

## 第1章 調査の概要

### 1.1 調査目的

地球に存在する水のほとんどは海水であり、陸上にある淡水は3%程度である。しかし、その淡水の70%は極地方や高地に氷雪となって固定されており、地表水や地下水として存在する利用可能な淡水量は、地球上の全水量のわずか0.8%にすぎない。

陸上の淡水は海洋から大気を経由して降水のかたちで補給される。補給された水は河川水及び地下水となり海へ再び流出するほか、蒸発散により再び大気にもどっていく。このように陸上の淡水は循環性を持っており、つねに更新される性質を持っているが、同時に供給が降水量に規定される有限な資源でもある。

一般的に地下水は水質が良好で恒温性（おもに低温）があり、平野部では比較的手軽に利用できる特性から、工業用水・農業用水・生活用水などに利用されてきた。その結果、地下水涵養量を上回る揚水量により、地盤沈下などの地下水障害が発生している。

本調査地域の松本盆地は、県下でも有数の地下水の豊富な地域であり、わさび田や水田などの農業用水として地下水・湧水を利用してきた。また、工業用水・上水道水源としての需要も年々増加し、地下水の揚水量は増加する傾向であるものと思われる。

本調査はこうした状況を考慮し、旧南安曇郡下の湧水及び地下水の保全、有効利用について調査研究し、水資源利用の適正化を促進するため、地下水の状況を把握し基礎資料を得ることを目的として実施した地下水位観測調査である。

### 1.2 調査地域と調査概要

調査地域は、北アルプス東縁に広がる松本盆地のほぼ中央に位置し、長野県安曇野市と松本市(旧南安曇郡)の東西約8km、南北約18kmの平野部及び山麓扇状地帯である。標高は530～600mで、調査地西側には3000m級の山々が連なり、そこから大小さまざまな河川が平地へと流れ出る。代表的な河川として、調査地内北側から中房川・烏川・黒沢川が西から東方向に流れ、その南側には梓川が西から東へ流れている。調査地の北からは高瀬川がほぼ北から南に流下し、それらの河川は安曇野市明科で犀川に合流し、最終的には信濃川として日本海へとそそぐ。

調査地域は上述の河川により形成された複合扇状地であり、地下地質はおもに砂礫層で構成されている。そのため、地下水が豊富であり、農業・工業・上水道水源などに利用されている。また、犀川と高瀬川の合流点西側には、日量70万 $\text{m}^3$ におよぶ多量の湧水帯があり、「わさび栽培」及び「ニジマス等淡水魚の養殖」などに利用されている。

昭和60年～平成2年に、湧水の枯渇及び井戸の地下水位の低下を未然に防止するとともに、産業の発展を目的とした地下水利用の管理体制を確立するための適正化調査が、現在の経済産業省（旧通商産業省）により実施された。その際、深層地下水の変動状況を把握する目的で、4本の観測井が掘削された。観測井の地下水位観測は現在まで継続しており、観測期間は約21年間である。途中の平成3年3月からは、南安曇郡水資源対策協議会の発足にあわせ、堀金に観測井を新たに1本設け、計5箇所を観測が行われている。

本報告書では、観測記録を図表化し地下水位の変化を集計・解析した。



国際地学協会発行の地図「長野県」より（一部加筆）

1-1図 調査地域案内図

### 1.3 松本盆地の地形・地質概要

松本盆地はフォッサ・マグナの西縁を画する糸魚川－静岡構造線に沿って形成された盆地であり、塩尻から大町までの南北 50km、東西の幅約 14km、面積は約 480km<sup>2</sup>に達する日本の内陸盆地の中でも最大級の規模である。

松本盆地の西側には、標高 3000m 級の北アルプスが分布し、焼岳などの火山がいくつか分布する。火山以外の北アルプスおよびその前山地帯は美濃帯堆積岩類の中生層と花崗岩類からなる。

盆地東側には、標高 1000～2000m のなだらかな山地が分布し、新第三紀中新世にフォッサ・マグナの海に堆積した砂岩、泥岩とこれらに貫入する火成岩、鮮新世～前期更新世の火山岩類が分布する。

盆地西側の北アルプスをつくる古期岩類と盆地東側の新第三系の境界が糸魚川－静岡構造線（糸－静線）である。

山下編著(1995)、小坂(1991)は、松本盆地北部から白馬・小谷地域では、姫川断層と小谷－中山断層の両者が糸－静線であり、松本付近で一つの断層にまとまるとされているが、まとまらずに、個々に存在する（塚原編著, 2002）との見解もある（1-2 図）。

盆地内の糸－静線の位置、形態は、盆地内に厚く堆積している第四系の砂礫にはばまれ、物理探査結果やボーリング資料から検討するしか方法が無いため、今の段階では推定の域を出ていないのが現状である。

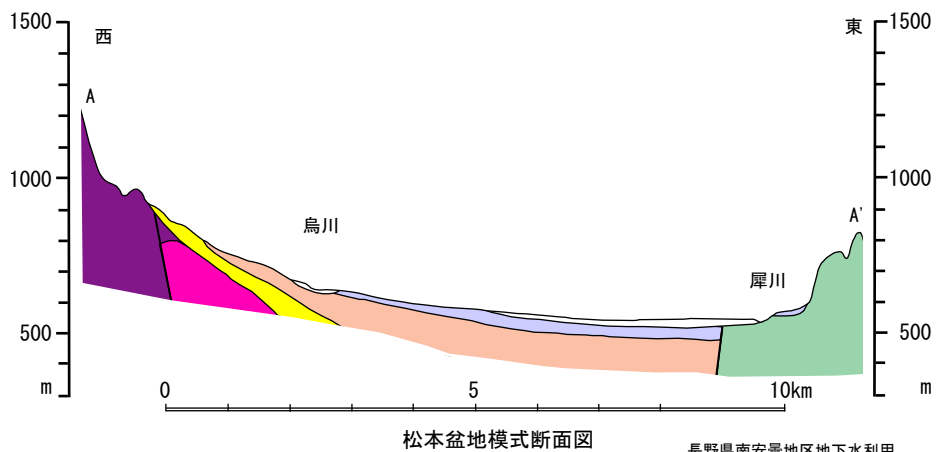
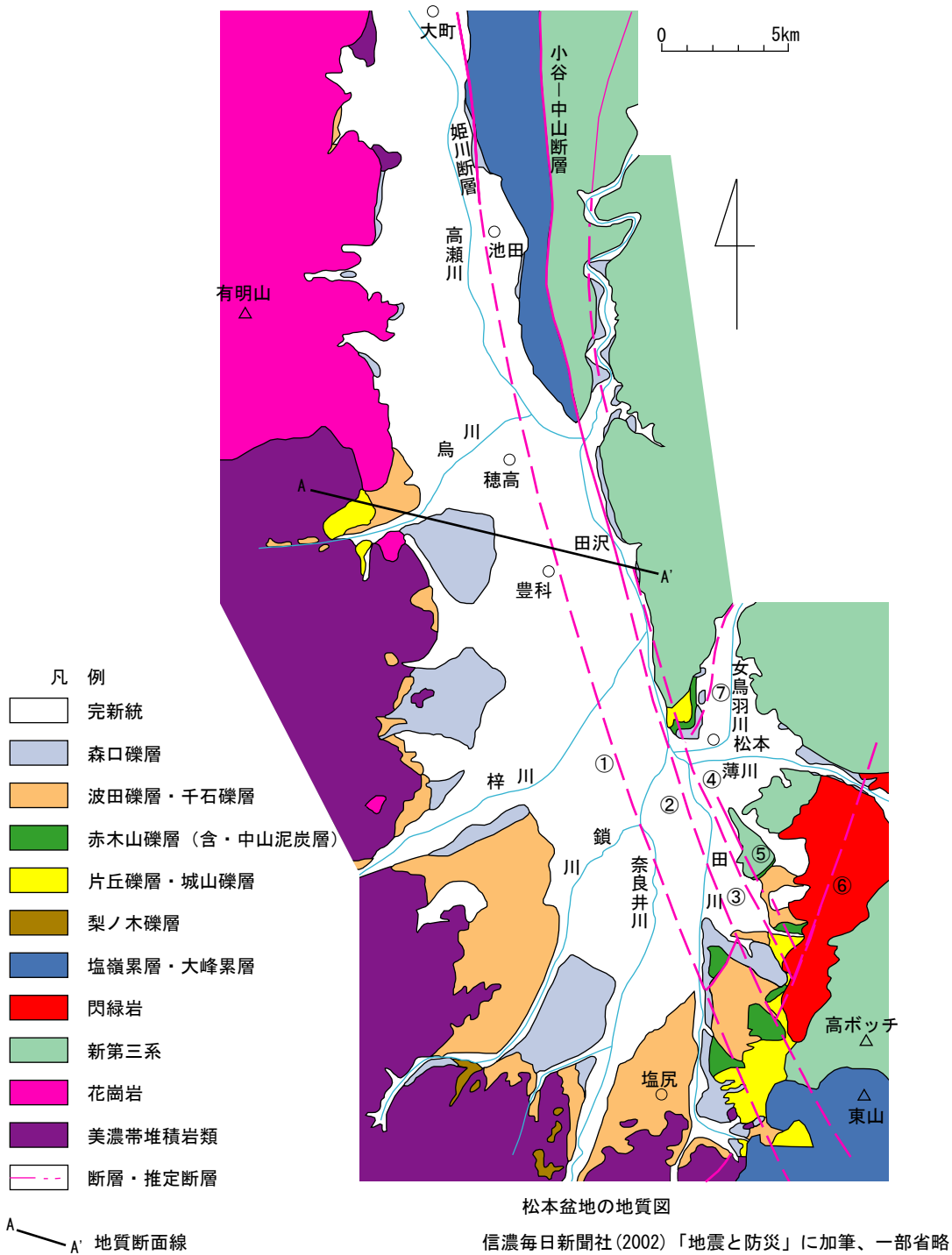
近年、北アルプス地域での、原山(1992)、長橋ほか(2000)などの研究により、鮮新世末から第四紀初めにかけて、穂高岳周辺において大規模な火砕流を伴う噴火が繰り返されたことや、この地域に分布する滝谷花崗閃緑岩がこの時代に地下深部で形成されたことが明らかにされた。

これらのことは、北アルプスがこの時期に大規模な火山活動や急激な隆起をおこしたことを示している。穂高岳周辺からの大規模な火砕流堆積物は、塩尻市洗馬、大峰地域で確認され、また遠くは近畿、東北南部まで追跡されている（1-1 表の鷹狩山凝灰岩 I・洗馬タフ）。

盆地東側には、フォッサ・マグナの海底に堆積した地層やこれらに貫入した火成岩からなる新第三系が分布するが、これらを不整合に覆って、北部では鮮新～下部更新統の大峰累層（小坂, 1991）、中部では美ヶ原火山岩類、南部では塩嶺累層（関口, 1981）が分布する。

松本盆地に埋積する堆積物は、砂礫層を主体とし、その厚さは温泉ボーリングなどの資料から 400～550m に達する。これらは、古い地層から梨ノ木礫層（中期更新世初期）、片丘・城山礫層（中期更新世中期）、中山泥炭層（後期更新世初期）、赤木山礫層（後期更新世初期）、波田礫層・千石礫層（後期更新世中期）、森口礫層（後期更新世後期）、沖積層（完新世）に区分される（1-1 表）。

以下に各地層について、下位の地層よりその概要を述べる。



1-2図 松本盆地の地質・断面図

### 1.3.1 松本盆地の基盤岩

盆地東側を構成する新第三系の堆積岩類および閃緑岩と盆地西側の美濃帯堆積岩類である中生層と花崗岩類は、松本盆地を埋積している第四系の基盤岩である。

盆地内での基盤岩は、豊科における地震探査によって深さ 320～360m に地層の境界が推定された(山田哲雄, 1968)。また、松本市芳川で株式会社ミスズレジャーセンターのボーリング資料より 400m 以深から新第三系の凝灰岩、堆積岩等が確認され、最近のボーリングからは、深度 550m 以深から新第三系が確認されている。したがって、地表から基盤岩までの到達深度にはひらきがあり、松本盆地全体が一様な構造運動により形成されたのではなく、地域ごとに異なった形成過程を経ていると考えられる。

### 1.3.2 松本盆地を埋める堆積物

#### 1) 梨ノ木礫層

塩尻市洗馬梨ノ木の奈良井川左岸の丘陵、朝日村小野沢の鎖川右岸に分布する砂礫層で、松本盆地を埋積する砂礫層である。洗馬梨ノ木では層厚約 30m、小野沢では数 10m 以上が確認される。礫種はいずれも美濃帯の堆積岩類で主に風化した砂岩が多い。また、基質部分には火山灰質なシルトを含み、礫層中にもシルト層を挟在する。

洗馬梨ノ木では、礫層の直上に火山灰層の C1 クリスタル・アッシュ(結晶質火山灰、層厚 50cm) や細粒火山灰層が厚さ 4m 以上のっている。

地表での梨ノ木礫層の分布は、上記 2 箇所の確認のみであるが、盆地南部の地下には広く分布すると推定される。本層の堆積した時期は、ほぼ 75 万年前～60 万年前と考えられる。

本層は調査地域において、非帯水層を形成しており、地下水を賦存しない地層である。

#### 2) 片丘・城山礫層

片丘礫層は、松本盆地南部の東縁に層厚 100m 前後で広く分布する。本層は、赤木山礫層に不整合に覆われる。松本盆地団研(1977)では、梨ノ木礫層とされていた松本カントリークラブ、松本市城山、明科町長峰山西斜面、穂高カントリークラブなどの礫層が片丘礫層にあたる。

片丘礫層は、火山灰の CA クリスタル・アッシュ(結晶質火山灰)を含む礫層として再定義したものである。なお、松本市城山に分布する礫層に関しては、城山礫層の名称が長く使われているので、この名称が使用されている。

本層の礫組成は、いずれの地点でも後背地の地質を強く反映し、みどり湖周辺では塩嶺累層の安山岩、塩尻市片丘から松本カントリークラブにかけては閃緑岩、穂高カントリークラブ周辺では、花崗岩からなる亜角礫が多い。本層の堆積年代は、CA クリスタル・アッシュを含むことから、ほぼ 40 万年前～30 万年前と推定される。本層は、松本盆地を埋積する堆積物中最大規模のものであり、盆地内での層厚は 150～200m に達すると推定される。

本層の調査地域における分布深度は明確ではないが、被圧帯水層を形成するものと判断される。

#### 3) 中山泥炭層

中山泥炭層は、松本市南部の中山や赤木山の山脚部に露出する泥炭層、泥炭質シルト層である。層厚は、10～15m で白色の軽石を含む。軽石には黒雲母、角閃石、ジルコンが含まれ、

御岳山から噴出した Pm-1'に対比される。

本層は、盆地内に粗粒物質がほとんど供給されないような平穏な堆積環境が続いていたことを示している。

調査地域における既設井において、本層の分布は確認されていない。

#### 4) 赤木山礫層

松本市南部の赤木山を模式地とする淘汰不良の亜角礫で、下位の中山泥炭層を削剥することなく堆積している。本層は、赤木山の他に、松本市中山周辺、崖の湯、塩尻市北熊井から南熊井にかけての盆地南部の東縁のみに分布する。

層厚は、30～50m で、後背地に分布する閃緑岩の淘汰不良の亜角礫を主体とする堆積物である。

本層は、牛伏川右岸と赤木山で大町 Dpm 軽石(約 12 万年前)を含み、御岳山から噴出した Pm-1A 軽石に不整合で覆われる。このことから、本層の堆積年代は、10 万年前～13 万年前と推定される。

本層は、調査地において、被圧帯水層を形成するものと推測されるが、分布深度及び層厚は確認されていない。

#### 5) 波田礫層・千石礫層

波田礫層は、松本盆地内に広い堆積面（波田面）を形成する厚い円礫層である。千石礫層は、松本市中山地域のみに分布し、波田礫層の下半部に相当する。

千石礫層の層厚は 20～30m、波田礫層は数 10m～100m である。波田礫層は、松本盆地南部の主要な河川すべてから供給され、礫の淘汰が良い円礫層である。このことから、波田礫層は急激に堆積した礫層ではないと考えられる。

本層は、円礫が密集した空隙の多い堆積物で透水性が高く、盆地中央部で沖積層に覆われる地域では有力な帯水層を形成している。波田礫層の堆積年代は、ほぼ 7 万年前～9 万年前である。

本層は、本調査 5 箇所を観測井における主要採水層であり、調査地域における既設井の主要採水層でもある。

#### 6) 森口礫層

森口礫層は、層厚 10～20m の亜角から亜円礫よりなる更新世最末期の礫層である。波田礫層とは不整合で、現河川に沿って波田礫層の縁に分布する。

本層は、波田礫層堆積後に盆地内で河川の下刻が進む過程で形成されたものである。堆積年代は、3 万年前～4 万年前である。

本層は、調査地域の穂高、豊科の低標高部において良好な帯水層を形成し、帯水層の厚さは 10～30m 程度と判断される。

#### 7) 完新統

本層は松本市周辺の盆地中央部と盆地北半部の犀川に沿う低地に、氾濫原堆積物として広く分布する。層厚は 10～30m であり、調査地では、地表面下の耕土の下位に本層に属する細粒堆積物と砂礫層が分布し、帯水層を形成する。

1-1表 松本盆地の層序表

		堆積物		鍵層・時代	主な変動	帯水層区分
		盆地内	盆地東縁			
完新世		氾濫原堆積物			-1万年前	帯水層
更新世	後期	森口礫層		AT火山灰(2.5万年前)		帯水層
		波田礫層	千石礫層	Pmr-3C軽石(8万年前)	断層③④活動(8万年前) まわりの山地全域隆起	帯水層
				Pmr-1A軽石(9.5万年前)	断層③⑤活動(9万年前)	
		赤木山礫層		Dpm軽石(12万年前)		被圧帯水層
	中山泥炭層			鉢伏・高ボッチ隆起 -13万年前		
	中期	片丘礫層・城山礫層		Kkt火山灰	諏訪盆地誕生(?)	被圧帯水層
				CAクリスタル・アッシュ		
		梨ノ木礫層		C1クリスタル・アッシュ	鉢伏・高ボッチ隆起 松本盆地形成開始 -80万年前	非帯水層
	前期			湯川パミス	奈良井川・鎖川上流隆起	
		大峰累層・塩嶺累層		鷹狩山凝灰岩I・洗馬タフ	-164万年前 糸一静線活動 塩嶺地域・大峰地域沈降	不透水性基盤
鮮新世		三沢泥岩層				
中新世			閃緑岩	鉢伏・高ボッチ隆起		
	内村層・守屋層			-2400万年前		

主な変動欄の「断層③④活動(8万年前)」とは8万年前から活動した証拠があるという意味である。

信濃毎日新聞社(2002)「地震と防災」より(一部加筆)

## 1.4 気 候

### 1.4.1 気 温

本調査地域の松本盆地は、高い山岳に囲まれた盆地に位置しており、海からの距離も離れていることから、内陸型気候と盆地型気候の特徴を兼ねそなえている。このため、気温の日較差及び年較差（較差：最高気温と最低気温の差）が大きいのが特徴である。日較差を見ると、冬期は朝の最低気温が低く大変冷え込むが、日中の気温は上がるため真冬日は少ない。夏は日中暑く真夏日は多いが、夜は涼しくなり日最低気温が25℃以上となる日は少ない。

年較差の比較として各都市の平年値比較を以下に示す。

1-2 表 各都市の気温・降水量平年値比較

地点	旭川	札幌	仙台	水戸	松本	穂高	東京	福岡
北緯(°)	43.8	43.1	38.3	36.4	<b>36.3</b>	<b>36.3</b>	35.7	33.6
8月最高気温(°C)の平均①	26.3	26.1	27.9	29.4	<b>30.5</b>	<b>29.8</b>	30.8	31.6
1月最低気温(°C)の平均②	-12.6	-7.7	-2.0	-2.5	<b>-5.5</b>	<b>-5.3</b>	2.1	3.2
①と②の差℃	38.9	33.8	29.9	31.9	<b>36.0</b>	<b>35.1</b>	28.7	28.4
年平均気温℃	6.7	8.5	12.1	13.4	<b>11.5</b>	<b>11.2</b>	15.9	16.6
年降水量 mm	1074.2	1127.6	1241.8	1326.0	<b>1018.5</b>	<b>1028.4</b>	1466.7	1632.3

※統計期間は穂高を除いて1971～2000年であり、穂高は1979～2000年である。(気象庁ホームページ電子閲覧室データ使用)

夏(8月最高気温の平均)は東京並に暑く、冬(1月最低気温の平均)は札幌並に寒いことが分かる。年較差は旭川に次いで大きく穂高と松本では松本の方が約1℃大きい。

近年では、松本でも「都市化」による人工熱(廃熱)が増加し、気温が上昇しつつあることが考えられる。この影響は特に冬期の最低気温に顕著に現れ、最低気温がマイナス10℃以下に下がる日数が近年は激減している。



## 1.4.2 降水量

日本は世界でも有数な雨の多い国であるが、長野県の北部や中部の盆地では年間降水量が1,500mm以下の雨の少ない地域である。1961年～1990年までの統計データによれば松本の平年値は1010.6mmで、全国の観測地点の中で6番目に少ない順位であった。

長野県の主な地点の平年の年間降水量を以下に示す。

1-3 表 長野県の主な地点の平年年間降水量(長野地方気象台 HP より)

観測地点	(mm)	観測地点	(mm)	観測地点	(mm)
野沢温泉	1899.9	飯山	1450.3	長野	901.2
小谷	2010.0	白馬	1898.0	上田	864.8
佐久	921.8	軽井沢	1197.6	野辺山	1426.4
<b>松本</b>	<b>1018.5</b>	<b>穂高</b>	<b>1028.4</b>	奈川	2000.8
上高地	2766.0	大町	1363.3	諏訪	1307.0
開田	2087.4	木曾福島	1883.9	南木曾	2491.6
辰野	1438.4	飯島	2031.4	杉島	1499.1
飯田	1606.7	浪合	2620.8	南信濃	1809.2

※統計期間：長野、松本、飯田、軽井沢、諏訪は1971～2000年、その他の地点は1979～2000年

本調査地域の松本盆地を含む県の中中部と、北部・東部の長野・佐久盆地は1,000mm前後の降水量であり、県内でも降水量の少ない地域である。一方、調査地域西方の山岳地帯の上高地・奈川にかけては2000mmを越え、降水量・降雪量の多い地域である。

松本盆地ほかの降水量の少ない地域の原因としては、地形、内陸気候が影響している。松本・穂高は周りの山々により、海からの暖かく湿った空気の流入や、前線・台風などの影響を受けにくいためである。

## 1.4.3 降水量の経年変化

水の循環の過程で、淡水は降水のかたちで大気から河川及び地下水となる。そのため、地下水の供給は降水量で規定され、降水量の多少により地下水位は大きく左右される。ここでは、穂高観測所の降水量観測結果を経年で集計し特徴的な年について述べる。

1-3 図に穂高観測所の「降水量及び経年平年差図」を示した。また、1-4 図に松本気象観測所の年間降水量の経年変化を示した。年間降水量データは穂高・松本ともに巻末資料にまとめた。

地下水位の観測を開始した昭和60年から現在までで、年間降水量が最も少なかったのは昭和62年(1987)で646mmであった。次いで、平成6年(1994)、昭和61年(1986)、平成17年(2005)が同程度の降水量で順番に755mm、759mm、763mmであった。

一方、降水量が最も多かった年は、平成16年(2004)で1,458mmであった。次いで、平成5年(1993)、平成10年(1998)、平成3年(1991)の順番で、降水量は1,428mm、1,411mm、1,385mmであった。傾向として、降水量の多い年が平年の約140%で、少ない年が約75%である。

以下に極値の年の詳細を以下に示す。

① 昭和 62 年(1987) ; 年間降水量 646mm

1～3 月まではほぼ平年並みであったが、4 月が極端に少なく平年比 12.7%で月計 10mm であった。その後 5, 6 月は平年並みとなり、7～9 月が平年の約 50%であった。10、11 月の降水量が少なく平年の 17～19%で 2 ヶ月の合計が 27mm であった。12 月は平年の 44%で月計 11mm であった。

本年の降水量は、穂高観測所の観測史上(1979～2005)最も少ない降水量であった。また、松本測候所においても観測史上(1898～2005)2 番目に少ない降水量であった。

② 平成 17 年(2005) ; 年間降水量 763mm

平成 17 年(昨年)は 1 月が 57%、2 月、3 月は約 90～116%と平年並みであった。しかし、4 月に入ると平年の 28%と極端に減少し。5 月、6 月も平年の 47～64%と約半分であった。その後、7 月はまとまった降水もあり 170%と多く、8 月も 85%で平年並みであったが、9 月、10 月に降水量が再び減少し、9 月 11 日～10 月 1 日までの 20 日間に降水が全くなかった。さらに、10 月 17 日～11 月 5 日までの 20 日間で観測された降水量は、わずか 7mm と少量であった。11 月の降水量は平年の 75%であったものの、短期間に降った雨であり、降水を観測した日はわずか 4 日であった。12 月は反対に降水を観測した日数は多かったものの、1 回の降水量は 1mm～4mm と少量であった。

③ 平成 16 年(2004) ; 年間降水量 1458mm

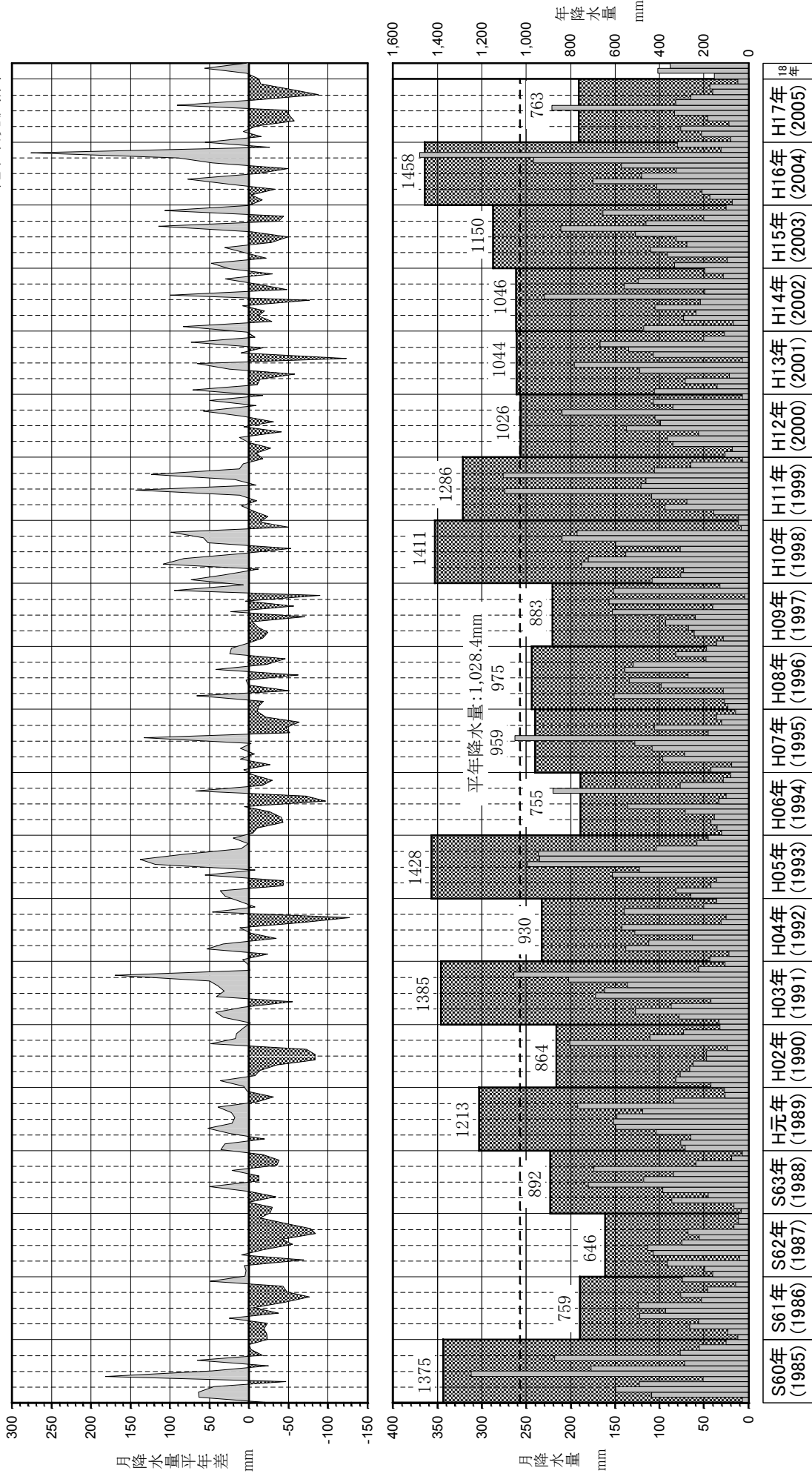
本年は平年の 50%を下回る月がなく、1 月、3 月、7 月及び 11 月が 51～62%で平年の約半分であった。2 月、6 月が 92～94%で平年並み、4 月、5 月、8 月及び 9 月が 130～180%と多かった。極端に多かったのは 10 月及び 12 月で、10 月の降水量は特に激しいものであった。先ず、10 月 8・9 日に台風 22 号の上陸により、2 日間で 111mm を記録した。その 10 日後、再び台風 23 号が上陸し、10 月 20 日に日降水量 153mm を記録した。これは穂高観測所の日最大降水量の最大値であった。また、本年 10 月の月間降水量は 370mm であり、これも観測史上最も多い値であった。さらに、9 月 25 日の 1 時間降水量は 41mm でこれも観測上の最大値であった。12 月の降水量も平年の 322%と多かった。

④ 昭和 60 年(1985) ; 年間降水量 1375mm

本年の年間降水量は、5 番目に多かったが、堀金を除くすべての観測井で最高水位の最高値を記録していることからここで詳細を示す。

本年は地下水位観測の初年であり、1 月は平年の 20%と少なかった。その後、2 月が 239%で、3 月、4 月も 155～175%と多かった。5 月は平年の 52%と少量であったが、多量の降水が記録されたのはその後の 6 月、7 月であった。6 月は 8 日から梅雨前線の影響により、7 月 8 日までの 1 ヶ月で降水を観測しなかった日が、わずか 5 日間であった。また、6 月の月間降水量は 312mm で上述した平成 17 年 10 月に次いで 2 番目の記録である。このような長雨により、本年の農作物への被害は多大であった。8 月、10 月の降水量は平年の 74～82%であったが、9 月は多く 218mm で平年の 143%であった。11 月、12 月は平年並みであった。

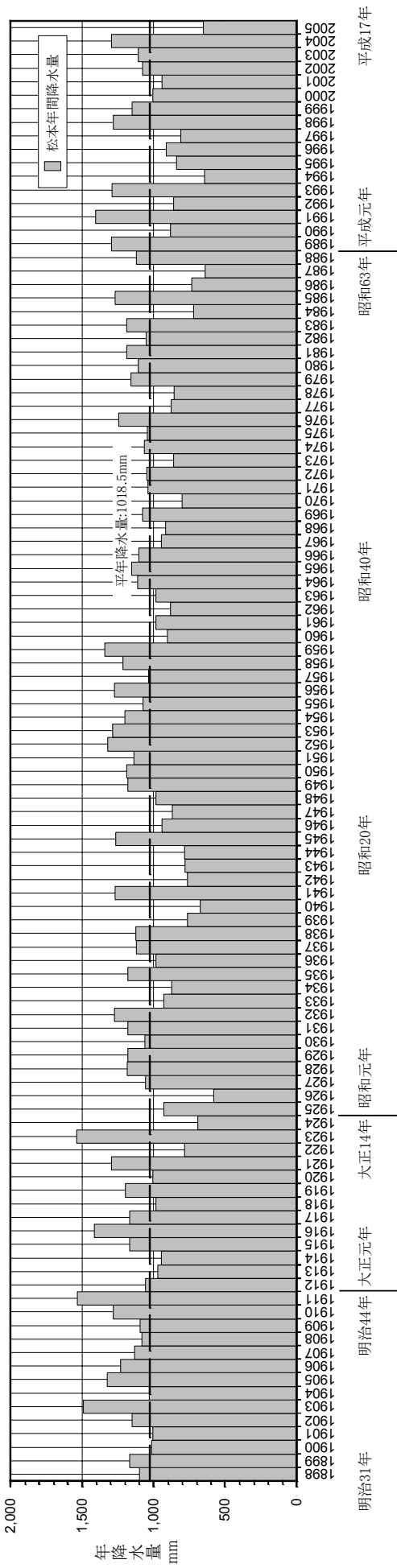
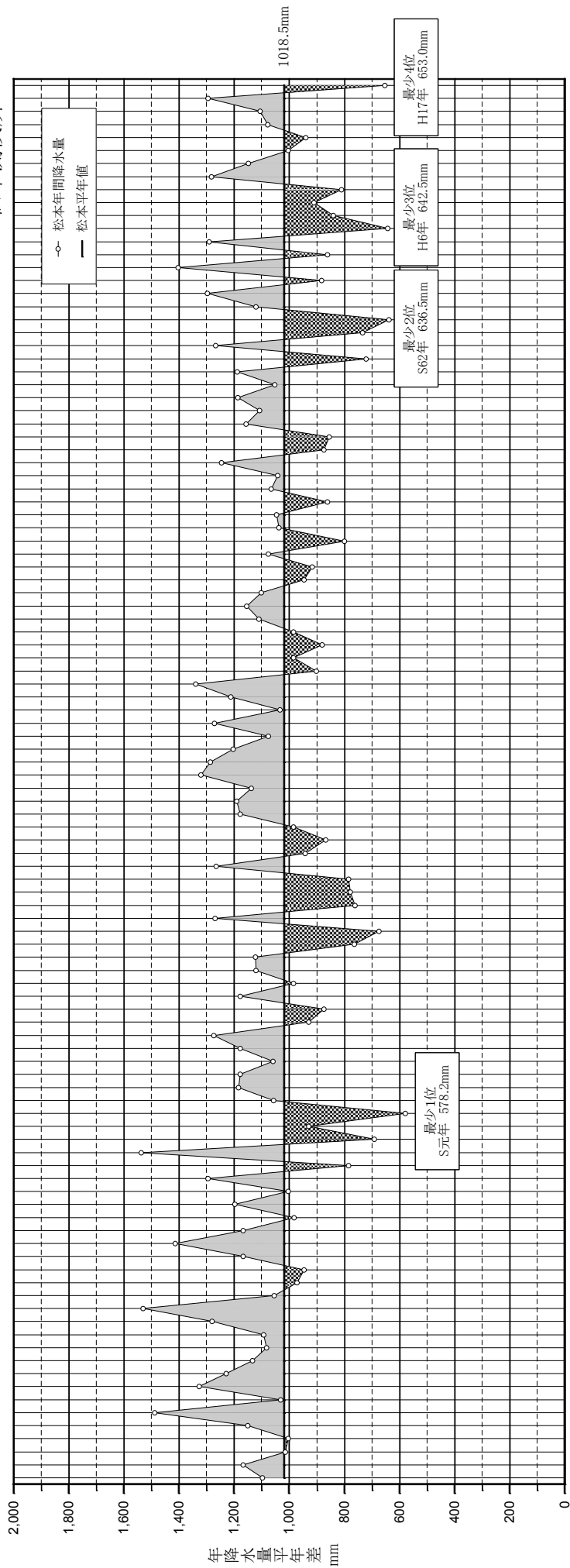
穂高観測所



※平年値は1979～2000年までの平均値である。

1-3図 降水量及び経年平年差図(穂高観測所)

松本測候所



1-4図 年間降水量経年変化図(松本測候所)

※平年降水量は1971～2000年までの平均値である。