

土地分類基本調査
地形・表層地質・土じょう

前 橋

国土調査

経済企画庁
群馬県

1956

は し が き

狭少な国土をより高度に、合理的に利用するためには、まず国土の自然的実態を科学的総合的に把握することが必要であって、その基礎の上に総合的な利用計画を樹てることが期待されるとともに、土地に関連する一さいの施策を具体的かつ効果的なものとしなければならない。

国土調査法にもとづく土地分類基本調査は上述の趣旨にもとずいて、土地の基本的な性格を規定している重要な要素のうちから、地形、表層地質、土じようをとりあげ、その各々について、五万分の一地形図を基図として調査を行い、その結果を相互に有機的に組合せることによって、土地の性質を正確に把握しようとするものである。土地分類基本調査を構成する地形調査は、地形の成因的、性質的な分類に、表層地質調査は、岩石の物理性（硬軟）による分類に、土じよう調査は、比較的広い調査地域にわたる土じようの系及び統の分類において、在来の調査にはみられなかった特色がある。これら三つの調査は、相互補完的な意味を持っているが、地形、表層地質、土じようの順序に調査を行えばより正確に、経済的に調査事業が遂行できるものである。また、土地分類細部調査に対してその前提となるものである。

これら諸調査の各作業規程の準則は、各関係機関の権威者によって構成されている専門別小委員会の慎重な審議を経て、昭和29年7月から30年1月の間に制定され、これに基く調査事業は29年度から直ちに実施された。「前橋」図葉地域の調査は、事業開始当初におけるものの一つであり、同一地域について地形、表層地質、土じようの各調査成果が揃ってでき上った最初のものであり、特に合本にして上梓されたことは誠に意義深いものがある。

「前橋」図葉の地域は、関東平野の北縁にあって、赤城、榛名の両火山体と利根川沖積面とにより構成されており、わが国における自然地域の自然地域の一典型をなす所で、群馬県内の農業地域としても重要な所である。

この調査成果によれば、前橋地域の自然的性格が地形、表層地質、土じようの各基礎的な要素において個別的にも、また総合的にもよく明らかにされ土地の利用、開発、保全等の諸問題に対し広汎有益な示唆を与えているが、これら事業の計画、実施に関係される人々には勿論、関連した調査研究に従事される各位に、この成果が十分理解され、広く利用されることを望む次第である。

この調査の作業実施にあたっては、まず昭和29年度に地形調査に着手し、ひき続いて表層地質調査を、さらに同年度の後半から30年度にわたって土じよう調査を実施したが、調査の開始から完成までには2カ年の日子を費した。

この調査は経済企画庁が群馬県経済部農務課に委託して行われたもので、各調査にあたっては、地形調査は建設省地理調査所地図部、表層地質調査は群馬大学学芸学部地学教室、また土じよう調査は農林省農業技術研究所化学部、同蚕糸試験場化学部、同林業試験場土じよう調査部及び群馬県

業試験場等の各機関の関係者多数の御協力をいただいた。また本書の編集は、当課土地分類担当諸兄が担当された。特に記してその労を深く謝する次第である。

昭和 31 年 3 月

経済企画庁開発部国土調査課長

堀内 茂彦

総目次

は し が き

前橋図葉地形説明書..... 1

前橋表層地質説明書.....31

前橋土じょう説明書.....55

前橋圖葉地形説明書

前 橋

5 萬 分 の 1

地 理 調 査 所

建設技官 小 谷 昌 ことばに あきら

建設技官 金 窪 敏 知 かねくぼとしとも

群 馬 縣
經濟企畫庁

昭和31年

目 次

I. 地形の概説	1
I. 1 まえがき	1
I. 2 地形区分	2
I. 2. 1 火山麓	2
I. 2. 2 裾野扇状地	5
I. 2. 3 台地	5
I. 2. 4 扇状地	7
I. 2. 5 谷底平野	7
II. 地形の細説	9
II. 1 赤城火山南麓部	9
II. 1. 1 概説	9
II. 1. 2 表面の形態と物質	10
II. 1. 3 孤立丘群	11
II. 1. 4 白川扇状地	12
II. 2 榛名山火山東麓部	13
II. 2. 1 概説	13
II. 2. 2 扇状地群	14
II. 3 利根川周辺台地	15
II. 3. 1 河岸段丘	15
II. 3. 2 前橋高崎台地	16
II. 3. 3 台地上の自然堤防	16
II. 3. 4 利根川現流路に関する考察	17
II. 4 沖積低地	17
III. 土地災害に関係ある地形の概況	20
III. 1 概説	20
III. 2 洪水	21
III. 3 崩壊地形	24
III. 4 土じょう侵蝕	25
III. 5 岸欠漬	25

1 : 50,000
地形説明書

前橋図葉地形説明書

地理調査所

建設技官 小 谷 昌
建設技官 金 窪 敏 知

I 地形の概説

I. 1 ま え が き

明治の中葉までこの地域はうつそうとした森林が至るところに見られた。とくに赤城火山の裾野は、赤城白川、荒砥川、粕川に沿う部分を除いて、標高 100m 前後の末端に至るまであまねく森林で覆われていた。しかし、裾野を刻む細長い谷（放射状谷）の谷底のみは例外なく奥深くまで水田化し、これにそつて集落も営まれていた。図葉の東南隅^{くにさだ}附近は傾斜 3 度以内の平坦地でありながら、明治の後期に至つてもほとんど大部分が森林であり、旧笠懸野^{かさかけの}から大間々に至るまでの広い区域にわたつて覆われていた。この区域は大間々附近を頂点とする渡良瀬川^{わたらぎ}の扇状地の一部であつて、現在渡良瀬川は茶白山丘陵の東方、県境を南下している。その他耕地化のおくれた地域が部分的にみられ、その一つは前橋市街地東南端、ヒサゴ山（古墳）から後閑^{ごかん}、山王を連ねる低い台地の崖際にある巾 500m 前後の砂の小高い（かすかに）地帯は明治中葉の前期には、まだ森林で覆われていたが、後期になるとほとんど桑園化している。

また赤城白川が火山の裾野から広瀬、桃ノ木川の低地に出るところ、青柳^{あおやなぎ}から北東明神祠^{とみ}を経て時澤^{ときわ}南部に至る部分には一かたまりの森林があつて明治後期によく耕地化した。この位置は、赤城白川の河床勾配が急に緩やかとなるため、白川が運び出す細かな火山性の物質が堆積して小さな扇状地をつくつている。堆積物のため河床が上昇し、しばしば河道を変え、氾濫するので耕地化が遅れたものとおもわれるが、その後河川の兩岸に築かれた堤防によつて出水から桑園をまもられ現在に至つている。

この小さな扇状地（白川末端）は旧利根川の氾濫原、すなわち今の廣瀬川、桃ノ木川低地も次第に埋積し谷底が上昇したため旧利根川を赤城山麓から榛名山麓^{はしか}の方へと押しやつたので、利根川はついに現在の流路に移り、低地から台地へ流れ込み、台地面を深くえぐつて流れるようになった。その結果現河床は旧利根川の氾濫原である広瀬、桃ノ木川低地よりも数m低くなつてしまつたので、この低地帯は直接利根川の氾濫を蒙る危険がなくなつた。

大洪水の危険もなく最もよく開けている筈の低地帯の中にも、地形によつてはかなり広い部分が未耕地としてごく最近まで残されていた。天川大島附近の広瀬川に沿う巾1 Kmにおよぶ区域は、利根川の流路が移動する直前の河床（河川敷）で、旧流路と、自然堤防とよぶ細長く小高い砂礫堆地形が川なりに縞状に配列しており、耕地には不適當で戦時中から終戦直後まで松林、一部は果樹園として残されていた。

坂東橋から下流河原部落に至る利根川沿いの一帯の畑地は明治初年においてすでに桑園化し、一部は草地になっていた。しかし中には戦後普通畑化したものもあるが、今もつて桑園が多く残っている。土質が角礫質の火山性堆積物で、透水性に富み、多量の角礫が耕作をさまたげているからであり、この自然堤防に似た地形は、天明年間の浅間の爆發にともなう土石流（洪水）の堆積地形である。

これに対して、赤城火山の裾野でも赤城白川や荒砥川、粕川の溪口にある裾野に比較して起伏の少ない扇状地状の地形や、榛名東麓は古くから開け、赤城山麓では標高300m以上のところにも集落がいとなまされていた。さらに榛名東麓から漸移している前橋—高崎以南の低い台地もはやくから水田地帯として開けていたことが知られている。

以上、概略的な説明ではあるが、土地利用や土地災害と地形の間にはある程度の関連性があり、地形自体も除々に変化しつつあることが知られよう。また後述するように土じょう断面形態も地形とは密接な関係をたもっている。

I. 2 地 形 区 分

この図葉に含まれる地形は火山麓、台地、扇状地、沖積低地の四通りに分つことが出来る。この分類配列の方法は必ずしも地形學的ではないが、土じょうや地下水、表層地質、土地の傾斜、起伏など土地の性質を規定する要素と関連して、それぞれの特徴をよくあらわしうる分け方と考える。次にこれらの地形の特徴ないしは自然的性質を略述しよう。

I. 2. 1 火 山 麓

赤城や榛名の火山體は不完全ながら円錐形をなしているので、赤城白川、荒砥川、粕川など主要な河川は火口を中心として放射状の谷系を形成している。赤城火山の水系の状態には、山の南北で著しい差異が認められる。北側斜面では放射谷が深く山麓斜面を刻み込んでいるのに対し、南面では比較的浅い谷が密に発達し、赤城白川、荒砥川、粕川などの主要河川に沿つて、山麓斜面とは明らかに区別される扇状地状の地形が発達している。深さ数mより数十mに達する大小の侵蝕谷のうち、谷底が地下水面に達しているものは谷頭附近まで水田化している。さもないれば裾野原面や谷壁斜面から運ばれる火山灰が谷底に厚く堆積し、腐植層が厚く発達して、畑地または林地になっているのが普通である。

赤城火山の裾野の地質は主として灰白色の集塊岩質凝灰岩である。集塊岩質凝灰岩は侵蝕されるとほとんど垂直に近い崖をつくりやすいので、山麓を流下する小河川は所々に小さな峡谷をつくっている。これらの川の上流の深い谷では谷壁傾斜が著しく大となっており、風化し崩壊しやすいため新旧の崩壊地形がいたるところで認められる。カスリーン台風の際に大崩壊をおこしたことは周知の事実であるが、このような大崩壊は過去においても、いくどか繰返さ

れた証拠があり、放射谷の谷底には過去の土石流堆積物が段丘状の地形をなして残っている。

一般に放射状水系は山麓部にいたるとほとんど下刻を行わなくなる。白川、粕川、荒砥川は大洪水時に扇状地上に氾濫することもあるが、ふだんは扇状地を刻む狭く浅い谷底におさまっている。赤城白川は上流部から下流に向つて谷の刻みが次第に浅くなり、ついに谷底を砂礫で埋め末端部で小扇状地を形成している。河床堆積物は赤城白川の末端部においてほとんど砂である。これに対して粕川の末端附近では伊勢崎市のある台地面を深く刻み込んでおり、荒砥川末端附近では谷がやや開け、谷底が裾野面とほとんどすれすれになっている。これは荒砥川の末端における火山灰質砂の堆積が進んでいる証拠であつて、カスリーン台風の際この部位に異状な堆砂を生じた。

以上の諸河川は、河川としてはさほど大きくはなく、常時の水量は少いが崩壊しやすい集塊岩質凝灰岩の山体に源を發しているので、異状に激しい降雨の際には土石流を發生する可能性がある。しかしその大部分は傾斜の大きい扇頂一扇中部に残留堆積し、山麓線から外に運び出されるものは砂などの細かな物質のみである。粗く大きな物質が扇央附近にとどまり、細かな砂が下流まで運ばれ、末端附近に小扇状地を延長形成しているが、その中間の位置では侵蝕と運搬の兩作用がほぼ均衡を保っているようにおもわれる。いづれの河川にも、上流から下流に至るまで連続的に床止工が施工されてあるが、これは急流のための根拠防止策と考えられる。さらに火山基底の地形の起伏や地質の相異による岩石の硬軟に支配されて、河川の縦断面の形状もスムーズではなく、侵蝕と堆積



Fig. 1. 宮城村鍋割山南の土石流地形，鍋割山斜面から流下したもので、褐色火山灰層の上をおおう、安山岩角礫の厚い堆積物から成っている。



Fig.2. ig.1 と同じ場所の土石流の露頭。

の行われる部位も不規則にあらわれるように見える。

裾野の原地形は麓端ほど開析され山麓の上部ほど広く原面が保存されている。しかしこのうちには裾野開析後の火山活動ともなつて新たに生じた緩斜面もある。一般に表面を覆う火山灰は裾野が生成してから後に幾度か降下したもので、火山灰層中に軽石層などが挟まれている。火山灰、集塊岩質凝灰岩ともに透水性に富み、しかも裾野原面が開析されているため地下水面が低く地表面から10~20数m以上におよび、この地域の開拓を遅らせた原因の一つとなつている。

黄褐色のやや固つた火山灰の上部を最も新しいしまりのない浮石礫や火山砂礫を混えた黒色火山灰砂が覆っている。火山麓の原面の傾斜（火口から麓端にむかう傾斜）は3度以下であるが、道路に集中した雨水がこの方向に流下し、著しいガリー侵蝕を行つている。一部の地表流は谷壁を流下するため、しまりのない腐植質の表層が洗い流され谷壁下部から谷底に厚く堆積している。谷底に洗い流された一部の火山灰は谷に沿つて下流に押し流され水田を埋積しさらに火山麓の外に運び出される。黄褐色の火山灰層の下層はやや粘土化しており、ガリー侵蝕はこの部位に達すると下刻のスピードを減ずる。これらの土じよう侵蝕は夏期の驟雨性の降雨によつて主として行われる。

夏期の驟雨性降雨による土じよう流亡のほか、冬期は強い西風によつて西向き谷壁上部および裾野原面の平坦部の表層が東向き斜面へ吹き飛ばされる。このことは土じよう肥料的にも植物生理的にも相当の悪影響をおよぼしている。風蝕は火山灰地域共通の現象であるが、位置、地形に従つて被害の程度とその様相を異にしている。また防風林その他の風をささげるものの少い開拓地に被害が著しく、既設農家の農地には被害が少い。たんに、火山灰が疎鬆で土じよう粒子の結合力が少いというばかりでなく、関東の各地に比較して全年を通じて風が強く（冬期は勿論夏期でも）、その反



Fig. 3. 新里村板橋 板橋地区開拓地は後ローム期の泥流地形を切り開いた所で、標高400—500mに及んでいる。地表は泥流地形固有の不規則な小起伏がみられ泥流は透水性に富み、岩塊礫が露出し表土薄く腐蝕質に乏しい。土じよう侵蝕の著しい地域である。



Fig. 4. 粕川村室澤
ローム層に含まれる二層の浮石流。

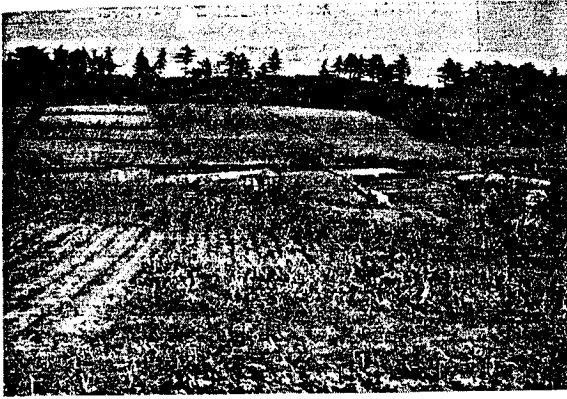


Fig. 5. 宮城村彌源司 放射谷に刻まれてローリングした火山麓は褐色ロームに覆われている。最上部ローム層は軽鬆で風蝕をうけやすい。火山の南面では強い西風のため、谷壁の西側及び背面の表土が東側谷壁に運ばれ土じょう的に著しい対照をみせている。このような地形では水蝕も著しいが、高冷地のため日照を重視するので、必ずしも等高線式耕作は行われていない。



Fig. 6. 宮城村苗が島 荒砥川扇状地にみられる根深石で扇頂を要として放射状に配列している。直径数mに及ぶ大岩塊もあり扇状地形成はむしろ土石流的であったことを思わせる。大小の岩塊が水田や畑の下にも埋没していて耕耘に大きな障害となっており、岩塊は細かく碎きながら除去される。前方に直立している細い棒は岩塊の埋没地点を指示し、馬の蹄や耕耘機を守る。

は扇頂部を除いて地表から2~3m内外、場合によつてはほとんど地表面に達することもある。地形上比較的水利に恵まれているので古くから水田化または畑地化しているが、河川が小さいことと、その地形が末広がりになっているため扇央以下では必ずしも水量は十分とはいえない。

1. 2. 3 台 地

榛名火山の裾野は元總社、中川附近で平坦な地形に移化し、前橋—高崎を底辺とし二辺を烏川、

対に降水量が少ないことに大きな原因があるものとおもわれる。

また山麓を刻む放射谷底の縦断勾配はかなり大きく、農地とくに水田の保水保温に關する一連の問題を生じている。

1. 2. 2 裾野扇状地

裾野扇状地は裾野面よりもやや低く、これを刻む谷も極めて浅く起伏が少い。荒砥川、粕川扇状地上には直径数mもある大きな安山岩塊が放射状に配列して、俗にネブカインとよばれている。この扇状地はネブカインの存在から知られるように、裾野に多くの放射谷が刻まれてから後に、この部位にネブカインのような岩塊や凝灰質の岩層が、山体の中央部から運び出されるようなはたらきがあつたことを示し、褐色の火山灰がこの上を覆っている。そのため、これらの岩層が裾野の侵蝕谷の入口を閉塞しているところがある。扇状地の表面は褐色火山灰堆積後、川がしばしば氾濫して侵蝕され、あるいは土石流で覆われている。

したがつて部分的には褐色火山灰に覆われていたり、火山砂が堆積していたり、場合によつては基盤の集塊岩があらわになつているところもある。放射谷の扇状地は一般に地下水位が高く荒砥川、粕川の扇状地で

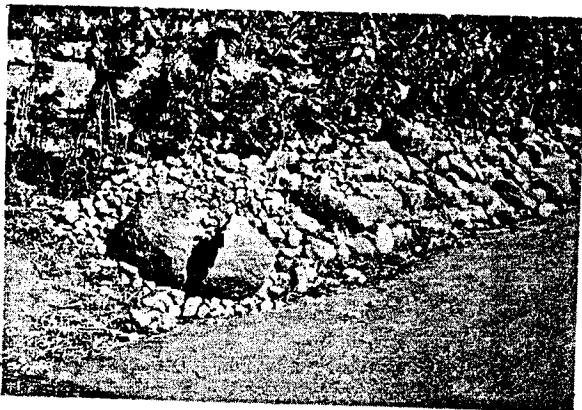


Fig. 7. 宮城村馬場 荒砥川、粕川扇状地の扇中部附近には河川の氾濫によって灰色の火山灰や火山岩質礫が比較的厚く堆積している。火山灰は砂質で透水性に富みこの部分は桑畑となつている。寫眞路上に積み上げられた大小の円礫は畑の中から除去されたもので昭和23年の土石流の堆積物とやや類似している。

Fig. 8. 粕川村深津 荒砥川粕川、扇状地の扇端部になると扇状地の傾斜は緩やかとなり、河川の氾濫による堆積物の粒径は遙かに小さくなる。寫眞露頭の上層は灰色～灰褐色礫層であり、下層は重粘土化したチョコレート色ローム層および黄褐色ローム層で、地表の砂堆は桑畑となつている。

している。カスリーン台風の際台地上のかなり広い面積にわたつて浸水したが、これは用水系の氾濫と地表に溜つた雨水の排水不良によるもので、洪水の氾濫区域はほとんど地形図でよみとれる地形を無視した形で分布している。

中内附近の水田は台地の崖端附近にありながら排水不良であるので、うら作の小麦の収穫時にあつて大雨の後など、滞水した田に戸板や梯子を持ち出して収穫物をのせねばならない程のことがある。表層が粘土質であることがその一因をなしているが、この台地は古くから水田化して地割が大きく、耕地整理未了区で農道や用排水路網もあらいところに他の原因が存在する。ここでは灌漑用水が耕土を滲透して次第に流下する。土層の上層は幾分溶脱をうけ下部層はグライ層化している。

広瀬川、頂点を沼之上とするほぼ二等辺三角形の台地となつている。前橋高崎附近では河床からの比高が10m以上におよんでいるが、下流沼之上附近では数mに下つている。この台地の基盤は灰白色～灰色の集塊岩質凝灰岩であつて、この上を火山灰質の砂、粘土が覆つており褐色火山灰は見られない。

集塊岩は透水性に富み、台地をなしているのので地下水が低く、場所によつては井戸水を得るのに困難をきたしている。台地面は開析が進まずきわめて平坦である様に見えるが、実際には多少の起伏がある。前橋市街より後閑、山王、東善に至る崖上には著しい自然堤防状の砂堆地形があり、利根川沿いには天明年間に噴火したときの浅間の噴火物と思われる火山岩層が台地面上にのし上がり、これも自然堤防状の地形をつくつている。これとは逆に藤川、^{はげ}端氣川、谷川など台地をほぼ北から南へ流れるいくつかの小河川に沿つて浅い侵蝕谷がある。

利根川、烏川の河床からの比高が大きいため、ほとんどこれらの増水による洪水は起らないが、図葉外の地域では明治以降玉村附近で二度ばかり利根川が台地上に氾濫

1. 2. 4 扇 状 地

渡良瀬川はかなり大規模な扇状地がこの図葉の東南隅にあらわれている。扇端附近には泉列が発達し、水田や集落が古くから開けているが、東國定の北部および東部にあたる扇中央部は地下水面が低く、地表より20m位あり、地質は崩壊しやすい砂礫からなつているので、井戸をほるのが容易でなく、そのため開発が遅れていた。しかし前橋図葉にあらわれている部分は赤城火山の山麓と相接する部分で、火山灰質の堆積物が厚く、下部では礫層と互層している。火山灰質の部分は浅所地下水の滞水層となることがあり、これらの水の滲出のため、東村から伊勢崎市附近にかけて細長く浅い谷があつて水田化している。扇状地礫層を褐色火山灰層が覆つていて、土じょう水の欠乏や風蝕など火山麓と同様な問題を生じているが、扇状地は開析度が著しくなく、灌漑系統が比較的単純で豊富な水源を求め得る利点がある。



1. 2. 5 谷 底 平 野

この図葉で谷底平野と規定したのは火山麓や台地、扇状地を刻む一般には浅い谷の谷底であり、いいかえれば沖積低地のことである。幅3 Km内外の旧利根川の沖積低地は、赤城火山麓の末端部と前橋—高崎—玉村間の低い台地との間にはさまつている。前橋市街地はこの沖積低地と台地とにまたがつており、下町と山手とにわかれていて、下町と山手との比高は数mで、この様に台地間の浅い低地は、谷底平野とよぶにふさわしくないかもしれないが、分類の便宜上谷底平野として一括した。

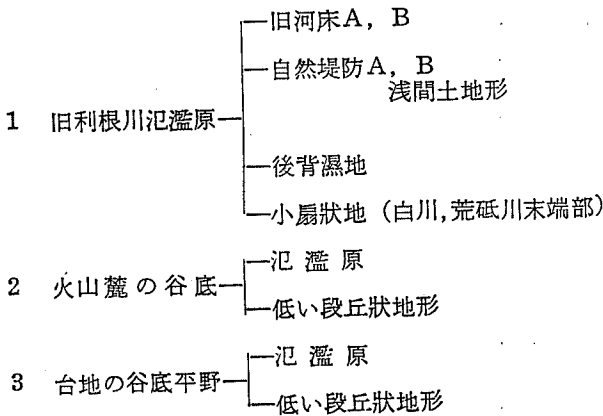
谷底平野は河川氾濫の害を被り易いが、火山麓や台地を刻むものは、谷底が必ずしも平坦ではなく川に向つて次第に低くなる低い階段状をなしているので、洪水の被害は河道に



Fig. 9. 粕川村月田 ローリングした山麓斜面から夏の強い降雨に伴つて、浅い放射谷底に流下した腐植質まじりの灰色火山灰が、路上に10~15cmの厚さで堆積する。斜面上には多数の浮石が布状洪水の淘汰からとり残されている。等高線耕作を行っているが流水は畦をのりこえて流下する。表層が流亡した後は、侵蝕の進行に伴つて黄褐色のルーズなローム層、さらに灰色の凝灰岩質集塊岩がむき出しになつてゆく。

Fig. 10. 赤堀村今井 火山麓の放射谷の頭部侵蝕が著しく進行して深い谷を形成すると、その谷頭附近は地下水が浸出する。また泥流末端附近の谷底からは低温の地下水が浸出してマーシュを形成している。この写真は泥流末端につくられた袋状の谷底にある典型的な秋落水田である。

沿った最も低い部分のみに限定されるのが普通である。氾濫しやすい利根川も、例えば川原部落附近では新河道が旧氾濫原よりも、はるか下位になつてしまつたため、その洪水の害はまぬかれている。そして利根川が流路をかえるにつれて、旧河床は次第に耕地化した。現在排水系としては旧流路を利用した広瀬、桃ノ木兩用水が残るのみで、赤城山麓の放射谷の排水を一手に引き受けているが、カスリーン台風程度の水量になると、これをさばききれない。カスリーン台風の際の洪水の害は主として赤城山水系の雨水がこの低地に集中したためにおこつており、天川大島その他一部の自然堤防を残してほとんど低地の全面が洪水に覆われた。しかし普通の降雨によつて氾濫することはほとんどない。谷底平野は大部分水田に利用されており、その土じようは地下水型土じようで一括されるが、微地形にしたがつてその土じよう断面形態は大いに異なる。谷底平野の微地形を大ざつぱらにわけると次の通りである。



利根川の河道が南方の現在位置に移動する以前においても、旧利根川氾濫原の中で赤城の山麓寄りから南方の台地の崖下にむかつて河道は移動していた。利根川が現在位置に大移動する直前の河床 A, 自然堤防 A は広瀬川に沿つており、その北側に A よりも新しい河床 B, 自然堤防 B があり、これと赤城山麓末端との間に最も古い河道があつたが、現在ここは後背湿地となり、細かい砂泥の下に旧河道の原形が埋つている。

自然堤防 A は旧利根川の運搬した粗礫でつくられ、その上を薄く砂質の土じようが覆つている。自然堤防間の旧河道 A も一般に腐蝕質に富む砂質土じようが薄く覆つており、これをはがせば直ちに礫層があらわれる。自然堤防はその構造上土じようが未成熟である上、洗脱をうけやすく、土じよう分子の結合力に欠け毛管水に乏しいため久しい間松林として放置されていた。耕地としては問題の多い地形である。

旧河道は水利に恵まれるところから水田化してはいるが、礫層上の表土の砂質土じようが薄く透水性に富むため還元溶脱をうけやすく水温が低下しやすい。夏期には地下水面上昇して地表にまで滯水し、排水に困難を來す場合もある。しかし全般的には扇状地礫層に似た礫質で傾斜も大きいため排水不良地は少い。



Fig. 11. 宮郷村（圖葉外）広瀬川低地は旧利根川の氾濫原で低地の地下は大型の礫や砂利で充填されており、地上は旧利根川がつくつた自然堤防と呼ばれる脈状の礫堆が広く発達している。広瀬川は旧利根川系の堆積物のほか、側面から供給される赤城火山の火山灰質が礫層の上部を被っている。しかし火山麓から離れた前橋高崎台地寄りには表層の被覆がきわめて薄い。この写真は自然堤防（礫堆）を切りとり均平作業のち、自然堤防上の上層の一部を客土して水田を造成しているところである。

に表層土が厚く、グライ層がこれに続いている。これらの砂泥の下には旧利根川の自然堤防や旧河道が埋まっている。したがって土層の厚さは1.5m以上ある場合もあるが、90cm内外の浅い部分からすぐに下層の礫にぶつかる。赤城白川の末端の小扇状地は洪水の度毎に積重なつた粗砂からできており、ほとんど桑園として利用されている。この小扇状地の境界は畑地と水田の境として地形図上で一応よみとることが出来るが、実際には下細井、幸塚から前橋市の下町までのびており、利根川の旧河道や自然堤防を埋没し、これらの地形を不明瞭にしている。

自然堤防B、旧河道Bは形成後しばしばの洪水によつてもたらされたと思われる砂質土じょうを比較的厚く覆っているためと比高が小さいためとによつて、極端に土じょうが乾燥することもなく、集落や耕地がこの上に発達している。しかし自然堤防Aと比較して比高が小さいので大洪水時には浸水する。

後背^{かいがや}湿地は桂萱野中の東北、石関、東上野間の赤城山麓末端崖下附近に典型的に発達している。ここは堆積作用が遅れ周囲の地形より低くなつていたので、ここに地表水が集中湿地化する傾向があつたので、典型的な低湿地土じょうが発達し黒泥や泥炭が形成された。土じょう断面をみると、特

II 地形の細説

II. 1 赤城火山南麓部

II. 1. 1 概説

赤城火山の広大な南斜面は前橋図葉の半ばを占めている。赤城山は標式的な欠尖円錐形二重式火山であつて山頂部には東西約3Km、南北約4Km、やや楕円形のカルデラがありその中に地藏嶽(1673.9m)の中央火口丘を有する。地藏嶽は鐘状の熔岩丘で火口底との比高は約350mに達し、山頂部は平坦であるが、側面は著しく急傾斜をなして聳えている。外輪山は北東隅の黒檜山(1828.3m)を最高としてほぼ完全に発達しており、この地形の常として内側は極めて急峻で火口底に下り、外側は緩やかな傾斜を示して裾野に連つている。その四方に長く裾野をひいた雄大な山

容はまことに関東の名山たるの名にふさわしい。

地藏嶽の東南には小沼の火口湖があり、その火口壁は東の長七郎山 (1579.5m) 及び西の小地藏山 (1520m) に残っている。湖の水は火口壁の低所から溢流して、外輪山を破り粕川の火口瀬となつて南斜面を流下している。又、地藏嶽の北側には外輪山との間に火口原湖大沼があり、この水は北西に流出して外輪山を破り、沼尾川の火口瀬となつて西斜面を流下する。地藏嶽南西には外輪山との間に爆裂の跡があり、これより白川が南西流している。

前記三河川の外に裾野斜面には多数の放射谷が存在し、いづれも幼年的乃至早壯的な河谷を形成している。谷壁は一般に急で斜面は之等河川によつて著しく刻まれているが、火山原面はなお良く保存されている。裾野は特に南方関東平野に向つて極めてよく発達しており、その末端は火山中心部より約20Kmの遠くにまで及んでいる。

南斜面のうち、中腹から山麓にかけて特異な地形が発達している。その一つは前述した白川、粕川及び荒砥川が山腹斜面に形成した古い扇状地であり、他の一つは富士見村、北橋村附近、及び赤堀村、荒砥村附近に見られる、主として集塊岩質凝灰岩よりなる小丘群である。

赤城火山の末端は、北部及び北西部では片品川によつて断たれて沼田盆地に降り、西部は子持火山との間に利根川が峡谷を穿つてその境をなしている。前橋図葉に入つて澁川市附近ではなお利根川は兩岸に高い崖を持つているが、ここで利根川は吾妻川を合わせるので谷幅が急増し、かつ数段の段丘を形造つている。段丘の一部は、火山斜面末端部を削つて作られている。利根川はこの附近から眞南に向うので、赤城火山とは離れるように見えるが、後述するように、古利根川は現在の広瀬川及び桃ノ木川の貫流する低地を流れていたものであつて、赤城南西斜面は、この古い利根川の則蝕崖、すなわち、橋山附近からはほぼ北西—南東に走る直線的な急崖によつて断たれて、直接に沖積地に臨んでいる。北東斜面は足尾山地の一部に連なり、東斜面は渡良瀬川の谷に終つているが、南東部では渡良瀬川の作つた古い大間々扇状地に移行している。

以下赤城火山の前橋図葉に含まれている部分について詳述する事とする。

II. 1. 2 表面の形態と物質

裾野南斜面は後述する白川扇状地及び荒砥、粕川合流扇状地によつて、東、中央、西の三斜面に分断されている。いづれの斜面も放射谷によつてかなり開析を受けているが、原面の保存は一般にも好で、特に中腹部に近づく程広く残されている傾向がある。表面傾斜は緩慢であつて円錐形火山の如くに洩れず、中腹に近い部分にやや急で3~5度、山麓に向うに従つて次第に傾斜を減じている。

表面の物質は三斜面とも大同小異であり、表層の腐植土層の下に7~9mの厚さの火山灰(いわゆるローム)層がある。この火山灰層は上部と下部とでは性狀に漸移的な変化が見られ、上部は新しく十分固結しておらず、輕鬆で淡色を呈するのに対し、下部は次第にシルト質、粘土質になり、も淡褐色、灰褐色と赭色の度合が強くなり、所謂赤土になつている。火山灰層は浮石を含む場合

が多く、中に特に浮石の優れた部分が少くとも三層認められる。このうち上の二層は鹿沼土に類似するもので、俗にコゴメ土或はサゴ土と呼ばれ、その中粒の部分は黄灰色で粘質を帯び、細粒の部分は赭色を呈する。下の二層は灰白色で粒径がやや大きく俗に“イワ土”と呼ばれるもので、その上に板状灰色の火山砂から成る薄層のレンズを載せる場合がある。この外、火山灰層中にはその堆積時期最中に運ばれた火山岩塊、或は土石流的な火山岩屑層（厚さ4mに達するものがある）を挟んでいる場合がある。

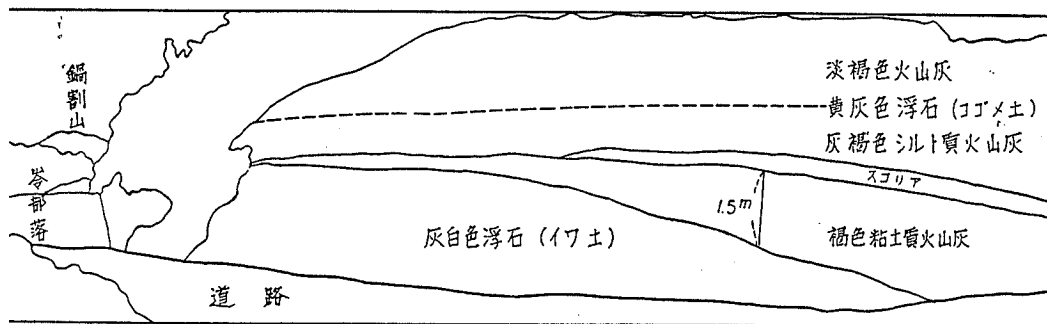


Fig. 12. 赤城山南斜面の道路切割路頭 前橋市(旧芳賀村)公田 火山性山麓緩斜面に見られる標式的なもので上部層のほとんどが露われている。写真の左側に見られる底地は山麓緩斜面と白川裾野扇状地とを境する放射谷の一部で、裾野原面より比高およそ15m低い。

腐植土層の厚さは一般に0.5m内外であるが、高度凡そ400m附近より上の斜面上では急激にその厚さを増しているか(1~1.5m)、或は二層に分れて間に灰色の火山灰層を挟んでいる。図葉外北西斜面では更にこの上に浅間火山に由来するといわれる白色の浮石礫を載せている。

火山灰層の下位は地区によつて異相があるように見受けられる。西斜面では、集塊岩質凝灰岩、若しくは凝灰角礫岩、東、中央斜面では砂質浮石角礫岩及び粗大な集塊岩質浮石角礫岩の互層で、いずれも泥流的乃至土石流的堆積物の疑いが強いが、両者の関係は不明である。橘山その他の小丘群を構成する集塊岩質凝灰岩乃至集塊熔岩は、更にこの下位に来るものと思われる。これは赤城火山の基盤に近い古い岩石であることはほぼ間違いないようである。

II. 1. 3 孤立丘群

北橋村附近及び赤堀村附近に点在分布する小丘群についてはなお問題が残されている。これらの

小丘は一般に頂部は平坦であるが、周囲は急傾斜をなし（赤城火山主峰に向う部分のみ緩斜している例も多い）、裾野斜面よりは一段高く聳えて居り、沖積地に直接面する橘山の如く大きなものはその比高 100m にも達する。基底はいつでも集塊岩質凝灰岩より成り（稀に集塊熔岩の部分がある）、中にはかつて集塊岩質凝灰岩を切つて形成された古い谷を、その後の泥石流状堆積物が埋め、更に再び四周を現河谷によつて刻まれて残つたと思われる断面を持つものも存在する。集塊岩質凝灰岩の上には多く火山灰層を載せているが、極めて薄層である。

これらの小丘は一見寄生火山、或は熔岩ドームの感がある。断面図で見ると横断（火山斜面の方向に対して直交）では著しい突起として現われるが、縦断では山頂側に緩斜して裾野原面に漸移し、山麓側に急傾斜に降つている。小丘以外の斜面の縦断でも多少これに似かよつた部分かなり認められ、同様な構造を持つ地形の存在を暗示している。又、前述のような露頭を持つものもあることから併せ考えると、これらの小丘は恐らく現在裾野原面を覆つている火山灰層が堆積する以前に、すでに存在していた火山体の一部が侵蝕に抗して残された高まりではないかと思われる。周辺部の削剝時期に関しては不明であるが、かなり長かつたものようで、原形の完成は火山灰堆積期を通じて継続されたと考えられ、小丘の表面は火山灰の上部層のみを被つたと解釈される。白川扇状地もこの薄い火山灰層のみを載せており、その生成時期は小丘の形成時期に関連しているようである。

II. 1. 4 白川扇状地

地藏嶽南麓に源を發する白川は幼年的乃至早壯年的な谷形を穿ち、原面との比高約 60m を保ち乍ら南西流するが、次第にその向きを南に変えている。この状態は凡そ行幸橋（530m）附近迄続くが、これより下流では谷底の平面形はやや細長い錐状に拡がり、更に独立標高点 431m 附近から一段と拡つて扇状の平面形を見せるようになる。この扇状地は 431m 点附近を扇頂として、東は金丸川の支流（群馬種畜場の東の急崖下を流れるもの）、西は細ヶ沢川及びその上流不入川の線で境され、また末端を過去の利根川の側侵蝕崖によつて断たれるもので、西南にひらいた二等辺三角形を呈している。この形は通常の扇状地のなす半円形若しくは扇形の平面形とはかけはなれたもので、火山斜面に出来た特殊な扇状地であることに注意しなければならない。

扇状地の表面は裾野原面に比して一段低く（種畜場の東で約 15m）、またその開析状態はさほど



Fig. 13. 糸之瀬村貝野瀬附近（沼田圖葉）最上部の白色礫は浅間火山に由来する浮石礫である。その下層は褐色火山灰層。檢土杖は 1.5m の長さである。

著しくない。横断面は中高のゆるい波状形を呈し、その中央を白川が流下しているが、白川以外の河流はいづれも扇頂よりやや下部に始まるもので小さく、扇状地上にごく浅い刻み目を作っているに過ぎない。そしてこの波状面は東西両端で、前述の兩河流の作った深くやや大きな谷を隔てて裾野原面に相対している。

表層は火山灰層であるがその厚さは2～3mで一般に薄く、火山灰層上部のみを被つたもののように、火山灰層の下には砂礫層乃至礫層の堆積物が見られる。前記行幸橋附近の錐状の部分では度々の出水によつてもたらされた新しい土石流的堆積物が古い面を埋めているが、現在の白川はこの少し下の扇頂附近からやや下刻を始め、種畜場附近でそれが最大となるが（比高4～6m）、高松部落附近（270m）に至つて崖は消失し、逆に扇状地の中央最も高い部分を流下するようになる。この下刻部分約3kmに互つて露出する礫岩層は比較的古期の土石流的堆積物であると見られる。

白川の氾濫原には屢々の出水によつて運ばれた大礫が散在しているが、その他の小河流ではその浅い谷底は砂土乃至砂質壤土によつて占められている。白川の流路に近い小河流の谷底にはカスリーン台風による洪水時にもたらされた厚さ1mほどの砂がたまつていることがある。

扇状地末端部では火山灰層は薄いか、或は全くこれを欠き、その存在するものも多くは不純物に富む。下層は砂礫が扇状地堆積物として複雑な堆積相を示している。

扇端部ではまた諸処に小丘が残存している。これらは前述した孤立丘群とは規模の点で遙かに及ばないが、扇状地面より5～10m程度抜き出ているもので、いづれも表面を火山灰層に覆われていて下層が見えないけれども、成因的には孤立丘群と類似の関係にあるものと想像される。

さてここに興味ある現象は白川扇状地は単成のものではなく実はその末端部に新しい扇状地を有する複成扇状地であることである。扇状地最高所を流下して来た白川は扇端の急崖によつて沖積地に一段降る爲に、傾斜の急変によつて今まで運んで来た土砂を一時に放出し、沖積地面上に新しい砂扇状地を形成している。これについては後に沖積低地の項で述べる事とするが、原扇状地と新扇状地との境界はやや不明瞭で、新扇状地扇頂部は一部原扇状地に重つているように見受けられる。

以上を要するに白川扇状地は火山斜面に形成された特殊な扇状地であり、また生成時期は古いもので少くとも火山灰層堆積前、或は堆積最中に原面を削つて形成されたものと解釈されるが、扇状地形成作用は現在もおおついており、それらは主として扇頂附近の土石流堆の堆積及び扇端部の新扇状地形成に窺うことができるのである。

白川扇状地に類似しているが、形態的には更に複雑なものに隣接する荒砥、粕川合流扇状地がある。これらについては先に地形の概説の項で触れたので割愛する。

II. 2 榛名火山東麓部

II. 2. 1 概 説

榛名火山斜面は、前橋図葉には僅かに東麓部が含まれているのみである。火山体主要部の調査を行っていないので、今ここでそれと山麓部との関係を述べることは出来ない。従つてここでは山麓部に見られる地形について概略を説明するに止めることとする。

榛名火山東麓は形態的に赤城火山山麓と一見類似しているように見える。表面傾斜も1度内外で平坦面がよく拡がつて居り、山麓部には規模は小さいが孤立丘群も存在している。然し原面上を流れる河流は赤城山のそれが著しく下刻しているのに対して、さほど下刻してはいない。僅かに南部に近い八幡川、高橋川、染谷川の三川は原面との比高及び谷底平野の中において、赤城山放射谷のそれに匹敵するものがあるが、他の河流はどれも細流で表面を僅かにかすつているかに見える。露頭断面を見ても赤城山斜面に見られる火山灰層はほとんどこれを欠き、多くの場合基底をなすと思われる集塊岩質凝灰岩を覆つて砂及びシルトの互層（時として砂は偽層している）の厚い堆積層が発達しており、等しく火山の斜面であつても赤城山と榛名山とではその成因、性状などに著しい相違が窺われるのである。

また地形、地質のこのような性質は、榛名火山斜面の末端部境界を定めるのに甚だ困難を感じさせる。特に斜面の東南部はそのまま前橋高崎台地に移化し、その境界は極めて僅かな高度差の爲一般にこれを定めることは容易ではない。然しここでは表面物質が砂質からやや急激に粘土質に移化すること、多少なりとも高度差があること、及び景観的に畑作地帯より水田地帯に変化するなどが認められる。地形分類図上の火山地界はこのような特徴にもとづいて定めたものである。これに対して斜面の東部では、その末端を利根川の側蝕崖によつて断たれ、直接利根川氾濫原に臨んでいるので、火山地界は明瞭に定めることが出来る。

利根川の側蝕崖につづいて駒寄村駒寄の東から川久保の西に向つて南々東～北々西に走る比高8m程の急崖がある。この崖はほぼ直線状をなし、利根川を隔てて赤城斜面末端を限る急崖の線と相對峙する形をなしており、恐らく前橋高崎台地の北東縁を限る直線上の崖の北西延長であろうと想定しうるものであるが、川久保の西、吉岡川と会する附近で消失し、その延長を追跡することは出来ない。この吉岡川以北は砂質の程度が著しく、また稀に円礫を見ることが出来、地形も以南に比して一層平滑で扇狀地狀を呈する。但し典型的な扇狀地ではなく、白川扇狀地などの如く火山斜面上の扇狀地の特殊例と見られるものであるが（以下古巻扇狀地と仮稱する）、前述の急崖は吉岡川以北でこの古巻扇狀地によつて埋められているものと考えられる。

II. 2. 2 扇 狀 地 群

古巻扇狀地は南は既に述べた如くほぼ吉岡川の線で境され、北は旧古巻村有馬部落に及び、その北側では淨法院川の新しい扇狀地に接している。扇頂部については「榛名山図葉」の中に入るので、調査不十分の爲定かではない。扇狀地の東側、すなわち、扇端部は前記駒寄一川久保の崖の消失部以北に拡がつて利根川低地に押し出し、末端を半田一新田の線で利根川側蝕崖によつて断た

れている。表面物質は先に砂質と述べたが純粹な砂ではなく、火山灰と砂とが混り合つて非常に堅硬な砂質土をなしたもので俗に“=ガ土”と呼ばれるものである。扇狀地上には滝沢川と云う細流が流下しているが、この川はもと上新田部落の西で南に折れ、漆原うるしはらに注いでいたが、その後（天明年間といわれる）流路を現在の如く直線狀に變じたものと伝えられ、旧河道らしい凹地を追跡することが出来る。現在の川は上新田で利根川氾濫原に降り、その上に自然堤防狀の小扇狀地を形成している。

澁川市の載る緩傾斜面及びその南の旧豊秋村とよあきの高崎—澁川県道以西の緩斜面は夫々特殊な扇狀地のものである。澁川市の載る面は市街地である爲調査不十分に終つたが、豊秋のそれは基底に谷ぞいに押出したと考えられる火山岩屑の粗雑な堆積物が見られるので、恐らく極めて短時間に生成された土石流様の堆積物とその母体となつたものではないかと想像される。形態的に澁川市面も類似しているのでこれも土石流的な扇狀地であろう。なお豊秋扇狀地では川はかなり下刻し、扇端に近い唐沢橋附近では小規模ながら砂礫段丘地形が見られる。

澁川、豊秋兩扇狀地の間には淨法院川の支流蟹沢かにさわが、又豊秋、古卷兩扇狀地間には前述の淨法院川が夫々流下しているが、特に後者は北に傾いた新しい扇狀地を形成しており、その表面は著しく砂質を帯びている。

II. 3 利根川周辺台地

ここで利根川周辺台地と稱するものは澁川市附近に見られる利根川及び吾妻川の河岸段丘と、前橋高崎台地及び過去の利根川沖積地を隔ててこれと対応する台地の残片とを指す。

II. 3. 1 河 岸 段 丘

利根川及び吾妻川の合流点附近には数段の河岸段丘が認められ、良く発達しているが、前橋図葉中にもその一部が含まれており、主として利根川左岸（澁川市対岸）にあたかも赤城火山末端に附着するかの如き形を示している。段丘崖には礫層が見られるが、單純な段丘礫層ではなく、泥流狀堆積物と互層しているので一次的な堆積物であるとの疑いが強い。この意味からこれらの段丘は侵蝕段丘であると解釈されるので、地形分類図中では岩石台地の凡例によつて表現してある。

調査地域が限定されているので段丘の嚴密な對比をなし得なかつたが、便宜上これらの段丘を上位より四階に分けてある。この区分は將來對比を行うことによつて多少の変更を余儀なくされる場合があるかも知れない。

第 I 段は北橋村きたはつら分郷八崎の部落を載せる面で利根川河床との比高は約30mに達する。河床には集塊岩質凝灰岩が露出しているが、これより上、段丘崖の殆んど全面は泥流狀の凝灰質砂と礫岩との互層より成つており、段丘礫層らしいものは見当らない。段丘表面は平滑であるが赤城斜面よりの部分は多少波狀形を呈し、新しい扇狀地に覆われているようで円礫が出土する。赤城斜面末端との

比高は10m前後で意外に少いが、火山斜面堆積物、すなわち、火山灰並びにコゴメ土は段丘の部分では地表下にもぐり込んでいる感がある。

第Ⅱ段は第Ⅰ段より凡そ15m下位に位置するもので、舟戸部落の上、上越線の線路が通る面である。第Ⅰ段及び第Ⅱ段の間に極く僅かな面積を占めて第Ⅱ+段があるが、局部的なものである。

第Ⅲ段は舟戸部落の載る面でこれと対比されるものは右岸澁川市よりもあるようである。第Ⅲ段は更に多数の小段丘崖によつて細分され、徐々に利根川氾濫原に降るが、図上の表現は不可能であるので一括して表現した。

第Ⅱ、第Ⅲ段ともに褐色火山灰層を載せていない。これらの段丘の相互関係は利根、吾妻合流点の北側のものに典型を見ることが出来るが図葉外であるので省略する。

Ⅱ. 3. 2 前橋高崎台地

前橋高崎台地の境界は東は前橋市の中央より略々北西一南東に、前述した赤城斜面末端の崖と平行して走る同じく直線的な崖であり、南は烏川の側蝕崖に終る。この二線は明瞭な地形界をなすのに対して北西榛名山側は直接山麓部に連なり、境界はやや不明瞭であるが、これについては既に榛名火山斜面の項に述べた通りである。

前橋高崎台地の基底は利根川の嵌入部に於て認められる如く集塊岩質凝灰岩乃至凝灰角礫岩である。この岩石の生成時期及び起源については未だ明らかでない。厚さはここでは少くとも8mはあるが、その下は目下の所不明である。この上約4mは種々の薄層の積重なりであり、一般にシルト質乃至粘土質であるのが特徴的である。但し後述するように旧自然堤防部では砂質になる。

地形分類図上では前橋高崎台地は岩石台地の第Ⅰ段の凡例に従つて表現してある。これは先の河岸段丘群の第Ⅰ段と同じ表現であるが、兩者の生成時代の対比については必ずしも解明されていない。

Ⅱ. 3. 3 台地上の自然堤防

前橋高崎台地の表面は、大きくいつて自然堤防列と、それらの間の埋め残された原表面とに二分出来る。榛名火山斜面を下刻しながら流下して来た河川は台地に出る部分に傾斜の遷緩点がある爲に運搬して来た土砂を堆積し始め、河道沿いに周辺よりやや高い地形、すなわち、自然堤防を形成するようになる。自然堤防の原表面との比高は1m前後で極めて僅かなものであるが、平坦な台地の上にゆるくローリングした表面を形造つている。兩者の境は明瞭を欠く場合が多いが、一般に自然堤防の部分は高く、表面は砂質、シルト質の=ガ土状で高燥であるのに対して、自然堤防以外の部分は平滑で、下層は粘土質であり滞水しやすい。土地利用景にはかなりの差があり、前者は宅地及び畑地に利用されているのに対して、後者は全く水田の占める所であつてこの点から区別することが出来る。

自然堤防の存在はこの台地の特徴的性質であるので、この意味から榛名火山斜面と台地との境界を自然堤防の出来始める点を連ねた線で表現することが出来る。このように同一河川であつても侵蝕区と堆積区とはかなり明瞭に分れており、これは火山斜面から台地に流入するすべての河川に共通している。中でも比較的水量の多い井野川、及び広瀬川の派川である瑞氣川などは多少趣を異にし、夫々自己の形成した自然堤防を更に穿つており、井野川の如きは狭長な谷底平野を自然堤防中に作つてその中で氾濫している。自然堤防を構成する物質は、現在沖積低地に見られる自然堤防の構成物質と性状においてかなり相違がある。すなわち、後者では多く純粋な砂或は砂礫よりなるのに対して、前者は火山灰を混じたような砂質土（＝ガ土）で著しく堅硬である。台地上に見られる自然堤防の生成の時期は沖積低地の生成時期よりもかなり古いものと考えられる。

II. 3. 4 利根川現流路に関する考察

井野川の存在は現在の利根川流路の形成に関して或る暗示を與えるものである。しばしば述べたように利根川の旧流路は、前橋高崎台地と赤城火山斜面とに挟まれた低地、すなわち、現在の広瀬川、その他の流路に沿つてあつたものであるが、その後氾濫して現在の如く台地内部に流入したものと伝えられている。しかしながら、沖積低地を流れていた利根川が比高15mにも達する台地内部に流入して新流路を築くことは甚だ不自然であり、かつまた、利根川現流路の両側台地面上には他と同様の規模の自然堤防が形成されていること、及びその一部が利根川の側侵蝕によつて破壊されているので、この自然堤防が利根川起源のものではないとする可能性が強いこと、利根川沿い台地上の自然堤防の方向を延長すると、榛名斜面を流下している八幡川の流路にほぼ連なる事などから、利根川の台地流入は、それ以前に台地上に存在した古い河川、或はこれを利用した用水路があつてその流路をえらんで行われたものとの想像も可能である。若しこの古い河流が井野川の如く多少自然堤防内に嵌入していたものとすれば、なお一層流入が容易な筈である。なお、前橋高崎台地と同質な地形は過去の利根川沖積低地を隔てて赤城火山麓末端に附着して存在する。

II. 4 沖 積 低 地

ここで沖積低地と稱するものは主として過去の利根川が作つた部分、すなわち、現在は広瀬川、桃ノ木川及び扇状地より下の部分の白川などの流下する低地を指す。その範囲は北東側を赤城火山山麓斜面末端を切る直線状の崖、南西側を前橋高崎台地の北東縁をなすこれも直線状の崖、西側を榛名斜面末端に限られるほぼ北西南東方向に長い低地で、一見地溝状を呈する。なお榛名火山東麓に発達する諸扇状地、或は火山斜面を刻む放射谷底などは既に説明した通りであるのでここでは省略する。

現在の利根川は澁川一前橋間では赤城火山南西斜面と榛名火山東斜面との間の低地を乱流しながら南下し、前橋市街附近から前橋高崎台地に入り込み、これを刻んで比高15mに達する断崖を形成

し、次第に向きを南東に変え、伊勢崎市の南沼之上で烏川を合わせている。台地内の流路が不自然であることは既に述べたが、史実によれば過去の利根川は比刀禰川と稱して旧南橋村田口附近から現在の広瀬川の流路をとって南東流し、前橋—伊勢崎をほぼ連ねる線に沿い、世良田村に至っていたものであり、地形分類図中に見られる地溝状の低地は当時の利根川の氾濫原であつた。利根川が流路を変じたのは1539年（天文8年）及び1543年（天文12年）の洪水によるものとされ、そのうち橋山から元総社までは1429年（永享元年）長尾氏の開鑿による用水路に沿つたものである。利根川の台地流入に関しても既に述べたように古い河川、またはこれを利用した用水路の存在が推定されるが、これに関して既述した資料がない。

旧利根川の氾濫原である低地には現在広瀬川、桃ノ木川、白川その他の小河流、用水がそれぞれ合流、或は分流しつつ流下しているが、いづれも地形に制約されて南東流している。低地の表面は必ずしも一様な平坦性を示さずかなり起伏に富んでいる。その高い部分は多数の新旧自然堤防、小扇状地の複雑な組合せであり、低い部分は埋め残された後背湿地、或は古い自然堤防を刻む狭長な谷及び河川の旧流路から成る。

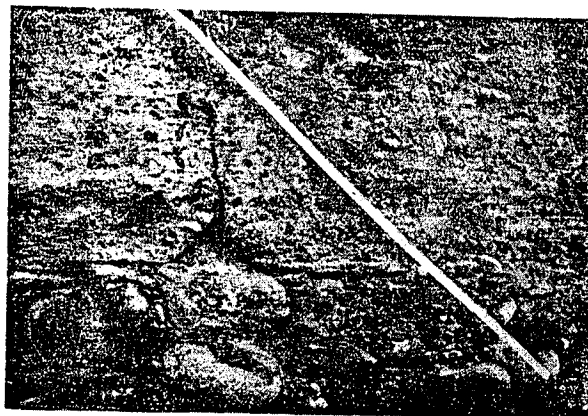
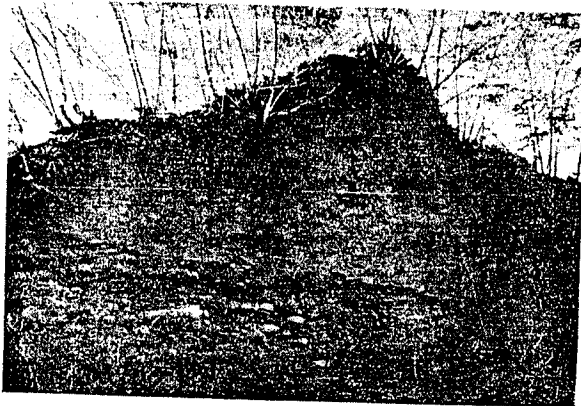


Fig. 14, Fig. 15 駒寄村漆原 利根川右岸、自然堤防に見られるアサマ土、砂礫層の上に泥流性の浮石質角礫が厚くかぶつているものがそれである。

自然堤防のうちで最も高位のものは旧南橋村川原部落ののる面である（以下川原面と仮稱する）。川原面は利根川現河床と比高凡そ8m前後で、表面は砂礫質土で覆われ、下層は砂礫から成る。川原の西、利根川対岸（右岸）には榛名山起源のものと思われる集塊岩質凝灰岩ないし凝灰角礫岩の露頭が見られ、聞取りによつて同様の岩石が川原面の基部にも存在するらしい事が知られたが、確認はしていない。川原面は比高約2mの一段低い面によつて取り囲まれ、更に下位に、比高1.5mの面が附着し、その下は比高1.3mで利根川旧河道にくだつており、全体として3段の小規模な段丘地形を形成している。このように、川原面は四周を新しい谷によつて断たれているのでこれと同位面を追跡する事は、仲々困難な問題である。川原の東1kmの所には荒牧部落があるが、この面（荒牧面と仮稱する）も自然堤防であつて、その分布は北

は関根から南は医大附近にまで延び、更に前橋市を経て旧桂萱村方面に及ぶようである。荒牧面の表面は主として砂質乃至砂泥質であるが、荒牧以北ではその上に天明三年の洪水時に堆積したといわれる浮石質角礫（俗稱アサマ土）をのせているのが特徴的である。アサマ土は川原の第二面上にもついている。しかし、川原一荒牧間約1kmの簡易測量を行つて見たが、その結果高度的には川原第一面と荒牧面とがほぼ一致し、川原第二面は、兵吉川流路及び広瀬川の河床に相当するようである。

自然堤防は低地内隨所に認められ、北部では利根川右岸、中村から半田にかけて長く延びておりここでは表層はニガ土である（アサマ土とも称するが、浮石質角礫ではない）。中部では広瀬、桃ノ木、白川など各沿岸部では帯状をなして雁行發達する。南部木瀬村方面ではさらに複雑で、多くの旧河道によつて自然堤防は分断され、新旧の面は一高一低の特徴ある地形を形成している。南部のものは表層は川原面に類似し砂礫、砂などの堆積相を示す。

自然堤防に関連して見逃し得ないのは小扇狀地の發達である。赤城斜面を流下する大小の河流は低地に降る部分で崖によつて断たれる爲に、その前方にいづれも小規模ながら扇狀地を形成している。それらの多くは殆んどそれと気付かぬ程小さなものであるが、中で見逃し得ないのは白川の形成した新扇狀地である。

赤城火山斜面の項で述べたように白川は斜面上の大扇狀地の前方、沖積低地上に新しい扇狀地を押し出している。新扇狀地の扇頂部は斜面末端の急崖を埋め、一部は旧扇狀地上にもついているので、新旧兩扇狀地の境界は明瞭を欠くが、扇頂から遠ざかるに従つて崖の形が現われ、全体として半円形の典型的な扇狀地形態を示している。表面は火山体構成物起源の純粹な砂から成つているが、下層は不明である。この扇狀地の末端は自然堤防に次第に移化しており、白川及び桃ノ木川流路沿いに帯状に延長される。兩川の合流点附近では扇狀地の堆積砂と酷似する砂が厚く堆積しており、自然堤防と扇狀地とは密接な関係にあること、及びこの自然堤防はなおも生育途次にあることなどが窺ひ知られる。これら扇狀地性の自然堤防は前述した荒牧面と交叉し、複雑な堆積地形を織りなしている。

地形分類図では、扇狀地と自然堤防と同色で現わしてあり、特に一応扇狀地と切り離して考えられる自然堤防のみは周囲を砂礫堆の凡例で囲つてあるから讀図の際に注意されたい。

低地のうち、自然堤防及び小扇狀地によつて埋められなかつた部分は所謂後背濕地で一般に水田化されている地域である。表面は頗る平滑で平面的にもよく拡つており、表層は砂質、砂泥質乃至泥土質で下層は礫質である。局部的に粘土質、或は黒泥土質の所があり、これは古い沼沢地の名残りともみなされるものである。

自然堤防を切る谷、すなわち旧河道が比較的集合している地域があり、これには前記川原部落附近及び木瀬村附近が挙げられる。前者は利根川が台地に流入した後のもので各旧河道についてそれぞれ時代を指摘した資料が残存しているが、後者は流入以前の旧利根川の流路変遷を示すもので、

これは時代を詳かにしえない。旧河道の谷底はいづれも現利根川河床と同様な円礫によつて構成されており、この上には砂が堆積しているが厚さは極めて薄い。

地形分類図上では後背湿地及び旧河道谷底を同色の谷底平野の凡例で表わしてあるからそれぞれについては形態を讀図することによつて区別されたい。

利根川現氾濫原は前橋市域以北では、巾が広く最大700mに達するが、以南すなわち、台地を刻む部分では幅を急減し200m前後となる。従つて兩地域は河相上に著しい変化がある。北部では比較的浅い網状流路が発達しているのに対して、南部では水深は大きく、かつ、単一の急流となつて激しく台地側壁を攻撃し、比高15m前後の急崖を形成している。利根川は氾濫原中で緩い蛇行を始めているので袂状部には新しい河原ができつゝあり、その攻撃斜面に相当する部分では岸欠潰が盛んであり、現在なお河巾を拡げつつある。見方によつては、利根川は台地内部で嵌入曲流の如き形をとり始めているともいえる。岸欠潰については土地災害の項で再述することとする。河原は全く砂礫によつて覆われているが、その表面にもかなりの凸凹が見られる。凸部は北部では新しい自然堤防(砂礫堆)の形をとり、隨所に紡錘狀の堆積地形を示しているが、南部では小規模な河岸砂礫段丘の形をとる。しかしこの段丘は利根川の水量の変化に応じて生成してはまた破壊され、完全な形を残すものは殆んどない。

Ⅲ 土地災害に係する地形概況

Ⅲ. 1 概 説

一般に海洋性氣候を有する我國にあつて、北関東地域はむしろ例外的存在であり、他地域に比して気温の日較差が大きく、かつ降水量の少い大陸性氣候の性質を帯びている。従つて、災害といへば直ちに風水害に結びつく我国の中では、比較的この種災害の頻発を免かれそうにみえるが、實際には例年の的に災害をこうむり易い地域が存在し、また1947年のカスリーン台風による風水害など大規模な地方的災害に遭遇している。そしてこれら各種災害を検討して見ると、大なり小なりその地域の地形その他の自然環境に係する関係を持つてることが知られる。

前橋図葉に含まれる地域は、地形細説に於て述べた如く、四地形區に分つことが出来るが、大地的には、赤城、榛名兩火山体の斜面、山麓部であり、かつ上越山地の降水によつて涵養された利根川が、関東平野にまさに出ようとする溪口部に相当する。大地形上のこの二要素は土地災害に關して相互に關連して作用すると同時に、個々の面では同一種の災害であつても、地域の地形に応じて違つた形を示す傾向がある。いいかえれば各地形區毎に土地災害の種類、頻度、形態、規模など異なるが、全体的には一地域としてまとまつた災害の特徴を現わしているのである。

土地災害のうち、火山の爆発、噴火及び地震などの地殻の内因的營力に基く災害については、赤城、榛名兩火山は有史以來活動記録のない休火山であり、また浅間山の活動による影響もさほど顯

著ではないこと、及び著しい地震災害もないのでここでは割愛する。災害の主なものは外因的營力に基くもの、すなわち気象災害とこれに併発する害とである。

気象災害には種々あるが、前橋周辺に比較的発生し易いものとしては、風水害及びこれに伴う洪水（流水のみ、或は土砂を伴うもの、及び土石流を伴うものがある）、土じよう侵蝕、崩壊、岸欠潰など雨水、流水などの影響によつて起るもの、風害（冬季北西季節風—空つ風—によるもの）、霜害、雹害、旱害、落雷など純然たる気象災害に近いものが挙げられる。冬季の降雪、及びこれに附随する災害に関しては見るべきものはない。災害のうち、ここでは特に地形に関係のあるもののみにとどめ、解説上の重点を流水に基く災害に置くこととする。

III. 2 洪水

洪水の発生する時期は夏季及び秋季に多く、前者はこの地域特有の夕立によるもの、後者は台風の影響によるものであつて、いずれの場合も災害発生地域はほぼ共通しているようであるが特に後者の場合に被害が大きい傾向がある。

一般に高所より低所が冠水し易いことは当然であるが、各地形区についてそれぞれ検討して見ることによつてこの関係を明瞭にすることができる。火山斜面地域では斜面における降水は地中に浸透する一部を除いてすべて放射谷底に集中し、台地面では自然堤防を避けて排水のよくない凹地に滞水し、又低地では自然堤防背後の低湿地、或は旧河道に集水し易い。然し等しくこのような傾向があつても、地域毎に見るときには、冠水の様式を異にしていることが知られ、そしてその様式は全く地域の地形的特徴、地形要素の配置構成特に表面形態と傾斜とに関係していることが窺われる。

火山斜面上の降水は一部は地中に浸透し、また原面上の降水の一部は、最大傾斜線の方



Fig. 16. 北橋村下南室 夏の一回の雷雨による一時的な増水によつて、赤城火山の山麓緩斜面をきざむ放射谷は著しい側蝕を行い、石積護岸を忽ち破壊する。

では谷底傾斜が比較的急であること、流路が直線に近く、かつ、兩岸を急崖によつて境されていることにより、流水は短時間内に急激に谷底を洗う傾向がある。この際、流水は谷頭部では軟弱な火山灰層を下刻しまた谷底流路では一部を洗掘して、その結果得た土砂を多量に運搬するが、谷底中に多少の遷緩部、或は人工的な障害物（例えば谷を横ぎる道路、橋梁、築堤など）がある場合にはその部分に、然らざる時は溪口部にその土砂を一時に放出堆積し、耕地埋没

などの損害を与える。赤城山麓末端部で旧利根川沖積低地上に築かれた多数の小扇状地は、この様にして出来た堆積地形でありまた谷を横切る道路の附近では、小さな排水口だけでは吞みきれずに、多くの場合、道路の上流側にダムアップされた砂質堆積物が出来ているのを見ることがある。

低地 溪口部を離れて低地内に侵入した流水は低所を選びながら面積的に拡つて行く。これに伴つて流速は著しく減退するが、前橋周辺は前述の如く利根川そのものの溪口部に相当しているの、低地の傾斜はなおさほど緩やかではない。従つて、洪水流は低地の全面的冠水の形をとるとしても、一般には長時間停滞することは殆んどなく、旧桂萱村附近の聞取りによると、カスリーン台風時の洪水流も僅か数時間で通過してしまつたようである。

台地の冠水様式は多少趣きを異にしている。井野川のように自然堤防を更に穿つて狭いながらも谷底平野を持つている河川は、洪水時にはその氾濫原内を冠水させるが、自然堤防を超えて溢流することは殆んどない。然し、このような河川は例外であつて、台地上の河流は表面を僅かに刻んで

いる程度のもが大部分で、しかも、これらはいづれも灌漑用水として利用される爲に、わざわざ兩岸を狭めて、水位を高めている場合が多い。更に台地上には灌漑溝渠が縦横に発達しておりこれら大小用水路は多量の降水があつた場合には容易に氾濫し易い状態にある。また河流の溢流と共に一層重要なことは、台地自身の構造である。既に地形細説で述べた如く、台地表面に近くシルト乃至粘土質土じょうが発達しているので、これが滞水層となり、常に滞水し易く、河流の氾濫によらなくとも台地低所は冠水する事が多い。以上の二条件、すなわち灌漑水路の発達と高い地下水位とよ、兩々相俟つて出水時には台地の低濕部を広範囲に冠水せしめ、一度湛つた水は排水不良の爲、



Fig. 17. 北橋村下真壁 放射谷底を流れる細流が谷底平野内部の軟弱な砂礫層を削つて、岸欠潰をおこしている所、この岸欠潰は昭和29年7月の雷雨によつて起つたものである。



Fig. 18. 荒砥川中流鼻毛石附近の土石流堆 昭和22年9月カスリーン台風の際ここで8戸30棟が土石流に押流された。地形的には扇状地の傾斜がやや著しく遷移するところで、この地点の上手から河道の下刻がおわりここではむしろ天井川的となり、堆積作用のさかんな部位にあたる。この地点は天久年間よりしばしば洪水の害をうけているから、こゝに定着すること自身に災害としての問題が存在する。



Fig. 19. 荒砥川は昭和22年のカスリーン台風以来河道を数倍に拡張され写真のように強固な護岸石積がつけられた。急流の河床には多数の床止工がほどこされ、根堀、床堀を防止している。

Fig. 20. 荒砥川はカスリーン台風の際、大胡町で大きな被害をあたえた。荒砥川の西岸にまたがつて桐生街道ぞいに発達した集落は次第に荒砥川沿岸の低地を埋めその下町は次第に河道を縮小していった。あるかなきかの狭小な河床とこれにかけられた低い橋梁は、火山体から流下した土石流をはばんだので、下町の家屋を一擧に押流した。

大きな幼年的乃至早壯年の谷形を作つて流下するが、その運搬物質は専ら粗大な火山岩屑塊で、土石流地形として扇頂附近に堆積し河床を著しく高めている。この堆積物は、一部は谷壁斜面より崩落した崖錐と紛らわしい所もあるが、ほぼ白川谷底の幅に互つて堆積している。現在行幸橋附近に見られるものは非常に新しいものであるが、白川では過去においても屢々土石流をもたらした模様で、やや下流の河崖を見ると、同じような堆積物が露出することが知られる。この河崖土の石流堆積物の範囲は種畜場の西附近にまで及んでいるので、過去の白川（扇状地表面形成途次、未だ河流の回春が始まらない頃）は土石流を現在よりも遙か下流部まで押し流したが、その結果河床が高まり、減傾斜されたので、次第に土石流の影響範囲が縮小されて現在のようになつたと考えられる。ともかく行幸橋附近は出水時には氾濫し易い場所であつて、白川の通常流量は非常に少なく、微々

下方の水がひかない限り長く停滞する傾向を持つ。

扇状地の冠水様式も又特徴的である。榛名山東麓古巻扇状地では、僅かながらも河流の回春を受けているので、冠水地域は比較的河流沿岸に限られている。しかしその北側の新しい浄法院川扇状地は四周を高い地域で囲まれているので、扇端部に溢流した水は高所に妨げられ、地形に従つて円弧を描きながら流下する。別に兩扇状地の境を流れる一支流は北側が低いため有馬部落附近で溢流し、その水は略々北東に拡つた扇形をなして氾濫する。両者は合流して半田に至り部落周辺を貫した後利根川に入っている。

白川扇状地 火山斜面の扇状地として独特な白川扇状地では冠水地域も又特有な形態をなしている。この冠水地域は扇頂行幸橋附近、扇央部及び扇端部（新扇状地扇頂）と明瞭に三ヶ所を指摘しうるが、これらは夫々その地域の地形形態の密接な反映である。

(1)扇頂行幸橋附近 既にしばしば述べた如く行幸橋附近までは白川は火山斜面に深く

たる細流に過ぎないが、出水時には流水は夥しい土砂を運搬して来てこの部分に堆積し、余勢を駆つて溢流し、一方は白川現流路沿いに、他の一方は種畜場東の谷沿いに分流氾濫する。

(2)扇中部 扇状地上を新しく刻んでいる各細流は高度 300~360m 附近にはほぼ谷頭を揃えて発している。また、白川は扇頂部から扇中央高松部落北西附近迄は扇状地面をやや下刻し、比高 5m 前後の崖を形成しているが、ここで遷緩点があつて崖は消失し逆に扇状地横断面の最高所を流れるようになる。これらの現象は前述の旧期土石流堆積物との間に何等かの関係があるものと思われるが今の所明らかでない。然し、白川の河相上にこのような変換部があり、その境界がかなり著しいという事は出水時の白川の氾濫に関して重要な意義を有している。すなわち扇頂より扇中部までは河流は側方への氾濫を崖によつて妨げられているが、扇中部からは障害物がなく、かつ横断面では凸部の高所にあるので出水時には最も氾濫しやすい状態にある。1947年9月15日のカスリーン台風時の白川欠潰箇所は、扇中部のこのような地形の場所に限られていた。

扇中部で氾濫した水流は扇状地面の傾斜がなお急なために、側方へあまり拡がることなく、冠水地域は河道沿いおよそ巾 300m 程度の帯状部に限られている。しかしその流速は著しいものがあり、扇端部に向つて一気に殺到する傾向を持つ。カスリーン台風時の災害中、家屋の浸水数に比較して倒壊数がそのほぼ半数に達していること、用排水施設及び農道の被害が予想以上に多いことなどがこの事実を裏書きしている。

(3)扇端部 前述したように、白川は扇端部を旧利根川の側蝕崖によつて断たれ、新しい小扇状地を形成している。この扇状地は粒度の揃つた純粹の砂の堆積物であつて、この附近までくると白川は既に大きな岩塊を運ぶ能力を殆んど喪失していることが窺われる。この堆積砂は更に下流部、桃ノ木川との合流点附近にまで、追跡出来るので、新扇状地の影響範囲はかなり大きく、自然堤防として長く尾を引いていることが知れる。洪水時には白川は砂を運搬して現在なおこれらの扇状地、自然堤防を高め、生育させているものと見られるが、河道より溢流した水は低所を選んで、たとえば、扇状地の両側とか、或は自然堤防の後背濕地上に氾濫する。既に流速はかなり衰えており、災害は専ら家屋の浸水、田畑の冠水などの形をとつて現われてくる。

Ⅲ. 3 崩 壊 地 形

崩壊は主として山地における災害であり、洪水時の土砂供給源として重要な意味を有するが、前橋図葉中には赤城、榛名両火山とも山頂部が含まれていないので、崩壊地も少い。僅かに白川、荒砥川などの上中流部幼年谷の側壁に発生しているのを見るのみである。然し図葉中に少数であるからといって決して軽視することは出来ない。すぐ北側には赤城山頂部の崩壊多発地域を控え、それに由来する土石砂は各放射状河流の谷底氾濫原に夥しく堆積しており、洪水時には、水量を増した可流はこれら土石砂を伴つて急速に流下し、下流部の被害を一層大ならしめる原因となつていのである。

Ⅲ. 4 土じょう侵蝕

火山斜面に頻発する災害として土じょう侵蝕がある。前橋凶葉中では赤城斜面に多く見られ、主として雨溝による道路の荒廃化の形をとつて現われている。

火山斜面の広く深い放射谷が交通上甚しい障害となつている事は当然であつて、このため、主な交通路は谷底を辿るか或は原面の上を利用して、山麓から山頂部に向う求心的な線状をなして発達する傾向がある（横断道路は夙にその必要を叫ばれていたにもかかわらず、近時漸くその開通を見たような状況にある）。原面上の道路は必然的に最大傾斜線をとるので、降水時には雨水が集中流下する通路になり易い。加えて、土質は軟弱な火山灰層であるので流水の下刻は容易で、道路は忽ちにして深い水溝となる。晴天時には水流はないが、水分を含んだ火山灰は粘土化し、甚しい悪路となり遂には廢道とされる。通常の土じょう侵蝕の概念からは土じょうの風化、流亡は面的な拡がりを持つているものと思われるが、ここではそうした洗い流しよりも洗掘が顯著である。下刻速度は予想以上に大きいもので、たとえば北橋村県道附近の開拓道路では、現在原面より3.5~4.0m路床が低下しているが、聞取りによればその半量は1948年以降過去6年間に穿たれたものであるという。

Ⅲ. 5 岸 欠 潰

岸欠潰は主として利根川側崖隨所に見られるもので、赤城斜面末端、榛名斜面末端、前橋高崎台地のいづれを問わず、比高の大きな崖が直接河流に面している部分に頻発している。火山斜面放射谷にも見られるが大規模なものはない。

岸欠潰は河流の攻撃斜面に発生する傾向があるようで、たとえば前橋高崎台地を穿つ利根川はその狭く深い氾濫原中で僅かに曲流しているが、水流の屈曲部の外側即ち攻撃斜面には必ず新しい

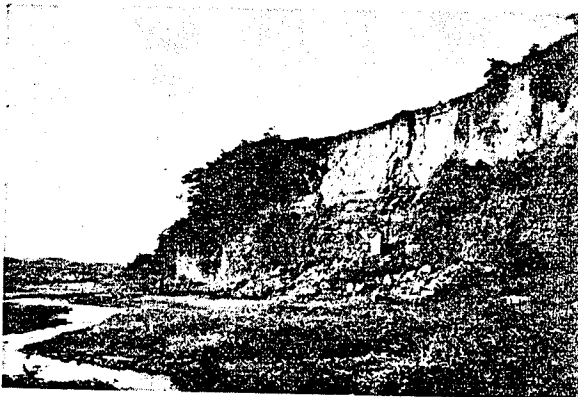


Fig. 21. 北橋村分郷八崎利根川の側蝕による岸欠潰
崖は第一段丘側面を削つて出来たもので比高およそ25
mに達している。

岸欠潰が発生しているのが見られる。このような場所では崖は全く垂直若しくは懸垂（オーバーハング）して河流に臨んでおり、植生は殆んど見られず、基盤が露出している。新しい欠潰部以外では崖はなお垂直を保つているが、アカシヤ、笹その他の植物で次第に覆われている。しかしこれらの崖もすべて古い岸欠潰の遺物であつて、河心の移動によつて欠潰部は逐次移動して来たものであり、従つて現欠潰部以外の部分でも、何時新しい欠潰部を生ずるかは計り

難い。利根川は岸欠潰によつて急速にその氾濫原の幅を拡げつつある。その速度は東村附近で最近30年間に平均約50m, 明治初年からは最大150mにも達する大きなもので、又總社町附近でも年々6~8畝の耕地が失われているといわれ、その被害は決して輕視出來ないものがある。

以上本説明書の地形の概説は小谷, 地形の細説は金壺が担当した。

IV, 参 考 文 献

1. 齊 藤 讓 (1898) : 赤城火山地質調査報文, 震災豫防調査會報告18 4~54
2. 社団法人土木學會 (1936) : 明治以前日本土木史
3. 辻 村 太 郎 (1949) : 昭和22年9月の群馬縣水害調査報告
4. 藤 本 治 義 (1951) : 日本地方地質誌 關東地方
5. 村 上 一 幸 (1956) : 赤城火山の山崩れと地形との關係, 地理學評論
29-4, 209-217

表層地質説明書

前 橋

5 萬 分 の 1

群馬大學學藝學部

文部教官	木	崎	喜	雄	きざき	よしお
文部教官	新	井	房	夫	あらい	ふさお

群 馬 縣
經濟企畫庁

昭和30年

目 次

I. 位 置	1
II. 地 形 及 び 氣 象	1
III. 地 質 概 説	2
IV. 地 質 各 論	3
IV. 1 未固結及び半固結堆積物	3
IV. 1. 1 未固結泥, 砂及び礫	3
IV. 1. 2 半固結砂及び礫	5
IV. 1. 3 泥	8
IV. 2 固 結 堆 積 物	8
IV. 2. 1 珪岩質岩石	8
IV. 2. 2 砂岩及び礫岩	9
IV. 3 火 山 性 岩 石	9
IV. 3. 1 □ - △	9
IV. 3. 2 凝灰岩質岩石	11
IV. 3. 3 安山岩質岩石	14
V. 應 用 地 質	15
V. 1 鑛 床	15
V. 2 鑛 泉	15
V. 3 石 材	16
V. 4 山 く ず れ	16
V. 5 地 下 水	17
VI. 要 約	18
VII. 資 料	19

1 : 50,000 表層地質圖
 説明書

前 橋

群馬大學學藝學部

木 崎 喜 雄

新 井 房 夫

筆者等は群馬縣經濟部より前橋圖幅の表層地質調査を依頼され、昭和29年及び昭和30年にわたつて調査した。圖幅の東半は主として木崎が擔當し、西半は主として新井が擔當した。

I 位 置

「前橋」圖幅（縮尺5萬分の1，宇都宮-14號）は群馬縣の東南部に當る所にあつて、前橋市が圖幅の略々中心をなす。即ち、東は新里村の中央部を通る南北線で限られ、西は高崎—澁川縣道で限られる。南は高崎市の北郊と伊勢崎市の北郊とを連ねる東西線が限界をなし、北は澁川市と梨木鑛泉とを結ぶ線が限界となつている。

行政區劃としては前橋市、高崎市の一部、伊勢崎市の一部、勢多郡の一部、佐波郡の一部、群馬郡の一部及び北群馬郡の一部が含まれる。

圖幅の北限をわづかにはずれた所に赤城火山の頂上部が聳立し、南の裾野が本圖幅の東北側の大半を占めている。又西方には榛名火山が屹立し、その東の裾野の末端が本圖幅の西縁を占める。これらの火山裾野の前方には廣大な關東平野が展開する。従つて本圖幅は關東平野とその北西部に存在する火山群との接觸部にあたる。

II 地 形 及 び 氣 象

本圖幅の東北側の大半は赤城火山の外輪山の一部と南の裾野に占められ、本圖幅の西端には榛名火山の東の裾野が僅かに入りこんでいる。利根川は本圖幅の西部を略々南流し、古利根川の流路にあたる廣瀬川は前橋市の北方で利根川現流路から分れ東南流する。これらの河川にそつて分布する沖積平野及び洪積台地が赤城火山地域と榛名火山地域とを分つ。又渡良瀬川の扇狀地が本圖幅の東南部に入りこみ、赤城火山の東南麓を限つている。

赤城火山地域においては北部の三夜澤附近及び東部の高泉附近に起伏の大きい所がある。前者は外輪山の一部をなす塔岩丘であり、後者は所々に古生界の岩石が露出していて、基盤岩の表面の起伏があらわれているものである。

伊勢崎市の北部から赤堀村西部、荒砥村東部、粕川村南部及び新里村南部にかけて小規模な丘陵群が見られる。又前橋市と北橋村との境界附近にも同様な丘陵群がある。これらは塔岩流の開析さ

れてできた丘陵群の地形が地表にあらわれたものである。

赤城火山地域のその他の部分は主として火山碎屑岩よりなり、概ね起伏に乏しい緩傾斜地をなし、東、南及び西に向うに従つて高度を減じ終に平野に移行する。当地域内の粕川、荒砥川及び白川の沿岸には稍々広い扇状地が見られる。

本圖幅内に入る榛名火山の裾野はその末端部で、起伏に乏しい緩傾斜地である。東側は利根川の流路によつて切られている。東南方には裾野の先に臺地が續き利根川の東側までのびている。

利根川及び廣瀬川の兩岸には沖積平野が発達する。沖積平野と火山裾野の間には台地が見られる。特に本圖幅の南西部では台地の發達が著しい。これらの台地のうちには段丘や扇状地もあるが、又性質の明らかでないものもある。本圖幅の東南部即ち伊勢崎一大間々縣道の東側には起伏の乏しい緩傾斜地が展開する。この地域は渡良瀬川の扇状地（大間々扇状地）の一部である。

尙地形の詳細については本圖幅に関する地形調査の成果を参照されたい。

又地質及び地形に著しい影響を與えるような氣象の特徴はない。氣候に関する記載については土じよう説明書を参照されたい。

Ⅲ 地 質 概 説

本圖幅の大半は火山噴出物でおおわれ、その間に第四系が分布する。これらの若い岩層の基盤をなすものは古生界及び第三系の堆積岩類で、この基盤岩類は本圖幅内ではその東部に僅かに露出する。然し東に隣接する「桐生及足利」圖幅内では足尾山地及び八王寺山系に古生界及び第三系が廣く露出する。

古生層は黒保根村の川口川の支流、新里村高泉部落附近及び同村大久保部落附近に見られ、上部は火山噴出物又は第四紀層におおわれている。主として珪岩質岩石よりなり、化石が産出しないのでその地質時代は明らかでないが、足尾山地の古生層の一部と考えられるので二疊紀と推定される。

第三紀層は新里村武井附近に僅かに露出し、石英粗面岩質凝灰岩、砂岩及び礫岩の累層である。上部はローム層におおわれる。桐生市南方の八王寺山系に分布する第三系に對比されると考えられるので第三紀中新統であろう。

上述の基盤をなす堆積岩類をおおつて廣く火山噴出物が分布する。

赤城火山地域の火山噴出物は安山岩質熔岩、同凝灰岩及び同凝灰角礫岩等よりなる。熔岩は少く火山碎屑岩の分布が廣い。

熔岩は宮城村三夜澤赤城神社北側の山地、粕川村大猿川、黒保根村梨木澤、新里村新里驛附近、赤堀村西部及び北橋村下眞壁附近に分布する。岩質は地域によつて異り、新里驛附近のものは紫蘇輝石安山岩であるが、他はいづれも含普通輝石紫蘇輝石安山岩ないし兩輝石安山岩である。各岩體相互の前後關係は明らかでない。赤城神社北側のものは、赤城火山の外輪山の南側に位置する寄生火山で安山岩質熔岩から成る荒山を構成する熔岩（荒山熔岩）の一部で、分布はかなり廣いが、そ

他のものは凝灰岩類及びローム層におおわれ露出は狭い。

火山碎屑岩は凝灰角礫岩を主とし、凝灰岩類は僅かにその間にはさまれる。圖幅の北縁の粕川及び荒砥川沿岸では稍と廣く露出しているが、その他の所では概ね谷壁の崖にローム層におおわれて僅かに露出する。肉眼的岩質の相違により梨木凝灰角礫岩、高泉凝灰角礫岩、中之澤凝灰角礫岩、瀧澤凝灰角礫岩、大胡凝灰角礫岩、箱田凝灰角礫岩等に分けられるが、いずれも含普通輝石紫蘇輝石安山岩質ないし兩輝石安山岩質である。中之澤凝灰角礫岩が最上部にくること以外には相互の前後関係は明らかでない。

榛名火山噴出物は本圖幅の西縁にわずかに分布し、澁川市西部良瑠寺附近、舊明治村避病院附近及び同村陣場附近の谷壁の崖に露出している。いずれも安山岩質凝灰角礫岩を主とし、特に吉岡村附近では優白色のものがある。岩質より澁川凝灰角礫岩及び陣場凝灰角礫岩に分けられる。上部はローム層がおおっている。

火山地域の周縁部には所々に洪積台地が見られる。主として段丘又は扇状地である。台地面には主に砂礫が堆積しているが、圖幅の西南部に廣がる臺地では泥質堆積物が比較的廣く分布する。堆積物の様相は台地の成因や場所によつてかなり異なる。これらの堆積物はローム層におおわれる。

赤城火山地域では粕川、荒砥川及び白川の沿岸に、又榛名火山地域では澁川附近及び舊金古町附近に扇状地が見られる。渡良瀬川沿岸の大間々扇状地の一部も本圖幅の東南部に入りこんでいる。扇状地には主として砂礫層が堆積する。扇状地砂礫層にはローム層をいただくものとそうでないものがある。

以上の諸岩層をおおつて廣い範囲に分布するローム層は黄褐色ないし褐色の粘土質土状堆積物で、その間に數層の輕石層及び火山礫層をはさんでいる。ローム層の一部には水底堆積物や二次堆積物と考えられるものがある。南關東に分布する所謂關東ロームと直接對比していないが、おそらく同時代の堆積物と推定される。

利根川及び廣瀬川の沿岸には低位の冲積平野が発達し、泥、砂及び礫が堆積している。これらの堆積物の上ではローム層は見られない。

IV 地 質 各 論

IV. 1 未固結及び半固結堆積物

IV. 1. 1 未固結泥、砂及び礫

澁川一前橋間の利根川の兩岸及び前橋伊勢崎間の廣瀬川の兩岸の地域には、一連の低地帯が発達し、未固結の泥、砂及び礫が厚く堆積している。これらの砂礫層は主として古い利根川の營力で形成された舊河床堆積物である。組成は場所によつて大いに異り、特に側方の火山麓からの放射谷が

出合うような場所では小規模な扇状地形が見られ、火山物質が多い。然しその他の所では概ね現河床砂礫層と類似している。

この低地帯に分布する砂礫層は局部的に存在する二次的なローム質物質を除けば、一次的なローム層によつておおわれることはない。尙この地帯には普遍的に豊富な地下水がある。

澁川一田口附近 この地域のうち現利根川流路に近い地域では現河床砂礫と同様の砂礫層が厚く發達する。礫は安山岩礫を主とし、それに上流より運ばれた石英閃綠岩、流紋岩、珪質堆積岩等の礫を交え、分級は悪く1m以上の巨礫も存在するが10~30cmの徑をもつものが最も多い。澁川市關東電化工業株式會社の深井資料によると地表より約80mまで同様の砂礫層が続いている。

一方この地域の西部では榛名火山の放射谷末端の扇状地堆積物が多量に混入している。例えば澁川驛附近では下部に榛名火山の二つ岳をつくる安山岩の圓礫ないし亞角礫からなる5m以上の礫層があつて、その上に同質の圓礫の交る砂層が約1~2m重つている。

尙二つ岳の爆發による極めて新しい浮石層は本圖幅の北西隅に僅かに分布し澁川市北部では70~80cmの厚さで上述の砂礫層の上につている。

これらの砂礫層中の礫は“かたい”が未固結であるから岩體としては“はなはだやわらかい”。

前橋一伊勢崎附近 この地域のうち赤城火山に近い部分では放射状谷末端に扇状地性の堆積物が小規模にみられ、利根川上流系統の礫をまじえていないが、現廣瀬川流路に近い地域では現河床堆積物と類似の礫層及び砂層が入りこんで堆積している。礫は全て圓礫で5~10cmのものが多い。

前橋市街地の北部から木瀬村^{ツツギ}筑井、同小島田にかけて厚い砂礫層の上部に1~3mの厚さのローム質のやわらかい砂層ないし粘土層が分布する。これはローム堆積以後の二次堆積物で、この低地内の比較的高い段で一般的にみられる傾向がある。

礫層中の礫は“かたい”が、礫層、砂層及び泥層はいづれも未固結で、岩體としては“はなはだやわらかい”。

粕川周邊 粕川村湯ノ口附近を頂點として南に廣がる南北に長い三角形の地域は粕川によつて形成された扇状地で、東の境は湯ノ口と粕川村月田を結ぶ線であり、西の境は湯ノ口と大胡町樋越驛を結ぶ線である。南は上毛電鐵の南側までのびその南にあるローム層におおわれる小さい丘陵群の間に分岐して入りこんでいる。

この地域にも砂及び礫を主とする未固結の扇状地堆積物が分布する。ローム層でおおわれていない。砂及び礫は上流部では概して粗粒であるが下流部に向うに従つて細粒となり又泥質の堆積物のはさまれるようになる。

礫層中の層は安山岩礫で岩片としては“かたい”が礫層、砂層ともに未固結で岩體としては“はなはだやわらかい”。

上流部ではこの砂礫層の下に赤城火山噴出の凝灰角礫岩及びローム層が見られるが、その他の所では下位の地質は明らかでない。

(1) 上流部 赤城青年農場附近では厚さ6m以上に及ぶ砂礫層よりなり、薄い砂層が若干は含まれる。礫は安山岩の亞角礫が屢々1m以上に及ぶものが含まれているが、概ね30~50cmのものが多い。礫の間は安山岩起源の灰色の中粒ないし粗粒の砂によつて充填されている。これよりやや下流の原部落東部ではこの砂礫層の下にローム層と凝灰角礫岩が見られる。

(2) 中流部 粕川村馬場附近及び宮城村大前田附近では砂礫層は4~5m以上あつて、礫は安山岩の角礫ないし亞角礫で、大きさは5~20cmのものが多いが稀には1mに近いものも含まれる。礫の間はやはり安山岩起源の砂で充填されている。東及び西の周縁部では砂礫層の間に二次堆積のローム質粘土層がはさまれる。

(3) 下流部 粕川村稻里、同村女淵及び大胡町北原附近では砂礫層の厚さは4~5m以上あり、礫は安山岩の圓礫で5~20cmのものが多いが、時には30cm以上のものも含まれる。又砂層や泥層等の細粒堆積物の割合も上流にくらべて多くなる。

赤城火山裾野を流れる荒砥川兩岸、特に宮城村大澤以南には稍と扇狀地が見られ、未固結の砂及び礫が堆積している。砂礫層の下位にくる地質は見られない所が多いがおそらく赤城火山噴出の凝灰角礫岩であろう。厚さは明らかでない所が多い。砂礫層の組成は粕川扇狀地の場合と類似し上流部では粗く、下流に向うに従つて細くなる。礫は“かたい”が岩體としては“はなはだやわらかい”。

上記の外の小規模な水系にも狭い範圍に未固結の堆積物が分布する。これらは一般に粒度が細かく、二次堆積物であるローム質の粘土層が比較的多くはさまれている。

IV. 1. 2 半固結砂及び礫

前橋南の利根川周邊台地 前橋市附近から南の利根川兩岸には平坦な台地が展開し、利根川はこの台地をうがつて峡谷をつくり南下している。この台地の北縁は榛名火山の裾野に移りかわり、北東側は利根川及び廣瀬川に沿う沖積平地と接する。その間には10m内外の高さの崖又は急斜面が見られる。

この台地の最上位には數mのローム質砂層ないし粘土層が分布し、その下位には圓礫を含む凝灰角礫岩層又は圓礫よりなる砂礫層が全域に亘つて廣く分布している。これらはいずれも半固結の堆積物で、組成、粒度及び厚さは場所によつて異なる。この地域の圓礫を含む凝灰角礫岩と砂礫層とは大略異相の關係にあり、前者は洪積世において火山活動が盛であつた時期に形成された低平地の堆積物と考えられる。この凝灰角礫岩については後に説明する。半固結の砂礫層はこの地域では群馬町一帯及び上陽村山王附近に分布する。この砂礫層について地域別に簡単に説明する。

(1) 群馬町附近 群馬町の北原、東國分、引間、稻荷臺等の地域には1~2mのローム質砂、粘土層の下に層理の明瞭な半固結の砂層、細粒礫層及び粘土質をもつ二次の角礫岩層が複雑に重なりに合つて堆積している。中の礫は安山岩礫で“かたい”が、岩體は固結が充分でないため“やわらかい”。礫の大きさは径10~30cmのものが多い。

(2) 上陽村附近 前橋市南部の天川大島附近から駒形附近にわたり、臺地とその北側の沖積平地との間には高さ數mの崖が見られ、砂礫層が露出する。砂礫層は多數の徑5~30cm位の安山岩圓礫を含み、礫の間は凝灰質の砂で充填されている。井戸の資料からこの砂礫層は上陽附近全般の台地においてローム質砂泥層の下位に分布するものと推定される。礫は主に安山岩礫であるがその他の礫をも多少まじえ、大きさは5~20cmのものが多い。礫は“かたい”が岩體としては半固結で“やわらかい”。

北橋村八崎附近の段丘 赤城火山の西南麓にあたる北橋村八崎附近は谷密度が比較的大きく、やや複雑な地形を呈し、地質も複雑である。又この附近には段丘地形が發達し4段に分けられる。山麓崖上面を最上位段とすると、八崎部落の面は第二段丘面にあたり、201mの水準点のある面が第三段丘面に、又舟戸部落のある面が第四段丘面にあたる。

陸上堆積物と考えられるローム層ののるのは第二段丘面と第一段丘面で、第三段丘面上では二次堆積物と考えられるローム質粘土層がのる。その下位には厚い砂礫層が堆積している。

礫は主に安山岩の圓礫ないし亞角礫で多少その他の礫もまじえている。大きさは概ね30~50cmであるが稀には1mに達するものもある。基質は凝灰質の砂である。又屢々薄い砂層をはさんでいる。礫は“かたい”が岩體は固結が十分でないで“やわらかい”。

荒砥村東部、赤堀村東部及び伊勢崎市北部にまたがつて小さい丘陵群を伴う台地が展開する。この臺地の西南端附近にはローム層の下位に屢々粘土・砂及び礫等の水平な堆積層が見られる。これらは洪積世の扇狀地堆積物又は段丘堆積物である。礫層中の礫は“かたい”が礫層、砂層及び粘土層は岩體としては固結が十分でないで“やわらかい”。次にこれらの堆積物について地域別に簡単に説明する。

(1) 木瀬村龜泉附近 ローム層の下位に安山岩細礫及び輕石粒を若干含む砂層が約3m見られる。砂は安山岩砂及び有色鍍物砂よりなり、著しい層理を示すことがある。

(2) 荒砥村吹地附近 ローム層の下位に粘土層、砂層及び砂礫層の累層が約5m見られる。砂礫層中の礫は徑1~2cmの安山岩角礫で、砂も安山岩起源のものである。層理を示すことがある。

(3) 荒砥村舞臺附近 ローム層の下位に4m以上に及び灰色粘土層があつて徑20~30cmの安山岩の亞角礫を少量含んでいる。

(4) 粕川村込皆戸附近 この附近ではローム層の下位に2m以上の灰色又は褐色の粘土層がやや廣く分布している。部分的には若干の安山岩亞角礫を含んでいることがある。

白川周邊 群馬縣種畜場北方約1.5kmの地點を頂點とする南北に長い三角形の地域は扇狀地特有の地形を呈し、なだらかな起伏はあるが深い谷の發達はみられない。この地域は古い白川によつて形成された扇狀地で、現在の白川は扇狀地の西寄りの所を南流している。

この地域には1~2mの薄いローム層の下位に厚い砂礫層が堆積しているが、この中には二次的

な凝灰角礫岩類も各所に挟まれ、又扇状地末端に近い前橋市上細井、同新田附近では砂礫層の上部に粘土層が発達している。

この扇状地堆積物の下位には赤城火山の凝灰角礫岩がくるものと考えられるが砂礫層の厚さは明らかでない所が多い。礫は一般に“かたい”が堆積物全體としては固結が良好でないので“やわらかい”か“やややわらかい”程度である。次にこれらの堆積物について地域別に簡単に説明する。

(1) 種畜場附近 ローム層の下位に厚さ10m以上に達する砂礫層がある。礫は圓礫が多いが、分級は悪い。固結度も低い。

(2) 富士見村徳澤附近 ローム層の下位に礫交り粘土層及び灰色砂層の累層が約3m以上見られる。

(3) 富士見村田島附近 ローム層の下位に6m以上の砂礫層がある。安山岩圓礫層と砂層の互層で、礫は径5~10cmのものが多く、分級は比較的良好である。固結度は低い。

(4) 富士見村原之郷附近 ローム層の下には5m以上に及ぶ砂粘土層及び砂礫層の累層が見られる。両者は入り組んで非常に不規則な堆積をなす。礫はすべて安山岩質で圓礫が多く、分級もよくて径5cm内外のものが最も多い。

(5) 上細井附近 ローム層の下位に上から砂礫層凝灰質砂層及び圓礫層の順序で重なり、全體で厚さ約5mになる。上部の砂礫層中の礫は安山岩質で径は3~5cmのものが多いが、組成は場所によつてかなり變化する。その下の凝灰質砂層は層理が明瞭な二次堆積物で下の半分は若干粘土質となる。最下位にくる圓礫層は径5~10cmの安山岩圓礫を多量に含み、分級と固結はかなりよい。厚さはかなり厚いものと推定されるが明らかでない。

大間々扇状地 伊勢崎一大間々縣道附近より東側には扇状地が展開する。この地域は大間々を要とする渡良瀬川の扇状地である。表層はローム層におおわれ、しかも開析が進んでいないので扇状地堆積物の露出は悪く粕川河岸に若干見られるのみである。この扇状地堆積物は主に砂礫層で、礫は安山岩の外、渡良瀬川上流地域に露出する各種の岩石の礫が含まれる。礫は“かたい”。然し砂礫層全體としては固結が良くないので“やわらかい”。厚さは明らかでない。次にこの堆積物について地域ごとに説明する。

(1) 赤堀橋附近 ローム層の下位に約3m以上の砂礫層及び砂層の累層が存在する。礫は径1~2cm程度の圓礫及び亞角礫で基質の砂粒中には石英砂がかなり入る。下位の砂層にも石英砂が多い。

(2) 赤城村今井、粕川岸 ローム層の下位に砂層、泥層及び砂礫層が約3.5m存在する。砂礫層中の礫は主として径5cm内外の圓礫よりなるが稀には40cmに達するものも認められる。砂層には屢々葉理が認められる。

(3) 赤堀村五目牛附近 ローム層の下位に厚さ2m位の砂層が見られる。この砂層の中には径1~2cmの圓礫が若干含まれている。

(4) 赤堀村田宿附近 表層地質圖の柱狀断面圖④に示したように、井戸内の地質はやや厚いローム層の下位に砂礫層があつて、径5~10cmの圓礫が含まれ、時に30cmに近い礫も認められる。

(5) 東村西小保方附近 この附近の畑地灌漑用の井戸内の地質は表層地質圖の柱狀断面圖⑤に示した如く、ローム層の下位に礫層が分布し主として径5~10cm、稀に20cmに達する圓礫が含まれる。この礫層の上部は粘土質となるが、下半部の基質は砂である。

IV. 1. 3 泥

前に述べた利根川及廣瀬川に沿う低地帯に分布する沖積世の未固結砂礫層や、その他の地域に分布するローム層の下位にくる半固結の砂礫層中にも若干の泥質堆積物が伴われているが、厚さも薄く分布も狭く且不規則であるので、表層地質圖の上で砂礫層と泥層を區別することは不可能である。

榛名火山の東南麓から東南方にのびる台地の表面はローム質砂層ないし粘土層が分布し、その下に洪積世の砂礫層や泥層が堆積している。本圖幅中に含まれるこの台地の北半部では主として砂礫層が堆積し、南半部では泥層が堆積している。即ち舊中川村、舊新高尾村、京ガ島村及び舊下川淵村一帯の地域ではローム質粘土層の下位に約2~4mの厚さの褐色ないし黒色の粘土層が發達している。

前橋市より南の利根川河岸の崖ではこの粘土層の下に圓礫を含む凝灰角礫岩の厚層が所々に認められる。

IV. 2 固 結 堆 積 物

固結堆積物には第三紀層の砂岩及び礫岩と古生層の珪岩質岩石とがあり、いずれも圖幅の東端に近い部分に火山性岩石におおわれて僅かに露出する。

IV. 2. 1 珪 岩 質 岩 石

珪岩質岩石は川口川の支流の金堀澤の河床、新里村高泉東方の赤城開拓道の切取崖及び同村大久保部落附近の三カ所に僅かに露出する。金堀澤では若干の砂岩を伴う。これらの岩石からは化石が産出しないので、その地質時代を確定することは出来ないが、足尾山地に分布する古生層と全く同質であるのでやはり二疊紀のものであらう。

これらの露出が本圖幅の東端に限られていることから考えると、東端に近い部分ではこれらの岩石が火山性岩石の下部に普遍的に伏在して火山性岩石の基盤をなしており、地表より餘く深くない所にこの岩石の表面が存在することを豫想しなければならぬ。然し圖幅の西の大半ではこの岩石の露出は全く見られないから、存在するとしてもかなり深い所ではないかと考えられる。而してこの二つの地域の境には南北に近い方向の斷層が地下に伏在する可能性がある。次に各露出地について簡単に説明する。

金堀澤 金堀澤の入口から標高500mの地敷附近までの河床及びその兩岸に露出し、上部は凝灰角礫岩類の厚層におおわれる。兩者の境界面はかなり凹凸に富んでいる。N 55°W, 80°Nの走向傾斜を示し走向方向の小斷層が若干認められる。節理は稍々著しい。岩片は“はなはだかたい”が岩體は節理などのため“かたい”程度である。岩質は砂岩を多少はさむ珪質岩石で黄鐵鏽が僅かに鏽染している。

高泉東方 高泉より中神梅に通ずる赤城南面開拓道路の峠より僅かに南西に降つた所にある切取崖にチャート質の珪岩が露出する。上部には珪岩角礫を多數含む崖錐性堆積物が1~2mのり、その上に更にローム層がのこつている。珪岩の走向傾斜はN 60°E, 70°Nで5~10cmの厚さの葉理が發展し、又節理も著しくて、かなり破碎されている。岩片は“はなはだかたい”が岩體としての硬さは“かたい”程度である。

大久保部落附近 大久保部落の東端から北へ入る小澤の奥にもチャート質珪岩が露出する。岩質及び構造は高泉東方のものと同様である。この附近の珪岩中には黄鐵鏽が鏽染し又黄鐵鏽を伴う石英脈が網状に入つている。

IV. 2. 2 砂 岩 及 び 礫 岩

新里村武井部落東方の小川の岸に上部より凝灰岩、砂岩及び礫岩の層序で等三紀層がわずかに露出している。上部はローム層でおおわれている。本圖幅内では他の第三紀層の露出を見ない。附近には深井戸の資料がないため、第三紀層の地下における分布は明らかでないが東側の「桐生及足利」圖幅内ではかなり廣汎に第三紀層が露出しているから、本圖幅内でも少くともこの露出地附近より東側では第三紀層は比較的淺い所に伏在するものと推定される。西部については全く資料がないのでわからないが、珪岩質岩石の項でのべたように第三紀層も南北性の斷層でたちきられ西側ではかなり深くなつてゐるのではないかと推定される。

凝灰岩については後に述べる。砂岩は厚さ約3mで粗砂よりなり“ややかたい”程度である。礫岩は厚さ約5mで徑1~2cmの細かい圓礫を多數含んでいる。礫は古生層その他の岩石で“かたい”が岩體としての硬さは“ややかたい”程度である。

IV. 3 火 山 性 岩 石

火山性岩石にはローム層、熔岩及び凝灰岩類がある。ローム層は沖積平地及び河床を除く他の地域に廣く分布し地表をおおつている。熔岩及び凝灰岩類は夫々の火山の火口を中心とした火山地域に分布するが、一般に熔岩は頂上に近い部分に多く、裾野は凝灰岩類よりなる。

IV. 3. 1 ロ ー ム

沖積平地及び粕川等の沖積扇狀地を除いて、本圖幅の全域にわたりローム層が地表をおおうてい

る。但し赤城火山の山頂部に近い部分や谷壁斜面のように急傾斜の所では、削剝されて下の岩石が露出する。

ローム層は場所により多少層序、厚さ及び岩質を異にするが、概して全體的に一様な層序構造を示している。最も典型的な層序及び岩質は次のとおりである。

表　　土	約1.0m
黄褐色軟質ローム層	約1.2m
暗褐色粘土質ローム層	約2.0m
八崎軽石層	約0.5m
暗褐色粘土質ローム層	約0.8m
湯ノ口軽石層	約0.8m
褐色粘土層	約1.4m
基　　盤	

黄褐色軟質ローム層は粗鬆な風成陸上堆積物で、大略現在の地形にそつて堆積している。この層の上部及び中下部に夫々層ずつ薄い黄色細粒の軽石層がはさまれていて、圖幅の西部では兩軽石層とも比較的明瞭な層をなしている所が多いが、東に向うに従つて次第に分散し不明瞭になる所が多くなる。

暗褐色粘土質ローム層は黄褐色軟質ローム層に比すれば稍と粘土質の土狀堆積物で、岩質は所により若干異つている。必ずしもすべてが完全な風成陸上堆積物ではないようである。黄褐色軟質ローム層に切られ、又本層の最上部は殆んど常に若干有機物を含む黒帯になつている。この層は全般的に安山岩の微片を少量含んでいるほか、山地や丘陵の斜面の下部に見られる本層中には屢々下位の基盤をなす岩片が多數含まれている。又一部では本層の間に火山砂の薄層がはさまれていることもある。

八崎軽石層は1～3cmの軽石粒と安山岩その他の岩片を少量含み厚さは0.3～0.5mである。本圖幅内では一様性にとんでいて、所により著しく風化されて粘土化されていることもある。岩質及び分布状態からみて榛名火山の噴出物と認められる。

八崎軽石層の下位にくる暗褐色粘土質ローム層は前述の八崎軽石層の上位にくる暗褐色粘土質ローム層と同質のものである。

湯ノ口軽石層は湯ノ口及び新里村鶴ガ谷を結ぶ線の東側では層狀をなして存在するが、それより以西の地域では見られない。湯ノ口附近では厚さが1m近くあつて軽石粒も大きい。鶴ガ谷附近では厚さが50cmで粒度も小さくなる。一般に東及び東南に向うに従つて厚さ及び粒度を漸減する。分布、厚さ及び粒度分布より見て、この軽石層は赤城火山の噴出物と認められる。本層は径1～3cmの軽石と火山礫よりなり、所により葉理が若干認められる。

最下部の褐色粘土層は濃褐色を呈する極めて粘土質の土狀堆積物で葉理は全く認められない。屢

々若干の軽石粒を混えている。本層の粘土は壁土の粘結剤に使われる。

以上述べた各層を一括してローム層と呼ぶ。いずれも未固結の軟質粗鬆の堆積物で“はなはだやわらかい”。

赤城火山山麓 粕川扇状地においては地表部にはロームはなく、むしろ扇状地堆積物下位に見られることがある。白川扇状地においては地表をロームがおおっているが他の地域に比して薄く、ローム層の下部層を缺く。赤城火山裾野の周縁部にある段丘のうち第三段丘より下のものにはロームが堆積しておらず、又第二段丘ではローム層中の上部のもののみが見られる。赤城火山のその他の地域では前述のローム層の層序全體がほぼ見られる。但し湯ノ口軽石層は前にも述べたように本圖幅の東北端に近い地域のみに見ることが出来る。

榛名火山麓 榛名火山の山麓地域は裾野の末端にあたるため扇状地堆積物がかなり廣く分布し、従つてその上部にくるローム層は比較的薄く、前述の層序の比較的上部のものが見られるにすぎない。

西南部の台地 前橋市の南部から高崎へかけて本圖幅の西南部に廣がる台地の表面をおおう2～3mのローム質砂層ないし粘土層は風成陸上堆積物ではなく、ロームが堆積する時期の濕潤平坦地の堆積物であろう。

大間々扇状地 大間々扇状地においても地表はローム層によつておおわれているが、ここでは黄褐色軟質ローム層と暗褐色粘土質ローム層は認められるが、八崎軽石層及びそれ以下のものの存在は明らかでない。厚さは大略3～4mである。

沖積平地 利根川及び廣瀬川の兩岸に發達する沖積平地及び小さい水系にともなう小さい谷底平野ではローム質の二次堆積物は局部的にみとめられるが、全般的にはローム層は存在しない。

IV. 3. 2 凝灰岩質岩石

凝灰岩質岩石は大別して二種に分けられる。即ち一つは固結の比較的良好な第三紀の凝灰岩で、他は赤城火山及び榛名火山の活動によつて、噴出された固結の餘り良くない凝灰岩及び凝灰角礫岩である。後者のうち赤城火山噴出のものは赤城火山地域に分布し、榛名火山噴出のものは榛名火山地域に分布するが、兩火山の間を流れる利根川の岸の崖や圖幅西南部の臺地の下部に出る凝灰角礫岩はいづれのものとも判定し難い。一般に大部分は凝灰角礫岩又は集塊凝灰岩で、角礫を含まない凝灰岩はその間に僅かに含まれているにすぎない。

新里村武井附近 新里村武井部落東方の小川の岸に露出する第三紀層は上部より凝灰岩、砂岩及び礫岩からなり、この砂岩及び礫岩については前に述べた。この第三紀層の最上部にくる凝灰岩は、灰白色の流紋岩質凝灰岩で多少葉理が認められる。岩質的には「相生及び足利」圖幅内の八王寺山系に分布する湯ノ入凝灰岩に類似する。露頭においては節理は少いが稍々風化していて、岩體のかたさは“ややかたい”程度である。露頭の様子より判定すると以前に若干採石されたもののよ

うである。

現在地形的に認められる火山の噴出物である凝灰岩及び凝灰角礫岩については先に赤城火山地域のものについて述べ後に榛名火山地域のものについて説明する。

赤城火山地域 赤城火山地域においては大部分は凝灰角礫岩で、凝灰岩はその間に僅かにはさまれているにすぎない。山頂部に近い本圖幅の北部の急傾斜地では上部のローム層が剝離流失しているため凝灰角礫岩がかなり広く露出しているが、比較的緩傾斜の裾野では谷壁斜面等に僅かに露出するにすぎない。

肉眼的な岩質の相異により梨木凝灰角礫岩、高泉凝灰角礫岩、中之澤凝灰角礫岩、瀧澤凝灰角礫岩、大胡凝灰角礫岩、落合凝灰角礫岩、嶺凝灰角礫岩及び箱田凝灰角礫岩等に分けられる。中之澤凝灰角礫岩は他のいずれよりも上部にくること以外には相互の上下関係は明らかでない。肉眼的な岩質は異つていても、その中に含まれる輝石の性質等はよく似ているので略々同時期の噴出物と考えられる。赤城火山地域においてはこれらの凝灰角礫岩類は荒砥川上流、粕川上流部及びその支流、梨木川及び川口川等の谷壁斜面にやや広く露出するほか新里村板橋附近、大胡附近、宮城村落合附近、大胡町瀧窪附近、富士見村皆澤附近、同村市之木場附近及び北橋村眞壁附近その他に小範囲に露出する。次に露出地域ごとに簡単に説明する。

(1) 梨木川及び川口川 梨木川沿岸では最下位に後に述べる梨木塔岩があり、その上に20~30mの凝灰角礫岩がのり、その上部には凝灰角礫岩と二次堆積性の凝灰角礫岩との厚い累層がのる。二次堆積性のものはかなり、明瞭な層理は認められるが、構成物質は凝灰角礫岩と同質である。又両者の関係は極めて複雑に入り組んでいるので地圖上で區別できない。従つて兩者を一括して梨木凝灰角礫岩としておく。いずれもその中に含まれる礫は安山岩で二次的なものの中には若干圓礫も含まれる。礫の径は10cm内外のものが多いが稀には1m以上に及ぶものもある。礫が粗粒火山灰で充填されているが、固結は良くない。即ち礫は“かたい”が岩體としては“やややわらかい”。

川口川では河床に古生層が露出し、その上を50~100m位の凝灰角礫岩がおおうている。凝灰角礫岩の岩質は梨木凝灰角礫岩と類似し一連のものと考えられる。

(2) 新里村板橋附近 板橋部落を流れる鍬木川の板橋部落のやや上流部には灰色ないし帯紫灰色の凝灰角礫岩が所々に露出している。この凝灰角礫岩は径10cm内外の灰色玻璃質の安山岩角礫を多数含み粗粒火山灰で充填されている。この凝灰角礫岩は粕川村中之澤附近で標式的に見られるので中之澤凝灰角礫岩と呼ぶことにする。中之澤凝灰角礫岩は東はこの附近まで、西は三夜澤附近まで、又南は赤城南面開拓道路附近まで分布し、各種の凝灰角礫岩中最上位にくる。中の礫は“かたい”。岩體としては固結は餘りよくないが比較的緻密で“ややかたい”か“やややわらかい”程度である。

板橋の東南方の大梨澤（大久保分教場附近）の岸にも赤褐色の凝灰角礫岩が露出する。一部は集塊岩状を呈す。粗粒火山灰中に10~20cmの安山岩角礫が入り、稀には50cm以上に達する角礫も

ある。礫は“かたい”が岩體全體は固結がよくないので“やややわらかい”。

同質の凝灰角礫岩が高泉東方の開拓道路の峠附近でも見られるので、これを高線凝灰角礫岩と呼ぶ。

(4) 粕川村湯ノロ附近 湯ノロ部落附近の粕川及び大猿川岸では、最上部に約 30m の厚さの中之澤凝灰角礫岩が存在し、その下に径10cm 内外の安山岩角礫を含む凝灰角礫岩がくる。厚さは約50mに達する。又瀧澤鍬泉附近に分布する凝灰角礫岩は更にその下にくるもので、厚さは約20mある。両者は肉眼的には若干岩質が異なるが、礫の岩質は類似しているので一括して瀧澤凝灰角礫岩と呼ぶ。礫は10cm 内外のものが多いが、稀には1mに近いものも含まれる。粗粒火山灰によつて充填され、固結は良好でない。従つて礫は“かたい”が岩體は“ややかたい”か“やややわらかい”程度である。

(5) 大胡附近 上毛電鐵大胡驛附近、大胡神社附近等には軽石の大粒を含む凝灰角礫岩の累層が露出している。又鼻毛石と大胡間の荒砥川岸の侵蝕崖にも所々に露出する。この凝灰角礫岩を大胡凝灰角礫岩と呼ぶ。軽石質凝灰岩及び凝灰角礫岩の互層で、厚い所では20m以上に達する。大胡町東方の赤城少年院の深井戸（表層地質圖の柱狀断面圖②）でもこれが見える。中に含まれる軽石粒は大きいもので10cmあり、角礫は10cm内外のものが多い。礫は“かたい”が岩體は“やややわらかい”。

(6) 大胡町白草附近 白草附近の道路の切取崖及び谷壁面に灰紫色の粗鬆な凝灰角礫岩が露出する。これを白草凝灰角礫岩と呼ぶ。礫は安山岩質で普通は径が10cm内外、大きいものは1m以上に及ぶ。粗粒火山灰に充填され固結は良くない。即ち岩片は“かたい”が岩體全體としては“やややわらかい”。

(7) 宮城村落合附近 落合附近及びその北方の谷壁斜面には所々に凝灰角礫岩が露出する。いずれも粗鬆な岩石で角礫は径10cm内外のものが多いが、稀には1mに達するものも入る。礫の岩質は三夜澤附近で見られる熔岩に類似する。荒山熔岩の活動と一連の活動によつて噴出されたものと推定される。これを落合凝灰角礫岩と呼ぶ。角礫が粗粒火山灰によつて充填されているが、固結が悪いので崩壊しやすい。即ち礫は“かたい”が岩體としては“やわらかい”。

(8) 白川上流部 大河原附近より上流部の白川は深い谷をつくり、谷壁には凝灰角礫岩及び砂礫層等の累積が見られ、近年の水害による崩壊のあとが各所にみられる。礫は径10~20cmのものが多いが、時には1m以上のものも含まれる。岩質は極めて粗鬆で、岩體としてのかたさは“やややわらかい”。又この凝灰角礫岩中にはその二次堆積物と考えられる若干圓礫を含んだ凝灰質岩石が含まれる。この凝灰質砂礫層も岩質上では凝灰角礫岩と略々同様である。

(9) 富士見村石井、市之木場及び北橋村上箱田、上南室地域 この地域の谷壁斜面等には各所に小規模ながら凝灰角礫岩の露出が見られる。肉眼的な岩質は場所によつて若干異なるが安山岩礫の岩石學的特徴は比較的よく似ているので一括して箱田凝灰角礫岩と呼ぶ。

石井附近のものは粒径5~15cmの緻密な安山岩質角礫がかたく膠結されて全體として“ややかたい”。市之木場附近ではローム層の下層部に50cm~2mの厚さの圓礫をまじえた凝灰角礫岩が不規則にはさまれているが、膠結部は砂質でその量も多く全體としてはくずれ易い。又ロームの下位には厚い凝灰角礫岩が堆積しているが全體に風化がすすみ膠結部も礫も共に粘土化されていて“やわらかい”。

上箱田附近ではローム層の下に1~3mの凝灰角礫岩が重なり、市之木場でローム中に見られた不規則な凝灰角礫岩に類似した岩質を示し一続きのものと思われる。この下位にやはり市之木場の最下位の粘土質凝灰角礫岩と同様の“やわらかい”凝灰角礫岩がある。

榛名火山地域 に於てもローム層の下位に榛名火山噴出の凝灰角礫岩が存在し、谷壁斜面では小規模に露出している。即ち吉岡村の上野田、陣場、溝祭附近では一帯にわたつて優白色の凝灰角礫岩が伏在している。この凝灰角礫岩は西部ではかなりの厚さをもつものと思われ下底不明であるが、大久保附近で利根川に面する崖では約10mの厚さをもつて砂礫層の上位に重つている。

本圖幅の西南部に展開する**台地の地域**に於てもローム質砂層や粘土層の下部に圓磨された火山岩礫を含む凝灰角礫岩が砂礫層とともに全地域にわたつて分布している。これらの堆積物の組成粒度及び厚さは場所により異なる。

前橋市南部 利根川岸に沿う崖で見るとローム質砂粘土層の下位に10m以上の厚さを示す凝灰角礫岩が分布する。この凝灰角礫岩は主として径3~10cmの波璃質黒色安山岩質角礫と黄褐色凝灰質な基質とからなり、全體的に見れば両者がほぼ等量である。散點的に5~30cmの安山岩圓礫ないし亞角礫を含む。固結の程度高く浸蝕に耐えて河岸に突出していることが多い。この凝灰角礫岩は總社町、舊上川淵村、上陽村、京ガ島村等においても地表下3~5mの所に伏在し、一方大渡橋附近から北の利根川右岸の崖にも連続して分布し、吉岡村大久保附近まで見られる。

IV. 3. 3 安山岩質岩石

本圖幅内で見られる安山岩質岩石は赤城火山の噴出したと考えられる安山岩熔岩で、主として本圖幅の北縁の赤城火山頂に近い部分に分布するほか、荒砥村西部から赤堀村東部にかけての地域及び北橋村橋山附近等に僅かに見られる。

梨木熔岩 梨木澤の中流部にある砂防堰堤工事場附近の河床に約500mの間にわたり露出し、上部は梨木凝灰角礫岩におおわれる。下限は不明である。部分的には集塊岩状をなすこともあるが、概ね節理の少い岩體で、岩片岩體ともに“かたい”。

大猿川熔岩 湯の口部落北方の大猿川兩岸に露出し、上部には中之澤凝灰角礫岩がのる。下限は明らかでない。露出する部分の厚さは20~30m以上ある。部分的には集塊岩状を呈することもあるが、全體的には岩片岩體ともに“かたい”。

三夜澤熔岩 赤城神社の北側の山地の東斜面、即ち荒砥川の西壁斜面に熔岩が各所に露出して

る。又宮城村新井より北に入る澤の奥にも熔容流が見られる。これらの露頭は一連のもので、岩質は灰紫色の比較的緻密な岩石で荒山熔岩の一部と考えられる。一般に節理が著しくなく、岩片岩體ともに“かたい”。附近に分布する凝灰角礫岩の上位にくるものと考えられる。

北橋村橋山附近 北橋村眞壁，前橋市田口附近には城山，橋山，十二山等の小丘がならんでいるが、これらはいづれも共通した性質をもつ安山岩熔岩及びそれに伴う凝灰角礫岩よりなつていて、開析された古い熔岩流の末端部と推定される。尙富士見村米野部落東方約500mの縣道端，木曾三社神社の澤の谷底に露出する凝灰角礫岩もその一部であろう。これらの岩石は“かたい”か“やややわらかい”程度である。然し崖をつくつた場合にはくずれやすい。

下大屋産泰神社，新里驛南側の丘及び伊勢崎市華藏寺山を結ぶ三角形の地域の中には多数の小さな丘陵がある。荒砥村産泰神社，同石山観音，伊勢崎市福岡山(97.2m)，同華藏寺山，同宿波志江附近の丘陵群，赤堀村多田山(159.1mの丘及びその南の丘)，同青島附近の丘陵群，同磯の北側の丘(168.3m)及び新里驛南側の丘等がそれである。この丘陵を切る道路や大正用水の切取崖にはローム層の下に屢々熔岩及びそれに伴う凝灰角礫岩等の火山噴出物が見られる。従つてこれらの丘陵は稍古い火山噴出物の残丘がローム層におおわれたもので、この地域全般にわたつてローム層の下位にはこのような火山噴出物が伏在しているものと推定される。産泰神社及び石山観音附近の熔岩は節理少く岩片岩體ともに“ややかたい”がその他の所では岩片は“ややかたく”とも風化作用が著しいので岩體は“やややわらかい”。

V 應 用 地 質

V. 1 鑛 床

本圖幅の東縁部に小規模に分布する古生層の岩石中には屢々黄鐵鑛等の鑛石鑛物が若干鑛染し、又一部にはそれらの鑛石鑛物をともなう石英脈が貫入している。火山噴出物にはこのような現象は認められない。又砂鑛床のようなものも全くない。

大久保部落の東端の澤の奥には前述の古生層中の鑛石鑛物を探鑛している。即ちこの附近には古生層の珪岩が小範圍に分布し、その中に黄鐵鑛を伴う石英細脈が網狀に貫き、又珪岩中にも黄鐵鑛が若干鑛染している。探鑛坑道はこれらの石英脈のやや大きいものを錐押しによつて掘進し約10m入つているが鑛況は良くない。尙この附近には昔製錬したときのものと思われる鑛滓が若干ころがつているが、その由來は明らかでない。

V. 2 鑛 泉

本圖幅内には温泉は全くないが鑛泉は若干ある。それらの主なるものについて簡単に記載する。

(1) 梨木鑛泉は黒保根村宿廻即ち梨木澤の中流部にあつて安山岩質凝灰角礫岩中より湧出し泉

温は15°Cである。溶解鹽類の主なるものはNaCl, Mg CO₃, KCl, CaSO₄, Mg Cl₂, SiO₂ 等で蒸發殘渣の量は2.2506 gr/kgである。

(2) 梨木鑛泉 粕川村室澤字瀧澤即ち粕川上流で湯ノロ部落より西北3軒の所にあつて安山岩質凝灰角礫岩中より湧出する。泉温15°Cである。溶解鹽類の種類及び量については資料がない。

(3) 忠治鑛泉 宮城村苗ガ島字湯澤即ち荒砥川上流で三夜澤より東北約2.5kmの所にある。安山岩質凝灰角礫岩中より湧出し、泉温17°C、湧出量は大略1分間當り1斗である。溶解鹽類の主なるものはCa CO₃, Na Cl, Na₂ SO₄, SiO₂, HNaCO₃等で蒸發殘渣は2.704 gr/kgである。

(4) 總社鑛泉 總社町植野にあつて利根川岸の崖に見られる安山岩質凝灰角礫岩中より湧出し、泉温は15°Cである。主な溶解鹽類は酸化鐵、硫酸アルミニウムで蒸發殘渣は0.762gr/kgである。

V. 3 石 材

本圖幅内には著しい採石場はない。然し石山觀音附近の熔岩及び粕川、白川等の扇狀地堆積物又は現河床礫中の巨礫等は切石として屢々加工利用されている。

V. 4 山 く ず れ

本圖幅の北東部即ち川口川、梨木川、粕川上流部、大猿川、螺川（大猿川の支流）、荒砥川上流部小穴澤（荒砥川の支流）及び落合北方の若干の小澤、白川等の諸溪流にそう谷壁斜面には崩壊地が極めて多數認められる。これらの崩壊地は大部分昭和22年のカスリン台風による被害である。これらの山くずれにより土石流を生じ、粕川沿岸、荒砥川沿岸、及び白川沿岸の諸地域には大きな被害があり、土石流の一部は現在でも巨礫の轉石として残っている。

これらの崩壊の主なるものについてはその位置を表層地質圖に記入してある。カスリン台風の被害については群馬縣より總合調査報告が出ている。この報告や群馬縣庁、前橋市資材局の記録並びに筆者等の調査をまとめて當圖幅内の山くずれについて概要を説明する。

カスリン台風による山くずれ被害の最も著しかつた地域は沼尾川流域、白川流域、荒砥川流域、粕川流域及び梨木川流域等で、崩壊箇所數は沼尾川が255箇所、荒砥川が55箇所、粕川が110箇所、梨木川が190箇所である。これらの崩壊のうち安山岩地域におこつたものが6%、凝灰角礫岩中におこつたものが82%、残りの12%は河岸に分布する新しい礫層中におこつている。従つて山くずれは凝灰角礫岩中に極めておこりやすい。

本圖幅内に於ても同様で、崩壊の殆んど全部が凝灰角礫岩中におこつている。特に中之澤凝灰角礫岩、梨木凝灰角礫岩及び落合凝灰角礫岩は、侵蝕に對して弱く山くずれがおこりやすいようである。又地形的には河川の上流部の急峻な谷壁斜面で周圍から雨水が集りやすい凹の部分におこりやすい。

白川流域では崩壊地の著しい區域は本圖幅外の上流部にあつて、本圖幅内では小規模な崩壊地が

若干見られる。復舊工事は餘り進んでいない。

宮城村新井より北へ入る小穴澤では被害面積は約5町歩で、崩壊地はいずれも落合凝灰角礫岩中にある。昭和29年までに復舊を完了している。

荒砥川においては三夜澤附近より上流部に約100町歩餘の崩壊地ができた。その大部分は本圖幅外の上流部で、本圖幅内では太子澤にやや規模の大きいものが若干あるほか、本流左岸にも小規模なものが見られる。概ね中之澤凝灰角礫岩中の崩壊地である。太子澤のものは調査当時復舊作業が行われていたが、荒砥川流域全體としては復舊はおそく約30%のものが復舊したにすぎない。

粕川流域の崩壊は極めて著しく流域全體の被害面積は400町歩以上に及ぶ。本圖幅内でも小規模な崩壊地が多數あるが復舊工事は餘り進んでいない。粕川流域全域では約30%のものが復舊したにすぎない。本圖幅内の粕川流域の崩壊地は大部分中之澤凝灰角礫岩分布地域であるが、一部のものは瀧澤凝灰角礫岩中にもある。

粕川の支流である大猿川及び螺川の流域では約8町歩の崩壊地がある。崩壊地は概ね中之澤凝灰角礫岩分布地域内にある。復舊工事は完了している。

梨木川流域のうち本圖幅に含まれる部分の下流部には比較的大きい崩壊地が若干あつて、被害面積約4町歩にわたる。これらの崩壊地は梨木凝灰角礫岩層の下部の一次堆積物の多い部分にある。中流上流部には小規模な崩壊地がかなりあつて、これらは主に梨木凝灰角礫岩層の上部の二次堆積物の多い所にある。復舊工事はほとんど進んでいない。

V. 5 地 下 水

利根川廣瀬川沿岸沖積低地地域は本圖幅内でも最も地下水の豊富な地域で地下水面は浅く、水量も豊富である。地下水面は普通地表より1~2mの深さにあるが、地形的に低い所では地表面近くまできている。この低地帯の家庭用水や小規模な工業用水はすべてこの浅層地下水によつてまかなわれている。

例えば前橋市の水道水源地は前橋市の北西にあたる利根川左岸の沖積原にあつて、延長約350m 径約80cmの集水埋管を地下約10mの所に敷設し、夏季は1日約35,000tもの水を採取している。

この地域に於ては深層の地下水も豊富のようである。例えば澁川市の利根川岸にある關東電化工場の径12吋、深さ79mの井戸は、20m附近60m及び最下部附近にストレーナーを挿入してあつて、1日約2,000tもの水を取つている。この井戸内の地質は主として沖積砂礫層で薄い砂層が若干はさまれている。又前橋市街地の北西部の廣瀬川畔にある新進食品工場の井戸は径6吋深さ60mあつて、井戸内の地質は薄い砂層を少量はさむ砂礫層で、沖積世の堆積物である。ストレーナーは43m-58mの間にあつて、1日約360tの水を採取している。

大間々扇状地地域も地下水の豊富な地域である。この地域では大量の地下水を使用する工場等がないので詳細は明らかでないが、佐波郡東村西小保方では9m内外の井戸を多數掘つてローム層の

下位にくる扇状地砂礫層中から地下水を得、灌漑用水としている。試験井は口径1m深さ8.6mあつて、揚水試験では3吋ポンプ2臺を連続運轉して4時間後に地下水水面は1.9m低下して平衡に達したので、 $0.012\text{m}^3/\text{sec}$ の水は揚水可能である。尙地域外であるが扇状地の東端に近い藪塚本町の製粉工場の井戸は径6吋深さ153mあつて、95m前後と145m前後にストレーナーを置いて1日約360tもの水を取つている。従つて大間々扇状地地域にも深層の地下水がかなり豊富に存在するものと思われる。

粕川扇状地地域の地下水も豊富である。即ち大前田部落附近では多数の井戸を掘り地下水による畑地灌漑を行つている。又この扇状地の東南端に近い粕川村東田面の伴内酒店では浅層地下水の水質が不良であるため最近約80mの井戸を掘つた。井戸内の地質は表層地質圖柱状断面圖①に示したとおりで、半固結砂礫層の上下二層に古生層の岩石の礫及び多量の石英砂を含む砂礫が存在し、この中に稍多量の地下水が存在する。揚水試験を行つていないので可採水量は明らかでない。

以上の地域に反し赤城東南麓地域、同南麓地域、北西麓地域、榛名東麓地域及び東南部臺地地域内の丘陵群地域は地下水の不十分な地域で、凝灰角礫岩中にはさまれる二次堆積の火山砂礫層中には若干の地下水が含まれることがあるが、その量は極めて僅かである。従つてこれらの地下水を取るための井戸は水量少く、渇水期には全く使用不能となるものが多い。然し大胡町上大屋の赤城少年院の井戸（表層地質圖柱状断面圖②）の如く、山麓末端部では火山噴出物の下位に砂礫層があつて地下水を保有していることもある。

前記の諸地域以外の地域では豊富ではないが家庭用水には事欠かない程度の地下水が砂礫層中に保有されている。

VI 要 約

- (1) 利根川及び廣瀬川の兩岸に發達する沖積低地は本圖幅の南西よりの部分を北西—南東にはしり、榛名火山域と赤城火山域とを分つ。砂及び礫を主とする未凝固堆積物が厚く分布し、ローム層におおわれていない。
- (2) 赤城山麓地域を流れる粕川の兩岸には扇状地が稍と廣く發達し、主として砂礫層が堆積している。この砂礫層もローム層におおわれていない。
- (3) 以上二地域以外の地域は概ねローム層におおわれる。ローム層の厚さは1~2mから6~7mまで變化し、若い面の上ほど厚い。ローム層中には數層の軽石層がはさまれる。
- (4) 本圖幅の東南地域及び赤城山麓を流れる白川沿岸地域にはローム層の下位に、砂及び礫を主とする扇状地堆積物が厚く分布する。
- (5) 本圖幅の西南地域及び利根川廣瀬川沿岸の沖積低地に接する地域ではローム層の下位に泥砂及び礫が堆積し、その下位には火山噴出物が見られる。
- (6) その他の火山山麓地域ではローム層の下位に厚い火山噴出物が分布する。火山噴出物は主

として熔岩及び凝灰角礫岩よりなり、熔岩の分布は狭い。

(7) 火山噴出物の基盤は古生層及び第三紀層で、本圖幅の東端に僅かに露出するにすぎない。

(8) 山頂部に近い急傾斜の谷壁斜面に分布する凝灰角礫岩中には山くずれによる崩壊地が多数見られる。

(9) 利根川廣瀬川沿岸の沖積砂礫層中には極めて豊富な地下水が賦存する。扇状地砂礫層及び台地の下位にある砂礫層中にもかなり豊富な地下水が賦存するようである。然し山麓部の火山噴出物分布地域では地下水は乏しい。

Ⅶ 資 料

1. 群馬縣 : カスリン台風の研究 昭和24年
2. 小出博 : 赤城火山の崩壊並に土石流, 地質調査所報告第 133 號 昭和25年
3. 藤本治義 : 日本地方地質誌關東地方, 朝倉書店 昭和26年
4. 太田良平 : 赤城火山熔岩の研究, 地質調査所報告第 151 號 昭和27年
5. 太田良平 : 5 萬分の 1 地質圖幅沼田及び同説明書, 地質調査所 昭和28年

前橋図葉土じょう説明書

5万分の1

農林省農業技術研究所	農林技官	小山正忠	おやま まさただ
農林省林業試験場	〃	竹原秀雄	たけはら ひでお
農林省蚕糸試験場	〃	伊東正夫	いとう まさお
群馬県農業試験場	技師	沼尾林一郎	ぬまおりんいちろう

群馬県
経済企画庁
昭和31年

目 次

I. 地域の概説	1
I. 1 位置及び行政区界	1
I. 2 地 形	4
I. 3 気 候	5
I. 4 土 地 利 用	8
II. 土 じ よ う	11
II. 1 既往の土じよう調査	11
II. 2 土じよう調査の方法	14
II. 3 土じよう区分	15
II. 4 土じよう地域	17
III. 土じよう各論	21
III. 1 赤城山南麓斜面上部の土じよう	21
III. 1. 1 概 説	21
III. 1. 2 土じよう各説	23
III. 1. 2. 1 集塊岩質土じよう	23
III. 1. 2. 2 赤城火山灰質土じよう (黒色)	24
III. 1. 2. 3 赤城火山灰質土じよう (暗褐色)	27
III. 1. 3 断面記載及び分析成績	29
III. 2 赤城山南麓斜面中下部の土じよう	45
III. 2. 1 概 説	45
III. 2. 2 土じよう各説	49
III. 2. 2. 1 赤城火山灰質土じよう (暗褐色)	49
III. 2. 2. 2 赤城火山灰質水積土じよう	51
III. 2. 2. 3 沖積土じよう	52
III. 2. 3 断面記載及び分析成績	53
III. 3 榛名山東麓斜面の土じよう	61
III. 3. 1 概 説	61
III. 3. 2 土じよう各説	64
III. 3. 2. 1 榛名火山灰質土じよう	64
III. 3. 2. 2 榛名火山灰質水積土じよう	66

III. 3. 2. 3 沖積土じょう	67
III. 3. 3 断面記載及び分析成積	69
III. 4 前橋沖積面の土じょう	79
III. 4. 1 概 説	79
III. 4. 2 土じょう各説	80
III. 4. 2. 1 赤城火山灰質水積土じょう	80
III. 4. 2. 2 沖積土じょう（高崎）	81
III. 4. 2. 3 沖積土じょう（前橋）	81
III. 4. 3 断面記載及び分析成積	83
III. 5 高崎台地面の土じょう	85
III. 5. 1 概 説	85
III. 5. 2 土じょう各説	90
III. 5. 2. 1 沖積土じょう（高崎）	90
III. 5. 2. 2 沖積土じょう（前橋）	91
III. 5. 3 断面記載及び分析成積	92
IV. 資料及び統計名	96
附 表	

1:50,000 土じょう図

説明書

前橋図葉土じょう説明書

農林省農業技術研究所	小 山 正 忠
農林省林業試験場	竹 原 秀 雄
農林省蚕糸試験場	伊 東 正 夫
群馬県農業試験場	沼 尾 林 一 郎

筆者らは群馬県経済部より前橋図葉の土じょう調査を依頼され、昭和30年及び昭和31年にわたって調査した。現地調査は農林省農業技術研究所、農林省林業試験場、農林省蚕糸試験場及び群馬県農業試験場の土じょう調査担当者並びに群馬県農業改良普及員が調査地域を夫々分担し統一的基準により実施したが、説明書の作成にあたっては小山、竹原、伊東、沼尾が各機関の担当地域の土じょうについて取纏め分担執筆した。なお、地域概説については経済企画庁開発部式正英技官に、土地利用については群馬県経済部農務課齊藤與總治技師に執筆を依頼し、また全般の編集については経済企画庁開発部茨木親義技官を煩わした。

I 地 域 の 概 説

I. 1 位置及び行政区界

「前橋」図葉の地域は群馬県内にあつて、県の南境に近く、中央よりやや東に偏したところにある(第1図)。図廓辺の経緯度は

東經 135°15' 10, 4"~139°0' 10, 4"

北緯 36°20' ~36°30'

で図葉全城の面積は414.59km²である。そのうち県の主邑である前橋市の市街地域が凡そ6.2km²、渋川市の市街地域がほぼ0.8km²あつて、これらの市街地域と利根川に沿う河川敷を除けば他の殆んどは林地、畑地、水田、桑園として利用されていて、所謂農林地により占められている。

市町村界の平面的形態は赤城火山の南麓斜面にあたる図内の東北半、勢多郡の地域では地形に応じ山頂部を頂点とする放射状の粗い区界を示しているが、図の南西半は比較的細密である(第2図)。しかし、この南西半についても主に1954年以降の市町村合併の結果、大面積を占める区界が多くなつた。この土じょう調査にあつては、便宜上旧市町村界を用いて作業が行われているので、第1表に現在の市町村界と対照して示す。

前橋市は関東平野の北西隅に位置を占める人口171,265(昭和30年)の都市で、図葉内の位置は、その中心より南西に偏したところにあたり利根川の東岸に接して市街が発達する。前橋市は県内の行政、商業上の中心をなしているため、図廓内での交通線の平面位置はほぼ前橋市街を中心として放射状に伸びている。国鉄上越線は市街の西、利根川の対岸、新前橋において北の渋川と南西の高崎を

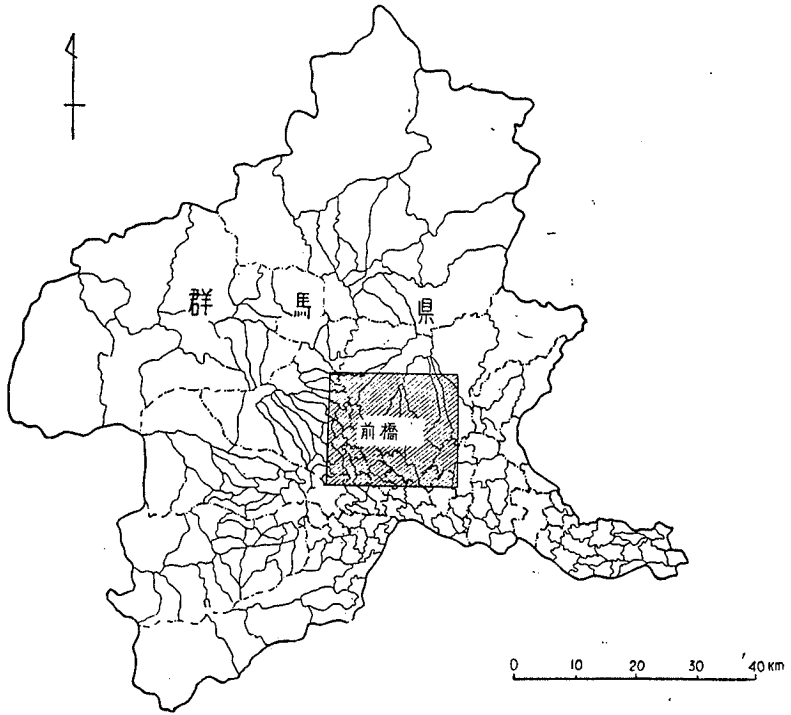
第 1 表 市町村界の関係

旧市町村名	新市町村名 (昭和30年10月現在)	旧市町村名	新市町村名 (昭和30年10月現在)
高崎市 中川村 (群馬郡) 新高尾村 (")	高崎市	宮城村 (勢多郡)	宮城村
京が島村 (")		大胡町 (")	大胡町
大類村 (")	京が島村	荒砥村 (")	荒砥村
滝川村 (")	大類村	木瀬村 (")	木瀬村
金古町 (") 国府村 (") 堤が岡村 (")	群馬町	富士見村 (")	富士見村
		北橋村 (")	北橋村
		横軒村 (")	横軒村
清里村 (") 総社町 (") 元総社村 (") 上川淵村 (勢多郡) 下川淵村 (") 桂萱村 (") 芳賀村 (") 前橋市	前橋市	上陽村 (佐波郡)	上陽村
		赤堀村 (")	赤堀村
		東村 (")	東村
		三郷村 (") 宮郷村 (") 伊勢崎市	伊勢崎市
		桃井村 (北群馬郡)	桃井村
		明治村 (") 駒寄村 (")	吉岡村
黒保根村 (勢多郡)	黒保根村	古巻村 (") 豊秋村 (")	渋川市
新里村 (")	新里村	渋川市	
粕川村 (")	粕川村		

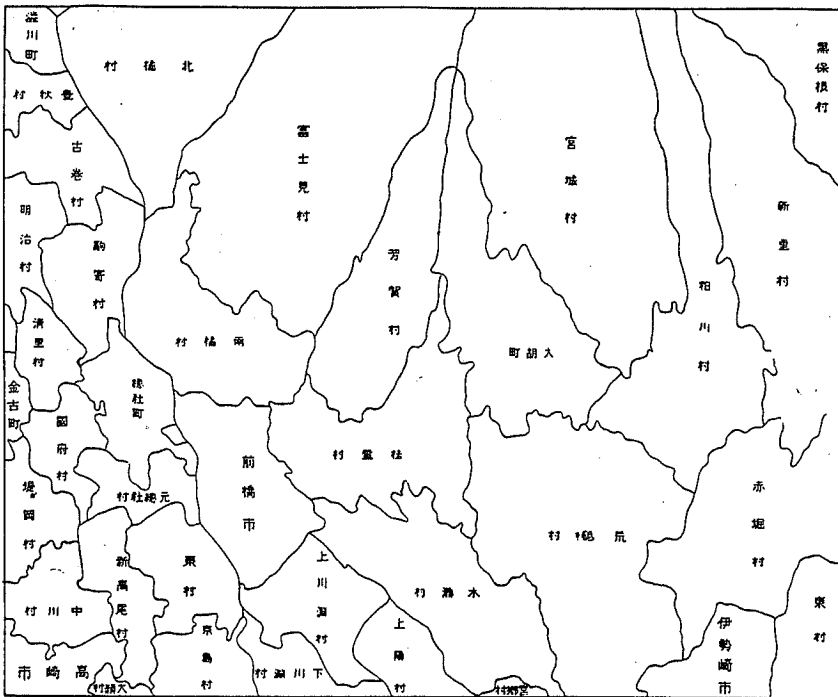
結び、南南東に向う広瀬川の流路方向に伊勢崎と結ぶ兩毛線が走り、大胡町、大間々町を結ぶ上毛電鉄線はほぼ東に走っている。このほか鉄道線としては図廓の南東角に一度南下した兩毛線が斜めに北上しており、澁川市の北では図廓北西端近くで上越線から長野原線が分岐している。道路は国道17号線（高崎—前橋—渋川—新潟）、二級国道122号線（前橋—桐生—水戸）を始めとして前橋市街を中心とし放射状に配列し鉄道線より密に分布している。図幅の北半、西寄りの部分を除く部分は赤城山の南側山腹部にあたり、ここでは他に比して交通線は著しく少く、集落密度も小さい。

市街部分は前橋から北12Kmのところ、図の北西隅に渋川市街の東半が、また前橋から南西8Km隔てて図の南西隅に高崎市街の北半の一部がある。伊勢崎市街は図廓の南辺中央に接してその外にあり、前橋からはほぼ12Km離れている。図業の地域では、西南半に上記の主要都市が互に近距離に位置して県内の重要な部分を構成し、人口密度が大きい。このほか、顕著な集落は図の中央部、やゝ東に偏したところにある大胡町、前橋と伊勢崎を結ぶ県道に沿うて図廓の南縁中央に近く駒形の街村、前橋市街の西、利根川対岸にあたつて総社町（現在は前橋市に編入）等がある。

第 1 図 位置 図



第 2 図 市町村界 図



I. 2 地 形

図葉の地域は、関東平野の西北隅にあたり、利根川が山間部を離れて平野部に移る部分にあたる。利根川は図葉の西辺をほぼ北から南へ流れ、前橋より北では、河床の幅が広く最大1Kmに及ぶが、その南では河床の幅が狭まらる。河床の兩岸はいずれの場合も殆んど高さ10m以上の側蝕崖を有し、川は山間を流れる余勢を保つてやや急流性を示し、洪水時には多量のロードを運ぶため、河床堆積物には粗大なものが多い。

利根川東岸に広がる緩斜地帯の殆んどは、赤城火山の南麓裾野にあたり、図葉北辺の外に接して噴出源を有する赤城火山の外輪山斜面に向つて次第に高度を増し、図中最高所は海拔940mに達する。この裾野は南にゆるく伸びて図葉南辺に接するところで海拔70mに落ちる。利根川の西岸は榛名火山の東麓裾野部分にあたり、西に向つて高度を増すが、この部分の図葉内の最高所は海拔220mに過ぎない。赤城、榛名の兩火山裾野に挟まれて図葉南辺の西、約2/3を底辺とし、前橋市街の北部を頂点とするほぼ三角形に広がる地域は、利根川が直接、間接に働いたために生じた旧河床、低地及び台地からなつていて人文的繁榮は特にこの部分に集中している。利根川の旧流路にあたる広瀬川、桃ノ木川は現在は無能流を呈して、この流路方向NW—SEの帯状の部分は比較的最近の利根川河床の痕跡を多くとどめて砂礫質であり、起伏4~5m程度の細かい地形単位からなつてゐる。これより西部分の台地は現在の利根川流路が深く陥入する部分を除いては、地表面はすこぶる平坦であり、1~2m程度の大まかな起伏を示す程度である。台地の地層は固結度の小さい火山集塊岩質からなるが、表面に近いところは微砂または粘土質の細粒の物質が被覆している。図葉の西南隅を南流する井野川附近の起伏は多少複雑で、所によつては、湿地性堆積物が地表直下に存する。火山の山麓緩斜面地域は放射状に発達する幼年谷に刻まれていて、谷に沿う細長い谷底平野の兩側には崖の発達が著しい。これらの幼年谷による山麓緩斜面の開析は榛名火山斜面に比べて赤城火山斜面の方が進んでいて肢節に富んでいるが、火山裾野原面の保存はかなりよく、傾斜8度未満の部分の殆んどである。図葉北辺の西半部寄りから東辺の北半分寄りの部分は、火山体の上部に近いが、または、火山体の基盤の現われた山地となつていて急傾斜と大起伏を有する。また白川周辺において山側を頂点として三角形に広がる部分と、粕川、荒砥川に囲まれる地域とは、火山裾野内部に二次的に生じた堆積地形であつて、扇状地性を有し、起伏、傾斜、開析の度合は裾野原面よりも小さく、より新しい地形であることを示している。また、図葉の東南隅を占める三角形部分は渡良瀬川の形成した隆起扇状地である「大間々扇状地」の西の一部である。上述の裾野原面以下及び各扇状地の地形は、ことごとく地表に近い部分は火山灰の風化産物と考えられ、赤色乃至黒色のローム質土じょうによつて蔽われている。裾野の南麓及び西北麓には、熔岩丘と考えられる小丘が裾野面をぬいて点在している。

上述のことより、「前橋」図葉の地域は主に火山山麓の緩斜面と、台地及び旧河床面、並びにロ

一ムを被る旧扇状地面とからなつていて、現在の沖積作用は、河道の周囲のごく限られた部分に行われるに過ぎない。従つて高燥なところが殆んどであつて、濕地性の部分はみあたらず、標野斜面下部には灌漑用溜池が多数分布している。

I. 3 気 候

図葉の地域は海からの距離が遠く、内陸性を示し、赤城、榛名兩火山の北西側に蟠る諸山地と南に開ける関東平野を控えた位置にあつて、季節毎にその特性を示している。

以下に掲げる諸表によつて、各地との比較による相対的特質と前橋の気候表（第3表の1,2）を示す。図葉内及び図郭辺に接する澁川、伊勢崎を含めての観測所の位置は、第2表に示す通りである。これらの観測所における平均気温を第4表に、同じく降水量を第5表に示した。

第2表 観測所の位置

観 測 所 名	所 在 地	海 拔 高 m	東 経	北 緯
前 橋	前橋市岩神町, 前橋測候所	112	139°04'	36°24'
伊 勢 崎	伊勢崎市榮町, 伊勢崎北小学校内	65	139°12'	36°19'
高 崎	高崎市飯塚町, 塚沢小学校内	95	139°01'	36°20'
澁 川	澁川市631~2, 澁川小学校内	210	139°00'	36°30'
鼻 毛 石	勢多郡宮城村鼻毛石, 宮城小学校内	255	139°10'	36°26'

第3表の1 前橋の月別平均値

要素	月												全年	統計 年数
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12		
気 温 °C	2.2	2.6	5.8	11.6	16.0	20.2	24.2	25.0	21.0	15.0	9.6	4.6	13.2	54
最 高 気 温	8.1	8.5	11.7	17.4	21.7	25.0	28.5	29.5	25.6	20.4	15.6	10.6	18.6	54
最 低 気 温	-2.3	-1.9	0.9	6.3	10.9	16.0	20.6	21.4	17.5	11.0	5.1	0.1	8.8	54
地 面 温 度	2.3	3.6	7.3	13.4	18.7	22.8	26.7	27.7	23.4	16.7	10.0	4.3	14.7	54
地 中 温 度 0.1m	3.0	3.5	7.2	12.8	18.3	22.2	25.9	27.2	23.6	17.3	11.3	5.6	14.8	20
地 中 温 度 0.2m	3.6	4.1	7.2	12.7	17.7	21.4	25.2	26.5	23.5	17.6	11.8	6.3	14.8	35
地 中 温 度 0.5m	6.4	6.0	8.0	12.1	16.2	19.5	21.9	23.7	22.8	19.0	14.4	9.5	14.9	54
降 水 量 mm	23	37	52	82	105	165	195	195	210	133	48	26	1268	54
蒸 発 量 mm	82	85	118	134	142	123	136	137	94	85	80	77	1293	54
湿 度 %	60	58	59	65	72	78	81	82	83	77	69	62	71	54
蒸 気 圧 mb	4.3	4.3	5.5	8.9	12.9	18.1	24.3	25.7	20.5	13.1	8.3	5.3	12.6	54
雲 量	4	4	5	6	7	8	8	7	8	6	5	4	6	54
日 照 時 間	218	204	226	214	216	167	177	203	146	168	187	206	2332	52
日 照 率 %	71	66	58	55	48	34	40	48	39	47	57	66	51	11
風 向	NNW	NNW	NNW	NNW	NNE	ENE	ESE	ENE	NNW	NNW	NNW	NNW	NNW	48
風 速 m/s	4.6	4.7	4.8	4.2	3.4	2.7	2.4	2.4	2.5	3.0	3.9	4.4	3.6	52
気 圧 (基準面) mb	1017	1016	1017	1015	1012	1009	1010	1010	1013	1017	1019	1017	1015	54

第3表の2 前橋の気象の極値及月別日数

要素	月	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	全年	統計年数
最高気温 °C		22.0	24.6	26.3	32.4	34.6	35.4	37.4	37.3	34.7	33.0	26.6	21.9	37.4	56
最低気温 °C		-11.8	-8.9	-7.8	-3.1	0.3	6.0	13.9	13.7	8.4	6.0	-3.5	-7.4	-11.8	56
最小湿度 %		16	15	14	14	18	26	28	36	31	26	23	19	14	56
最大風速 m/s		22.5	22.4	24.2	24.5	21.9	22.3	16.5	24.4	29.9	20.3	19.3	22.2	29.9	56
瞬間最大風速 m/s		27.4	26.8	29.3	27.6	24.5	21.1	19.0	33.5	22.1	26.4	22.5	23.6	33.5	56
10分間最大降水量 mm		1.6	2.5	3.5	5.0	10.0	22.7	20.0	18.6	23.2	6.0	2.5	2.2	23.2	13
1時間最大降水量 mm		9.1	13.6	7.7	13.1	26.5	47.1	53.5	67.5	79.0	23.5	13.3	27.6	79.0	41
日最大降水量 mm		27.9	55.3	59.9	99.7	119.8	111.5	164.7	164.3	357.4	148.0	71.5	64.5	357.4	56
最深積雪 cm		19	37	24	29	—	—	—	—	—	—	11	17	37	56
最深新積雪 cm		10	27	24	0	—	—	—	—	—	—	11	4	27	13
風速10m/s以上の日数		12	12	14	9	6	2	1	1	2	3	8	10	82	54
降水量0.0mmの日数		5	4	5	4	4	5	5	5	5	5	3	3	52	11
降水量≥0.1mmの日数		6	6	10	12	13	17	19	17	17	12	8	5	142	54
降水量≥1.0mmの日数		4	5	7	9	10	13	14	13	13	9	5	4	104	54
降水量≥30.0mmの日数		—	0	0	0	2	1	2	2	1	1	1	—	10	11
1時間降水量≥10mmの日数		—	0	—	0	0	1	4	4	2	1	0	—	12	11
積雪日数		2	4	1	0	—	—	—	—	—	—	0	1	9	11
新積雪日数		2	3	1	0	—	—	—	—	—	—	0	0	6	11

第4表 月別平均気温（最高最低の平均）C°

場所	月	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	全年	統計年数
前橋		3.0	3.4	6.5	12.2	16.6	20.7	24.7	25.6	21.8	16.0	10.8	5.4	13.9	54
伊勢崎		2.7	3.5	6.7	12.4	16.8	21.0	25.3	26.1	22.1	16.1	10.4	5.3	14.0	48
高崎		2.8	3.3	6.5	12.1	16.3	20.6	25.0	25.7	21.9	16.0	10.4	5.4	13.8	44
渋川		1.6	2.2	5.3	11.3	15.7	19.7	24.2	25.1	21.2	14.9	9.6	4.2	12.9	32
鼻毛石		2.3	2.8	5.9	11.7	15.6	19.7	23.6	24.7	21.1	15.2	9.9	4.9	13.1	39

第5表 月別降水量 mm

場所	月	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	全年	統計年数
前橋		22.7	37.0	52.1	80.8	104.6	163.2	194.5	196.6	209.4	128.9	46.7	25.8	1262.3	54
伊勢崎		20.7	35.6	49.2	74.0	92.5	136.8	159.6	165.2	199.3	125.3	43.3	23.2	1124.7	47
高崎		17.8	32.8	46.9	71.5	99.5	142.7	179.5	169.8	204.1	118.7	43.5	20.1	1146.1	44
渋川		23.4	41.9	51.1	88.5	112.7	165.3	205.6	209.8	221.7	121.1	48.0	27.0	1316.1	30
鼻毛石		23.5	38.4	58.7	83.1	113.0	157.5	173.7	191.6	207.9	125.5	43.9	25.5	1242.3	38

平均気温にあつては、渋川は相対高度補正を加えてもやゝ低い値を示し、鼻毛石は海拔255mの割には高い値を示している。降水量にあつては、前橋と渋川との間、または伊勢崎と高崎との間が

比較的近似の値をとることが多い。鼻毛石は赤城山南麓の高所にあるにも拘わらず全年の値は小さく、西側の低地部とさして変らぬ値である。

前橋と東京とを比較すると、降水量において、東京の降水量の全年が1,565mmであるのに比して、前橋は300mmも少なく、10月から5月にかけての期間は東京の1/2乃至2/3の値で、海洋の影響の少ない内陸的乾燥性を意味しているが、夏季7,3月は東京の141mm, 152mmに対して前橋の方は50mm乃至40mm多く、夏季の熱雷発生の母体として関東平野周辺山地があずかり、そのための雷雨が降水量の増大をひき起しているものと考えられる。このことは、第6表に掲げたように7, 8月の雷雨日数が、前橋が東京の2倍に及んでいることによつても知られよう。

平均風速は夏季にあたる6, 7, 8, 9月を除いては前橋が東京にまさり(第7表)、風向は夏季を除いては常にNNWが卓越している。暴風日数(第8表)は東京と前橋とが同数を示す7, 8, 9月のものは、熱帯性低気圧の影響と考えられるが、全年にして、前橋は東京の3倍数を示している。これらの夏季を除く風速の大きいNNW風が卓越する事実は、シベリア気団の影響がかなり明瞭に前橋附近にまで及んでいるためで、その結果として乾燥と強風とが冬季間特に強く表われている。

第6表 月別雷雨日数(前橋, 東京対比)

場所		月												全年	統計年数
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	XI	XI	XII		
前	橋	0	0	0	1	2	3	8	8	3	1	0	0	25	45
東	京	0	0	1	1	1	1	2	3	2	1	0	0	10	45

第7表 月別平均風速 m/s(前橋, 東京対比)

場所		月												全年	統計年数
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII		
前	橋	4.6	4.7	4.8	4.2	3.4	2.7	2.4	2.4	2.5	3.0	3.9	4.4	3.6	52
東	京	2.7	3.0	3.2	3.2	3.0	2.7	2.7	2.7	2.6	2.5	2.4	2.5	2.8	60

第8表 月別暴風日数(前橋, 東京対比)

場所		月												全年	統計年数
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII		
前	橋	12	12	14	9	6	2	1	1	2	3	8	10	82	54
東	京	3	3	5	4	3	1	1	1	2	1	1	2	26	60

第9表 月別平均気温(前橋, 東京対比)

場所		月												全年	統計年数
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII		
前	橋	2.2	2.6	5.8	11.6	16.0	20.2	24.2	25.0	21.0	15.0	9.6	4.6	13.2	52
東	京	3.0	3.7	7.0	12.6	16.8	20.6	24.4	25.8	22.1	16.2	10.7	5.4	14.0	60

東京と前橋の平均気温（第9表）については、高度補正の上で比較すると殆んど同じ値を示しているが、7月では0.4度前橋が高く、2、3月では前橋が0.5度低い。これもまた、気温が夏に高く冬に低い前橋附近の内陸性を示すものといえよう。

この地域の受け易い気象災害として雷雨に伴う落雷、降雹、台風、旱害、霜害があげられる。これらのうち、霜害は特に著しく、前橋市街以外の全地域が4月下旬から5月上旬の間の期間に晩霜害を受け、昭和10年から23年の間に被害は5～9回に及び、赤城火山斜面と榛名山東麓とは常習被害地である。

I. 4 土 地 利 用

地 域 区 分

本図市内は地形により大凡三つの地域に分けられる。即ち、(I) 赤城山南麓地帯 (II) 利根川流域地帯 (III) 榛名山東麓地帯がこれである。さらに赤城山南麓地帯は大間々扇状地の一部を含む地区と、赤城山南麓の丘陵地帯の大部分を包含する地区との二つに分けられる。

この地帯に属する町村名を挙げれば次の如くである。

(I) 赤城山南麓地帯

(A) 大間々扇状地帯 黒保根村，新里村，赤堀村，東村の4ヶ村

(B) 赤城山南麓地帯 北橋村，富士見村，芳賀村，大胡町，宮城村，荒砥村，粕川村の7ヶ町村

(II) 利根川流域地帯

前橋市の一部（旧南橋村，旧桂萱村，旧前橋市，旧上川淵村，旧下川淵村），木瀬村

伊勢崎市の一部（旧伊勢崎市，旧宮郷村，旧三郷村），上陽村

高崎市の一部（旧高崎市，旧新高尾，旧中川村），大類村

前橋市の一部（旧東村，旧元総社村）

(III) 榛名山東麓地帯

渋川市の一部（旧渋川市，旧古巻村，旧豊秋村），吉岡村（旧明治村，旧駒寄村），桃井村

前橋市の一部（旧総社町，旧清里村），郡馬町（旧金古町，旧国府村，旧堤ヶ岡村）

水 利 状 況

(I) 赤城山南麓地帯

赤城山より流下する主な河川は、西より荒砥川，神沢川，粕川，早川，白川等の14河川である。いずれも上流部は集塊岩性安山岩層よりなり、保水力に乏しいため豪雨に降しては忽ち洪水となり附近に氾濫するが、これに反して、常時は水量が極めて少く、一度旱魃に見舞われると各水源共涸渇し用水不足のため水田として利用することが困難であつた。しかし、昭和21年に完成した大正用水により標高130m以下の地域では、多くの水田が開かれた（第10表）。また、この地域にみられる

多くの溜池（この主なるものは早川貯水池，貫沼，乾谷池，波志江沼，八幡沼等で，その他にも小規模のものが44個散在している）も往時は用水として利用されたが，早川貯水池を除いては，いずれも確実な水源を有しないため早魃に際し水源が涸渇し利用価値が少ない。一方標高130m以上の地区は全く用水に恵まれないため山林，畑地として利用され，屢々早魃の被害をこおむっているが，この地帯の土地改良事業は本県に残された重要な課題と言えよう。

第10表 大正用水関係市町村及び面積 桃ノ木，広瀬川用水の灌漑面積
 第11表 桃ノ木，広瀬川用水の灌漑面積
 第12表 天狗岩用水灌漑面積

郡	町	村	地目	受益面積	郡	町	村	地目	受益面積	郡	町	村	地目	受益面積
勢多郡	芳賀村	田	54町	前橋市	旧南橋村	田	161町	前橋市	旧総社村	田	118町			
	桂萱村	"	111"		桂萱村	"	361"	"	旧元総社村	"	76"			
	木瀬村	"	8"		旧上川淵村	"	328"	"	旧東村	"	283"			
	大胡町	"	31"		旧下川淵村	"	358"	高崎市	旧新高尾村	"	197"			
	荒砥村	"	432"		旧前橋市	"	217"	"	中川村	"	88"			
	粕川村	"	17"	勢多郡	木瀬村	"	567"	"	高崎市	"	26"			
伊勢崎市	三郷村	"	124"		荒砥村	"	9"	群馬郡	京が島村	"	277"			
	東村	"	168"	伊勢崎市	旧伊勢崎市	"	180"							
	赤堀村	"	181"		旧三郷村	"	118"							
					"宮郷村	"	474"							
				佐波郡	上陽村	"	415"							

(II) 利根川流域地帯

この地帯は桃ノ木，広瀬兩川及び天狗岩用水によつてうるほされる地帯で，生産力の高い一毛田が多く，本県において最も水稻生産力の高い地帯を形成している。桃ノ木，広瀬川用水及び天狗岩用水によつて灌漑される面積を示せば第11，12表の通りである。

(III) 榛名山東麓地帯

この地域には牛玉滝之沢，午王頭，染谷等の小流域があるが，これらは古巻駒寄地区において若干の水田を開田しているが，その外は殆んど農業用としては利用されていない。従つてここに属する多くの耕地は殆んど畑地として利用され，金古，清里，明治，桃井，堤ヶ岡等はその代表的なものである。しかし，近年食糧増産と経営合理化のため利根川からポンプアツブすることにより水田の造成を図るため，中群馬用水が計画され既に若干の効果を収めつつある。

土地利用の現況

前項に述べたように，利根川流域地帯を除いては水利にめぐまれないため，その殆んどが普通畑，桑園及び山林として残っている。土地利用の概況を表示すれば次の如くである。

(1) 地目別利用状況

各地帯別の地目別利用状況は、第13, 14, 15, 16表の如くである。

第 13 表
大間々扇状地帯地目別利用状況

町 村 名	水 田 率	畑 作 率	樹 園 率	計	林 地	土地利用率
新 里	22.3%	51.2%	21.5%	100	122.8 ^町	156
赤 堀	16.4	54.2	29.4	100	81	154
東	10.4	54.2	35.4	100	14	131
黒 保 根	15.4	61.6	24.8	100	121	148
平 均	26.5	43.1	29.5	100	63.3	147

第 14 表
赤城山南麓地帯地目別利用状況

町 村 名	水 田 率	普通畑率	樹 園 率	計	林 地	土地利用率
北 橋	20.0%	48.5%	31.5%	100	327 ^町	151
富 士 見	24.0	45.4	30.4	100	461.1	125
芳 賀	25.8	32.1	42.1	100	170	141
大 宮 胡	23.1	51.2	24.4	100	132	133
荒 砥	29.0	45.3	21.7	100	269.9	155
粕 川	36.1	42.0	29.0	100	39	142
平 均	26.5	37.2	26.7	100	101.2	149
		43.1	29.5	100	127	142

第 15 表
利根川流域地帯地目別利用状況

町 村 名	水 田 率	普通畑率	樹 園 率	計	林 地	土地利用率
南 橋	31.8%	35.7%	32.5%	100	64 ^町	135
前 橋	61.6	18.2	18.6	100	8	164
桂 壺	45.8	27.7	25.1	100	19	133
木 瀬	50.0	20.0	30.0	100	27	124
上 川	61.9	7.3	30.8	100	4	152
下 川	61.2	9.7	28.9	100	2	163
上 陽	59.7	11.5	28.8	100	11	167
宮 郷	48.9	17.0	34.1	100	4	162
三 郷	39.2	33.5	27.2	100	16	166
伊 勢 崎	36.3	35.3	28.4	100	4	159
高 崎	59.5	20.6	19.9	100	91	164
元 東 総	64.9	13.5	21.6	100	2	131
新 高 尾	37.2	28.9	33.9	100	1	157
中 川	56.5	16.4	27.1	100	3	173
京 が 島	46.0	24.0	30.0	100	4	167
大 類	63.8	18.2	18.0	100	4	171
平 均	50.6	26.6	22.8	100	8	154
	52.2	20.8	26.7	100	16	155