

山形盆地の地下構造

——村山市浮沼の調査試錐を中心として——*

山野井 徹**

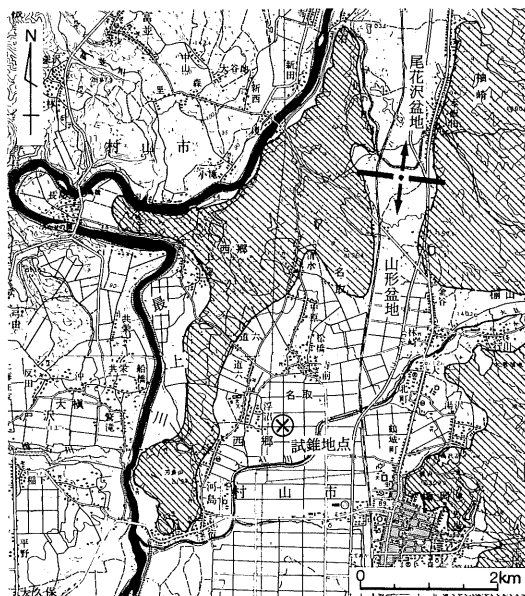
はじめに

山形大学教養部では、昭和58年から60年度まで、3ヶ年計画で文部省の特定研究を行うことになっている。このうち、地学分野では59年度に村山市浮沼で調査試錐を実施することができた。研究はまだ継続中であるが、この59年度の試錐結果の概要をここに御紹介したいと思う。さらに既存のデータとも合わせ、山形盆地全体の地下構造に関して従来の考え方を批判し、新たな提言を試みるつもりである。そして、これが、今後のたたき台となり、山形盆地の地下構造の真の姿が徐々に明らかにされていくことを期待するものである。

本試錐調査をするに当たり、試錐地点を提供していただいた村山市西郷の板垣ちか氏、試錐調査を担当していただいた大手開発(株)の本田康夫氏並びに梅津栄紀氏にお礼申し上げます。

試錐地点の選定

調査目的を最良に達成するためには試錐地点の選定が重要になってくる。本調査の目的は地下の地質を調べるだけでなく、花粉化石から古環境を解析することも目的の1つである。このため試錐によって得られるコアの岩質は花粉化石が良好に含有されている泥炭質の岩質が多い地点を選ぶ必要がある。さらに限られた予算の中で多くの時代にわたって堆積した試料を求めたいのであまり堆積速度の速い盆地の中央部は地層が厚すぎて適さないことになる。すなわち、適度に浅い深度(約100m余り)で盆地の基盤(新第三系)に着き、かつ得られるであろう岩質は泥炭質の地層が多い所が目標の地点ということになる。このような基準で選定された地点は結果的には第1図に示す村山市大字西郷字中田南533番地(以後浮沼地点という)であるが、以下に選定の



第1図 試錐地点及び付近の地況
斜線の区域は新第三系が露出する丘陵地

理由についてふれておきたい。

浮沼地点付近の第四系の基底は東北農政局(1982)の集めたデータによれば、ほぼ100m余りであることが推定される。また比較的浅い地層の岩質は、山形県(1965)、山形県村山平野土地改良事務所(1982)、山形県村山建設事務所(1983)などの資料により、この付近一帯では、泥炭質の地層が卓越していることが判明している。泥炭層の発達が良いことは地形的にも理解できる。すなわち、第1図に示すように、当地点と最上川の間には、河島山の丘陵が、古い時期より最上川の強い流れに対するバリアとなっていたと考えられるからである。さらに当地点の集水及び流水状況を見ると、地点の南部に小河川である大旦川が通過するほか、顕著な川の発達がない。この大旦川は浮沼地点の北部の山形盆地と尾花

* 第4回談話会で講演

** 山形大学教養部地学教室

沢盆地とを分ける丘陵地の隆起があったため、その流路は試錐地点よりは、かなり南方にあったものと推定される。

以上のようなことから当地点の第四系の堆積環境は、それを解析する際のいわば「雑音」ともいえるべき砂礫層が少ない地点であり、古環境の解明にとっても最良の地点であると考えた。

試錐結果の概要

最終堀削深度は第四系の基底部が予想に厚して深く、予算の都合上、地表深度127mで中止せざるを得なかった。しかしコアの回収率は90%を超え、良好であった。コアの判読結果の概要は第2図の左側に柱状図として示すとおりである。この図の岩質区分のうち、泥炭質堆積物とは、泥炭、泥炭質粘土及び炭質物の含有率が50%を超えるような堆積物を一括したものである。また礫質堆積物と区分した岩質のほとんどは分級度の悪い泥交りの砂礫である。なお本地点の柱状図の右側には監鉄鉱(vivianite)が認められた位置を記入しておいた。

一連の岩質は第2図のとおり、大局的には上位層、中位層、下位層に3分される。すなわち、上位層は泥炭質堆積物を主体とし、これに泥質堆積物が介在され、ときとして砂や礫質堆積物がはさまれる。中位層は泥質層を主体とし、ときにやや厚い礫層が存在している。泥炭質な部分は少なくなる。下位層は礫を主体とし、わずかながら泥質堆積物や泥炭堆積物を交える。礫質堆積物中の礫は、安山岩の亜角礫を主体とし、緑色凝灰岩片などの混入も多く、一見、周囲の山地に分布する新第三系の深沢累層(徳永, 1953)に類似した角礫凝灰岩状を呈する部分も多い。

浮沼の地下構造と堆積環境

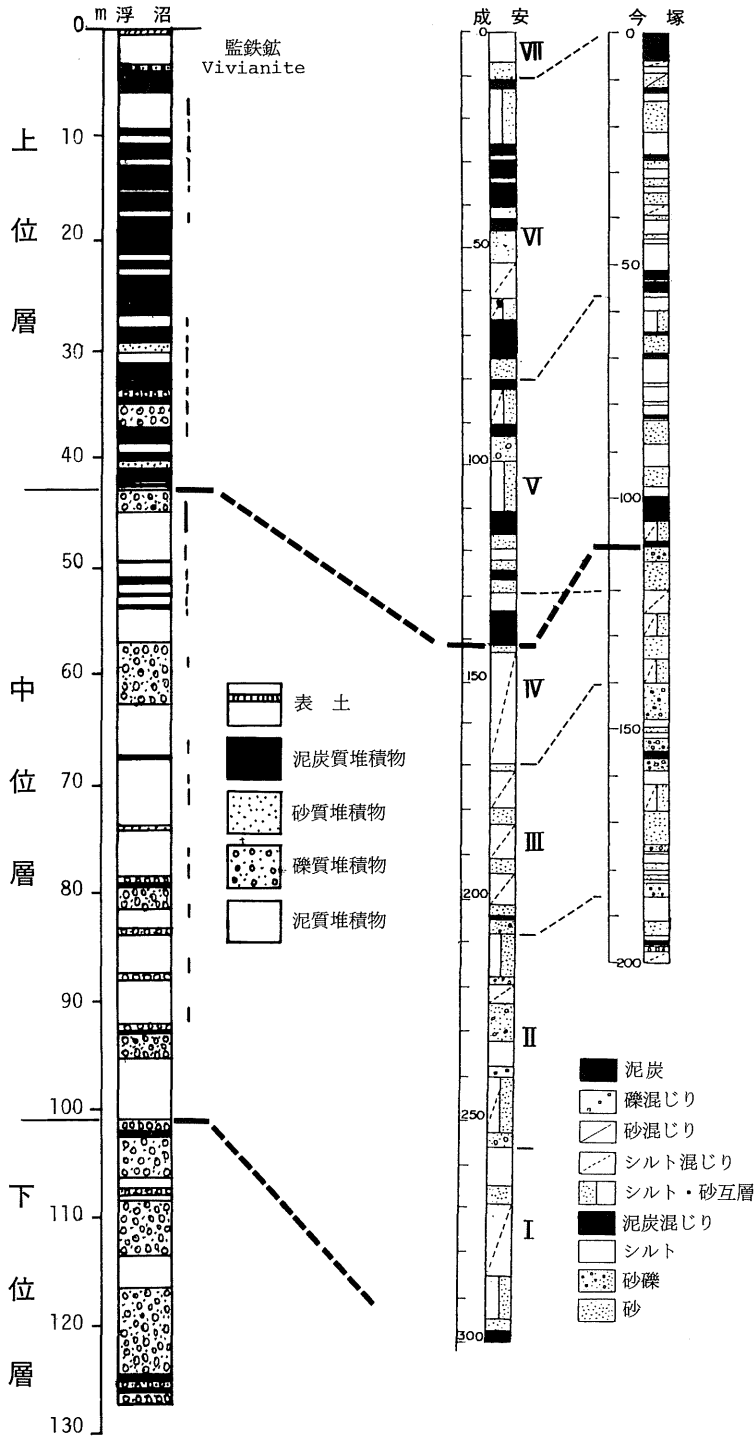
山形盆地内の第四系の地下構造を知るには、試錐による調査が最も直接的である。これまでに、山形盆地内での調査を目的としたボーリングは建物や土木工事の基礎調査用としてなされているため、50mを超えるような深さのものは少ない。これに対し、地下水や温泉のための井戸は深いものが多い。これらが堀削された際のデータは、その多くは残されており、一見してコア掘りのものと大差がないように見える。しかし、こうしたボーリングは工事のためのものであるため、たとえデータが残されていてもそれは調査用で得られたデータとは異質のもので

あり、両者の科学的な価値に関しては同質ではない。

盆地内の比較的浅い部位のコアボーリングによる地質構造については、すでに阿子島ほか(1982)や樽石(1985)によって報告されているとおり、その岩質はかなり変化に富み、様々な堆積環境のもとで形成された地層であることが知られている。他方、100mを超えるコアボーリングのデータは東北農政局のものがあるのみである。これに関しては後でふれることにし、まず浮沼地点で得られた試錐の試料をもとに盆地の構造と堆積環境を考えてみたい。

先にも述べたように、本地点の堆積環境は山形盆地の他地域と比較して強い水流の影響が少なかったことが予想されていた。したがって本地点で得られたコアの岩質は2次的に侵食されていることも少なく、堆積当時の環境を連続的に記録している堆積物であることが考えられる。ただ残念なことに、下位層は第四系の基底部までは達していない。しかし、前述のように下位層の下方の岩質は周囲の山地に分布している新第三系の角礫凝灰岩と酷似する部分があることから、本試錐の掘り止め位置から新第三系の上面までは、そう深くないことが予想される。したがって、下位層は新第三系の直上にあって、その岩質は堆積地付近の新第三系の再堆積物を主体とした堆積物であると考えられる。このような下位層の堆積物が生成された環境は、急激に堆積盆が形成されたこと、すなわち、後背地の隆起と堆積や周囲の沈降といった対照的な運動が顕在化し始めたことが推定される。こうした構造運動が、具体的に、陥没構造を生ずるような断層的な運動であったのか、あるいは地向帯を形成するような褶曲的な運動であったのかは不明であるが、いずれにせよ当時は造構造運動が、かなりの速さで進行し、堆積盆としての形ができ上がり、その際、不安定化した斜面に、背後から供給された堆積物が下位層であると考えられる。

中位層は一転して細粒な泥質層を主体とした地層になる。この泥質層中には湖沼の水域の底質で形成される監鉄鉱(vivianite)が散在している。こうしたことから、中位層の堆積期は、かなり水深のある湖沼的環境が継続した時代と考えられる。また中位層に、ときとして介在されるややまとまった礫層は、岩質的には前述のように分級度が著しく悪い粘土交りの礫である。また、こうした礫層はその上下に砂質な地層を伴うわけでもなく、いきなり泥質な地層と接していることにも注目したい。これらの礫



第2図 村山市浮沼地区の試錐調査による地質柱状の概要(左)及び山形市成安、今塚試錐井の地質柱状図(右:松岡ほか(1984)による)

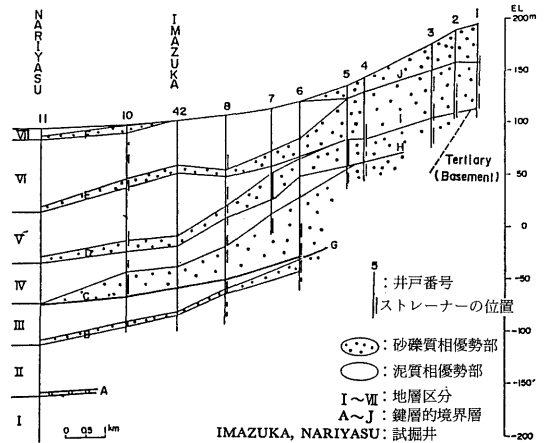
層のこうした堆積状況から考えると、その成因は洪水などによる強い水流によって運搬されたものではなく、乱泥流、すなわち当時の湖底地すべりによって形成されたものと推定される。したがって中位層の堆積時期は、大局的には湖沼的な水域が広がっていたが、時として湖底地すべりが生じたり、あるいは水深が浅くなったりして湿地が形成されるといったイベントをはさむ時期としてとらえることができる。

上位層は泥炭質層を主体とし、それに泥質層をはさむ岩質であることから、この地層の堆積時期は全般に湖沼が浅くなり、湿地性の環境が卓越した時代であったと考えることができる。

以上をまとめると、浮沼における一連の地層の岩質から導かれる堆積環境は大きく3つの時期に分けられる。すなわち、堆積盆の「発生期」としての下位層の時代、湖沼化が進み堆積盆としては「発展期」に当たる中位層の時代、そして湖沼が浅く埋め立てられ、湿地と化していく「消滅期」の時代としてそれぞれ位置付けられる。本地域で認められるこのような堆積盆地の変化は単に浮沼地点周辺の古環境の変遷と考えるよりはむしろもっと広域な、山形盆地全体に関連するような環境の変化と考えた方が無理がない。そうであるならば、山形盆地内の他地点でも本地点と同様な環境の変化を記録する地層があるはずである。ただしこうした記録が良好に読みとれるであろう所は盆地内のいずれの場所でも期待できるわけではない。すなわち扇状地や河川の影響が大きく及んだ地域では盆地全体の環境の変遷を反映するような1次的な堆積物は、より局所的な環境要因である強い水流によってもたらされた砂礫層によって2次的に置き代えられている可能性が強い。したがって盆地のよりグローバルな環境を記録している堆積物は本地点と同様に比較的「静かな」所に存在しているであろうが、そのような場所は、扇状地から離れた現在の須川や最上川の流路の周辺ということになる。ただしこのような場所は河川の水流の影響が懸念されるが、これまでの浅いボーリング調査の結果によれば、河川周辺の表層部の一部を除いて、そんなに礫質の地層が多くないことが判明している。したがって最上川や須川周辺の堆積物は比較的良く「静かな」堆積環境をその地層の中に記録しているはずである。

山形盆地の地下構造

これまでに山形盆地内の須川～最上川周辺で、深度が100mを超えるようなコアボーリングは東北農政局が実施した成安と今塚の地盤沈下の観測のための調査井のものがある。この結果は陣場新田の50m深度のコアボーリング結果とあわせて、東北農政局(1982)や松岡ほか(1984)によって公表されている。この松岡ほか(1984)による山形盆地の馬見ヶ崎川による扇頂部から盆央部にかけての地下構造は第3図に引用するとおりである。



第3図 松岡ほか(1984)による山形盆地の地下構造模式図

松岡ほか(1984)の地層区分に関してまず指摘しておかねばならないことは、第3図において成安と今塚以外の地下地質のデータは工事用の地下水井のものである点である。コアによらない工用ボーリングのデータがいかに科学的な価値が低いかは先に述べたとおりである。したがって松岡ほか(1984)が区分したG～Jの泥質層の存在は、その評価以前のデータに問題がある。またA～Fの6層の砂礫層に関しては第3図に示されているように、II層からVII層のそれぞれの基底部分にある鍵層的な境界であるという。しかし、第2図の成安の柱状図とみると、ここで区分されたII～VIIの基底には鍵層的な(顕著な)砂礫層などは存在しているようにはみえない。また成安と対比された今塚の柱状図(第2図)でも同様に一連の地層を区分するに足る顕著な砂礫層の存在などは認められない。このように松岡ほか(1984)

が提唱する山形盆地の地下構造は、客観性に乏しいものであることをここに指摘しておきたい。

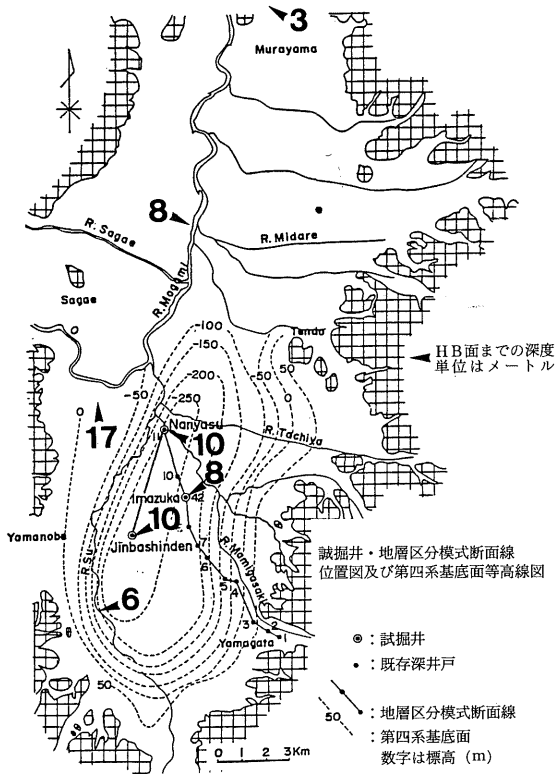
このほか山形盆地の地下構造に関しては藤原(1967)が、いくつかの深井戸の地質柱状図中に介在される厚い6枚の礫層に連続性があるとし、これを利用して馬見ヶ崎川による扇頂部から扇中部にかけての断面において7層の地層区分を行っている。この藤原(1967)の地質データもまたコアボーリングによるものではなく、工事用の地下水井によるものである。したがってこの種のデータを論拠とする区分もまた科学的価値に乏しいことを指摘しておかねばならない。なおこの藤原(1967)の区分の思想は前記松岡ほか(1984)がほぼ受けついでいる。したがって松岡ほか(1984)の地層区分と、現実のコアボーリングデータとの間に先に指摘したような著しい矛盾が生ずるのは当然の帰結といえよう。

さて、すでに述べた浮沼地点の地質と、東北農政局の実施した成安や今塚の地質を相互に比較検討してみると、第2図に示したように対比することができる。このように岩質的に対比が可能であることは浮沼地点で認められた古環境の変化は、盆地の中央部の地点においても妥当性のあることを意味している。そしてまた、浮沼地点の下位層に相当する地層が成安や今塚でのボーリング深度では認められないが、これらの地点でさらに掘削を続けるならば、下位層に相当する砂礫の優勢な地層が認められることが予想される。

ところで、第2図で対比された地層の境界の深度は一律ではない。すなわち、上位層/下位層の境界の深度は浮沼では43m、成安で141m、今塚では110mとなっている。こうした差違は、この層準が堆積した当時の地表の標高の程度をそのまま表わしているものとは考えられない。おそらくこれらの地点は、現在のこれらの地点の地表と同程度に、ほぼ同じ標高にあったと考えたい。そうすると、上記の深度の差は、後の構造運動の程度の違いによって生じたものと解釈できる。もし、こうした構造運動が、古くからあったとすると、それは現在まで同様に引きつがれていると考えるのが自然である。したがって、仮にこれらの地点のいずれかの層準に同一時間面として認知できる地層がそれぞれあるならば、その深度を相互に比較することによって、上記のような構造運動の有無とその程度を知ることが可能になる。しかし、これらの地点のいずれの層準にも岩質的に同

一時間面としてとらえられるような鍵層は存在していない。そこで、他の方法として考えられるのは花粉化石である。花粉化石の組成は、ほぼ1万年前の層準を境に非常に明確な変化を示すことが、これまでの山形盆地各地のデータによって確かめられている。この層準はいわゆる沖積/洪積の境界面(以後HB面という)として知られている。幸いなことに、これらの地点ではいずれも花粉化石の分析がなされている。それによると浮沼では、HB面の深度が3m、成安では10m*、今塚では8m*である。ここで先にあげた各地点の上位層/中位層の深度をAとし、HB面までの深度をBとしてA/Bをそれぞれ求めてみると、3地点とも14と一致した値が得られる。この数値の一致は、少なくとも上位層/下位層の境界層準の堆積時代から現在まで、各地点でそれぞれほぼ等速度の構造運動が継続していることを物語るものと考えられる。またさらにこうした運動は、上位層/下位層の境界の時期以降のみならず、山形盆地の第四系を堆積させた全期間を通じての構造運動の性格の一端を表しているものと考えられる。こうした考え方は、さらに今後のデータの集積を待って確認される必要があろうが、上述のごとくある地点のHB面の深度がほぼその地点の構造運動(沈降)のスピードのパラメーターであり、かつ山形盆地の第四系の堆積作用が造構造運動と平衡的に進んだと仮定するならば、各地のHB面の深度を求めることにより山形盆地の第四系の時・空的な構造を明らかにすることが可能になると考えられる。そこで、これまで花粉分析によって得られたHB面までの深度を松岡ほか(1984)が推定する山形盆地の構造図の中にいれてみた(第4図)。この図で示すとおり、HB面までが最深の地点は、中山町の土橋でその値は17mである。はたしてこの付近が山形盆地の第四系が最も厚く発達する区域であるか否か、さらにデータを集める必要があろう。このように、今のところまだデータ不足の状態であるが、得られた資料でみ限り山形盆地内で第四系が最も厚く発達している区域は松岡ほか(1984)が推定する須川東方に沿う区域ではなく、むしろ須川西方に沿う一帯であると考えられる(第4図)。この区域は第5図に示す重力線図から推定される盆地の地下構造のイメージに近

* 松岡ほか(1984)の花粉分析図から筆者が読み取った値である。

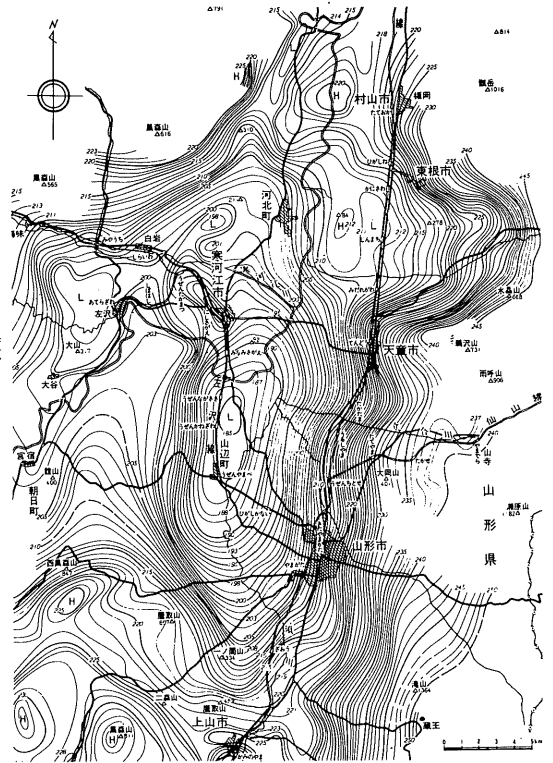


第4図 山形盆地におけるHB面の深度
松岡ほか(1984)の図を使用

い。今後、質の高いデータの集積に努め、本報告で仮定や推定を含めて述べてきたことに関し、より一層確実なものにしていきたい。

引用文献

- 阿子島功・田村俊和・米地文夫・三浦 修(1982) 山形盆地南部の埋積過程。日本地理学会予稿集, 22, 114—115.
- 藤原健蔵(1967) 山形盆地の地形発達。地理学評論, 40(10), 523—542.
- 松岡 功・阿久津純・真鍋健一・竹内貞子(1984) 山形盆地の第四系——特に地質年代と堆積環境について——。地質学雑誌, 90(8), 531—549.
- 樽石博行(1985) 山形盆地北部地域の支持地盤。山



第5図 山形盆地の等重力線図
通産省(1970)の広域調査報告(山形吉野地域)による

- 形応用地質, (5), 32—36.
- 徳永重元(1958)「尾花沢」5万分の1地質図幅及び同説明書。地質調査所, 32pp.
- 東北農政局(1982) 山形盆地地区地盤沈下調査報告書(地形・地質編)。124pp.
- 通商産業省(1970) 昭和43年度山形吉野地域広域調査報告書。28pp.
- 山形県(1965) 山形盆地の反射法による地震探鉱調査報告書。20pp., (付図)。
- 山形県村山建設事務所(1983) 昭和57年度県代市道浮沼境ノ目線蟬田橋地区調査報告書。
- 山形県村山平野土地改農事務所(1982) 北村山地区広域営農団地農道整備事業地質調査報告書。