上山盆地における泥流堆積と盆地の埋積過程

藤 原 健 蔵

1 研究の目的

上山盆地は現在金瓶狭さく部の泥流堆積によって山形盆地から分離されているが、構造的には山形盆地の延長部といえる。このことは周辺山地の地質構造や成沢・上山などの温泉分布によって以前から推定されていたことである(富田1956)。しかし両盆地の具体的な繋がりや泥流堆積に伴う上山盆地の埋積過程となるとほとんど知られていなかった。

1959年、経済企画庁の企画による地下水調

査が上山盆地で実施され、これによって盆地構造に関する貴重な資料が得られた(経企庁・山形県1960)。筆者はこの調査で地形および深井戸資料による帯水層の解析を担当したが、この論文ではその際の知見に他の資料(弾性波・電気探査など)を加えて、上山盆地の形成過程について考察してゆきたい。

2 盆地基底の形態

山形盆地南端部および上山盆地で行なった弾性波探査(測線位置は第1図参照)によれば、両盆

第1図 上山盆地の地形学図

1. 崖錐・沖積錐	2. 自然堤防	3. 高位面	4. 中位面
5. 低位面	6. 神尾泥流	7. 酢川泥流	8. 足口泥流
9. 金瓶泥流	10. 花崗岩	11. 雁戸火山域	12. 竜山火山域
13. 蔵王火山域			

図中の数字は深井戸番号を示し、第3図と同じ。

地の基底¹⁾はかなり起伏に富んでいる。山形盆地南端部の成沢測線では須川付近に深いV字状の谷があり、その最深部標高は-200mに近い。このV字谷は金瓶測線の宮川以西にもみられ(最深部標高は-175m)、その西壁に断層破碎帯らしい東落ちの構造が認められる。破碎帯の位置は上山盆地西縁にはほぼ一致するから、上記のV字谷は単なる侵蝕谷ではなく、上山断層に沿って発達した断層谷とみなされる。

一方成沢・金瓶の基底は測線東端に近づくほど深まっている。その深まり方はちょうど山形市付近の探査測線(馬見ヶ崎川測線)における山形断層陥落部の基底断面に酷似する。したがって成沢・金瓶測線では東端の深まりの先(東方)に山形断層が通っているとみることができ²⁾。なお上山盆地中央部の三本松測線東半部にみられる深まりは、こういった山形断層陥落部の深まりと考えられる。その最深部の標高は-155mである。

以上のように上山盆地は、構造的にいえば、山形・上山断層にはさまれた地溝であり、その基底は両断層に沿って北に深まる2条の谷によって特徴づけられている。

3 金瓶付近の泥流地形と盆地内の地形面

金瓶狭さく部の泥流地形は第1図のごとく酢川・足口・金瓶泥流の3つに分類できる³⁾。酢川泥流が最も広範囲に分布する。これは竜山南腹の高湯爆裂火口から流れだし、金瓶狭さく部を越えて対岸の久保手原まで達する(Ichimura 1957)。泥流堆積面の高度は給源地から連続的に低下し、狭さく部に臨む中島・権現堂で300m前後、対岸の久保手原では230mとなる。新道の競馬場一带にみられる泥流は180m前後の表面高度をもつが、形態および堆積相は久保手原一带のものと区別できない。新道と久保手原との間には直線状の急崖(上山断層の一部)があって、両地域の泥流面に標高差を与えている。これからみると新道付近の泥流は酢川泥流と異なるものではなく、狭さく部に堆積した酢

川泥流が上山断層によって40~50m沈下したものと考えることができる。

足口泥流は蔵王川の谷口である足口一带に分布するもので、泥質分が甚だ少ない。蔵王川の谷には源頭の熊野岳西復の爆裂火口から点々と泥流堆積物が分布するので、足口泥流の給源を熊野岳西腹とする考えがある(水野1964)。しかし蔵王川による酢川泥流の2次堆積ともみられるので、給源地についての結論は保留しておく。第3の金瓶泥流は酢川泥流の2次堆積である。すなわち酢川泥流が酢川によって深く開析される過程において、地送りないし土石流となって移動したもので、その分布が酢川の谷口に当る金瓶付近に限られるのはこのためである。

以上の泥流堆積はそのつど宮川を塞ぎ止め、一時的にしる上山盆地を湖盆化せしめたとみられる。上山盆地には高位・中位・低位の3地形面が分布するが、それらはいずれも盆地尻において湖岸段丘の性格を示すからである。例えば中位面についてみると、上市市街地北端から農

第2図 弾性波探査による盆地基底の形態
測線位置は第1図に示す。図中の数字は速度(km/sec)を示す。

- 1) ここでいう盆地基底とは盆地堆積物(第四紀層)のそれを指し、これ以下には弾性波速度2.8~3.2km以上をもつ第三紀層がくる。
- 2) 実際成沢測線の東方の山麓(神尾泥流の被覆を免れた部分)にはいくつかのケルンバットがならび、山形断層が走っていることを示す。
- 3) このほか竜山西腹の爆裂火口からの神尾泥流も狭さく部に流入したと思われるが、酢川泥流に被覆されて地表上には分布しない。

業高校に至る国道沿いに分布する段丘面がそれで、堆積物は巨大な安山岩質の亜角礫を混えながらも、主体はシルト・粘土などの細粒物質の水平互層である。高度は180~183mにあり、南北の方向にほとんど水平であり、新道付近の泥流凹地（泥流の流れ山と流れ山の間）へ協和的に移行する。したがってこの中位面は新道付近の泥流面を基準として形成された湖岸段丘とみることができる。上市市役所およびその西方山麓に分布する高位面は、凝灰岩および凝灰質頁岩の細礫や粘土物質からなる堆積面である。山麓にある部分を除けば、多くは200~210mの高度を示す。久保手原一帯の酢川泥流面の高度は220~230mであるから、高位面は酢川泥流を基準として形成された可能性がある。

盆地南東部の地形面は扇状地の性格を帯びる。宮川右岸（牧野地区）の扇状地は宮脇付近で急に緩勾配となり、金生付近の185m前後の湖

岸段丘（中位面）に続く。左岸にはやはり扇状地性の低位面が発達するが、その扇端は宮脇（中位扇状地末端）より下流にある長清水の湧泉群で示される。これは泥流堰止部の開析による中位面期の基準面低下に伴って生じたものであろう。盆地北部における低位面は宮川右岸の谷底面として広がるが⁴⁾、盆地尻（泉川付近）では現河床によって多少きられて段丘化しており、他方盆地中央部（長清水付近）では自然堤防や天井川など、谷底面への堆積をみる。

以上みてきたように上山盆地の地形形成過程は金瓶狭さく部における泥流の堆積およびその開析によって左右されてきたといえる。

4 金瓶狭さく部の泥流堆積物

金瓶狭さく部の地下構造は狭さく部の中心に当る竜王橋畔で実施した温泉試掘（第3図1井）によって詳しく知ることができる⁵⁾。試掘深度

第3図 深井戸柱状図による上山盆地の構造断面 深井戸の位置は第1図に示す。

b 玉石 g 礫 s 砂 c(g) 礫混り粘土 c 粘土 m 泥流堆積物 g(a) 安山岩質角礫
v 火山灰質泥土 w 被圧水 r 基盤岩

- 4) 低位面の基準面となった泥流堆積は足口泥流または金瓶泥流と思われるが、地形ならびに堆積物の移行関係から判断すれば金瓶泥流との繋りが深いように思われる。
- 5) この1本だけで狭さく部の全貌を知るに至らないが、試掘位置の良さと試掘時における綿密な観察によってこの試掘資料の価値をひじょうに高めている。筆者自身も試掘中3回ほど資料の観察を行なった。

は300mであるが、地表から135mの深さまで泥流堆積物および安山岩の巨石層がみられる。しかしそれは連続的な一枚の堆積物ではなく、ところどころに河成礫層をはさむので、それによってA泥流(深度0~11m)、B泥流(26~40m)、C泥流(54~70m)、D泥流(83~96m)、E泥流(109~114m)に区分できる(第3図)。

A泥流は火山灰性の赤土に大小の安山岩質角礫を混える。試掘中の位置は金瓶泥流の末端に当るから、A泥流は金瓶泥流とみてよい。

B泥流の下底深度は40mである。泉川(3井)では38mを下底深度とする大玉石混りの灰色ないし褐色粘土を含む礫層がみられるが、粘土と共存するかかる礫層は宮川系の運搬物と考えにくい。深度および層相の関係からみて、これをB泥流の末端堆積物とみるのが妥当であろう。なお地表上にみられる酢川泥流の南限は泉川対岸の四谷付近であるから、B泥流は酢川泥流に相当するように思われる。

C泥流は中間に厚さ2.5mの河成礫層をはさむ。泉川ではC泥流の深さに安山岩質の大玉石混り黒灰色粘土層があるが、これはB泥流の場合と同じく、C泥流の末端堆積に当るものと思われる。C泥流の供給源は明確でない。竜山西腹から流れてた神尾泥流は長森・半郷以南で酢川泥流に蔽われているから、明らかに酢川泥流より古い。しかもその一部は金瓶狭さく部に及んだことは充分推測できるから、C泥流をもって神尾泥流とみることもできる。しかし確かなことは今後の研究にまたなければならない。

D泥流は安山岩の角礫と火山灰のほか、稀に角張った花崗岩礫を混入する。花崗岩は宮川上流域にも分布するが、こうした火山性泥流に混在する花崗岩角礫は宮川の河成礫と認めにくい。熊野岳、刈田岳を中心とする蔵王火山群主部の基盤は花崗岩であるから、花崗岩角礫は蔵王火山群生成中の噴出物に混って運ばれた基盤の花崗岩片ではなかろうか。

E泥流は安山岩角礫(石英粗面岩質の角礫を含む)からなる下半部の泥流と、安山岩質溶岩流をなす上半部とに分けられるが、厚さは両方あわせて5m前後に過ぎない。石英粗面岩角礫を含むことは、D泥流上の花崗岩角礫の場合と同じく、E泥流の給源地判定に有効な指標となる。

5 上山盆地の地下構造

上山盆地では一般に深度25~40mに厚い青色粘土層ないし砂混り青色粘土層があって、これを抜くと最初の被圧水が得られる。上山盆地の帯水層の第I層はこの青色粘土より浅部にある砂礫層を指す。これは薄い不透水層(粘土層)によって上下2層に分れていて、上層は上市市内の浅井戸の水を賦存し、扇状地帯では本庄地区の浅井戸、思川左岸段丘崖の湧泉水を含み、また長清水の市水道源はこれから集水する。これに対して市内でやや深めの井戸はたいてい第I層下層から採水する。上下両層を隔てる粘土層の下底深度を下流にのぼすと、金瓶温泉井のA泥流(金瓶泥流)の下底に一致するから、第I層の分層は金瓶泥流の塞き止めによると思われる。また第I層下層に相当する礫層は金瓶温泉井の深度13~26mにあるが、それは褐色粘土を含む難透水層となっている。しかし第I層下層の地下水は被圧されていないので、その水脈は温泉井の位置をはずれた部分にあると思われる。

第II層は厚さ6~7mの玉石・砂礫層で、各井における下底をつないで得られる河床勾配は現在の宮川のものよりやや大きい。宮川による砂礫の堆積帯は当時盆地の内深くのびていたといえる。前述した如く第II層は最初に自噴する被圧地下水を包蔵し、本庄地区の掘抜井戸(深さ32~45m)もこれから湧く。なお第II層を蔽う灰色または黒灰色粘土層はどの井戸にも割合厚く存在するが、これはB泥流(酢川泥流)堰止湖の沈積物であろう。

金瓶狭さく部の下流にある松原自噴帯(0井)は深度20~35mの砂礫層⁶⁾から湧き、その上位の青粘土(深度6~18m)によって被圧されている。砂礫層の下位には安山岩質角礫が横たわっているが、これは褐色粘土を多く含んでいてB泥流(酢川泥流)ないしそれからの2次堆積物と考えられる。また青粘土層の上にのる最上部の玉石混り赤砂利層はA泥流の2次堆積物である。

第III層は60~80mの深さにあり、上下2層からなる。上層は5m未満の薄い砂礫層であるが、明治乳業井(8井)ではボーリング中に側壁が崩れる程、地下水の流れが強かったという。下層はやや厚く(5~10m)、主として中礫混

6) もちろん泥流起源の安山岩礫が多いが、明らかに宮川本流系の黒色頁岩・石英粗面岩・凝灰岩の円礫も多数含まれる。

りの荒砂である。泉川では上下層あわさって8mの厚さとなり、透水性もよい。ここでは安山岩質の大玉石を多量に含んでいるが、これは蔵王川系の供給物であろう。なお第III層を蔽う粘土層は泉川付近で安山岩質角礫混りの粘土層（C泥流の末端堆積）に移行するので、C泥流堰止期の沈積物と考えることができる。この関係は第III層の下方に厚く横わる粘土層とD泥流との間にも認められる。

第IV層は95m以下にあり、これに達したボーリングはまだ3本しかない。泉川では厚さが30m近くあり、大部分は本流系の堆積物と思われる黒色の粗砂と中礫（頁岩）からなるが、蔵王火山系の安山岩質や粗粒亜角礫も含まれている。E泥流は比較的薄いものであったが、泉川でもE泥流の深度にくる粘土層はない。したがってE泥流は当時の宮川を堰き止めるに至らなかったのではなからうか。第IV層の下底深度はE泥流の下位にある安山岩巨礫層の下底（深度135m、海拔34m）に近似する。第IV層の地下水量はきわめて豊富であるが、水質ははなはだ悪い。市街地東方では深さ110mで600ton/dayの自噴水を得たが、水道は18度という高温を記録した。これは明らかに上山温泉の影響と考えられたので⁷⁾、揚水による温泉への干渉を恐れて埋めもどしたことがある。泉川の第IV層も全く同じで、水温が高く水質はよくない。

金瓶温泉井の135m以深は厚さ100mを越す火山灰質泥土となっているが、泉川でも第IV層の下位（深度131m、海拔42m以深）に同様の粘土物質がみられる⁸⁾。また弾性波探査（三本松測線）によっても盆地内の海拔36m以深に湖成堆積物が検出されている。したがって上山盆地の地下130~140m（海拔30~40cm）以深はこうした火山灰を含む湖成堆積物によって厚く充填されているとみなすことができる。

ではこの火山灰質泥土は山形盆地の堆積物⁹⁾にどのように対比できるであろうか。山形盆地の100m以深、つまり海拔高度にして0m以下

にかなり厚い湖成層（山形盆地の第III・IV帯水層の間）が存在する。この湖成層の上面高度と上山盆地の火山灰質泥土の上面高度との間に30~40mの差があるが、両盆地の位置と堆積後の地盤運動量を考慮に入れるならば、両者を同一時期の堆積物として対比することが可能である。さらに蔵王火山群の活動はすでに山形盆地の第IV層堆積期に始まっていたから、その噴出物の一部は上山盆地まで及んでいたとみななければならない。このように考えてくると、上山盆地の深部を厚く堆積する火山灰質泥土は、山形盆地から上山盆地に続いていた大湖盆に沈積した蔵王火山の噴出物と結論することができる。

6 結 論

以上の諸考察によって、上山盆地と山形盆地との構造的関係および上山盆地の堆積過程を具体的に示すことができた。最後にそれらを要約して結論とする。

1) 上山盆地は山形・上山両断層にはさまれた地溝であり、その基底は両断層に沿って発達した2条の谷によって特徴づけられている。基底深度は盆地の中央部で-155m（海拔高度）、盆地尻で-175mであり、北に向って深まり、-200mを示す山形盆地南端部へ協和的に続いている。

2) 盆地堆積物は帯水層をなす4枚の砂礫層（上部からI・II・III・IV層）と、各々を隔てる青色の粘土層ないし粘土混り砂層からなる。一方金瓶狭さく部を埋める泥流堆積物は、上方からA・B・C・D・Eの5層に細分できるが、各々の下限深度は上記粘土層の下限深度に一致する。したがって上山盆地はこれら泥流堆積の度毎に堰止湖化し、その中に湖戒層（粘土層）が堆積していったとみなされる。なお砂礫層は泥流堰止個所が開析されて堰止湖が消失した時期の、宮川の河成堆積物である。

3) 現在金瓶狭さく部付近に分布する泥流地形は酢川・足口・金瓶の3泥流に区分できる。これらと前記泥流堆積物との関係をみると、酢

7) 上山断層は東落ちの正断層であるから、断層線から離れた盆地内のボーリングでも深部においては断層面に接近するはずである。

8) 金瓶温泉井の火山灰質泥土は深さ238.5m（海拔-69.5m）で基盤の凝灰角礫岩に直接載っており、基底礫層らしいものは見当らない。これは温泉井の位置が旧河谷の側壁に当たっているためである。弾性波探査によれば旧河谷の最深部は温泉井よりやや西にあり、海拔-175mの深さにある。

9) 藤原健蔵：山形盆地の地形発達（地理学評論に投稿中）。

川泥流がB泥流に、足口泥流または金瓶泥流がA泥流に対比できる。更に盆地内には北半部に湖岸段丘が、南半部に扇状地性堆積面が発達し、各々は高位・中位・低位の3地形面に分類できる。これらは上記3泥流の堆積による堰止湖を基準にして形成されたもので、中位面は酢川泥流の新道付近のものに、低位面は足口泥流ないし金瓶泥流に対応する。なお高位面は分布高度からみると酢川泥流の1次堆積面に対応するようにみられるが、確証がない。

(1966.12.18 受理)

文 献

- Ichimura, T. (1957): Geological Investigations on the Zaō Volcanoes—Ryuzan Volcano Bull. Earthq. Res. Inst. 35
- 経済企画庁・山形県 (1960): 宮川・須川水系地下水調査報告書 (国土調査)
- 水野 裕 (1964): 蔵王火山麓に於ける火山岩屑流の地形について 弘前大学教育学部紀要 13 23~32
- 富田芳郎 (1956): 山形盆地の地形発達と地下水賦存状態について 山形市治山治水資源開発基礎調査報告書 山形市総合企画審議会

The Mud-flow Deposits and the Geomorphic Development in the Kaminoyama Basin, Yamagata Prefecture

Kenzo FUJIWARA

The geomorphic development of the Kaminoyama Basin to the south of the Yamagata Basin, was under the control of the deposition of mud-flows, derived from the western slopes of Zao Volcanic Group. The author investigated the relationships between the deposition of mud-flows and the geomorphic development in the Basin, based on analysis of landforms and underground geology by columnar profiles of many boring wells.

It is summarised as follows:

- 1) The base rocks lie 155 meter below s.l. in the central part of the Kaminoyama Basin 175 meter or more below s.l. in the Kanagame Gorge and about 200 meter below s.l. in the southern part of the Yamagata Basin. Therefore, the basin bottom of the Kaminoyama Basin is continuous to that of the Yamagata Basin.
- 2) The basin deposits consist of four layers of gravels (the I, II, III, IV-layers), making alternate stratum with bluish clayey layers. On the other hand, the mud-flow deposit in the Kanagame Gorge are classified into five layers (the A,B,C,D,E-layers). Each of the lowest depth of mud-flow layers corresponds with the lowest one of the bluish clayey layers in the Basin. Therefore, the bluish clayey layers are lacustrine deposits in the dammed lakes, formed by the deposition of repeated mud-flows.
- 3) The mud-flow landforms in the Kanagame Gorge are divided into three — the Sukawa, Ashinokuchi and Kanagame mud-flows. Correlating those mud-flow landforms to the mud-flow deposits above-mentioned and the lake terraces in the northern part of the Basin, the Sukawa mud-flow coincides with the B-layer and the middle lake terrace, the Ashinokuchi or Kanagame mud-flow coincides with the A-layer and the lower terrace.