

関東平野の基盤構造

長谷川 功¹⁾・駒澤 正夫²⁾

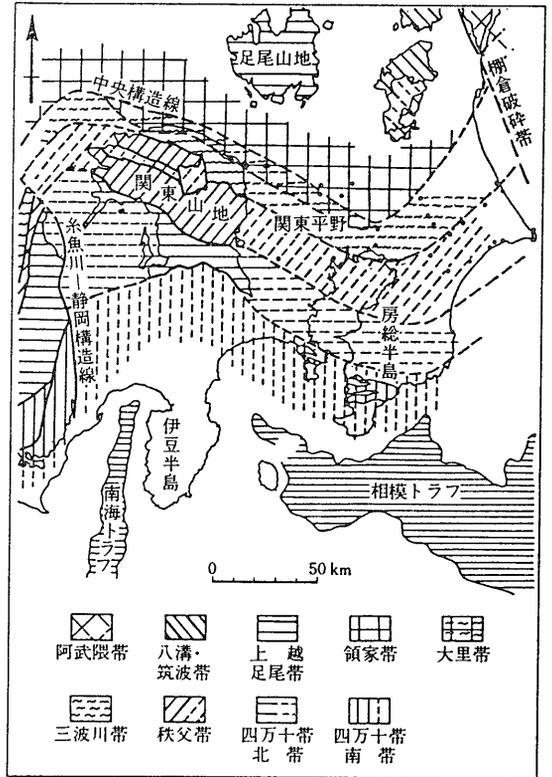
1. 基盤とは

関東平野は厚い堆積物に覆われており、その基盤構造は様々な調査によって次第に明らかにされつつあるが、十分に解明されているとは言い難い。関東平野の基盤構造を明らかにすることは、日本列島の地体構造や関東造盆地運動などのテクトニクスを論ずる上で重要であるばかりではなく、首都圏における直下型地震予知及び防災の研究が急務になっている今日、この面でも特に重要となっている。

ところで、ここで言う基盤とは地質学的には先新第三紀層（一部新第三紀層を含む）、地震工学的にはS波速度で3 km/s 程度（P波速度で5k m/s 程度）の地震基盤（嶋ほか, 1976）である。両者は必ずしも一致するとは限らないが関東平野ではほぼ同様な意味をもっていると考えるも良いだろう。

この基盤を探る方法には、最も直接的には堆積層を貫ぬくボーリング調査がある。関東平野では1950年代以降石油・天然ガスや深層地震観測のために掘削され基盤に達したボーリングは現在までに20数孔あり、そのコア分析などから、周辺山地に見られる先新第三紀層の帯状構造が関東平野下に延びていることが地質学的に推定されている（例えば、石井, 1962; 磯見・河田, 1968; 矢島ほか, 1988（第1図）など）。このボーリング調査は、実際にコアは見られるが、点の情報であるという制限がある。そこで、物理探査的な深度断面データや三次元的なデータを合わせ解釈することによって基盤地質はさらに詳しく明らかにされるであろう。

地震工学的には地震基盤として前述した層が望ましいと考えられ、その三次元的な深度分布の解明が地震動予測にとって重要である。この場合基盤の速度と深度を知る必要があり、それを明らかにする重要な方法として地震探査がある。最初に、それによる基盤構造を紹介しよう。この方法によって、基本的には測線に沿う構造断面が得られ、多くの測線で実施されれば飛躍的にデータ量



第1図 関東平野の基盤地質構造図（矢島ほか, 1988）。

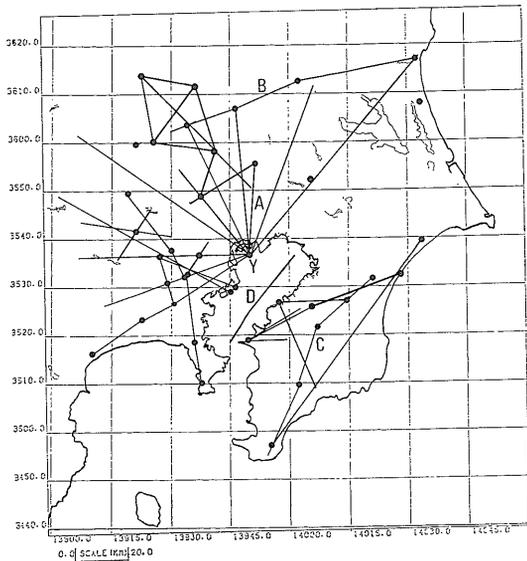
は増加する。

2. 関東平野における地震探査による基盤構造

関東平野では、1950年～60年頃石油・天然ガス開発を目的に精力的に地震探査が行なわれ、総合的なまとめも報告された（石井, 1962; 畠山, 1964）。最近では、地震基盤の三次元的な構造を明らかにするために、爆破地震動の観測が行なわれてその観測資料集も出版されている（首都圏基盤構造研究グループ, 1989）。

1) 地質調査所 環境地質部
2) 地質調査所 地殻物理部

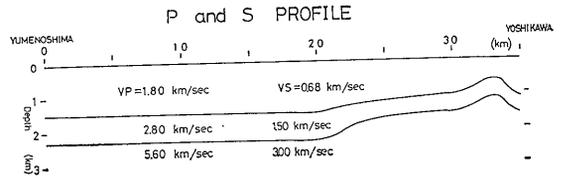
キーワード：関東平野, 基盤構造, 重力図, 地震探査



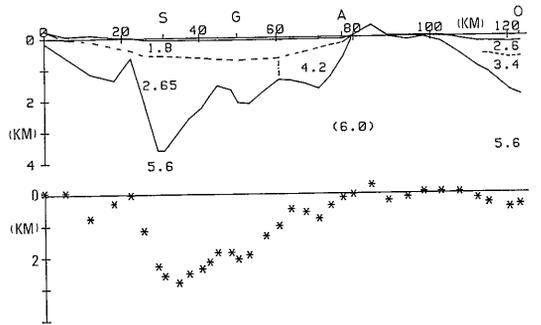
第2図 関東平野で行なわれた屈折法地震探査の測線(実線)および爆発点(●印)。薬量は100 kg程度以上。A, B, C測線下の構造は第3, 4, 5図に示されている。Dは東京湾マルチチャンネル反射法地震探査の測線でその構造は第6図にある。

関東平野において、薬量が100 kg程度以上で1990年3月までに実施された屈折法地震探査の測線及び爆発点の配置を第2図に示す。爆発点は黒丸で測線は実線で示されている。そのうちのいくつかの構造断面を第3図—第5図に示す。第3図は関東平野中央部での夢の島〜吉川測線の結果(嶋ほか, 1976; 第2図のA測線)で基盤の速度として5.5 km/sが確認された。第3図(上)は関東平野北部で実施された結果(長谷川ほか, 1987; 第2図のB測線)で5.6 km/s層を持つ基盤の起伏が良く表われており、重力より解析された基盤構造(第3図, 下)との対応も良い。また基盤の速度には速度勾配が存在していることも特徴のひとつである。関東平野西南部での結果(山中ほか, 1986)によれば、基盤の速度が地域的に5.5 km/sと4.8 km/sとに分れ、5.5 km/sの上位に4.8 km/sが存在している。第5図は房総半島の構造断面(伊藤ほか, 1987; 第2図のC測線)で、5.7 km/s層は南に向かって深くなり3.4 km/s層は測線の南側のみ存在し峰岡帯付近で盛りあがっている。

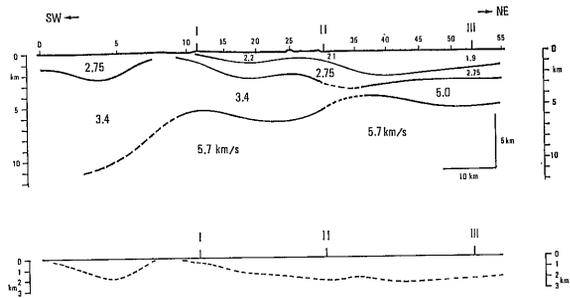
次に、東京湾におけるマルチチャンネル反射法地震探査の結果を見てみよう。第6図(第2図のD測線)に示すように、詳細な基盤構造が明らかになり、基盤に達する断層も発見された(加藤, 1988)。ここで第5図に示した房総半島の構造と東京湾の構造について比較すると、この地域における基盤の対応関係が明瞭になる。加藤(1988)はTF層を嶺岡帯としており、この層は第5図における



第3図 関東平野中央部における構造断面(嶋ほか, 1976)。第2図のA測線。爆発点は夢の島と吉川。基盤の速度として5.5 km/sが確認された。



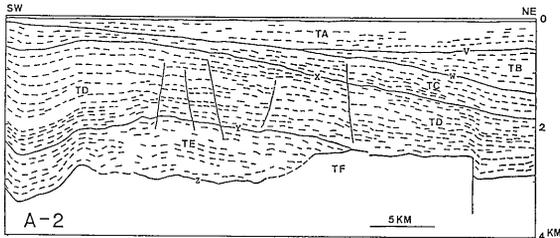
第4図 関東平野北部の構造断面(上)と重力から求められた基盤深度(下)(長谷川ほか, 1987)。第2図のB測線。基盤の速度は5.6 km/sでその凹凸が明瞭で、重力基盤深度図とよく一致することが分かる。



第5図 房総半島における構造断面(伊藤ほか, 1987)。第2図のC測線。5.7 km/s層が南に向かって深くなり3.4 km/s層は嶺岡帯付近で盛りあがっており、北部には存在しない。

5.0 km/sないし5.7 km/s層に相当すると考えられる。また、その上位のTE層は3.4 km/s層に相当すると考えられる。このように対応させるとTE層が南に向かって浅く、TE層が南に向かって深くなることは第5図と定性的には調和的である。このことは基盤としてどの層を想定しているのかを特定することが必要であることを意味している。第5図(下)に示されている重力より求められた基盤深度は3.4 km/s層に対応していることが分かる。

この様に基盤の速度は地域によって異なっており、北部から南部に向かって速度は小さくなる傾向を持ってい



第6図 東京湾におけるマルチチャンネル反射法地震探査の構造図(加藤ほか, 1988). 測線は第2図のD.

る。これは基盤地質が南部程新しいことに対応しているのであろう。

以上をまとめると、地震探査から得られる関東平野下の上部地殻の大局的な速度構造は第1層 1.8~2.2 km/sec, 第2層 2.6~3.0 km/sec, 第3層 3.4~4.2 km/sec, 第4層 4.8~5.0 km/sec, 第5層 5.5~6.1 km/sec となる(長谷川, 1988)。この下に下部地殻 (6.8 km/sec), 上部マントル (7.8~8.1 km/sec) が存在している。そして、これらの速度層と地質との対比については、速度値と堆積岩の時代との関係(服部・杉本, 1975 a, b) や抗井地質と速度の対比(高橋, 1982) から次のように考えられる。第1層は第四紀および新第三紀上部層に、第2層は新第三紀中・下部層に相当すると思われる。第3層は新第三紀下部層ないし四万十川南帯, 第4層は四万十川北帯に、第5層はそれより内側の地質帯(秩父帯・三波川帯および内帯)に対応すると考えることが出来る(長谷川, 1988)。

さらに、地震探査の観測結果に基づいて、タイムターム法と呼ばれる方法によって三次元的に基盤構造を示すことも試みられている(嶋, 1981)。この場合、基盤の速度値の選択が重要で、基盤深度の三次元分布を明らかにするためには、今後さらに基盤速度に関するデータを増す必要がある。

次に、大局的にかつ三次元的に関東平野全域の基盤構造を見るのに適した方法として重力異常図から基盤構造を求める方法とその結果について見てみよう。

3. 関東平野における重力異常と重力基盤

関東平野の重力異常図は約4万5千点の測定値を編集して地質調査所から発行されている(第7図; 駒澤, 1985)。仮定密度は平野部の重力異常図を作成する場合、経験的に採用している 2.0 g/cm^3 とし、萩原ほか(1986)も埼玉県北西部における重力調査の解析で 2.1 g/cm^3 を与えており、妥当であろう。

重力異常は三次元的に基盤構造を見ることが出来る
1990年8月号

が、その解析にあたって注意しなければならないことは重力異常だけでは一意的に基盤構造が決定される訳ではなく、極論するなら無限の基盤構造モデルが可能であることである。可能な多くのモデルから最も真実に近いモデルをいかにして求めるかが重力解析のポイントである。

筆者等は次のような考えのもとに重力解析を実施した。

(1) 着目している基盤構造より深部の構造に起因すると考えられる長波長成分と極表層の構造異常あるいは測定値のバラツキによる短波長の成分をフィルター計算によりもとの重力異常から取り除き、残差重力図を作成する。この操作は不必要な情報を完全に除くとは限らず、必要な情報も除いてしまう場合もあるのでその適用には限界を見極める必要がある。

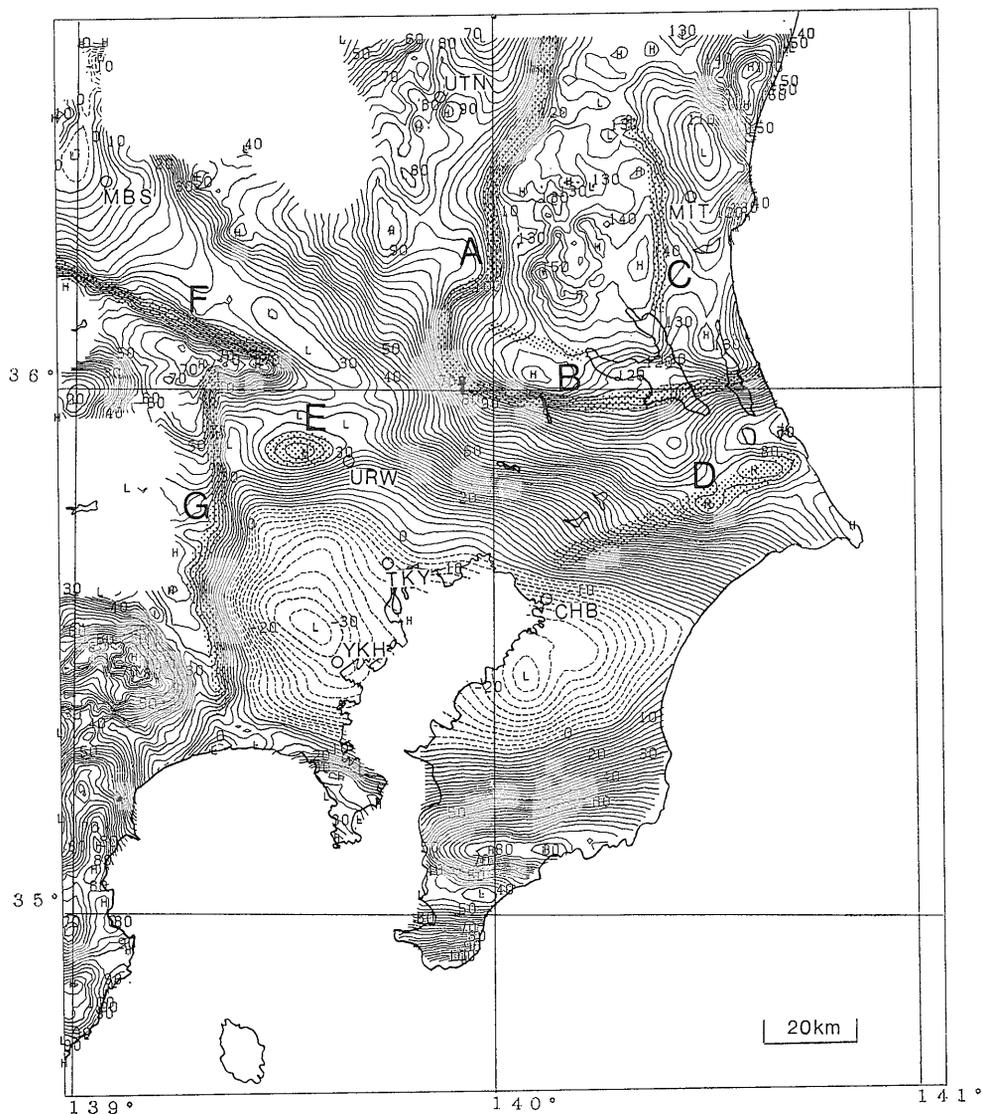
(2) 前述のように、残差重力図にはまだ除かれていない長波長成分が存在している可能性がある。そこで、その成分は低次の多項式にあてはめ残差重力図よりさらに差し引く。このためのコントロールデータとして基盤に達したボーリング深度および基盤と認定する周辺山地の地表露頭を利用する。

(3) このようにして求められた重力残差図から均質2層三次元構造解析を行ない、基盤深度を計算する。

以上は考え方を述べたものであり、詳細な均質二層構造解析は駒澤(1984)を参照されたい。

均質2層構造解析に使用した密度は次のようになっている。上層の密度は重力図の作成に使われた 2.0 g/cm^3 とすべきであり、下層の密度は 2.5 g/cm^3 とした。下層の密度は例えばG-H 相関図から得られた $2.5\sim 2.6 \text{ g/cm}^3$ と矛盾しない値として与えた(駒澤・長谷川, 1988)。その結果得られた基盤深度図を第8図に示す。ここで解析された重力基盤はコントロールデータとして主として基盤に達した深層ボーリングデータ(第1表)および基盤の地表露頭データを使用しそれらのデータにもっとも適合する構造として求められた。基盤深度図において250m以浅の部分(網目)を露頭と考えると、第1図の先新第三系の露頭分布域と対応がよいことが分かるであろう。また基盤に達した深層ボーリングデータとの比較が第1表に示されており、誤差150m程度でその一致は良いと言える。なお、関東山地、足尾山地、筑波山地、三浦、房総半島などに基盤の露頭が存在すると見なしており、三浦・房総半島では葉山一保田層も基盤と見なされていることになる。速度構造でいえば第3層 ($3.4\sim 4.2 \text{ km/s}$ の層)に相当することは前述の通りである。

この基盤深度図と今まで描かれた基盤深度図(例えば、垣見ほか, 1973; 衣笠, 1980; 矢島, 1981; 多田, 1982; 貝塚,



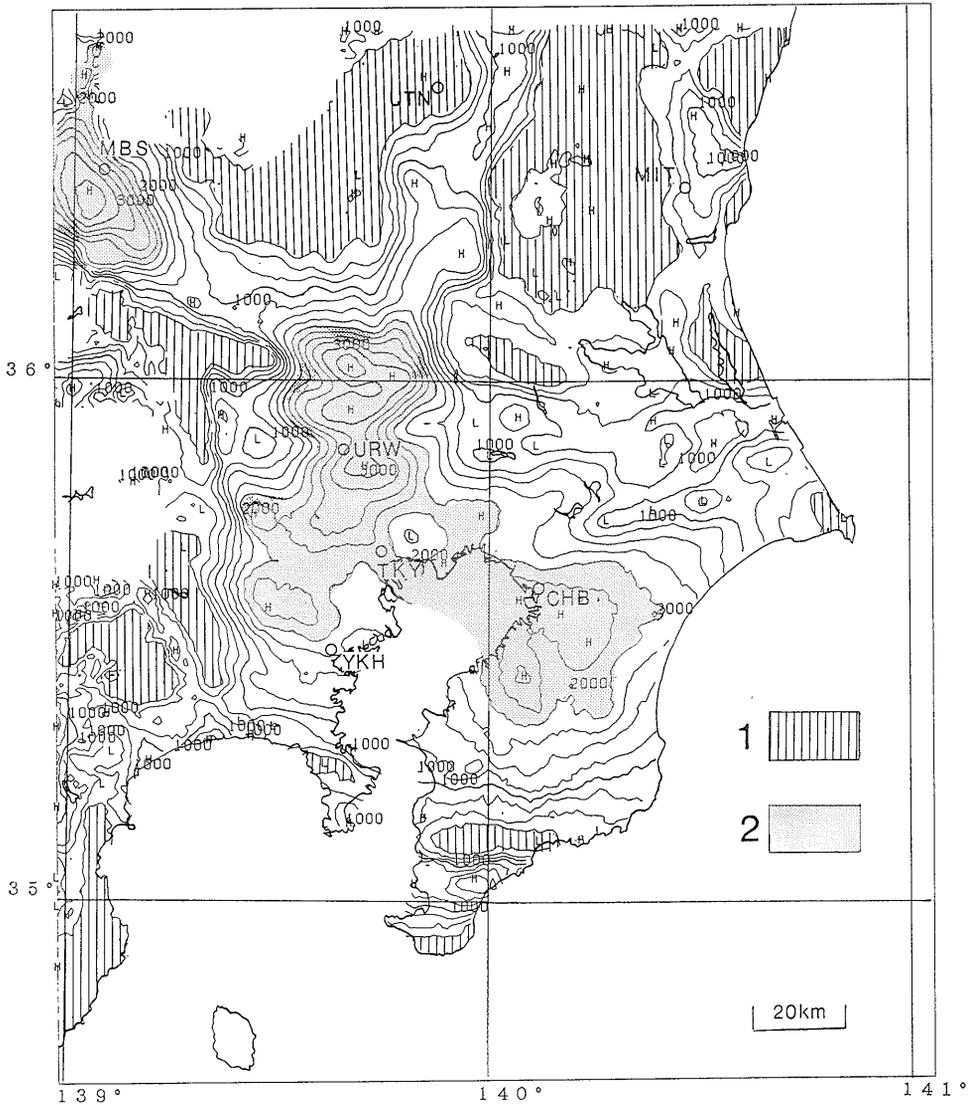
第7図 関東地方の重力図(ブーゲー異常, 密度 2.0 g/cm^3 , コンター間隔: 2.5 mgal), A~D: 顕著な重力異常帯, CHB: 千葉, MBS: 前橋, MIT: 水戸, TKY: 東京, URW: 浦和, UTN: 宇都宮, YKH: 横浜.

1984 など)と比較しての最大の特徴は基盤の形態が大量の重力データに裏打ちされて非常に詳細に表現されていることである。また従来空白であった房総半島における基盤深度が明らかになったことも特徴のひとつである。ただし前述したように、この図では葉山-保田層も基盤であると見なされていることに注意する必要がある。従来の基盤図では房総半島中部や三浦半島の北側では基盤深度は深く描かれており、この図では浅くなっているのはこのためである。

植田ほか (1986) は東京湾の重力測定と駒澤 (1985) の陸域の重力を繋げ、その重力図をもとに基盤構造解析を

行なっている。それと比較すると同じ重力データを使用しているから大局的な傾向は似ている。しかし、植田ほか (1986) の図は全体的に 1 km 程深く関東平野西部でより深い傾向を示し、地表地質やボーリングデータとの対応は良いとは言えない。これは地表地質やボーリングデータなどを用いて反復修正する方法と違って、重力図から機械的に直接構造を求めているためで、それだけでは地質や地震探査の結果との比較に耐える重力解析とはなりにくいことを示している。

以上のようにこの深度図の精度が客観的に評価出来、葉山-保田層以下を基盤とみなした関東平野の基盤深度



第8図 重力図より計算された重力基盤深度図(密度差, 0.5 g/cm^3 , コンター間隔 250 m; 駒澤・長谷川 (1988)).

図としては現段階でもっとも詳細で精度が高いものであると思われる。ここで、この基盤図と活断層の関係を見てみよう。第9図は重力基盤標高図に活断層(東京都防災会議, 1977)を重ねた図である。これを見ると、基盤の急傾斜帯と活断層がかなりよく一致していることが分かる。ただし、ほとんどの場合、基盤の傾斜のセンスと活断層の落差方向のセンスは逆になっているように見える。埼玉県西部における詳細な重力調査によると(萩原ほか, 1986)、活断層のセンスと調和的な短波長の重力異常の分布が得られている。基盤の急傾斜帯は逆センスでも活動しやすい場所なのではないだろうか。いずれにしても、基盤の急傾斜帯は、現在活動しているかどうか調

査すべき対象となり得るであろう。このような調査は東京直下型地震の予知にとって重要なことであろう。

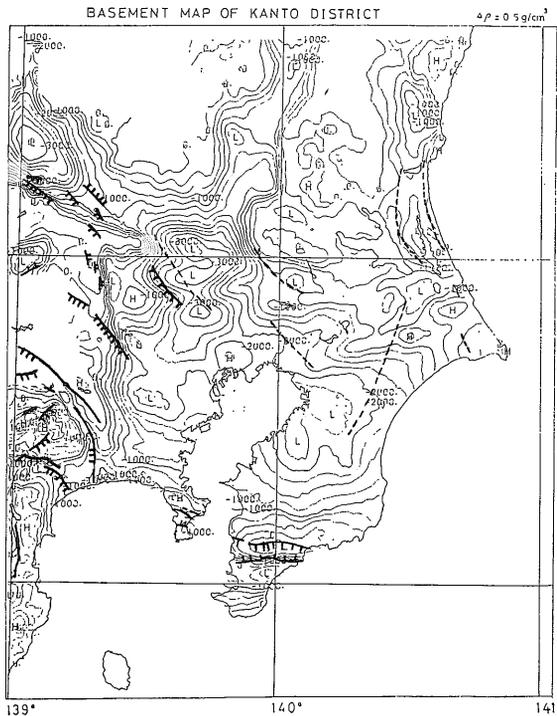
4. 関東平野の基盤の特徴

地震探査の結果および重力基盤図に磁気異常図(新エネルギー開発機構, 1985)や若干の地質学的な知見などを加えて、関東平野の基盤の特徴をまとめて見たい。ここでの主役は三次元的に基盤の形態を見ることができる重力基盤図である。

(1) 地震探査で明らかになったように、関東平野の基盤の速度は一定ではなく、西南日本の外帯の地質構造に

第1表 コントロールポイントに用いた坑井一覧と重力基盤の比較 (駒澤・長谷川, 1988)

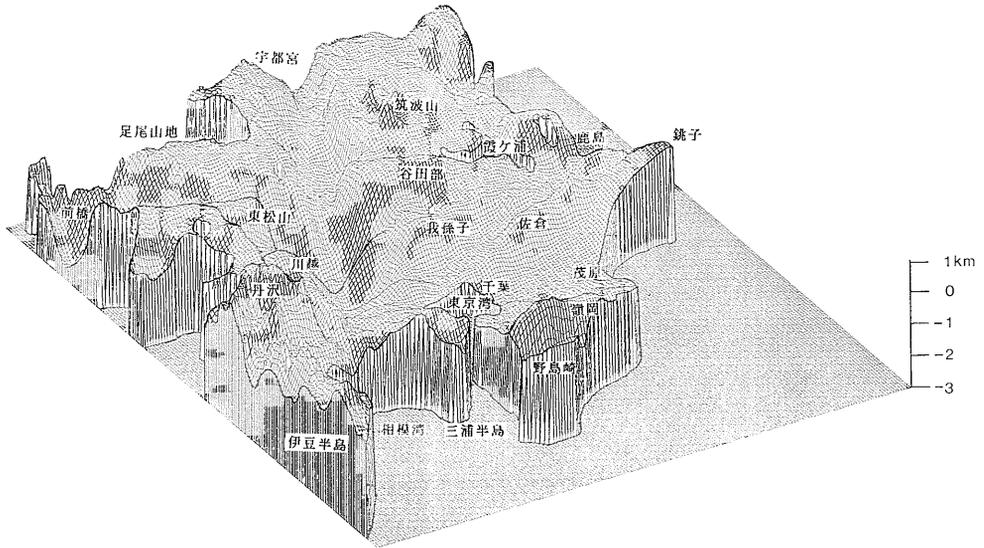
番号	坑井名	緯度 (北緯)	経度 (東経)	標高 (m)	堀止深度 (m)	地質基盤 深度(B)	重力基盤 深度(G)	基盤差 (B-G)	対比
1	府中地殻活動観測井	35°39' 2.4"	139°28' 25.1"	44.7	2780	2024	1991	33	四万十帯
2	春日部 GS-1	35°57' 29. "	139°44' 12. "	5.41	3103.0	3072	3183	-111	南蛇井層
3	岩槻深層地震観測井	35°55' 33. "	139°44' 17. "	8.49	3510.5	2897	2708	189	三波川帯
4	松伏 SK-1	35°55' 7.9"	139°49' 17.0"	4.53	2008.5	1600	1468	132	領家帯
5	野田 R-1	35°56' 10.5"	139°56' 18.8"	7.46	1331	1037	1266	-229	領家帯
6	下総地殻活動観測井	35°47' 36.4"	140° 1' 25.6"	22.81	2330	1520	1783	-263	三波川帯
7	船橋地盤沈下観測井	35°42' 11.0"	139°59' 51.9"	3.	2146.29	2139	1993	141	三波川帯
8	船橋 FR-18	35°42' 15.3"	139°59' 32.1"	7.20	2107	2071	1997	74	三波川帯
9	成田 R-1	35°47' 23.9"	140°19' 10.9"	7.00	1053	1018	1164	-146	三波川帯
10	豊住 R-1	35°49' 38.3"	140°18' 16.7"	5.	875	849	954	-105	三波川帯
11	多古 R-1	35°46' 35.6"	140°30' 17.2"	6.95	826.4	825	474	351	三波川帯
12	新利根 R-1	35°53' 3.2"	140°14' 22.4"	3.	838.6	813	735	78	三波川帯
13	佐倉 R-1	35°43' 19.8"	140°13' 7.3"	3.33	1521.9	1517	1270	247	—
14	八街 R-2	35°38' 53.0"	140°17' 50.4"	45.96	1994.8	1980	2084	-104	白亜系
15	成東 R-2	35°35' 25.9"	140°23' 47.1"	7.46	2006.0	2000	1991	9	秩父系
16	菱田 R-1	35°46' 18.7"	140°25' 26.0"	41.06	949	948	968	-20	白亜系
17	蓮沼 TR-1	35.36' 44.8"	140°32' 4.6"	1.	1445.0	1430	1460	-30	白亜系
18	旭 R-1	35°41' 52.4"	140°41' 6.6"	5.50	565.4	551	573	-22	白亜系
19	旭 R-2	35°41' 1.4"	140°38' 46.3"	3.54	739.5	739	822	-83	秩父系
20	飯岡 R-1	35°41' 54.4"	140°43' 15.5"	5.	401	400	395	5	秩父系
21	小見川 R-1	35°51' 25.2"	140°37' 5.4"	0.44	662.5	659	471	188	秩父系?
22	鹿島 KT-1	35°57' 33.3"	140°40' 43.5"	5.	910	887	1131	-244	白亜系
23	流山 NP-1	35°53' 8.7"	139°54' 7.5"	3.25	1525	1482	1489	-7	—
24	国土地理院	36° 6' 2.1"	140° 5' 24.0"	24.95	815	462	513	-51	領家帯
25	筑波大学	36° 6' 12. "	140° 6' 18. "	25.	500	435	521	-86	領家帯
26	防災センター	36° 7' 21. "	140° 5' 39. "	25.	600	480	572	-92	領家帯



対応して北部で大きく南部で小さい。そして、房総半島を含む関東平野の速度構造は、四国沖に見られる深海平坦面と外縁隆起帯の速度構造と類似しており (長谷川, 1988), 関東平野は西南日本外帯沖に存在する深海平坦面が陸化したもの (藤田, 1978) であることを示唆している。

(2) 重力図および基盤深度図を見ると、関東山地、足尾山地、筑波山地、阿武隈山地の山地間および山地と関東平野の境界は急崖になっており (第7図, A, B, C, F, G など), そこには構造線, 断層が存在し山地間は1 km を越す深い谷部となっているのが分かる。個々の山地について見ると、関東山地の東には八王子構造線が存在し、関東山地と足尾山地との間には中央構造線と柏崎一銚子線が存在しその間には3 km をこす関東平野でもっとも深い谷が形成されている。足尾山地と筑波山地とには烏山一菅生沼構造線が存在し2 km 以上の落差を有している。足尾山地の東側にはそれほど急崖ではないが、それに並行して走る同様な断層構造が指摘出来る。

第9図 重力基盤標高図 (駒澤・長谷川 (1988)) に活断層 (東京都防災会議, 1977) を重ねて示した図。



第10図 重力基盤の鳥瞰図（縦横比=20:1），方位角：N30°E，伏角：30°。

筑波山地と阿武隈山地に挟まれた地域においては、筑波山地の東には断層状構造が見られ、阿武隈山地の西側には棚倉構造線が存在し、その間には水戸付近に1 kmを越える凹部が存在する。またつくば市谷田部の南側にも急崖が見られ烏山一菅生沼構造線が東へ大きく曲がるように見え、筑波山塊を含む領家帯の南限を示している可能性がある。このように関東平野の基盤は単純な盆状構造ではない。

(3) 重力基盤図で不自然な点のはつくば市谷田部付近及び北浦付近に孤立した基盤の盛り上がりが見られ地表に飛び出していることである。これは現実には不合理であり、基盤が盛り上がっているだけでは説明出来ず、基盤が高密度である必要がある。谷田部付近では、磁気異常を伴わない高密度の超塩基～塩基性岩すなわち筑波山地に見られるはんれい岩が存在しているとの解釈が可能となる。また重力図および基盤深度図に、千葉一佐倉一小見川の帯状構造(第7図, D)が見られるが、それに対応した磁気異常も見られる。これは関東山地などに見られる三波川帯中の磁気異常を伴う超塩基～塩基性岩からの類推から、この付近に三波川帯が存在していると解釈出来る。このように、磁気異常データは重力異常と比較することによって、基盤の地質に対する解釈に制限を加えることが出来、いくつかの考え方が提出されている(小川ほか, 1979; 中井ほか, 1986; 長谷川, 1988; 駒澤・長谷川, 1988)。これらがモデルに留まらないためには、必要な調査研究が今後行なわれる必要があるだろうし、その検証がモデルの真实性をさらに高めることになる。例えば、霞が浦付近の重力高異常域で基盤を貫く深いボーリング

を行ない、存在が推定される超塩基～塩基性岩の実体を確かめれば、この付近の中央構造線の位置関係に決着がつかうかもしれない。

(4) 重力基盤深度図の2 km以深を網目で示した第8図をみるとその基盤の形は北北東一南南西、北西一南東の二方向へ地溝状に広がりを見せ、二つの方向の断層によって基盤地形が形成されたことを思わせる。前者の北東への延長は足尾山地と筑波山地の間の地溝に一致し、鳥瞰図(第10図)をみると相模湾の奥にあたる関東平野西部から北北東へ明瞭に地溝が見える。これは盛岡一白河構造線の南西延長に相当すると思われる。また後者の前橋付近より太平洋に抜ける北西一南東方向の地溝状構造は、既に矢島(1981)が指摘しているが、この基盤図に明瞭に見られる。以上のように関東平野の基盤は単純な盆状の構造ではなく、山地との境界は断層または断層状構造になっており、平野中央部では二つの方向の地溝状の陥没が重畳されることによって基盤の凹部が形成されたことが推定される。

5. おわりに

以上のべてきたように、関東平野の基盤構造は長い間の蓄積によって次第に明らかになってきたが、いまだ不十分であり、今後の調査研究に待つところも多い。しかし現段階での結果に基づいて地震動の予測を行なったり、活断層の調査に役立てたりすることは可能となりつつあると考えられる。ここにあげた重力基盤図はそのような使用に十分耐え得るものであると考えられる。しかし、地震動予測にとって基盤までの深度のほかに堆積層

内の速度と層厚が必要であり、このためには必要な地域における地震探査など調査が不可欠であり、また活断層の調査を充実させることも必要であることも強調しておきたい。

参 考 文 献

萩原幸男・村田一郎・田島広一・長沢 工・井筒屋貞勝・大久保修平 (1986): 活断層の重力調査(1)—1931年西埼玉地震の震源断層の検出—。地震研究所彙報, **61**, 563-586.

長谷川 功・伊藤公介・佐藤隆司・小野晃司・相原輝雄・楠瀬勤一郎・曾屋龍典・衣笠善博・下川浩一・粟田泰夫・渡辺史郎・鈴木尉元・小玉喜三郎・牧本博・酒井 彰 (1987): 屈折法による地下構造探査—関東平野北部地域。「首都圏における直下型地震の予知及び総合防災システムに関する研究」研究成果報告書, 科学技術庁研究開発局, 160-172.

長谷川 功 (1988): 地震探査から見た関東平野の基盤構造。地質学論集, 第31号, 41-56.

島山 勉 (1964): 関東平野における物理探査の総合研究。物理探査, **17**, 2-23.

服部保正・杉本卓司 (1975 a): 岩石のP波伝播速度に関する統計的研究 (I)。物理探査, **28**, 3-12.

服部保正・杉本卓司 (1975 b): 岩石のP波伝播速度に関する統計的研究 (II)。物理探査, **28**, 43-56.

藤田和夫 (1978): 西南日本における中新世以降の地殻変動と海水準変動。「日本の新世代地質」(池辺展生教授記念論文集), 169-185.

石井基裕 (1962): 関東平野の基盤。石油技術協会誌, **27**, 615-640.

磯見 博・河田清雄 (1968): フォッサ・マグナ両側の基盤岩類の対比。日本地質学会第75回大会総合討論会資料「フォッサ・マグナ」, 4-12.

伊藤公介・長谷川 功・佐藤隆司・相原輝雄・楠瀬勤一郎・高橋 学・渡辺史郎・横倉隆伸・小玉喜三郎 (1987): 屈折法による地下構造調査—房総半島地域。「首都圏における直下型地震の予知及び総合防災システムに関する研究」研究成果報告書, 科学技術庁研究開発局, 173-183.

貝塚爽平 (1984): 南部フォッサマグナに関する地形とその成立課程。第四紀研究, **23**, 55-70.

垣見俊弘・衣笠善博・木村政昭 (1973): 後期新生代地質構造図「東京」. 50万分の1, 地質調査所.

加藤 茂 (1988): 音波探査断面から見た東京湾の地下構造。地質学論集, **31**, 75-84.

衣笠善博 (1980): 関東地方の平野部における先新第三系基盤の

深度分布。地震予知連絡会地域部会報告, **2**, 68.

駒澤正夫 (1984): 北鹿地域の定量的重力解析について。物理探査, **37**, 123-134.

駒澤正夫 (1985): 関東地域重力図ブーゲー異常図。特殊地質図, 地質調査所.

駒澤正夫・長谷川 功 (1988): 関東地方の重力基盤に見える断裂構造。地質学論集, 第31号, 57-74.

中井順二・駒澤正夫・大久保泰邦 (1987): 関東地方の重力・磁気異常の分布と特徴。地学雑, **96**, 185-200.

小川克郎・堀川義夫・津 宏治 (1979): 茨城県日立—千葉県鴨川地域の空中磁気異常と地質構造 第II報。地質調査所月報, **30**, 549-569.

首都圏基盤構造研究グループ (1989): 夢の島人工地震実験資料集. 1-277.

嶋 悦三・柳沢馬住・工藤一嘉・瀬尾和大・山崎謙介 (1976): 東京の基盤構造 その2 第3回夢の島, 吉川爆破実験による地下深部探査。地震研究所彙報, **51**, 45-61.

嶋 悦三・柳沢馬住・工藤一嘉・瀬尾和大 (1981): 東京の基盤構造 その5 第7回, 第8回, 第9回夢の島爆破実験による地下深部探査。地震研究所彙報, **56**, 265-276.

新エネルギー開発機構 (1984): IGRF 磁気残差図.

多田 堯 (1982): 関東平野の基盤構造と重力異常(1)—基盤深度図一。地震2, **35**, 607, 617.

高橋 博 (1982): 深層観測によって明らかにされた関東地方の微小地震活動の特性について。防災科学技術センター研究報告, **28**, 1-104.

東京都防災会議 (1977): 東京直下地震に関する調査研究 (その4), 1-329.

植田義雄・中川久穂・平岩恒広・朝尾紀幸・久保田隆二 (1987): 東京湾・南関東周辺の重力異常と深部構造。水路部研究報告, **22**, 179-206.

矢島敏彦 (1981): 関東平野基盤岩類の岩石学的特徴と地質構造。地質学論集, 第20号, 187-204.

矢島敏彦・吉田 尚・鈴木尉元・楡井 久 (1986): 関東平野の先新第三系基盤。日本の地質「関東地方」, 共立出版, 76-78.

山中浩明・瀬尾和大・佐間野隆憲・翠川三郎 (1986): 人工地震による首都圏南西部の地下深部探査(2)。地震, **2**, **39**, 607-620.

HASEGAWA Isao and KOMAZAWA Masao (1990): Basament structure beneath the Kanto Plain.

<受付: 1990年5月28日>