

# 地形改変が進んだ丘陵地の表層地盤構造の同定と振動性状の解明

名古屋大学大学院 環境学研究科 都市環境学専攻 飛田研究室 木村憲司

## 1. 序論

我が国の国土の多くは山地で形成され、崖地形や傾斜地、丘陵地など、不整形性をもつ自然地形がいたるところに存在しており、また、丘陵地における切り盛りされた造成地など、人工的な地形改変が全国各地で行われている。名古屋大学東山キャンパスも例外ではなく、約 50 年前に鶴舞キャンパスから移転してから現在に至るまで、キャンパス開発に伴う切盛り等の地形改変が幾度となく行われている。そのため、キャンパス内の表層地盤構造は 3 次元的に大きく変化しており、地震動に対する応答性状も地点により大きな差があると予測される。一方、2000 年 6 月の性能規定型の改正建築基準法の施行により、新しい検証法である限界耐力計算法が導入され、それにより工学的基盤以浅の表層地盤振動特性を正しく評価することが必要となっている。しかしながら、工学的基盤以浅の表層地盤は狭い範囲内においても場所による特性の差が著しく、地盤状況を正確に把握することは容易ではない。また、限界耐力計算法では、1 次元の地盤増幅特性を考慮するようになったが、2 次元、3 次元の地形の変化による増幅特性への影響は考慮されていない。このようなことから、工学的基盤以浅の複雑な表層地盤構造を正確に把握し、その振動性状を明らかにすることが非常に重要な課題となっている。そこで、本論では名古屋大学東山キャンパスを対象とし、地形改変の進んだ丘陵地における表層地盤構造及び振動性状について検討を行う。

## 2. ボーリングデータに基づく表層地盤土質構造の把握

図 1 は表層地盤断面図を作成する際にキャンパス内に設定した測線の位置を示した図である。図 2,3 は測線 1-1' 上及び 7-7' 上に存在するボーリングデータを組み合わせることで 2 次元的に作成した地盤断面図である。図 2 を見ると、キャンパスの東から西に向かって傾斜しており、先端技術共同研究センターから東側は尾根地形となっている。西側の表層には表土が広がっており、盛り土が行われた様子が見てとれる。洪積の砂礫を中心とする八事・唐山層は、西側では薄く、東に行くほど厚く堆積しており、地形の起伏に対応して層厚にばらつきが見られる。一方、第三紀矢田川累層は累層上面の標高がほぼ一様になっており、場所による層厚の違いは比較的小さいと言える。図 3 は 300m 程度の範囲であるにも関わらず起伏の激しい地形となっているが、これも主に八事・唐山層の層厚の相違によるものである。図 4 はこれらの地盤断面図を 3 次元的に組み合わせることによって作成した 3 次元土質構造モデルである。この図から、八事・唐山層の層厚のばらつきと、北西から南東に向かうに従って厚く堆積している様子がよくわかる。

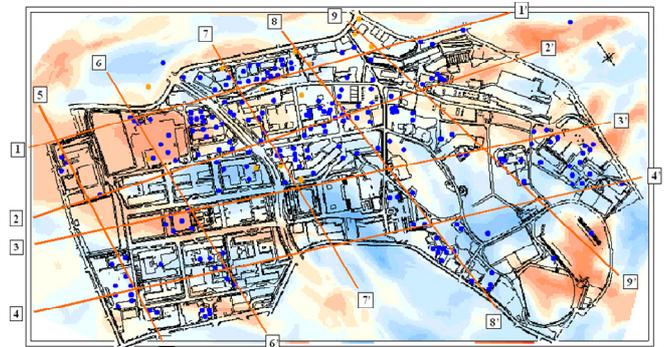


図 1 側線位置図

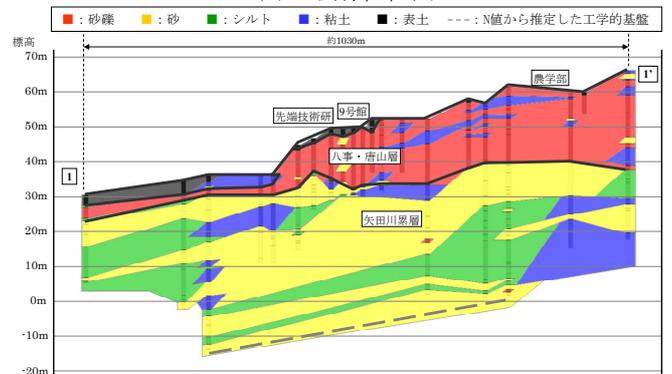


図 2 1-1'断面図

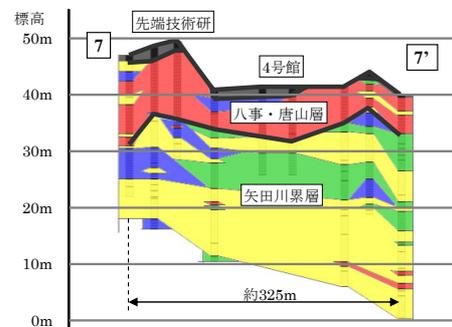


図 3 7-7'断面図

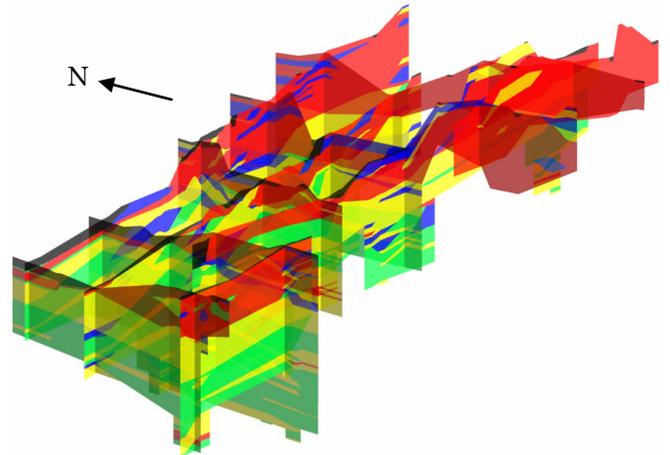


図 4 表層地盤 3 次元土質構造モデル

### 3. 観測点による伝達特性の差異

#### 3.1 強震観測地点及び概要グルーピング

図 5 に東山キャンパス内の強震観測地点及びグルーピングを示す。ここでは、前節で考察した東山キャンパスの地形や表層地盤構造をもとにキャンパス内の表層地盤を 4 つに分類している。尾根に位置する A,C グループは切り土地盤で、表土はごく薄く、また砂礫を主成分とした八事・唐山層が厚さ 20m 程度で堆積しており、比較的硬質の地盤である。谷の B,D グループは盛り土地盤であるため、表土は比較的厚く、逆に八事・唐山層は薄くなっており、風化した第三紀矢田川累層が堆積して比較的軟弱な地盤となっている。なお、地点 ⑫には工学的基盤相当の GL-57m にも地震計が設置されており、ここでの記録を工学的基盤での地震記録として用いる。

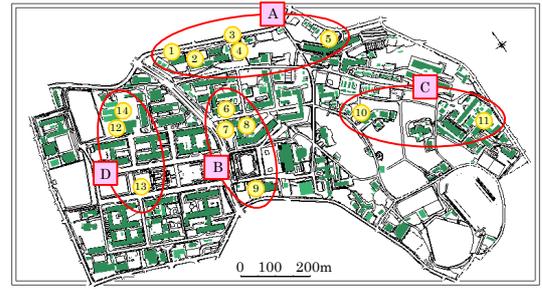


図 5 強震観測地点及びグルーピング

#### 3.2 工学的基盤に対する伝達関数による検討

図 6 には、各観測点における強震観測記録及び 1 次元重複反射解析によって得られた工学的基盤に対する各観測地点の伝達関数を示す。伝達関数は各強震観測記録をサンプルとしてアンサンブル平均により算出した。一方、解析値は近傍で PS 検層が行われている各グループ代表地点の地盤データをもとに線形 1 次元重複反射解析による伝達関数 ( $2E/E+F$ ) である。この図より、実測値、解析値共に全地点に共通して 1.5Hz 付近に卓越した振動成分が確認でき、この値が東山キャンパス内における工学的基盤以浅の 1 次固有振動数であることが分かる。また、実測値においては、4.0Hz 付近から観測地点によるばらつきが見られ、高い振動数になるほど、ばらつきが大きくなることが確認される。これは、変化に富んだ東山キャンパスの表層地盤構造の相違を反映した結果であると言える。また、実測値において EW 方向と NS 方向で伝達特性に差が見られることから、1 次元波動論では説明することができない、地表面付近での局所的な地形効果の影響が示唆される。

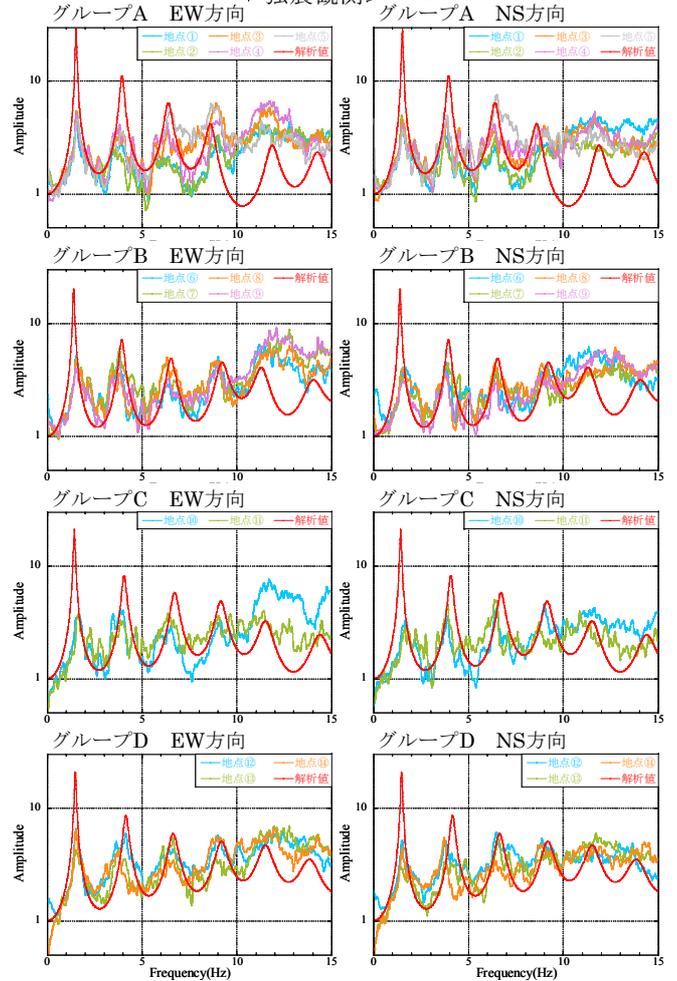


図 6 工学的基盤に対する伝達関数

#### 3.3 H/V スペクトルによる検討

図 7 に、各観測点における強震観測記録から求めた地震動 H/V スペクトル及び 1 次元重複反射解析により得られた地震基盤に対する伝達関数を示す。地震動 H/V スペクトルは、工学的基盤に対する伝達関数と同様、各強震観測記録をサンプルとして、アンサンブル平均することにより算出した。また、H/V スペクトルを算出する際の地震動の区間は、S 波初動から 10.24 秒とし、主に S 波の増幅を捉えているものと考えている。解析値は、各グループ代表地点の地盤モデルをもとに 1 次元重複反射解析を行うことによって求めた伝達関数 ( $2E/2E$ ) である。実測値、解析値共に全地点共通して 0.4Hz、1.0Hz 付近に卓越した振動成分が存在していることが確認でき、この値が東山キャンパス内における地震基盤の 1 次、2 次固有振動数であることがわかる。実測値に着目すると、2Hz 付近までは各観測点で共通したピークが確認できるが、3Hz 付近から地点によるばらつきが見られ、高振動数領域になるほど同じグループ内においてもスペクトルの形状が様々になっている。

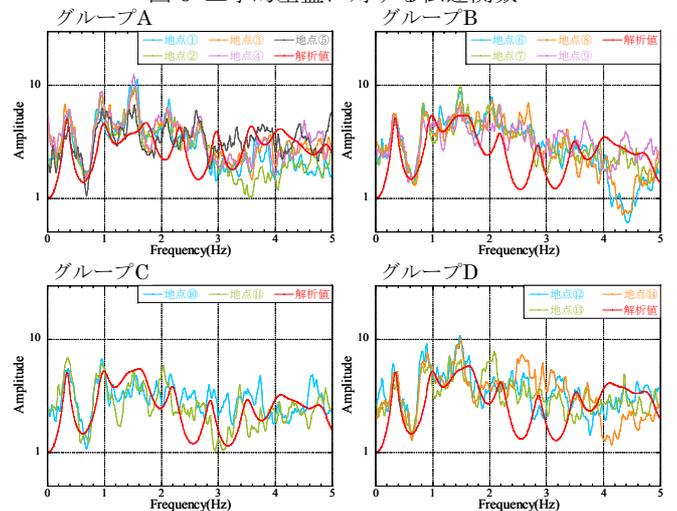


図 7 地震動 H/V スペクトル

#### 4. キャンパス内表層地盤 S 波速度構造の同定

図 8 に微動アレイ探査を行った地点を示す。微動アレイ探査は、2004 年 7 月から 2004 年 12 月までの間に、東山キャンパスを 100m メッシュに区切り、その交点及びその近傍において行った。

図 9 に微動アレイ探査から得られた S 波構造の例として、地点 K5 及び L5 における推定 S 波速度構造を示す。地点 K5 は切り土地盤、地点 L は盛り土地盤に位置しており、それが表層数 m の S 波速度に約 100m/s の差として現れている。しかし、それ以深の速度構造はほぼ一致している。これは、どちらもキャンパス南東部の丘陵地にあり、距離も近いいため表層地盤構造にほとんど差はなく、極表層の切り土・盛り土の違いのみが微動アレイ探査による S 波速度構造に現れた結果であると考えられる。

図 10(上)は、測線 3-3' 上あるいはその近傍に存在するボーリングデータから S 波速度構造を簡易的に求め、それらを 2 次元的に組み合わせることによって作成した速度構造断面図である。一方、図 10(下)は微動アレイ探査により得られた測線 3-3' 上の S 波速度構造から作成した速度構造断面図である。両者を比較すると、S 波速度の値自体にはやや差があるが、同じ速度の層が東から西に向かって傾斜している様子が良く対応している。また、標高 0m 付近のキャンパスの東側から中央に向かって、S 波速度 500~600m/s の層が存在している様子も共通している。

図 11 は、強震観測記録を用いて算出した各地表強震観測地点における工学的基盤との伝達関数と、それぞれの強震観測地点近傍で行った微動アレイ探査から得られる S 波速度構造から 1 次元重複反射解析によって得られた工学的基盤に対する伝達関数である。解析値と実測値を比較すると、実測値に全地点共通して見られる 1.5Hz、4.0Hz 付近のピークが解析値にもあらわれており、東山キャンパスにおける工学的基盤以浅の 1 次、2 次卓越振動数が十分に表現されているのがわかる。また、5Hz 以上の高振動数領域においても、ほぼ全地点で解析値と実測値のピークの位置が良く対応しているが、中には若干のずれがある地点も存在する。解析値と実測値のピークの位置が良く一致している地点としては、まず、強震観測点と微動アレイを展開した位置がごく近傍であった地点②、地点⑩及び地点⑭が挙げられる。また、強震観測点と微動アレイ探査地点の距離は多少離れているが、どちらの地点も明確に盛り土地盤になっている地点⑬が挙げられる。逆に、解析値と実測値の対応が悪かった地点としては、強震観測点と微動アレイ探査地点が距離的に離れていた地点、そして観測点付近で切り土・盛り土分布が平面的に変化している地点⑨、地点⑪が挙げられる。これより、強震観測点と微動アレイ探査を行った地点がごく近傍であれば、微動アレイから得られる速度構造は概ね実測値と対応しており、これらを 3 次元的に組み合わせることによって、東山キャンパスにおける表層地盤 3 次元 S 波速度構造モデルの構築が可能であると考えられる。

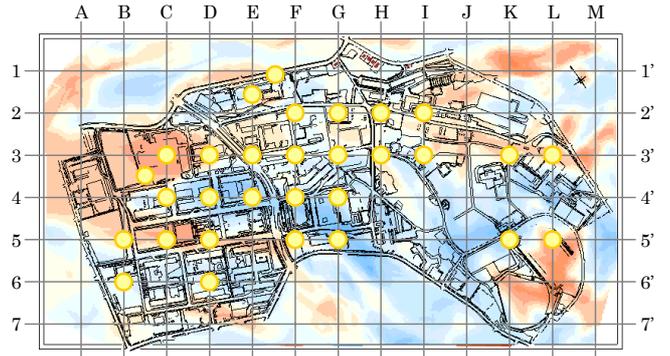


図 8 微動アレイ探査地点

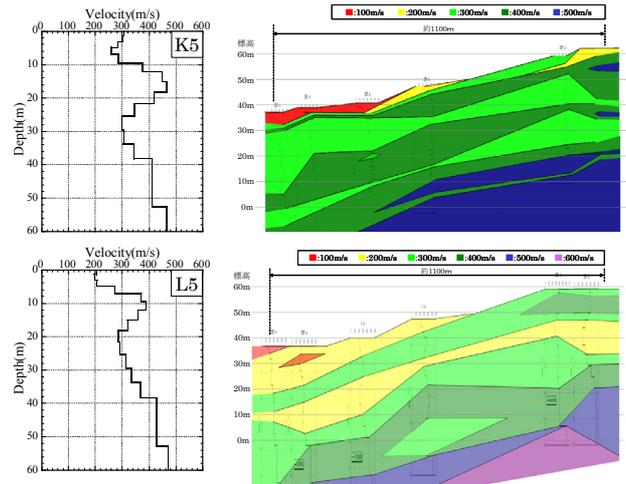


図 9 S 波速度構造

図 10 速度構造断面図

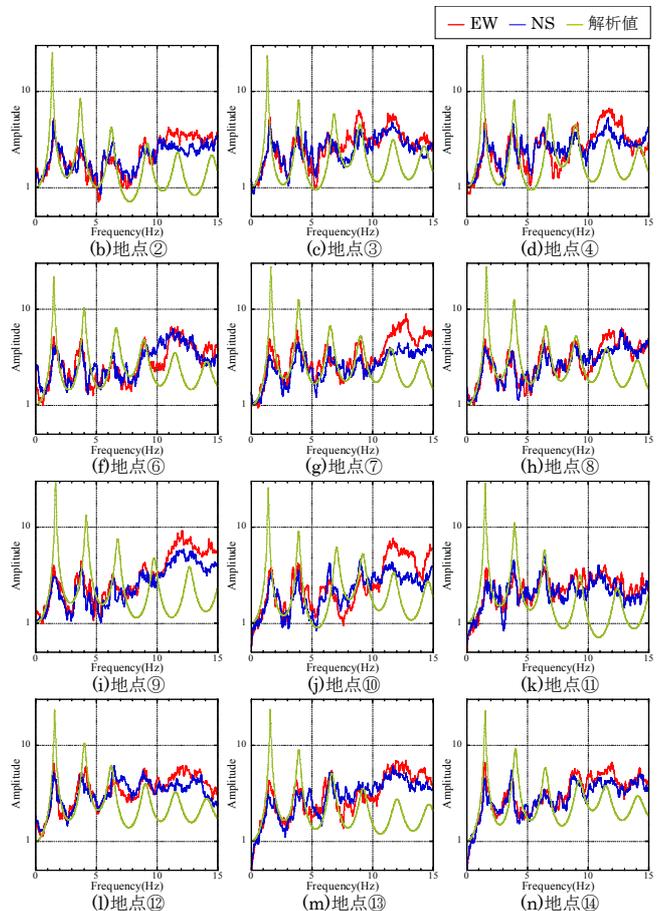


図 11 工学的基盤との伝達関数

## 5. 各観測点における局所的な地形効果

図 12 に示すのは、東山キャンパスで観測された地震記録に 0~5Hz、5~10Hz、10~15Hz のバンドパスフィルターをかけ、それぞれの振動数領域において、工学的基盤との最大加速度の増幅比を求め、EW 方向と NS 方向でその増幅比を比較したものである。ここでは、尾根上に位置する地点として地点①を、谷に位置する地点として地点⑨及び地点⑫を示した。各観測地点の位置を、キャンパス内の 1936 年当時の標高分布と共に図 14 に示す。図 12 の 0~5Hz に着目すると、EW と NS で方向性に偏りはあまり見られない。5~10Hz の振動数領域に着目してみても、概ね均等に分布している。しかし、10~15Hz という高振動数領域になると各観測点において、顕著に方向性が現れている。つまり、尾根上に位置する地点①では分布が大幅に NS 方向に偏っており、逆に地点⑨及び地点⑫では 8 割方の地震記録において EW 方向が卓越している。

図 13 は、2002 年 4 月 11 日に観測された愛知県西部地震 (M4.3) の記録に、同様に 3 種類のバンドパスフィルターをかけ、それぞれの観測地点での水平面内の加速度オービットを描いたものである。0~5Hz、5~10Hz のオービットに着目すると、比較的円に近い形をしており、ある一定方向の加速度が卓越している様子は見受けられない。しかし、10~15Hz のオービットでは各観測点において、明確に卓越方向が存在している。同じ 10~15Hz においても、GL-57m の工学的基盤では比較的円に近い形状をしている。各観測点の 10~15Hz のオービットを図 14 の 1936 年当時の地形と照らし合わせてみると、各地点でのオービットの傾きは、地点①では尾根に対して直角方向に、地点⑨及び地点⑫では谷筋に対して平行方向と一致している。従って、谷筋に沿って盛り土のような軟弱な地盤が分布していることを考慮すれば、地点⑨及び地点⑫のオービットの傾きは、軟弱な地盤が分布する抵抗の少ない方向の振動が増幅された結果であると考えられる。また、その盛り土のせん断波速度が約 200m/s で、厚さが約 4m であると仮定すると 1/4 波長則で求まる振動数は約 12Hz であり、10~15Hz で増幅する振動数成分と一致する。このことから、盛り土によるごく表層の不整形性が、水平 2 方向の伝達特性に影響を与えた結果であると考えられる。尾根地形も同様に、拘束の少ない直角方向に卓越したものと考えられる。

## 6. 結論

ボーリングデータを用いて表層地盤断面図及び 3 次元土質構造モデルを作成することにより、東山キャンパスの表層地盤土質構造を明らかにした。また、微動アレイ探査の結果を既存のボーリングデータ及び強震観測記録に基づいて検討し、微動アレイ探査により地形改変の進んだ丘陵地の表層地盤構造を評価できることを示した。最後に、局所的な地形条件が表層地盤の地震動の方向性に大きな影響を及ぼしていることを示した。

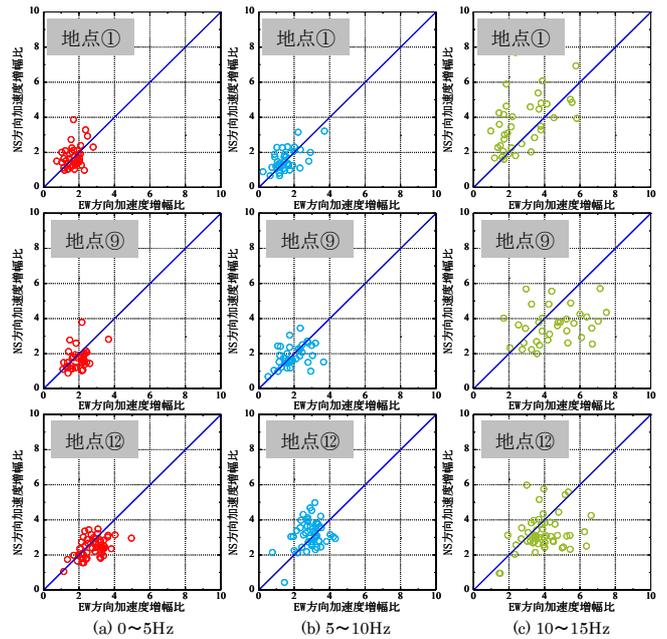


図 12 工学的基盤に対する最大加速度増幅比

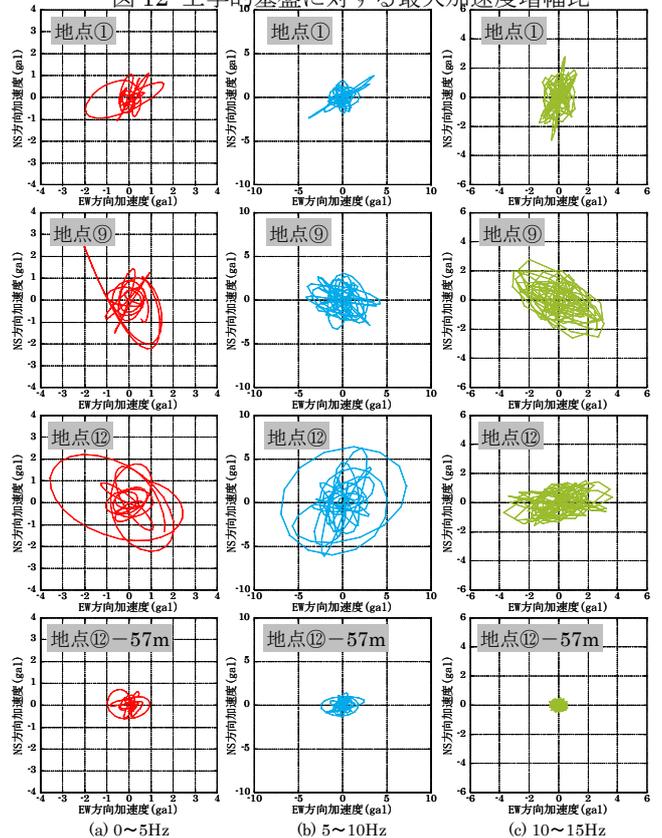


図 13 水平面内加速度オービット



図 14 1936 年の地形