塊にみられる大規模な地すべりは、この凝灰岩と上位の水成岩との境界附近で発生している。茶白山地すべりは延長2000 m面積46 ha市

は150～400mに及ぶ。地すべり界が非常にはっきりしているのが特徴である。望月(1972)によれば地すべり面の深さは地表から20m深い所で40mに達しており滑動中の総土量は900万 m^3 と計算されている。図幅にみられるごとく、最初南東に向って滑動しているが、下半部は向きを東に変えて岡田部落上方に達し、扇状地状に拡大している。北方は比較的硬質の流紋岩質凝灰岩からなり、地すべりを起こしていないが、茶白山ではこの凝灰岩層を被覆して整合に凝灰岩質泥岩層、亜炭層、凝灰岩質砂岩層、粗粒砂岩層が分布し、ここで著しい地すべりが発生している。

I 1. 6. 高雄山々地

聖川以東～篠山(907m)、高雄山(1,166m)の各山麓までの地区である。第3紀の裾花層を不整合に被覆する篠山火山岩、高雄山火山岩、聖山火山岩および第4紀の姨捨土石流より成る地域である。西側のI. 1. d地区との間には高萩層の分布と平行に発達する山田、日向、小日向、大森、小田原、聖と長さ9Kmにも及ぶ細長く延びる谷底平野が発達している。谷底平野の巾のもっとも広い部分は日向地籍で、巾約600mであるが多くの地点では400～100mの範囲内である。

篠山は、主にかんらん石玄武岩の凝灰角礫岩からなるが、全体の風化がいちじるしくすゝみ、谷密度も最大15の数字を数えることが出来る。山腹緩斜面もほぼ放射状に発達し、聖川側への崖錐地形も大規模なものがみとめられる。これに加えて、この篠山火山岩が不整合に覆っている下位の裾花凝灰岩層は本来崩壊し易い岩質であり、丁度篠山の山麓600m内外の高度に不整合面があることも手伝って、巾広い大規模な山麓緩斜面が発達している。北から四野宮、長谷、小坂、桑原北部などの部落の乗る地形面は緩傾斜面である。また図幅南端の聖山火山岩からなる山腹にも中原部落の乗る南北2,000mにも達する大規模な緩傾斜面がみとめられる。

高雄山々塊は独立した噴出岩体で、複輝石安山岩からなる。山腹は割合急傾斜で特に山体の東半分が顕著である。この高雄山及び聖山々腹の東側に附着する様に発達している緩傾斜面は、姨捨土石流よりなる典型的な地すべり地形で、この姨捨土石流は、かつて三ツ峰山体の地すべり性崩壊によって生じたものであり、その先端が千曲川の氾らん原に達している。この堆積物の大部分は安山岩礫を多量に含む安

山岩風化粘土からなっている（飯島・斉藤 1967）。

聖川は聖山（1,447 m）に源を発し、高雄山（1,168 m）、篠山（907 m）の北西—北側をまいて塩ノ崎を出て千曲川に合流する。聖から大森南まではやゝ勾配があるが大森から山田にかけては勾配もほとんどなく、山田・上石川間で急傾斜にはなっても扇状地々形らしいものは全く形成していないのが特徴である。今日は塩崎から東に折れ千曲川に流入しているが、かつては石川から東に流れていたものを天保年間に現在のところに変遷させたとのことである（飯島・斉藤 1968）。そして聖山が人口河川であるとはいえ扇状地を形成しえなかったのも、千曲川が稲荷山の千曲橋付近から河床勾配が緩やかになり、氾らん原を広げたためと云われている。

この聖川に対して高雄山の東山麓を東に流れる佐野川は谷口の佐野の南を頂に不完全な扇状地状の地形がみとめられる。この堆積物は篠山の山腹を南流して桑原へ出る支流と、聖山を北流して中原へ流下する支流も加わって3つの河川の堆積物によるものである。この扇状地も千曲川の氾らん原の影響によるものか不整形のものであり、南側の峰付近の後背湿地状の微低地も千曲川の氾らん原の一部とも考えられる。

I. 2 中央低地

I. 2. 1 湯福川扇状地

善光寺の北西、箱清水の湯福神社を扇頂とする湯福川扇状地は、裾花川の旧扇状地面をおおって、善光寺を中心とする長野市街地北部を占めている。平均勾配は、 $50/1,000$ 程度で裾花川扇状地の約5倍という急勾配である。扇状地の構成物は、崖錐性のやゝ粗大な垂角礫である。

善光寺北方の山麓に近い部分には低湿地があり、箱池と称している。この部分は裾花川旧扇状地と浅川扇状地との裾合谷に当る部分であるが、前面を湯福川扇状地の押し出しによってさえぎられたかたちになっている。またこの地帯はかつて城山台地と同位面であったが、西縁部の箱清水陥没の影響により沈降した部分と考えられている。

I 2. 2 浅川扇状地

浅川扇状地は図葉外北方の海拔430mを扇頂とし、扇状地南部の扇央以下を本図葉内にひろげている。この扇状地は三輪本郷—北長野駅—長野工専（図葉外）の線をほぼ境にして扇頂側と扇端側とでは明瞭に傾斜が変化する。扇頂側では平均 $25/100$ の勾配があり、浅川は扇状地面を開析している。扇状地面と河床との比高は最高5～7mである。扇端側では急に勾配が弱まり、 $15/1,000$ 程度となる。そして浅川は上記の線から下流ではにわかには天井川を形成する。北長野駅の北方では、浅川が信越本線の上をまたいでいる。つまり浅川扇状地は、浅川が旧扇状地面を開析し、その前面に新しく緩傾斜の扇状地を形成しつつある状態で、築堤によって天井川となったものである。扇状地砂礫は扇頂側の旧扇状地は粗粒の礫から構成され、扇端側は砂～シルトからなっている。

I 2. 3 裾花川扇状地

裾花川扇状地は旭山北麓の里島付近を扇頂に、東—南の方向にひろがって、長野市街地の主要部をのせ、扇端は南—南東では犀川はらん原に、東部では千曲川はらん原に接する。

大門町を中心とする長野市街地北部には湯福川の急傾斜の扇状地が押し出し、裾花川扇状地をおおっている。裾花川扇状地自体は、長野中心市街地ではほぼ南東の方向に $10/1,000$ 程度の勾配でゆるく傾斜している。市街地を流れる北八幡川、南八幡川、計湯川などの水路の方向が、扇状地の傾斜方向を示している。

これらの水路はおもに裾花川の流路跡の微低地帯に導びかれている。それらの微低地帯は扇状地面より2～3m低く、扇状地が開析過程にあることを示している。長野市街地東方の高田、長池付近には、裾花川旧河道沿いの緩い汎らん原がのびており、表層は砂・シルトから構成されている。裾花川扇状地南縁の若里、南高田、南長池付近には犀川ないし千曲川の側方侵蝕によってつくられた比高2～4m程度の低い崖がつづいている。

扇状地の左翼は、善光寺下—平林—北尾張部の線で、この部分は北方の浅川扇状地との裾合谷となっており、両側が粗粒の扇状地礫層からなっているのに対して、この部分だけは砂・シルトの厚い層が分布している。

裾花川扇状地の扇頂部にあたる長野市街地西部では、裾花川に沿って数段の段丘がみられる。最高位の段丘は往生寺面で、両岸に往生寺、平柴が立地するが、さらにその下位に河床からの比高20m前後の第2段丘、15m前後の第3段丘、6m前後の第4段丘がある。これらはともに裾花川の旧扇状地面である。旧扇状地面の下流方向への追跡は、湯福川扇状地の北方からの押し出しのために困難であるが、旧扇状地(第2段丘面)が善光寺の北方にひろがっていたことはあきらかである。旧扇状地面の侵蝕崖(段丘崖)は善光寺下において城山台地東側の急崖に収れんしていると考えられる。

I 2. 4. 犀川扇状地

犀川扇状地は、扇頂の犀口で海拔370m、東および南にひろがる大規模な緩扇状地で、図葉内の低地の主要部を占めている。扇端はほぼ千曲川の流路によって限られており、東側、現犀川の流路方向にやや長く裾をのばしている。扇状地の左翼(北側)は、扇頂付近では犀川山地東端の富士塔山塊の山麓線によって限られ、中部以下では裾花川扇状地の扇端と接している。また右翼(西側)は犀川山地東縁の山麓線に限られている。つまり、犀川扇状地の平面形態は、扇頂で直交する東西および南北方向の両辺と千曲川流路に底辺をもった直角三角形のなかに展開しているといえる。扇端の最底は落合(千曲川、犀川の合流点)付近の340mで、扇状地の勾配は $4/1,000$ 程度なので、視覚的には傾斜が感じられない。しかし、等高線の分布は同心円状の形態をなしており、全体として、犀口を頂点とするおおらかな円錐体の一部が形成されていることがわかる。

扇状地は平坦な表面を呈して起伏は乏しいが、表面の地形をくわしく観察すると微小な起伏が分布する。そしてこれらの起伏は扇状地の傾斜方向に放射状に配列する。微高地は扇状地面上のかつての網状流路に沿ってできた自然堤防や中洲の跡である。微低地は後背湿地を代表するものが多いが、流路跡を示す地形が自然堤防に対して相対的にやや低く連続する場合もある。表面を構成する砂礫は、微高地では礫質であり、微低地では砂質・シルト質である。なお、図葉では、諸扇状地のうち、広大な面積を占める犀川扇状地区域のみとくに微高地を区分したが、扇状地内の微地形および砂礫の分布は、実際にはきわめて微細な変化に富み、中間的・複合的な

部分が多い。

扇状地上の土地利用はこの微起伏に敏感に対応している。礫の多い微高地は畑地・果樹園に、細粒に富む微低地は水田に利用されている。扇状地上の全面的水田開発は江戸時代以後のもので、用水路は犀口付近で犀川を堰き止め、扇状地上に水を揚げて導水した。扇状地上の用水路の系統は、上堰、中堰、下堰、鯨堰、小山堰の5系統で、導水路には微高地が選ばれ、微低地にある水田に引用している。* 集落はおもに微高地を中心に立地している。丹波島、青木島、大豆島など“島”の地名は中洲状の地形をあらわしている。

なお、扇状地の両翼には低湿地帯がある。右翼は国道19号線南の安茂里の低湿地であり、左翼は内後一今井一篠ノ井市街と続く自然堤防の西方、茶白山麓沿いの低湿地である。ともに北方あるいは西方の山地側に押し出し堆積や小扇状地が進出し、小溪流が典型的な天井川をなしている。茶白山麓の岡田付近はこれがとくに顕著で、岡田の集落は三方を比高20mもの天井川でかこまれ、残る西方からは茶白山地すべりの押し出しが迫っている。この高い天井川は、後背湿地の中央にのびて御幣川に合流している。要するに、犀川扇状地両翼の低湿地は、土石流の押し出しや洪水の危険にさらされていることが指摘される。

犀川の現河床は扇頂付近においては扇状地面より数m低く、扇状地は開析過程に入っているように見える。

I 2. 5. 若穂扇状地

保科川および赤野田川が(東部)河東山地の湾入部を埋めたててつくった扇状地で、本図葉内には、上和田、塚本など扇端の一部が入っているにすぎない。保科川上流部では沿岸に2段、局部的には3段の河岸段丘が発達する。そして、下流部には下位段丘面に連続する旧扇状地面がひろがっている。扇端は塚本付近で千曲川旧河道に接し、千曲川氾らん原平野との間に明瞭な傾斜変換線をしめす。保科川、赤野田川下流部は天井川となっている。

* 更級埴科地方誌第一巻自然編による。

I 2. 6. 松代扇状地

長野市松代町付近には東部山地から流下する藤沢川、関屋川および神田川の3溪流の堆積によって合流扇状地が形成されている。この合流扇状地がここにいう松代扇状地である。松代城下町はその扇端部に立地している。扇端部は非常に緩傾斜で千曲川氾らん原に接し、一部は自然堤防に連続し他の一部は千曲川の旧河道をおおっている。扇状地と千曲川氾らん原との境界は必ずしも明瞭ではない。藤沢川および関屋川の扇状地は皆神山背後の上流部にも分布している。皆神山の上流側では下流側にくらべて扇状地面は著しく急傾斜である。そして藤沢川、関屋川が扇状地面を下刻して2段の段丘地形を形成している。牧内付近では上位面と下位面との比高は8~10m、下位面と藤沢川河床との比高は4m内外である。また、平林付近では上位面と下位面との比高は4~5m、下位面と関屋川河床との比高は約3mである。牧内、桑根井、平林などの集落は上位の段丘面上にある。下位段丘面は皆神山の下流側に連続し、松代城下町の南東部をのせる旧扇状地面を展開している。さらに、神田川流域には、同心町、市場などをのせる旧扇状地面がひろがっている。旧扇状地が粗粒の扇状地礫層から構成されるのに対して、松代城下町の中心部から長国寺にかけての新时期扇状地の部分は細粒の砂・シルトの厚い層から成っている。

松代扇状地は浅川扇状地と同様、一種の合成扇状地であって、千曲川支流の3溪流が旧扇状地面を開析し、その前面に新しく緩傾斜の扇状地を形成しつつ、しだいにその扇端を千曲川氾らん原に前進させてきたものと思われる。藤沢川、関屋川の堆積作用は活発で、扇央以下では天井川をなしている。

I 2. 7. 千曲川氾らん源

図葉内には戸倉町北部から犀川合流点までの区間の千曲川流路が含まれる。図葉内に含まれる区間を中心に千曲川の流路を概観すると地域的にならりの変化があることが指摘される。千曲川の流路の方向は、更埴市屋代付近において、北西から北東へと大きく転ずる。上流側は本間(1931)が坂城広谷と呼んだ幅広い横谷で、上田盆地と長野盆地とを結ぶ部分である。本図葉には坂城広谷の下流部がわずかに含まれている。坂城広谷においては、千曲川の河床勾配は $3.8/1,000$ と急で、流路も網状にひろがっている。流路を北東に転じ長野盆地に入ると、河床勾配は

$1.0 / 1,000$ とゆるやかになり、川幅はぐっと狭まって蛇行状態になる。流路は犀川扇状地の扇端をめぐり、盆地の東縁に偏っている。犀川合流点以南の長野盆地南部の盆地床は大部分犀川扇状地に占められていて、千曲川氾らん原は千曲川現河道以東の盆地東縁部に残されているにすぎない。犀川合流後は川幅が一挙に4～5倍にひろがる。それまでの蛇行状態から一変して網状の流れとなり、いたるところに砂礫堆が形成されている。河床の砂礫は合流前より粗大になり、さらに河床勾配も $1.3 / 1,000$ と一時的に大きくなる。合流点より下流では流路をやゝ北に修正して東部山麓から離れ、盆地中央にひろい氾らん原をもつようになる。

氾らん原の微地形は現在の流路を除いて、旧河道、後背湿地などの微低地と、自然堤防旧河道の砂堆・中洲等の微高地とに分類される。

犀川合流点以北の地域では微地形の配列はかなり模式的である。現在の流路をはさんで両側にはば広い自然堤防があり、自然堤防の外側には後背湿地がひろがっている。

図葉内に含まれる犀川合流点以南では、氾らん原の微地形の配列は単純ではない。千曲川流路の両側には微高地がほとんど連続的に分布している。しかし、左岸側は千曲川の自然堤防だけでなく、むしろ犀川扇状地の扇端のはり出しであることが、その堆積物から判断される。左岸側においては自然堤防と後背湿地の明瞭な配列は旧篠ノ井以南に見出される。すなわち、旧篠ノ井、平久保、塩崎、稻荷山、八幡などの集落は千曲川左岸沿いに連なる自然堤防上に立地している。その西方、山麓線との間には後背湿地が分布している。西部山地から流下する聖川は、この低地に向かって小規模の扇状地を押し出し、下流部では顕著な天井川をなす。

千曲川の右岸側には東部山地から数列の山脚が突出し、氾らん原は山脚と流路との間、あるいは山麓線の湾入部を埋める扇状地や崖錐と流路との間の狭い範囲に限られている。しかし、千曲川右岸沿いの、この狭い低地帯における微地形の配列は、かなり微細かつ複雑である。牧島、寺尾、清野、雨宮などの湾入部では微高地と微低地の数列の並列状態がみられる。とくに、現在の流路より大きく蛇行して湾入部に曲り込んでいる一連の微低地帯の存在が印象的である。これはおもに千曲川の旧河道地形である。牧島では集落が自然堤防上に立地し、旧河道がこれを半円形にとりまいている。その西端の金井山の池は河跡湖である。清野から松代にかけては、

宮村・大村・越を通り、松代市街地西部に至る旧河道地形が顕著である。松代の海津城が千曲川に臨んだ平城であったことは寛保2年(1742)の洪水記録では明らかで、海津城下から北へ現在の神田川沿いに続く微低地帯が当時の河道を示している。小林博美(1967)によれば、千曲川流路は上記の洪水後、人工の力によって現在の位置に移されたという。

土口以南の低地では微地形の配列は一層複雑で、とくに屋代付近では何度も流路が変わった形跡がある。雨宮の南方には凶葉内で最大の後背湿地がひろがる。

I. 3 東部山地

I 3. 1. 奇妙山々地

奇妙山(1,099m)の山陵をみると若穂町川田方面と^{カザリ}尼巖山(780m)から千曲川沿いの柴部落方向へ、それぞれ半島状に山脚を突出し中央低地および支流の扇状地下に没している。奇妙山は幾度か繰返して溶岩が流出したものであるが、その中の第4・第5火山岩類によって山体の主要部が構成され(飯島1968)、地形は急峻で壮年期地形を呈する。北西に延びる山脚は第4火山岩類が流出した結果出来たものである。これらの山脚部および扇頂部には節理面から剝離崩落したブロック状の安山岩の崖錐が厚く堆積している。第4火山岩類は凝灰角礫岩とその上にヤ、粗しょうな輝石安山岩が重なって構成されたものである。下部の凝灰角礫岩類は大室方向に流出しているがその岩質が比較的軟く粗しょうであることも手伝って、大室南東部にも長さ1kmにも達する山麓緩傾斜地が発達している。また凝灰角礫岩類の地帯より生産された岩屑層によって、尼巖山北西部との間にも扇状地状の緩斜面の発達しているのがみとめられる。一方奇妙山南西部は奇妙第2火山岩類や第3紀の黑色泥岩を主とする西条層、石英閃緑岩類が錯綜し複雑な地形を呈している。また閃緑岩類よりなる山地の脚部には、強度の風化作用により粘土化した崖錐が堆積している。中川・菅間・竹原地区には広大な緩傾斜地が発達し、牧内地区では1966年9月松代地震に伴う地すべりが発生した。地すべりは閃緑岩の風化した崖錐が10~15mの厚さで堆積し、平均地表面傾斜25°~30°を示す山脚部に発生した。飯島弘(1969)によればこの地すべり地では、地すべり発生前から地震動に伴う

浅層地下水の水位面に異常な上昇・下降がみとめられている。これは在来の浅層地下水の流動経路および流動量が地震動によって変化したものと考えられている。

松代町と比高約280mをもつ皆神山(東西1.4Km, 南北1.3Km)は松代扇状地面に孤立し溶岩円頂丘の原形をとどめている。1965年より約2ケ年間松代地方は群発地震に襲われ、特に皆神山周辺では多数の地割れとおびただしい量の湧水がみられ、その結果前記の牧内をはじめ数個所で地すべりが発生し、住民に大きな損害と恐怖を与えた。

I 3. 2. 高速山々地

高速山(1,200m)、大峰(841m)、有明山(651m)の各山塊よりなる地区で、この地区は松代北部の山地とは対称的で、新期の火山岩類の分布はみられず、基盤の中信層群および閃緑岩類が露出し山容は北方の山地と比較してゆるやかである。

松代南部の各山陵と地層との関係を対比するとつぎのようである。

妻女山をのせる松代西南部の山陵……………清野層

松代松南部及び西条東南部の山陵……………西条層

大峰(841m)周辺の山地……………森層

高速山(1,200m)西北山地……………横尾層

有明山(651m)を中心とした北西—南東山地……………西条層

いずれも第3紀中新世のもので整合関係である。それぞれの岩層は上部から(飯島・斉藤1968)

清野層(変質した安山岩質凝灰岩と溶岩を主とし黒色泥岩と砂岩の互層をともなう)

西条層(黒色泥岩を主とし、砂岩の薄層をはさむ)

豊栄層(黒色泥岩をはさみ、主として安山岩質の凝灰角礫岩と溶岩)

森層(黒色泥岩を主とし黒色泥岩をはさむ)

横尾層(黒色泥岩と凝灰岩質砂岩ないし砂岩の互層)

以上の関係があるが(飯島・斉藤1968)これらの岩層のうち特に清野層・西条層の一部は細粒であるが、風化してポロポロになる性質がある。したがって清野層あるいは西条層の一部において崖錐堆積物よりなる山麓緩斜面の発達が顕著である。また走向に沿って発達する適従谷がやゝ目立ち12~14の数値を示しているのが目立つ。

II. 土地保全と利用・開発との関連

II. 1 地形と土地災害との関係

北信の第3紀層山地特に犀川・千曲川沿川は地すべりが頻発し、著名な地すべり地帯である。西部山地は晩幼年期の起伏をもつ丘陵性の山地よりなる。峯筋は丸味をおびたなだらかな地形であるが、沢沿いは下方侵蝕が盛んで、各地にV字谷が深く刻み込まれ、山地崩壊現象が著しい。地すべりは主として1,000 m以下の地帯特に500~700 m地帯に多発している。この地方には標高800~1,000 mに大峯面と称せられる(小林1953)洪積世の侵蝕平坦面が発達しており、地すべりはこの平坦面の周縁に発達している。一方北部の虫倉山(1,378 m)陣馬平山(1,257 m)などで代表される1,000 m以上の高山は硬質礫岩や火成岩類よりなり、大峯面形成期の残丘とみられている。大峯面形成後も、選択侵蝕によって、岩石の硬軟を反映したホックバック地形が各地にみとめられる。これに加えて断層や褶曲構造が顕著なため、これらの構造、岩質を反映する位置に崩壊地が発生している。特に軟質の泥岩が卓越する、小川層の上部が分布する七二会丘陵地東部、更級丘陵地北東部地帯などにおける地すべりは、地形的にみてその歴史も古く大規模なものが多い。土尻川流域の各河川は、回春による下刻作用が顕著で、山腹の到るところで崩壊現象が繰返されている。そして、山腹緩斜面が大峯面の周辺に発達しているが、この様な緩傾斜面の周辺における新しい地すべりが予想される。また残丘を構成する硬質礫岩や火砕岩層と、小川層上部泥岩層との境界部分では、上部の硬質礫岩や火砕岩地帯から生産された、土石流などの繰返しによって、山麓緩斜面が形成されている。そしていわゆるキャップウォーターと、風化し易い下部泥岩層の相互の影響により、地すべりの転移状況に伴う変動、地形変形様相などに特異性がみとめられる。

1965年東部山地の皆神山を中心に松代群発地震が発生し長期間活動したが、この際周辺の山地において地すべり・山崩れが発生している。1966年9月17日に発生した牧内地すべり、その後発生した桐久保地すべり、牧内北方の西平地区地すべりなどは、今回の群発地震にともなう地盤災害の中でも最も顕著なものである。一方地震による大量の異常湧水現象もみられ、これが地すべり発生の原因

ともなり、盆地内のかんがい排水路系統の変更などの必要に迫られた。これは地震による家屋や施設等の被害を上廻るものであった。西部山地においても、茶白山地すべり地で地下水位の変化や移動量に大きな影響を与えていることが報告されている。

地震に伴う地変のうち、地すべり山崩れはその影響が後々まで残る。信濃川沿いの地帯は、1800年以降M6以上の地震が11回も発生しているが特に1847年5月に発生した善光寺地震の際には44000ヶ所に及ぶ地盤の崩壊があったと伝えられており、その痕跡も尙みとめられる。

II. 2 地形と土地利用・開発の関係

気候は内陸性を示し、気温のもっとも高い時期はおよそ7月中旬より8月中旬までで、33℃をこえることもある。最高気温の平均は名古屋、甲府等より1℃内外低い。寒期は厳しく1～2月頃の平均気温は-2℃以下をしめし、山間部では-4℃以下が普通である。また一般に10月中旬より5月初旬までの長い間結霜期間が続く。気候的にも交通の上でも不利な状態にありながら、この地方は古くから開発され、特に戦国時代以降は土地開発が急速にすすみ、耕地は山腹の急斜面にまで及んだ。山腹に粘土分が多く農耕に適していたことと同時に、地下水の貯留性が高く、農業用水、飲用水が得られたためである。火山性の堆積物からなる山体がみられ、ここで涵養された地下水が豊富に供給されて山腹に棚田が作られている例が多い。しかしこの水は同時に岩盤の軟弱化を促進し、地すべりの誘因ともなり、恩恵と同時に災害をもたらす二面性をもっている。一方、この種の湧水を得られない地域では溜池水を利用している。岩質や地質構造上溜池が出来やすかったり、地すべり地上部に生じたと思われる凹地が自然に溜池化して、これを水田に利用している、更級丘陵地などはキャップウォーターを利用する七二会丘陵地と対称的である。最近長野市の市域発展とともに、周辺の土地利用の変化が激しく、中央低地の犀川南岸地帯はかつて単なる水田・りんご園地帯であったものが、最近では宅地、企業団地としての利用が著しい。これに比較して、西部山地は岩盤が軟弱なことと、それに加えて急傾斜地であり、且つ道路の整備が不完全なために、宅地や工場地として利用もみられず、また傾斜地であるために、農耕への機械力の導入も難かしく、過重

の労働を強いられるので離村する場合もみられる。高度に土地利用のすゝむ中央低地帯と東部山地山麓に比較して、広い面積をもつ西部山地は、土地利用土地開発の上で一つの転換期に差しかかっている。

Ⅲ. 資 料

- (1) 本 間 不二男(1931) : 信濃中部地質誌, 古今書院
- (2) 小 林 国 夫(1953) : フォッサマグナ西部における洪積世侵蝕面群
地理評, Vol.26, №7.
- (3) 斉 藤 豊(1953) : 長野県土尻川流域の山崩, 信州大学教育学部研究
論集 №7
- (4) 中 村 三 郎(1956) : 長野県土尻川流域の山崩れ地すべりについて, 東
北地理, Vol.19, №2
- (5) 中 村 三 郎(1958) : 犀川丘陵「日本の土地利用地方篇Ⅰ」, 古今書院
- (6) 町 田 貞(1961) : 長野盆地東縁の地形—とくに扇状地形成と火山活
動について—東京教育大学地理学研究報告, V
- (7) 井 上 春 雄(1962) : 信濃川にそう礫層堆積地形とその意義—その3
信州大学教育学部紀要 12
- (8) 松 林 正 義(1967) : 松代地震の地すべりへの影響について(第2報)
松代地震と地すべりに関するシンポジウム
地すべり, Vol.2, №1
- (9) 中 村 三 郎(1967) : 長野県西部山地の地すべりと地震について
松代地震と地すべりに関するシンポジウム
地すべり, Vol.2, №1
- (10) 小 林 博 美(1967) : 千曲川旧河道に関する研究—坂城広谷, 長野盆地
を中心に—信州大学志賀自然教育施設研究業績 6
- (11) 飯 島 南海夫・斉 藤 豊(1968) : 更級埴科地方誌, 自然編
- (12) 沢 村 孝之助・大 沢 籬(1969) : 松代—須坂地域の地質と地質構造,
松代群発地震に関する特別研究(第2報) 国立防災
科学技術センター
- (13) 飯 島 弘(1969) : 松代周辺の表層地質と地盤災害, (同 上)
- (14) 長 野 県(1969) : 倉並地すべり
- (15) 長 野 県(1970) : 茶白山地すべり

- (16) 富 沢 恒 雄他 4 名 (1970) : 長野県上水内郡誌, 自然篇
- (17) 望 月 巧 一 (1971) : 長野県北部, 犀川, 姫川沿川山地の地すべり(1)
犀川沿川山地の地すべりの一般性, 地すべり,
Vol. 7, №2
- (18) 中 村 三 郎・望 月 巧 一 (1973) : 埋没谷の地すべりに及ぼす影響
—長野市倉並地すべり地の考察(1)—, 地すべり,
Vol. 10, №2
- (19) 島 垣・齊 藤 豊・小 林 詢 他 4 名 (1973) : 長野市地盤図, 長野県建築士会

Geomorphological Land Classification "NAGANO"

(Summary)

The Nagano district is located nearly in the middle of Japan, and lies to the north of the Itoikawa-Shizuoka tectonic line forming of the representative tectonic lines in Japan. From the characteristics of topography, this district can be classified into three areas:

- (1) west mountain district
- (2) central low-land district
- (3) east mountain district

(1) West mountain district; this area is along the Sai River and mostly composed of hilly districts between 600 and 1000m in height. The said has eroded these hilly districts to form a typical incised meander. Ridge lines of these hilly districts are generally roundish and show gentle late mature stages; valleys indicate developed V-shaped young stages; and these stages are mixing each other. The Nagano district, since the Diluvial epoch, has repeated upheaval forming or dissolving mountain districts. The remnant erosion surfaces developing between 800 and 1000 m in height are most conspicuous. The areas below these remnant erosion surfaces form frequently occurring landslide areas consisting of soft sedimentary rocks. The areas above these surfaces are composed of hard pyroclastic rocks, belonging to monadnocks remained as resistance at the formation of erosion surfaces: Mt. Mushikura (1378m high)

and Mt. Jinbadaira (1257 m high) correspond to these monadnocks.

(2) Central low land district; this area is composed of the flood plane of the Chikuma River flowing from north to east in the Nagano basin, the alluvial fans of the Sai flowing to the east and of the Susobana River, a tributary of the Sai. The Chikuma becomes gentle in its gradient from Shinonoi and its surroundings, and is fairly gentle to the confluence with the Sai. The Chikuma has been put to the east by the Sai. The Nagano basin is a depression basin. On the west of the basin, a number of faults are found. According to the recent geometric leveling, the west mountain districts have upheaved and the basin tends to depress. The records from 1927 to 1957 shown the depression of a few centimeters.

(3) East mountain district; this area is a mountain district consisting of the Miocene sedimentary rocks and volcanic rocks. The appearance of mountains is generally steep. In the neighborhoods of Mt. Kimyo, the land collapse is conspicuous. From 1965, the Matsushiro earthquake swarm has occurred centring around Mt. Minakami. At present its activity almost stops. But while the earthquake swarm was active, the land collapse and unusual springwater were found.

土地分類基本調査簿（国土調査）第158号

表層地質各論

長野

5万分の1

国土調査

経済企画庁

1974

目 次

I. 表層地質細説	1
I. 1. 未固結堆積物	1
I. 1. 1. 礫がち堆積物	1
I. 1. 2. 泥がち堆積物	2
I. 1. 3. 泥炭	2
I. 1. 4. 碎屑物	2
I. 1. 5. 砂礫層	3
I. 2. 固結堆積物	3
I. 2. 1. 礫岩・砂岩互層	3
I. 2. 2. 砂岩がち地層	4
I. 2. 3. 砂岩・泥岩互層	4
I. 2. 4. 泥岩がち地層	4
I. 3. 火山性岩石	5
I. 3. 1. 集塊岩質岩石	5
I. 3. 2. 安山岩質岩石	5
I. 3. 3. 流紋岩質岩石	6
I. 3. 4. 安山岩質岩石または集塊岩質岩石	6
I. 4. 深成岩	7
I. 4. 1. 石英閃緑岩	7
II 表層地質分類と開発および保全との関係	7
II. 1. 地すべり・山くずれ	7
II. 2. 鉱産資源	8
II. 3. 温泉	9
II. 4. 地下水	10
II. 5. 地盤	10

III. 資 料 11

IV. Summary 19

1 : 50,000

表層地質各論

長 野

通商産業省地質調査所 通商産業技官 黒 田 和 男

I. 地層地質細説

I. 1. 未固結堆積物

I 1. 1. 礫がち堆積物

この表層地質分類は、長野市街地ののる裾花川扇状地あるいは浅川扇状地、および千曲川の旧河道に沿う部分のほか、若穂町、松代町、更埴市倉科地区、森地区のように、河東山地から発する河川の扇状地など、後に述べる泥がち堆積物の発達する箇所を除いた部分である。

長野市街地ののっている地域は、多くの地盤調査資料によれば、主として大礫あるいは玉石からなる砂礫層が地表から数10mの深さにまで及んでおり、さらにこの砂礫層は、広く善光寺平の地下一帯を占めているように見える。ただ、この中で、**沖積層**に区分される下限深度は、現在のところ未詳といっても良い。本表層地質図で礫がち堆積物としたものは、地表から約50mまでの地質柱状図の中で、大部分を礫あるいは砂礫によって占められているものの範囲を示している。

また、本表層地質図で礫がち表土として示した範囲は、浅川、湯福川、裾花川扇状地の範囲および千曲川沿いにあっては、その自然堤防のなかで土壤図等により地表から50cm以内に砂礫が出現するものを参考にして、空中写真上から抽出したものである。したがって、長野市街地を構成する扇状地が、犀川、千曲川のはんらん原に移り変るところでは、自然堤防としての性質を示す部分の表現に、この礫がち表

土が用いられている。

I 1. 2. 泥がち堆積物

千曲川流路と、河東および河西山地との間には、細長く後背湿地が展開し、そこは、一連の水田地帯となっている。たとえば、更埴市八幡の西方、篠ノ井線篠ノ井・稲荷山間鉄道線路の北西方、あるいは雨宮南方、清野、加賀井地区など、空中写真上にもよく判読出来るものがあり、このような箇所は、泥がち堆積物として表現した。

ボーリング柱状図によれば、このような軟質の堆積物は、篠ノ井地区で地表からほぼ10m付近まで発達し、この深度以下は、砂がちあるいは礫がちな堆積物となる。長野市街地東方の、国道より東側には、地表から10m程度まで、同様の泥がち堆積物が発達し、その一部は、細長く延びて国鉄線路付近にまで達している。

空中写真上あるいは地形図上には、千曲川の旧河道が明瞭にあらわれ、若穂・牧島、松代、清野、土口、雨宮と、その旧河道を追跡することが出来る。この表層地質図では、旧河道を便宜的に泥がち堆積物として塗色してあるが、詳細は、地質柱状図に乏しく、不明である。

I 1. 3. 泥 炭

既存の土壤図によれば、千曲川の自然堤防と、山麓の崖錐地あるいは扇状地にはさまれた後背湿地の表層部に、黒泥あるいは泥炭が含まれる箇所がある。この箇所を、本表層地質図では、泥炭として表現した。

篠ノ井地区や長野市街地東方で、本表層地質図で、泥がち堆積物とした範囲でも、地下地質柱状図で腐植物あるいは泥炭の記入があるものが2、3認められた。

I 1. 4. 碎 屑 物

河東山地の山麓部にはしばしば崖錐が発達している。この崖錐の内部構造は、松代地震による亀裂、地すべり調査のために、松代町東条地区で多数のボーリング調査が行なわれたため、かなり詳細に知られるところとなった。地質柱状図では、角礫質の安山岩礫および閃緑岩礫と、粘土ないし砂質粘土とが互層しており、この中

に粘土の薄層が挟まっていて、約20mの深さまで比較的軟らかい。

その他、河東山地山麓に発達する崖錐を構成している堆積物も、同様に角礫と粘土の混合物で、表面付近は“沖積世”に相当するが、大部分は更新世の形成によるものと考えられる。

河西山地では、善光寺平との境界位置に発達する崖錐を、碎屑物として塗色したほか、おそらく地すべり活動によるものと推定される土石流地形の中で、とくに顕著なものを空中写真上から摘出して、この図上に表現した。土石流地形の中で、堆積物が明瞭に読み取れないが、後背地の状況からうすく堆積物によって被覆されている場合が予想されるものは、擾乱された表面物質として、表層地質図上に表現した。

I 1. 5. 砂 礫 層

この表層地質分類は、松代町滝本に僅かに分布する滝本層と、図幅地域南西部の山頂付近に広く分布する灰原層を読みかえて塗色したものである。

滝本層は、下位の泥岩と、それから漸移する上位の砂礫層からなり、泥岩中には、植物化石が含まれている。

灰原層は、下部は主として白色浮石を多量に含む中粒～粗粒砂岩からなり、この中に安山岩質の角～亜円礫が散在している。上部はローム質砂岩からなり、この中に白色燧灰岩や褐鉄鉱バンドを挟むところがあり、安山岩の亜円礫が含まれている。地層は全体として深部風化を受け、暗褐色や黄褐色を示し、やわらかい。

I. 2. 固 結 堆 積 物

I 2. 1. 礫岩・砂岩互層

この岩石は、図幅地域西部の犀川・土尻川合流点付近から犀川沿いにかけて分布し、その岩質は、地域ごとに若干異なっている。礫岩の礫種は、チャート・粘板岩・硬砂岩・珪岩など古期岩類の円礫が多いが、犀川以西の地域については、大部分安山岩質で径5～15cmのものが多い。砂岩は粗～中粒、灰白色ないし灰色で、風化すると黄褐色を呈するものが多い。地域によっては、風化するとくずれやすい性質を

もつものもある。

図幅地域東部にも、この表層地質分類に含めた地層が分布する。地層は細粒の礫に富む砂岩層を主とし、これに若干のシルト質泥岩を挟んでいる。

I 2. 2. 砂岩がち地層

おもに灰色の中粒～粗粒砂岩層からなり、一般に塊状である。しかし、側方変化が烈しく、砂岩泥岩互層に移化したり、砂質泥岩を挟んだり、一部には礫岩質になっていることもある。

砂岩がち地層の場合には、この岩石が抵抗体として残りやすいため、しばしばケスタ様の地形が発達する。

I 2. 3. 砂岩・泥岩互層

主として細粒～粗粒の灰色砂岩と、次項に述べる泥質岩との互層であるが、一般に岩相の側方変化が烈しく、粗粒砂岩中にはしばしば細礫岩が挟まれ、また亜炭の薄層をはさむこともある。砂岩が風化すると、玉葱状の剝落を示すことがある。

この地層が分布するところでは、比較的なだらかな地形が展開するが、泥質岩の部分が侵食されやすいため、砂岩の部分が稜線をなして、ケスタ地形を作ることが多く、たとえば、犀川北岸の七二会地区には、このような性質の地形がよく認められる。

河東山地では、松代町象山神社付近に黒色泥岩と凝灰岩質砂岩ないし砂岩との互層があり、これは本表層地質分類に含めた。

I 2. 4. 泥岩がち地層

この表層地質分類は、主として暗灰色ないし淡灰色の泥岩、あるいは暗黒色ないし暗灰色の砂質泥岩からなる地層で、小さくくずれやすく、しばしば玉葱状に風化し、また、水分を含むと粘土状になる。このような性質のために、この地層の分布する地域一帯は地すべり地帯となり、この特性が地形にも反映して、凝灰角礫岩（集塊岩質岩石）からなる部分と比較して明瞭な地形の差を示している。

河東山地に分布する泥岩がち地層は、若干熱変質を受けて、ややかたくなってい

る。地層は一般に塊状で、地すべり地を形成するという性質は、西部山地に分布する泥岩がち地層に劣る。

I. 3. 火山性岩石

I 3. 1. 集塊岩質岩石

この表層地質分類は、図幅地域北西部の虫倉山・陣馬平山の連峯を構成している凝灰角礫岩層と、犀川沿いに出現する凝灰角礫岩とを読みかえたものである。

虫倉山・陣馬平山を構成している岩体は、暗黒色・青灰色・暗褐色を呈する紫蘇輝石普通輝石安山岩・角閃石安山岩・安山岩質玄武岩などの凝灰角礫岩を主体とし、これに安山岩の溶岩流や岩脈などをまじえたものである。地層の一部には、火山砂を主とする砂岩層や、砂質泥岩もある。

岩体は、その下位にある泥岩層あるいは、上位の砂岩泥岩互層と比較すると堅硬で、侵蝕に耐える性質をもっているため、現在の虫倉山・陣馬平山の連峯が形成されたものである。

図幅地域南西部にある集塊岩質岩石は、久米路火砕岩部層などの名称で呼ばれているもので、主として玄武岩質安山岩の凝灰角礫岩である。一部には溶岩も含まれている。また虚空蔵山を構成する岩石は、玄武岩質の凝灰角礫岩を主とし、一部に溶岩を挟在する。

両者とも侵蝕に対する抵抗力となっており、山麓部には崖錐の発達するところや、疑似地すべり地形を呈するところもある。また、砂岩層や砂質泥岩層を挟む部分は、陣馬平山南麓にみられるように、階段状の地形が発達し、この上に崖錐層がのっていることが多い。

I 3. 2. 安山岩質岩石

河東山地では、主として黒色泥岩からなる地層の中に、しばしば緑色凝灰岩などの火山岩類が挟まれる。本表層地質図では、既存の資料にしたがって、地層の中に挟在する火山岩類を、安山岩質岩石として分類し、他の山地上部を構成する火山岩類（たとえば奇妙山体を構成する奇妙火山岩）とは分離して示した。

岩質の特徴は資料にゆずり、ここで概要だけ述べると、下位の層準のものは、石英安山岩質の緑色凝灰岩で、淡緑色細粒均質で堅硬なものと、凝灰角礫岩質で比較的やわらかいものとの2種類があり、上位の層準のもので豊栄から東条にかけての山体を構成している地層の中に挟在しているものは、輝石安山岩質の溶岩が多く、凝灰角礫岩も伴う。

長野市街地北方の郷路山には、柱状節理のよく発達した岩体があり、一部では石材・骨材として利用されている。この岩体は、青灰色～淡紅色の多孔質粗しょうな安山岩である。

I 3. 3. 流紋岩質岩石

この表層地質分類は、従来、裾花凝灰岩層と呼ばれて来た灰白色ないし淡黄褐色、塊状の流紋岩質凝灰岩および凝灰角礫岩を主とする地層を読みかえたものである。この中には流紋岩質溶岩もかなり含まれているが、図上ではとくに区別していない。

この岩石から構成される山地は、岩質が堅硬なために急峻な山容を呈し、処々に悪地地形や、土柱を形成している箇所もある。

I 3. 4. 安山岩質岩石ないし集塊岩質岩石

この表層地質分類は、前に述べた安山岩質岩石が、地層の中に挟在して、とくに安山岩や集塊岩特有の地形を形成しないのに対して、山地の頂部付近に分布して、火山岩地帯として孤立した山体を形成しているものを分離して示したもので、奇妙山を構成する火山岩体および聖山を構成する火山岩体が、この代表である。

資料によれば、奇妙火山岩は、第1から第5火山岩類の5つに区分され、下部は、黒色緻密を安山岩と凝灰角礫岩とが交互しており、岩質は普通輝石・紫蘇輝石安山岩で、一部に柱状節理の発達した橄欖石含有普通輝石紫蘇輝石安山岩がある。上部は同じような凝灰角礫岩と灰色粗しょうな安山岩とが交互し、下部よりは、幾分やわらかい。岩石は、普通輝石紫蘇輝石安山岩である。

更埴市と大岡村の境界にある高雄山は、紫蘇輝石普通輝石安山岩から構成されており、その北東方の篠山は、主として橄欖石玄武岩の凝灰角礫岩からなり、ところどころに板状節理の発達する溶岩を挟んでいる。また、図幅地域南縁から、隣接図

幅地域にかけては、暗灰色を呈する橄欖石普通輝石玄武岩溶岩が発達し、最下部に集塊岩が伴われている。

聖山火山岩類は、全体として風化が進み、地表付近は、風化火山灰層と共に黄褐色ないし橙褐色のやわらかい表土となっている。

I. 4. 深 成 岩

I 4. 1. 石英閃緑岩

この表層地質図で石英閃緑岩と分類した小岩体が、河東山地の処々に露出している。岩体の大部は、地質構造とほぼ調和的で、熱変質をうけた石英閃緑岩、玢岩～閃緑玢岩、石英斑岩など、種々の岩相を呈している。また、安山岩質岩石の中にも、閃緑岩質となっているものもある。

II. 表層地質分類と開発および保全との関係

II. 1. 地すべり・山くずれ

本図幅地域の中でも、犀川および土尻川流域は、地すべりが集中した地域として古くから知られており、地すべり地帯特有の地形、あるいは地すべり現象に由来する地名の例にしばしばこの地域が出されて来た。

地すべり等防止法による地すべり防止指定区域は、犀川および土尻川流域のかなりの範囲にわたっており、その分布は、泥岩がら地層だけでなく、他の岩質のところにも及んでいる。もともと、この地域は地質と地形との関係が明瞭で、集塊岩質岩石からなる虫倉山・陣馬平山の山稜は、侵蝕に対して抵抗体となったために現在の地形を呈しているとされており、泥岩あるいはその他の固結堆積物からなる地域は、一種の定高性をもつ稜線を残しているが、現在なお谷頭侵蝕あるいは侵方侵蝕を受けていることを考えれば、土尻川や犀川に流れ込む小河川の流域に、比較的小面積の地すべりが、多数存在する理由が理解される。また、本地域に分布する泥岩は、きわめてだけやすく、風化すると小片になり、水分を含むと粘性を帯びるといった特徴をもっているために、地すべり分布は、この泥岩の分布と密接に関係して

おり、砂岩・泥岩互層の部分、あるいは砂岩がち地層の分布でも、地すべりが発生しているのは、多少とも泥岩の挟みの存在によるケスタ地形の存在と密接に関連しているとみられる。

犀川・土尻川流域の地すべりの中で、現在も活動していることが認められるものの大部分は、弘化4年の善光寺地震に由来しているといわれている。これも、この地域を構成する地層の性質と、地形の特長とを合わせると、破碎されやすい岩石が、傾斜の急で、現在も侵蝕作用が烈しく営まれているところに存在することから、理解される。

本表層地質図では、明らかに地すべり活動に由来する土石流堆積物が乗っていることが空中写真判読からも認められる箇所を、碎屑物として塗色し、地すべり地形をもっているが、地表に地すべり活動に由来する堆積物が薄いか、あるいは地すべり活動後に、整地されてしまったと思われる箇所は、擾乱された表面物質として塗色した。両地区とも、新しい掘さく工事の施行には、地すべり活動の再発という点に、とくに注意する必要がある。

河東山地には、地すべり活動の痕跡が、空中写真判読によって、泥岩からなる部分に認められること以外には、顕著な地すべり活動は記録されていなかったが、松代群発地震の第3活動期に、松代町東条地区に数カ所、地すべりが発生した。その詳細は、松代群発地震に関する数多くの報告書の中に記述されているので、ここでは省略する。

調査当時、活潑な活動を続けている地すべりには、長野市七二会地区の倉並地すべり（2カ所）と、篠ノ井西方の茶白山地すべり、および図幅地域北西隅から隣接3図幅にまたがる萩の峯地すべりがある。倉並地すべり・茶白山地すべりについては、各方面からも詳細な記載や調査研究がなされ、その結果は多くの人々により報告されているので、ここでは省略する。

山くずれの記録は、善光寺地震の記述を除いては少ない。しかし、裾花凝灰岩層の分布する地域では、山くずれが豪雨時に発生する可能性が多い。

II. 2. 鉦産資源

本図幅地内の鉦産資源として、現在見るべきものは非常に少ない。次に、主とし

て上水内郡地質誌にもとづき、鉱産資源の概要を記す。

石油・天然ガス： 小淵付近の小田切背斜軸上で、かつて大正11年頃に小規模の試掘を行なったことがある。また、善光寺温泉から裾花川沿いに長野市街地に到る間に、数カ所ガス徴および油徴が知られている。

亜炭： 礫岩・砂岩互層には、小規模に亜炭が挟在する。その中の一部は、かつて採掘されたことがある。

白土： 長野市安茂里地区で、流紋岩質岩石の中の砂の部分からみがき砂を製造していた。なお、付近にはベントナイトも産出する。

II. 3. 温 泉

本図幅地域内の温泉には、善光寺温泉・松代温泉・稲荷山温泉が挙げられるが、このほかにも、長野市周辺には若干の鉱泉が記載され、かつてやや大規模な調査が実施されたこともある。

善行寺温泉： 裾花川沿いには、前項で述べたようにガス徴・油徴が存在する。温泉は、流紋岩質岩石（裾花凝灰岩層）と固結堆積物との境界付近を掘さくし、昭和4年に217 mまで掘さくした結果得られたアルカリ性硫黄泉である。また、この坑井には、メタンガスが伴なわれる。

善光寺温泉と同じ系統に属する鉱泉には、塩の湯、塩沢鉱泉、竜宮鉱泉などが記載されている。

松代温泉： 松代町加賀井・長礼地区には古くから温湯が湧出し、療養に利用していたといわれている。昭和の初め頃から、掘さくに成功して多量の湯が得られるようになった。泉質は重曹石膏泉で、38.5℃を示し、この付近としては比較的高温で、かつ含有成分に豊んでいる。

なお、松代群発地震第3活動期の折には、松代温泉地東方の扇状地一崖錐地域から、多量の塩分を含む水が湧出した。この状況については、多くの調査結果があり、ここでは省略する。

稲荷山温泉： 源泉は稲荷山の山麓にあるが、現在は千曲川の河岸に引湯し、利用している。泉温は23.1℃、泉質は硫化水素泉である。

その他、更級埴科地方誌によれば、川中島西方の山中に含硫化水素重曹泉に近い

ものが湧出し、水温は18.5℃である。この地点は、ほぼ神田背斜直上に位置しており、善光寺温泉と類似のものであろう。

また、更埴市森・石杭地区には、古くから鉱泉の湧出しているところがあったが、近年掘さくに成功した。温度31.3℃の単純温泉に近いものである。

II. 4. 地 下 水

長野市街地では、長い間主として飲料水源として小規模な井戸の掘さくが行なわれた。昭和25年に、長野市が水道水源井を掘さくしたのが本格的な地下水開発の始まりで、昭和41年以降急速に深井戸が掘さくされるようになった。

長野市内については、近年、地下水調査結果が報告されているので、その結果を要約すると次のようになる。すなわち、当地域の地下水として、河川水がまとまった水量が伏設滲透しているのは、裾花川、犀川沿いの川合、川合新田付近、千曲川左岸の篠ノ井付近であるとされている。地下で砂礫層の発達が良好なところは、犀川下流部と裾花川沿いの山麓扇状地で、その他の地域では、粘土まじりの砂礫層が多く、河道沿いを除いて顕著な地下水は期待しにくい。

II. 5. 地 盤

本図幅地域の中でも、善光寺平の地盤は、松代群発地震の際に各方面から調査が実施された。ここでは、資料にもとづいて、その概要を述べる。

善光寺平の地下地質は、篠ノ井西方を除いて比較的浅所から、砂礫あるいは玉石まじり砂礫層があり、これが比較的良好的地盤を構成している。とくに、表層地質図上に礫がち表土として塗色した部分では、地表付近から砂利・玉石層が連続している箇所である。

長野市街地東方では、比較的地盤のやわらかいと想定される部分がみられる。その地域は、ほぼ国道付近を境としており、裾花川扇状地の末端が、千曲川の氾濫原に移り変わるところで、地表付近は粘土質となっている。

長野市街地から篠ノ井地区にかけての犀川扇状地も、試錐調査資料によれば、地下深部まで砂礫層が連続している。しかし、千曲川の自然堤防と河東あるいは河西山地との間には、低湿地帯がひろがっており、この試錐調査資料では、20m程度ま

で粘土や砂が連続しており、地盤としてはやわらかい。空中写真判読でも、地形図上からも、千曲川蛇行あとを読みとることが出来るが、この旧河跡も、軟弱地盤帯である。

なお、善光寺平全域について、本表層地質調査時点で詳細な地盤調査が実施されているので、細部はその報告書を参照されたい。

1847年の善光寺地震の際に、長野市街地北西部に、南北性の断層を生じた。また、善光寺北方には、箱地の凹地で代表される陥没区がある。いずれも、現在も活動を続けている地盤運動の表現とみられる。

1966年4月ごろからの松代群発地震第3活動期に、松代町東条地区で地盤に割れ目が発生し、またこの割れ目の延長上に地すべりが発生した。この活動と同時に、多量の塩水が地下から湧出している。地盤の割れ目は、松代地震断層とも呼ばれており、これを地盤運動による現象とみる考えもある。

いずれにせよ、善光寺平の生成と、現在も活動していると考えられている地盤の運動とは密接な関係にあり、この点からも今後のくわしい研究が必要である。

Ⅲ. 資 料

- 芥川真知（1951）：長野県茶臼山付近の地質に関する研究（I），建設省土木研
報告，No.81，pp.1～11
- 安藤 武（1953）：長野県茶臼山付近の地質ならびに荒廃地調査報告，地質調
月報，Vol.4，p.547～555
- 藤本治義ほか5名（1946）：長野油田の地質，地質雑，vol.52，nos 613～615，
pp.48～55
- 本間不二男（1931）：信濃中部地質誌，付信濃中部地質図，古今書院
- 細野義純（1968）：松代群発地震に際して観察された地下水位の異状と水質の変
化について，地質雑，Vol.74，No.11，pp.569～581
- 飯島 弘（1969a）：長野盆地および周辺の地盤条件，防災科学技術総合研究報告，
No.18，pp.99～102
- 飯島 弘（1969b）：松代付近の表層地質と地盤災害，防災科学技術総合研究報告，
No.18，pp.103～115
- 飯島南海夫ほか5名（1958）：フォツサマグナの構造的意義，地球科学，No.37，
pp.
- 飯島南海夫（1962）：フォツサマグナ北東部の火山層序学的ならびに岩石学的研
究（その1），信州大教育学部紀要，No.12，
- 飯島南海夫（1963）：フォツサマグナ北東部の火山層序学的ならびに岩石学的研
究（その2），信州大教育研究論集，No.14，
- 飯島南海夫・山岸いくま（1963）：上田小県誌（自然篇地質の部），小県上田教
育会
- 飯島南海夫（1968）：北部フォツサマグナの中央隆起帯における問題点，日本地
質学会第75年秋季学術大会総合討論会資料「フォツサマグ
ナ」，pp.21～24
- 飯島南海夫・斎藤 豊（1966）：長野盆地の地盤，長野県防災会議震災対策部会，
井上春雄（1962）：信濃川河系に沿う礫層堆積地形とその意義，信州大教育紀要，
No.12，pp.28～38

- 神保小虎 (1906) : 信濃国岩倉山 (1名虚空蔵山地変の観察, 地質雑, Vol.13, No.159, pp.399~404
- 春田 功 (1967) : 松代地震による加賀井温泉の変化, 地学雑, Vol.76, pp.16~26
- 岸本良次郎・大平成人 (1964) : 地すべり地における地下水・地表水 (第1報) — 長野県上水内郡七二会村下戸倉地区における地下水流入と水理地質学的性格, 地すべり, Vol.1, No.2,
- 岸本良次郎 (1969) : 松代地震により発生した地すべりと湧水, 地すべり, Vol.6, No.2, pp.1~9
- 北野 康ほか4名 (1968) : 松代地すべり地湧水の地球化学的研究, 京大防災研年報, No.11 - A
- 経済企画庁国土調査課 (1963) : 全国地下水 (深井戸) 資料台帳, 中部篇
- 松林正義・望月巧一 (1967) : 長野県松代地区の地すべりについて, 新砂防, Vol.20, No.3, pp.1~8
- 松林正義・望月巧一 (1969) : 茶臼山地すべり地上部の地下水について, 地すべり, Vol.5, no.3, pp.8~12
- 松林正義・望月巧一 (1970) : 茶臼山地すべり地上部の地下水について (II), 地すべり, Vol.6, No.3, pp.1~10
- 松田時彦 (1967) : 松代地震断層の地質学的性質, 震研彙報, vol.45, No.2, pp.537~550
- 望月巧一 (1971a) : 長野県北部犀川・姫川沿川山地の地すべり (1) — 犀川沿川山地すべりの一般性, 地すべり, Vol.7, No.3, pp.7~14
- 望月巧一 (1971b) : 長野県北部犀川・姫川沿川山地の地すべり (2) — 長野県七二会地区の地すべり, 地すべり, Vol.8, No.1, pp.25~31
- 森本良平ほか5名 (1966) : 松代群発地震地域とその周辺地方の地質, 震研彙報, No.44, No.1, pp.423~445

MORIMOTO, R. et al (1967): Landslides in the Epi

central Area of the Matsushiro Earthquake Swarm - Their Relation to the Earthquake Fault, Bull. Earthquake Res. Inst., Tokyo Univ., vol. 45, no.1, pp. 241 ~ 263.

村井 勇 (1967) : 松代群発地震地域のわれめ系解析, 震研彙報, Vol. 45, No. 2, pp. 505 ~ 536

長野県地学会 (1957) : 20 万分の 1 長野県地質図及説明書

長野県地学会 (1962) : 20 万分の 1 長野県地質図 (改訂版)

長野県土木部 (1973) : 長野盆地地下水源調査報告書 (長野市・豊野市) 付, 長野盆地地下水理図

長野県総務部消防防災課 (1969) : 松代群発地震記録

長野市 (1953) : 長野市地質調査誌, 長野市企画課

中島謙三 (1888) : 20 万分の 1 地質図幅「長野」並同説明書, 地質調査所

中村久由ほか 3 名 (1967) : 松代群発地震をさぐる — 温泉と地すべり, 地質ニ
—ス No. 149

NAKAMURA, K. and TSUNEISHI, Y. (1966): Ground Cracks at Matsushiro Probably of Underlying Strike-slip Fault Origin, I. Preliminary Report, Bull. Earthquake Res. Inst., Tokyo Univ., vol. 44, no.3, pp. 1371 1384.

NAKAMURA, K. and TSUNEISHI, Y. (1967): Ground Cracks at Matsushiro Probably of Underlying Strike-slip Fault Origin, II, The Matsushiro Earthquake Fault, Bull. Earthquake Res. Inst., Tokyo Univ., vol. 45, no.2, pp. 417 471.

中村慶三郎 (1938): 山崩

中村三郎 (1956) : 長野県犀川土尻川流域の山崩れ地すべりについて— 地形・地質とその特徴— , 東北地理, Vol. 19, No. 2,

NAKAMURA, S. (1963): On the Landslides and Landcreeps in the Drainage Basins of the Saigawa, Geophys. Papers Dedicated to Prof. Kenzo SASSA,

中村三郎 (1964a) : 火砕流堆積物周辺にみられる地すべり地の2・3の特性について, 地すべり, Vol 1, No. 2

NAKAMURA, S. (1946): On the Landslides around the Pyroclastic Deposits, Mem. Defence Acad. vol. 4, no.1,

岡 重文 (1964) : 北信地すべり群の写真判読について, 地すべり, Vol. 1, No. 2,

大森房吉 (1913) : 本邦大地震概説, 震予報, No. 68 乙, pp. 93~109

小野寺 透ほか3名 (1949) : 長野県茶白山付近の地亡に関する研究 (I), 建設省土木研究所概報, No. 10, pp. 1~50

犀川団体研究グループ (1966) : 犀川流域の地質構造— 犀川流域の地質 (その4) : 地団研専報, No. 12, 東北日本のグリーンタフ変動, pp. 95~102

斎藤 豊 (1954) : 聖山火山説の真偽, 信州大教育研究論集, No. 4, pp. 74~87

斎藤 豊 (1956) : 長野県土尻川流域の山崩, 信州大教育研究論集, No. 7,

SAITO, Y. (1961a): A Preliminary Note on the Structure-system of the Tertiary Formation in the Northern Part of the Fossa Magna, Bull. Fac. Education, Shinshu Univ., no.12, pp. 99 108.

SAITO, Y. (1961b): Geology of the Fossa Magna (part 1), Jour. Fac. Education, Shinshu Univ., no.11, pp. 1~12.

SAITO, Y. (1962): Geology of the Fossa Magna (part 2), Jour. Fac. Education, Shinshu Univ., no.12, pp. 55~81.

SAITO, Y. (1963a): Geology of the Fossa Magna (part 3), Bull. Fac. Education, Shinshu Univ., no.13, pp. 23 ~ 54.

斎藤 豊ほか 8 名 (1960) : 長野市北東部の新生代層, 地球科学, No. 46, pp. 19 ~ 29

更級埴科地方誌刊行会 (1968) : 更級埴科地方誌, 第 1 巻, 自然篇

沢村孝之助ほか 4 名 (1967) : 松代震源域の地質と地質構造, 防災科学技術総合研究速報, No. 5,

沢村孝之助・大沢 穰 (1969) : 松代— 須坂地域の地質と地質構造, 防災科学技術総合研究報告, No. 18, pp. 3 ~ 6

佐山 守・河角 広 (1973) : 古記録による歴史的大地震の調査 (第 1 報) — 弘化 4 年 3 月 24 日 善光寺地震, 震研研究速報, Vol. 10, No. 2, pp. 1 ~ 50

鈴木達夫 (1938) : 長野油田地形及地質図並同説明書, 地質調査所

竹下 寿 (1958) : 柵村付近の火山性堆積物について, 長野県の地学, 3, pp. 57 ~ 70

竹下 寿ほか 2 名 (1960) : 古地磁気学からみた柵累層の火山地質, 地球科学, No. 49, pp. 26 ~ 36

竹内順治 (1967) : 松代地震による被害と地震の関係 — 特に地下水位との相関に

- ついで — , 地質雑, Vol. 73, No. 6, pp. 263 ~ 276
- 田中邦雄ほか5名 (1961) : 犀川流域の地質 (その1) : 榎山次郎教授記念論文集, pp. 97 ~ 106
- 田中邦雄・平林照夫 (1963) : 犀川流域の地質 (その2) : 信州大教育研究論集, No. 15, pp. 21 ~ 36
- 田中邦雄ほか12名 (1965) : 犀川流域の地質 (その3) : 七二会村, 信更村, 篠ノ井市付近の地質, 地質雑, Vol. 71, No. 835, pp. 173 ~ 184
- 富沢恒雄 (1951) : 北信の新生代, 長野県の地学, No. 1, pp. 15 ~ 45
- 富沢恒雄 (1953) : 長野県北部裾花川流域の層序と地質構造, 地質雑, Vol. 59, No. 699, pp. 552 ~ 560
- 富沢恒雄 (1954) : 長野県北部地方のいわゆる柵層について, 教育大研報, No. 3, pp. 125 ~ 134
- 富沢恒雄 (1962a) : 長野県篠ノ井市茶白山付近の新第3系について, 地質雑, Vol. 68, No. 797, pp. 53 ~ 64
- 富沢恒雄 (1962b) : 信州北部地方の新第3系の地質学的研究 — 層序篇, 長野県地学会
- 富沢恒雄 (1964) : 長野県犀川中流域における第3系の地質構造, 地質雑, Vol. 70, no. 831, pp. 586 ~ 595
- 富沢恒雄 (1968) : フオツサマグナ北部地域の第3紀の諸問題 — とくに長野市周辺地域 — , 日本地質学会第75年秋季学術大会総合討論資料, 『フオツサマグナ』, pp. 25 ~ 30
- 鳥山武雄 (1960a) : 北信濃土尻川流域における山崩れ地すべりの諸要素について, 信州大教育研究論集, No. 11, pp. 159 ~ 172
- 鳥山武雄 (1960b) : 北信山地の地入り分布と地史的堆積環境, No. 11, pp. 149 ~ 157

TSUNEISHI, Y. & NAKAMURA, K. (1970): Faulting Associated with the Matsushiro Swarm Earthquakes, Bull. Earthquake Res. Inst., Tokyo Univ., vol. 48, no.1,

pp. 29 ~ 51.

八木貞助（1918）：皆神円頂丘，地質雑， vol. 26，

八木貞助・八木健三（1958）：上水内郡地質誌，上水内教育会

以上のほか，松代群発地震に関して，およびこれに関連した善光寺地震その他の地震活動に関して多数の資料があるが，ここでは省略する。

なお，表層地質図の調製に際しては，信州大 斎藤 豊教授より未公表資料の提供を受けた。あわせて謝意を表する。

Subsurface geological survey "Nagano"

(Summary)

The area is situated on the northern part of so-called "Fossa Magna" region in central Japan. A Fluvial plain, which is named the "Zenkoji-daira", cross the area in the direction of NNE-SSW. So the area is divided into three areas.

The eastern mountainous area is composed mainly of Neogene Tertiary sediments and volcanics. The sediments are consolidated black mudstone with frequent intercalations of dacitic tuff and andesitic lava in the lower and the middle horizon, and sandstone and conglomerate in the uppermost part. The sediments are generally inclined towards west and divided into many blocks by faults. Moreover, quartz-diorite is intruded in the strata, so black mudstone is slightly altered and hardened. Younger volcanic rocks overlie the above-mentioned strata with unconformity. The rock facies are andesitic and basaltic lava, interbedding pyroclastic rocks such as agglomerate or tuff-breccia. The western mountainous area is composed of moderately folded Neogene Tertiary strata. They comprise consolidated mudstone, sandstone, conglomerate and their alternation. Andesitic - basaltic lava and tuff breccia are intercalated in the upper part. The rocks are distributed in the northern part of the area, forming a mountain range with steep slopes. Rhyolitic tuff-breccia, tuff and lava, which occupy the lower part, are distributed

along the eastern margin of the western mountainous area, and in some portions bad land is formed. Andesitic and basaltic lavas and pyroclastics are, too, distributed in the southwestern part of the western mountainous area. They cover above-mentioned sediments with unconformity.

The central fluvial plain is mainly constituted from gravel-rich sediments. Among the plain, Asakawa and Saigawa fan deposits are classified as gravel-rich subsurface materials in this subsurface geological map. Mud-rich sediments are distributed in the region between mountains and natural levee of the Chikuma river. Peat are found within the area in small scales. Talus deposits are frequently found at the foot of the eastern mountainous area and along steep slopes in the western mountainous area.

Many landslide topographies are crowded throughout the western mountainous area. They are generally recognized within the zone of mudstone and sandstone. Among the landslides, the Chausuyama and the Kuranami landslides are famous and surveyed in detail.

Oil and gas seepages are recognized along the Susobana river and the adjacent areas, but they are in small scale. Saline water associated with oil and gas is used as mineral springs. Recently hot spring wells are produced in a few areas. Among the hot springs, the Matsushiro spa, the Inariyama hot spring and the Zenkoji hot spring are famous.

Building stone and aggregates are quarried from