

脈動、地震探査、重力異常から推定される 中国雲南省麗江盆地の地下構造

赤松純平・盛川 仁(1)・西村敬一(2)・瀬戸憲彦(3)・駒澤正夫(4)
尾上謙介・蔣 楽群(5)・李 康龍(6)・王 玉梅(7)

(1) 京都大学大学院工学研究科、(2) 岡山理科大学総合情報学部
(3) 東京大学地震研究所、(4) 地質調査所地殻物理部
(5) 中国雲南省地震局、(6) 中国麗江県地震局、(7) 同濟大学結構理論研究所

要 旨

1996年麗江地震により生じた麗江盆地の異常震度分布の原因を究明するために、脈動観測、屈折法地震探査および重力測定を実施して、盆地の地下構造、特に基盤岩構造を調べた。その結果、脈動や地震探査から求まる速度構造と重力異常から求まる密度構造とでは、基盤岩深度に違いはあるものの、類似の盆地基盤構造が得られた。盆地西縁の雪山断層に伴って基盤岩は700m程度急峻に沈降している。盆地南部を斜めに横切る麗江-剣川断層に沿っては基盤岩に顕著な起伏はない。断層に関係する基盤岩構造が盆地内の震度異常の一因であることが推測される。

キーワード：1996年麗江地震、異常被害分布、脈動のH/V、2点による空間自己相関法
屈折法地震探査、レイトレーシング、ブーゲー重力異常、基盤岩構造

1. はじめに

1996年2月3日の麗江地震(M7.0)とその余震(M6.0)により、中国雲南省麗江盆地と周辺地域に重大な被害が生じた。被害分布の特徴は、本震・余震を含む周辺地域の地震活動、震源メカニズム、およびその背景としてのテクトニクスなどとともに、京都大学防災研究所と中国雲南省地震局を中心とする研究者のグループによって詳しく調査された(Akamatsu, 1997)。その結果、盆地内の被害分布(Fig.1参照)は震源断層とされる雪山断層(Xueshan fault; Fig.2参照)との位置関係だけでなく、地震動に対する盆地の地盤・基盤構造の影響をも強く受けたことが示唆された。その典型的な事例として、盆地西縁の震源断層近傍よりも断層から1.5～2km離れた盆地内の地域の方が、木造家屋やRC建造物に対する被害

が著しく大きかったことが指摘されている(Han and Zhou, 1997; Akamatsu et al., 1997)。また、盆地南部を北東-南西方向に横切る麗江-剣川断層(Lijiang-Jianchuan fault; Fig.2参照)に沿う地域(麗江古城一帯)では、その周辺に比べて被害が大きかったことも指摘されている(Jiang, 1997)。さらに、特筆すべきこととして、盆地内の被害分布はこの地震に際して現れただけでなく、過去の震源域の異なる地震(例えば、1951年剣川地震)によってもたらされた被害もほぼ同様の分布を示した(Jiang, 1997; Jiang et al., 1999)ことがあげられる。

上記の被害分布、とくに盆地西部の震源断層と被害分布の位置関係には、1995年兵庫県南部地震による神戸-阪神地域における被害分布との類似性がみられ、地盤・基盤構造の不均質性が強震動の現れ方に重要な影響を与えたと推定される。また、麗江古

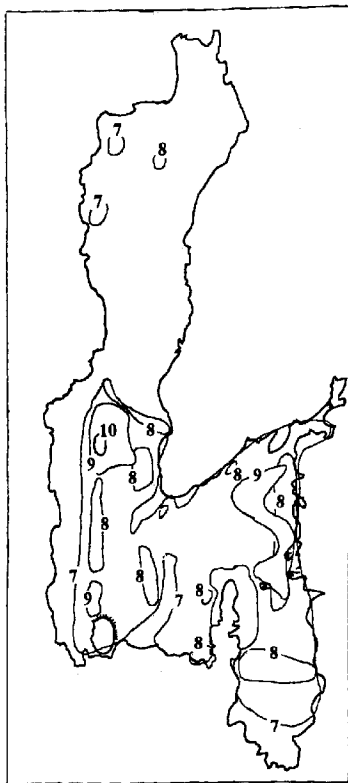


Fig.1 Anomalous distribution of intensity in Lijiang basin caused by the 1996 Lijiang Earthquake (MMI).

城一帯で被害が大きかったことと麗江-劍川断層に付随する地下構造との関係も重要な問題である。これらの問題を念頭において麗江盆地の地下構造を調査する研究が、同じく京都大学防災研究所と中国雲南省地震局を中心に企画され、1997年8月に脈動(長周期微動)観測と小規模な屈折法地震探査に基づいて、盆地堆積層の速度構造と基盤深度の推定が行われた。解析の結果は Morikawa et al.(1998a)と赤松・他(1998)に報告されているが、主要な結論として、盆地の中央部における基盤深度は1200m以上に達し、東西両縁辺部での基盤の落差は約400mと推定されること、一方、盆地南部を横切る麗江-劍川断層付近では基盤の落差が検出されることが指摘された(Fig.3参照)。

次いで1998年8月には、前年の調査結果を踏まえそれを別の手段によって確かめることを目的として、盆地を横切る規模の屈折法地震探査と盆地内の重力探査が実施された。本報告では、まず脈動観測結果の概要を述べ、ついで、地震探査と重力探査の概要およびそれぞれの解析結果について述べる。ただし、これまでに得られたP波速度構造と密度構造のモデルは、ともに予察的な結果であり、先に脈動観測と小規模地震探査に基づいて推定された基盤の形状を

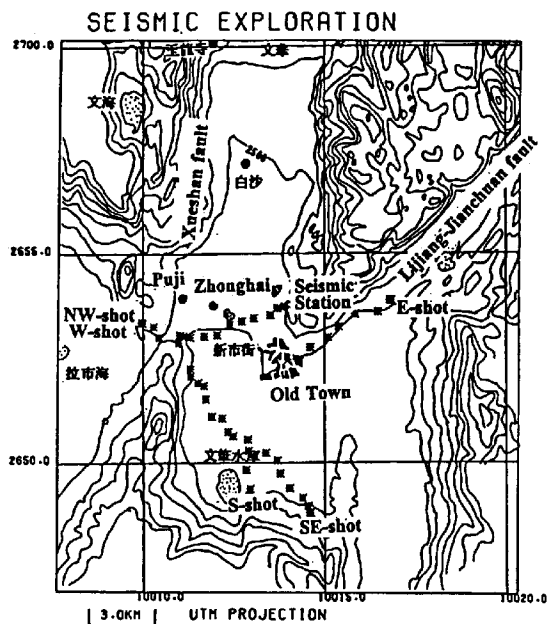


Fig.2 Topographic map of Lijiang basin, showing the location of seismic exploration profiles. Asterisks indicate shot points and observation sites. Note that E-W profile crosses the Xueshan fault on the west edge and NW-SE profile crosses the Lijiang-Jianchuan fault in the southern part.

大筋において支持するものの、とくに基盤深度に関して確定的な結論は得られていない。

2. 脈動観測結果の概要および問題点

脈動観測による盆地基盤岩構造の調査は、以下の2つの方法を組み合わせて行った：(1)盆地内地盤上での水平動/上下動スペクトル比(H/V)、および(2)地盤上での2点による空間自己相関(2sSPAC)法によるレーリー波の位相速度の推定(Morikawa et al., 1998b; 1999)。

H/V解析のための観測は、麗江地震台の観測横坑(岩盤)を基準点とし、盆地内の20地点において10秒速度計(PELS)3成分3セットによる同時観測(地盤上2セット)であり、盆地中央部を南北、東西方向に横切る測線で実施された。また、2sSPAC法を適用するアレー観測(アレーの大きさは3種類；中心から頂点までの平均距離は、約1.54km, 656m, 288m)では、三角形の中心に1セットを固定し、頂点を順次移動した。

2sSPAC法からは、観測期間中の波動場が時間的に大きくは変化しないという仮定(中心点と麗江地震台の記録から確認)により、位相速度の分散を得て、ア

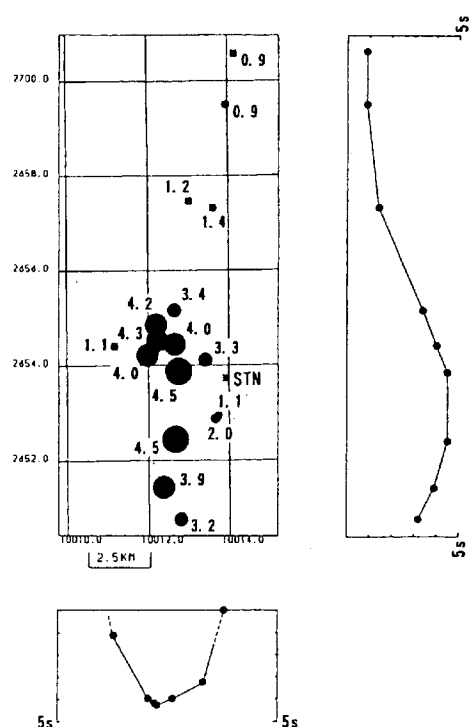


Fig.3 Spatial distribution of peak period (T_p in s) of horizontal-to-vertical spectral ratio (H/V) for fundamental mode of microseisms. Cross sections along N-S and E-W directions are shown. The depth to bedrock at the site with $T_p=4.5$ s is estimated at 1250m using the phase velocities of Rayleigh waves. Note the abrupt change in peak period at the west and east edges of basin. No remarkable changes are observed across the Lijiang-Jianchuan fault in the southern part of the basin. STN denotes the Lijiang Seismic Station.

レー内の「平均的な」速度構造をフォワード解の試行錯誤により推定する。一方、H/Vの基本モードのピーク周期(T_p)は、基盤岩深度と地盤の速度値を反映する(Lachet and Bard, 1994)と考えられるので、2sSPAC法により求められた速度値を用いて、 T_p の値から各観測点直下の基盤岩深度を、各速度層の厚さは比例関係を保って変化するとした Haskell 法により推定した。

Fig.3に T_p の分布を示す。脈動解析の結果は、既に「はじめに」で述べたように、(1)盆地の東と西とで基盤岩は急峻に約400m程度落ち込んでおり、(2)盆地中央部での最深点では基盤岩深度は1,200mあるいはそれ以上に達する、また(3)盆地南部を北東-南西方向に横切る麗江-劍川断層に伴う基盤岩の急峻な落差はない、というものであった。

ところで、この観測・解析における問題点として、次のことがらに注意する必要がある：(1)2sSPAC法

の適用性もさることながら、観測された T_p は、最大アレーの中心で4.3s、各頂点で1.1s、3.4s、4.5sであり、構造がアレー内で横方向に大きく変化していることを表している。このような地質条件にも拘わらず、平行成層構造を仮定して2sSPAC法により推定した「平均的な」構造モデルが妥当なものであるのかという問題。この「平均的な」構造モデルから計算されるH/Vの基本モードの T_p は2.8sであり、浅い構造($T_p=1.1$ s)に大きく引っ張られていることになる。また、(2) $T_p=1.1$ sの観測点は盆地境界に近い。境界からの反射波の影響は、2sSPAC法、H/V解析のいずれにおいても評価することが困難である。さらに、(3)2sSPAC法により求められた速度層の層厚が、比例関係を保ちながら変化するとしたことは、堆積盆地における地史的な地層形成過程を正當に考慮していないことになる。これらは、観測における盆地の立地条件と解析を進めるにあたって情報が不足していたため考慮できなかったことがらであるが、このような問題点を含んだ脈動観測結果を、爆破地震探査と重力探査とにより確かめることが今回の重要な目的のひとつでもある。

3. 爆破地震探査

3.1 観測の概要

爆破地震探査に際しては、前年に実施された脈動観測と小規模地震探査の結果を踏まえて、盆地の中央部を東西方向と南北方向に横切る二測線と南部を北西-南東方向に横切る一測線が準備された。そして、東西測線と北西-南東測線については両端に、南北測線については両端と中間点に、それぞれ発破点が設けられた。しかし、残念ながら、実験の直前になって南北測線北端の発破用ボーリング孔の使用が不可能になる事態が生じ、また、最初に実施した北西-南東測線の南東端での発破は非常に効きが悪いものになった。そのため、当初の計画を断念して、測線を北西-南東と東西の二測線に縮小した。そして、北西-南東測線の「逆」発破としては、効きの悪かった南東端発破の代わりに、当初は南北測線の南端に予定されていた発破を用いることにした。なお、南北測線の中間点に予定されていた発破は、北西-南東測線に向けてのファン・シューティングの形で実施されたが、この報告の段階ではまだ記録の解析はできていない。

Fig.2に実際に行われた探査実験の発破点と測線の位置を示す。各発破点のボーリング孔は、深さ14m~17m、内径155mmで、TNT火薬(薬量70~75kg、ファンシューティングのみ30kg)が用いられた。実

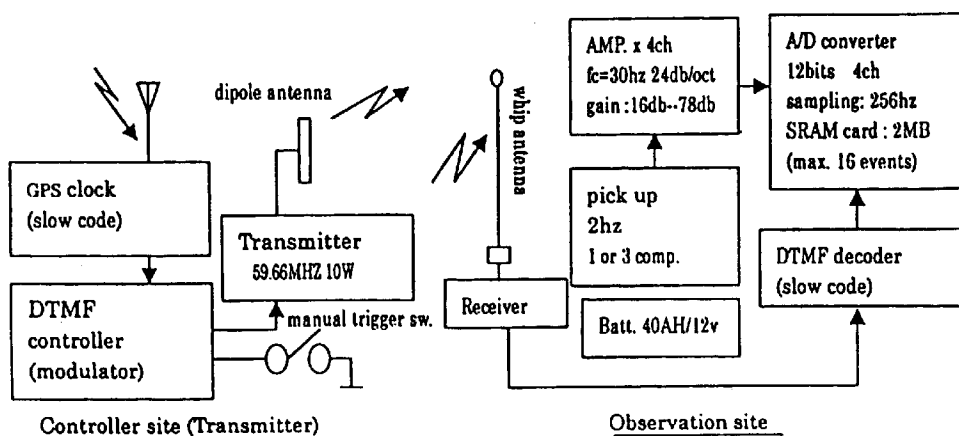


Fig.4 Block diagram of Radio-controlled Seismograph System used for seismic exploration. "Controller site (Transmitter)" on the left side was installed in the Lijiang TV broadcasting office on the top of the Elephant mount situated to the east of the basin, and "Observation site" on the right side was set at each of 20 observation sites.

験は、北西－南東測線の北西端と南東端、東西測線の西端と東端、北西－南東測線に対する南端とファン・シューティングの順に、三夜にわけて実施された。測線長は両測線とも 11.4km で、条件に応じて約 300 ～ 600m 間隔で 20 ヶ所の観測点が設けられた。そのうち 8 ヶ所には三成分の、残りの観測点には上下成分のピックアップ (L22D) が、それぞれ設置された。ただし、北西－南東測線に対する南端での発破とファン・シューティングの際には、測線の南東側のピックアップを移動させて発破点と測線の北西側をつなぐ位置に再配置された。発破点と観測点の位置は、盆地東方の山麓にある麗江地震台と盆地東部にある麗江賓館の中庭を基準点とするディファレンシャル GPS 測定によって、10 ～ 30cm 以内の精度で決定された。なお、どの地点とも同時に重力測定が実施された。

Fig.4 に観測システムのブロック図 (Seto et al., 1999) を示す。図の「Observation site」は各観測点に設置されたピックアップとデータロガーを表し、「Controller site」は VHF 信号を用いてデータロガーを遠隔操作する制御装置を表す。後者は盆地東方の山上にあるテレビ塔に設置されて、盆地西側の山体に隠れる観測点を含むすべての観測点のデータロガーを制御することに成功し、この観測システムの高い性能が実証された。

3.2 記録の概要と P 波の走時

Fig.5 に、一例として、北西－南東測線の北西端での発破から得られた記録のペーストアップを示す(上

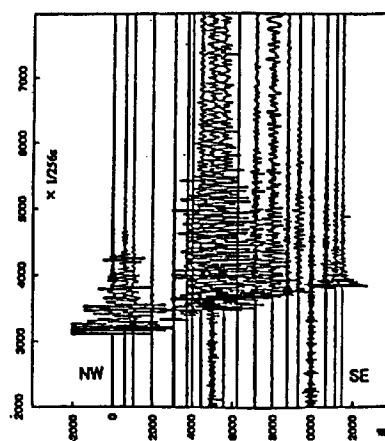


Fig.5 Paste-up of seismograms for NW-SE profile recorded from NW-shot.

下動成分)。中央部のトレースは盆地内部の堆積層上に設置された観測点での記録、両側のトレースは盆地を囲む山体中または山麓近くに設置された観測点での記録である。図から明かなように、堆積層上の記録は相対的に振幅が大きく、後続する波群の震動継続時間が長くなっている。同様の傾向は、他の測線と発破の記録にも認められ、堆積層による増幅と多重反射の影響を示唆している。本報告の段階では、P 波初動の走時のみを解析の対象とした。

Fig.6a は、北西－南東測線についての観測走時を、4.1km/s で reduce して表したものである。前述のように、当初は南北測線の南端に準備されていた発破 (S-shot) が「逆」発破として用いられたが、「正」・「逆」

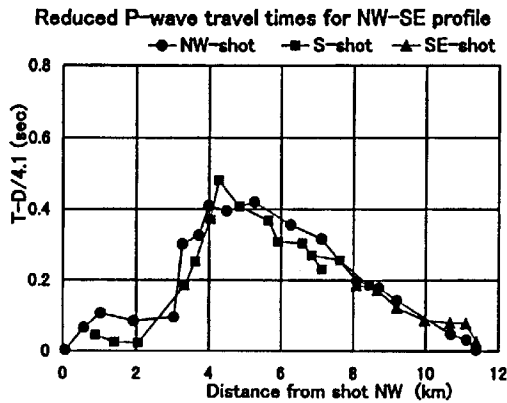


Fig.6a Reduced P-wave travel times for NW-SE profile. In place of very weak SE-shot, S-shot was used as a reverse shot.

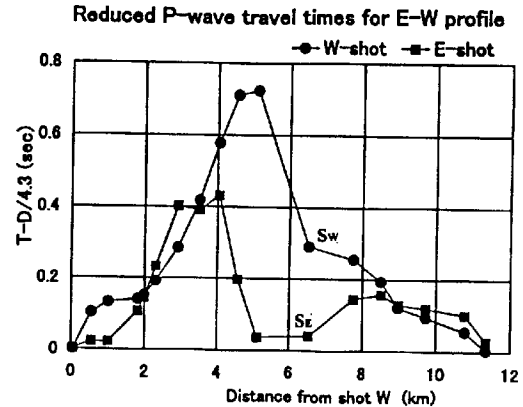


Fig.6b Reduced P-wave travel times for E-W profile. SW and SE indicate travel times at the Lijiang Seismic Station from W- and E-shots, respectively.

両発破からの P 波初動走時は比較的良好に一致している。このことは、北西-南東測線に沿った 2 次元速度構造の推定が可能であることを意味する。そして、走時曲線の視察から、測線沿いの盆地基盤構造は著しく非対称で、北西側には急峻な落差があり南東側ではなだらかな変化があることが予想される。

Fig.6b は、東西測線についての観測走時を示す。この場合は、4.3km/s で reduce されている。図中の SW と SE はそれぞれ西端と東端での発破から求められた麗江地震台における走時を表す。地震台は盆地東縁の山麓にあり、測線を東へ伸ばすことが困難なため、Fig.6b の距離 8 ~ 9km 付近にある 3 つの観測点は測線から大きく外れて設置された (Fig.2)。東西両端の発破からのこれら三観測点への地震波伝播経路は測線からかなり偏倚すると考えられるが、reduce した走時を見るかぎりその影響はさほど目立たない。むしろ、測線中央部の地震台を含む 4 観測点での走時が、正と逆の発破で著しく異なることが問題であり、次に述べる 2 次元レイトレーシングによる速度構造の推定を困難にする要因となった。

3.3 2 次元レイトレーシングによる速度構造の推定

北西-南東および東西測線に沿う速度構造を、Cerveny et al. (1977) による 2 次元レイトレーシング法を用いて推定した。推定の手順としては、reduce した観測走時が示唆する盆地基盤の形状を念頭において初期モデルを構成し、それを試行錯誤的に修正しながら走時を説明しうる構造モデルを探索する方法をとった。

初期モデルの構成に必要な麗江盆地周辺の地震波速度についての情報は乏しく、基盤岩の速度分布を

設定するための参考にできるのは、Nakamura et al. (1997) による構造モデルである。これは、1996 年麗江地震と余震の震源再決定およびメカニズム解の決定の際に求められたもので、麗江盆地を含む広域の速度構造を表している。しかし、前項の観測走時からもわかるように、広域構造モデルの最上層 (厚さ 2km) の $V_p=5.5\text{km/s}$ という値は大きすぎる。そこで一つの便法として、厚さ 2 ~ 3km の最上層内の P 波速度が深さの一次関数で表されると仮定し、盆地周囲の山体中の観測点での観測走時を対象として試行錯誤的な検討を行った。その結果に基づいて、基盤岩最上部での $V_p=3.5\text{km/s}$ から深さ 2 ~ 3km での $V_p=5.5\text{km/s}$ まで増加するという速度分布を仮定した。一方、堆積層内の地震波速度分布については、Morikawa et al. (1998a) によって推定された速度構造モデルを参考にして、最上部での $V_p=1.5\text{km/s}$ から底部での $V_p=2.5\text{km/s}$ まで、やはり深さとともに一次関数的に増加すると仮定した。

これらは地震波速度の情報が乏しいための便法ではあるが、多分に人為的なモデルであることを免れない。より現実に近い速度分布を設定するためには、観測記録に見られる後続波群を含む詳しい解析が必要であり、今後の課題である。以下、これまでに得られた予察的な結果の一例を示す。

Fig.7 に、北西-南東測線についてのレイトレーシングによって計算された P 波走時の観測データとの比較、および、対応する構造モデルと波線図を示す。観測走時をほぼ説明する構造モデルであり、測線の北西側では急峻、南東側ではなだらかという盆地基盤の形状を表している。基盤岩の最大深度は約 800m となっているが、前述のような速度分布を仮定する

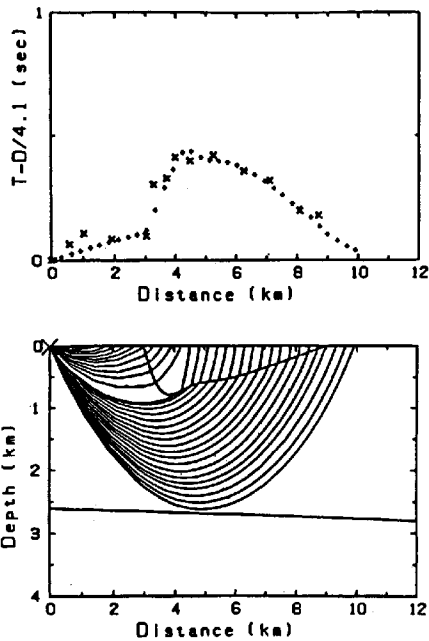


Fig.7 Comparison between observed (X) and calculated (+) P-wave travel times from NW-shot for NW-SE profile (upper panel), and corresponding structural model and ray diagram (lower panel).

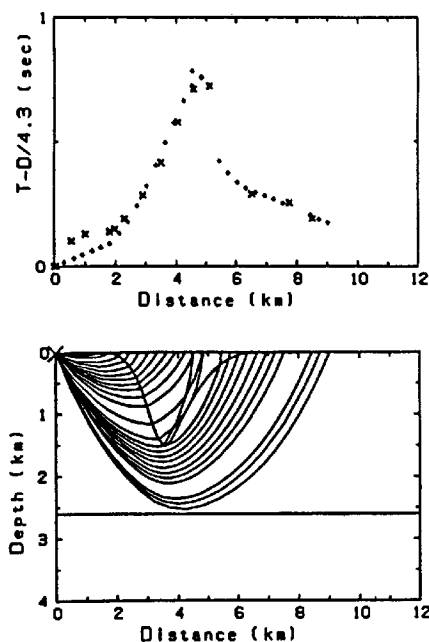


Fig.8 Same as Fig.7, but from W-shot for E-W profile.

かぎり、この値が大幅に変化することはない。なお、モデルの深さ 2.6 ~ 2.8km に示されている境界は、先に述べた基盤岩最上層内の速度分布を与えるための仮想的なものである。測線南東部での観測走時を説

明するために、境界をわずかに傾斜させる必要が生じた。人為的な操作ではあるが、基盤岩の水平方向の不均質性を反映する可能性もある。

同じ北西-南東測線に対する「逆」発破、すなわち当初の南北測線の南端での発破からの P 波走時も、Fig.7 の構造モデルで概ね説明できる。ただし、測線の北西側での基盤の落ち込みの位置をわずかに南東側にずらす必要がある。これは観測走時 (Fig.6a) から予想されることであり、「逆」発破からの地震波の経路が測線の山側へずれることに対応すると解釈できる (Fig.2 参照)。

Fig.8 は、東西測線の西端での発破についてのレイトレーシングの結果であり、観測走時はほぼ説明されている。このモデルでは基盤岩の最大深度は約 1500m となっているが、この値も前述のような速度分布を仮定するかぎり、大幅に変化することはない。また、北西-南東測線での最大深度 (約 800m) をはるかに上回っていることは、両測線における走時の遅延量の違いからも予想されることである。

しかし、Fig.8 のモデルでは逆測線の東端での発破からの走時をうまく説明できないという問題が残った。すなわち、Fig.6b で「正」と「逆」の両発破からの観測走時がほぼ一致した観測点については、東端での発破からの走時もこのモデルで概ね説明できるにも拘わらず、両発破からの走時が大きく食い違った麗江地震台など 4 つの観測点に対しては、理論走時が観測値に比べてはるかに遅れる結果になるのである。これらの観測点の位置と波線の経路を勘案すると、このような食い違いの原因として、地震台東方にある山体の地震波速度が高いことが考えられるが、今のところその正否を判断しうる地質的情報は得られていない。

4. 重力探査

4.1 重力測定と地形データ

重力測定は盆地内の 130 ヶ所で行われた。測定点は盆地の中・南部の全域をほぼカバーしているが、盆地の北部と周囲の山体については、時間的制約のために、南北測線を含む地震探査測線の観測点と発破点に限られた。測定点の絶対的な位置を決定するためには、近接する三角点での測定が必要であるが、これも時間的制約のために実現しなかった。そこで、まず麗江賓館の中庭に設置した基準点で単独 GPS 測定を繰り返し、WGS84 の測位系で平均処理することによって緯度経度を決めた。誤差は 10m 前後と見積もられる。次にこれを基準として各測定点の相対的な緯度経度をディファレンシャル GPS 測定によって

10～30cmの精度で求めた。標高については、地形図 (Fig.2) のコンターを読みとって麗江賓館の基準点の標高を 2400m とし、これを基準として 10cm～3m、ほとんどの場合 1m 以下の精度で決定した。重力の測定には LaCoste & Romberg 社製の G-911 型重力計が用いられた。読みとり精度は 0.02～0.03mgal である。

地形補正に必要な地形データは、次のようにして作成した。すなわち、Fig.2 に示される盆地周辺の地

形図と広域の地形図を画像としてパソコンに取り込み、それらのコンターをトレースしてデジタル化し、ランダムデータを作成する。そして、このランダムデータを局所的な二次曲面近似によって内挿・補間し、等間のメッシュデータを作成するという手順である。

このようにして得られた地形データと GPS 測定の結果を比較した結果、麗江賓館の基準点の標高を

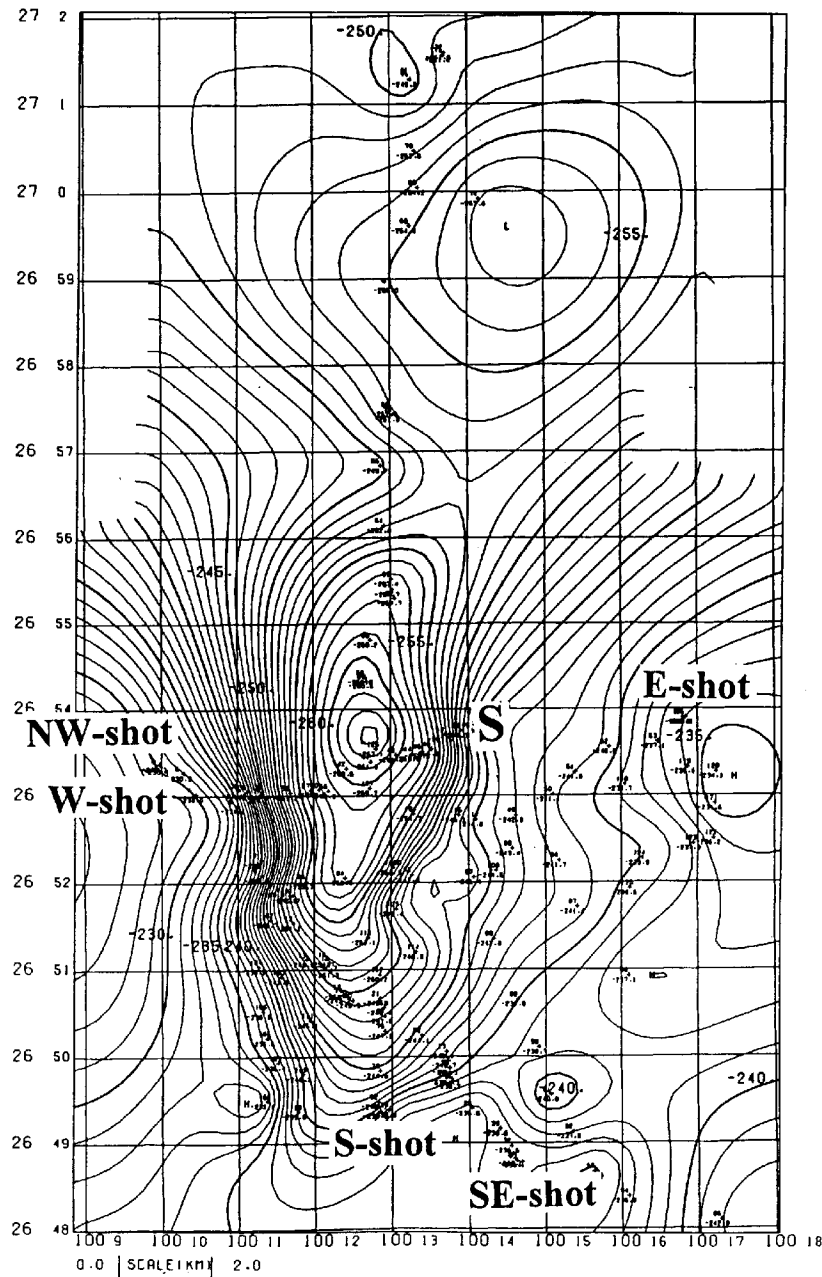


Fig.9 Bouguer gravity anomalies in the whole Lijiang basin estimated with assumed density of 2.0g/cm³.

Contour interval is 1 mgal. The locations of Lijiang Seismic Station(S) and the shot points for seismic exploration are shown.

2389m とすると、両者の整合性が保てることがわかった。そこで、上記の重力測定点の標高値を、この値を基準にして再決定した。緯度経度については最大 100m の違いがみられたので、最小二乗的な手法で測定点の緯度経度を調整した。現段階ではこれが最善の処理と考えられるが、今後、三角点や山体上での測定のを機会を得て、精度の向上を期したい。

4.2 重力異常分布の特徴

地形補正には、半径 60km までの地形を扇形柱で近似するモデルを用いた(駒澤、1988)。また、重力測定点のほとんどが盆地内に限られていることを考慮して、ブーゲー補正に用いる仮定密度を 2.0g/cm^3 とした。したがって、得られたブーゲー重力異常は、概ね、表層堆積物(密度= 2.0g/cm^3 と仮定)の影響を除去

した盆地内基盤の凹凸を反映すると考えられる。

Fig.9 に、ブーゲー重力異常の分布を示す。図には測定点の位置も示されており、S が麗江地震台である。コンター間隔は 1mgal であり、 5mgal ごとに太線で描かれている。

測定点が分布する範囲の特徴をみると、まず、盆地の中央部を南北に伸びる低重力域が注目される。重力値は、麗江地震台西方の地震探査の東西測線が横切るあたりで最も低い。その東と西でコンターが密になり、両側の山体に向かって重力が急増することがわかる。これに対して、盆地の南側へ向かっての重力の勾配は小さい。一方、盆地の北部にも低重力域が現れることは興味深いが、測定が南北測線上に限られているので、その規模や形状は明らかでない。今後の測定が期待される。

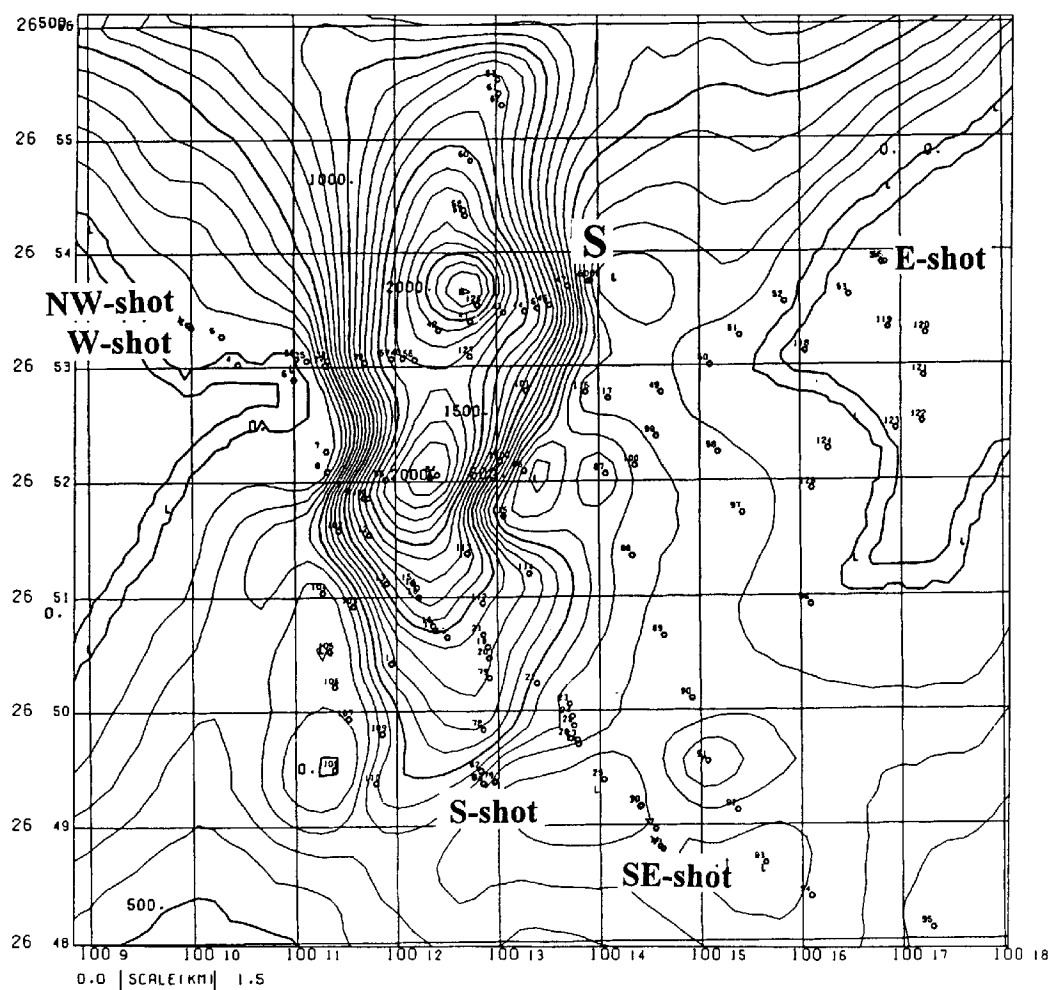


Fig.10 Distribution of depth to bedrock in the central and southern parts of basin estimated from the Bouguer gravity anomalies shown in Fig.7. Contour interval is 100m. S indicates the location of Lijiang Seismic Station. Shot points for seismic exploration are also shown.

4.3 重力基盤構造の推定

重力異常から盆地基盤の形状を推定するためには、堆積層と基盤岩の密度を与える必要があるが、いまのところ情報が得られていないので、それぞれ 2.0g/cm^3 および 2.5g/cm^3 と仮定して、二層構造モデルを求めることにした。

計算には、駒澤(1984)の逆解析法を用いた。これは、仮定密度＝堆積層の密度(2.0g/cm^3)で計算したブーゲー重力異常には、堆積層の影響は含まれないと考え、多数の角柱で表現した基盤の起伏を反復修正する自動解析法である。言い換えれば、密度＝ゼロの堆積層上に「浮かんだ」測定点における角柱による重力を計算して、角柱の凹凸についての最適解を求めることになる。

Fig.10 に、盆地中部～南部における重力基盤深度の分布を示す。コンター間隔は 100m である。まず、盆地の中央部を南北に伸びる深い谷が注目され、麗江地震台(S)の西方で最深になり、約 2200m と見積もられている。その南方では、一旦浅くなったのち、もう一つの窪みが現れ、深度は 2000m 近くに達している。この谷の両側では、基盤が急勾配で浅くなり、測定点がある西側の山体上では地表に現れる形になっている。それ以外の山体、とくに盆地の東方や南方の山体には深度数百 m のコンターが描かれ、あたかも堆積層に覆われているかのように見えるが、これは、重力測定値がないことによる見かけの結果である。とはいえ、南側の山体へ向けての基盤の上昇が緩やかであることは確かであると考えられる。

5. 議論

地震探査と重力探査に基づいて推定された盆地基盤構造は、モデルのパラメータを制約しうる情報が乏しいため、いずれも予察的な結果にとどまっている。しかし、互いに独立に求められた速度構造と密度構造には、基盤の形状について、共通する特徴が指摘できる：

(1) 基盤は盆地中央部で深い谷を形成し、西縁に向かって急勾配で上昇する。この深度の急変は、おそらく、雪山断層に伴う基盤の変位を反映すると考えられる。東側については明瞭さを欠くが、P波走時と重力異常の様相からみて、かなり急峻な落差があると推測される。

(2) 盆地南部では基盤が緩やかに上昇し、麗江―剣川断層の両側でも、基盤形状の急激な変化は認められない。したがって、この断層に伴う基盤の変位は横ズレ型が卓越すると考えられる。

これらの特徴は、脈動観測からも推定されていたが(Morikawa et al.,1998a; 赤松・他, 1998)、今回の地震波探査と重力探査によって裏づけられたと考えられる。

したがって、1996 年麗江地震による被害の分布を考える際、上記(1)の構造的特徴は、1995 年兵庫県南部地震による神戸―阪神地域の場合と同様、震源断層からの放射特性とともに、強震動の発生のかたに重要な影響を与えたと考えられる。一方、麗江古城一帯でも大きな被害が生じ、この地域が麗江―剣川断層上にあると考えられることから、基盤構造との関係が注目されるが、少なくとも上記(2)の特徴から見るかぎり、上町断層に伴う基盤の起伏の急変による大阪府下での被害集中(Nakagawa et al., 1996)に類似した現象ではなく、別の要因、例えば、断層に付随する弱線(帯)による地震動の増幅、あるいは、カップルドされていない基盤岩の異常震動(小玉、1996)などが関係したのではないかと推測される。

とはいえ、これまでに得られた基盤構造モデルはなお予察的な段階にとどまっており、未解決の問題が少なくない。その最たるものは、基盤の最大深度の見積もりである。脈動観測の結果からは、盆地中央部で約 1250m と推定されていた。今回のモデルでは、中央部を横切る東西断面の場合、速度構造モデルで約 1500m (Fig.8)、密度構造モデルで約 2000m (Fig.10)となっている。北西―南東断面でも同様の違いが見られ、速度構造モデルで約 800m (Fig.7)、密度構造モデルで 1300m 前後(Fig.10)と見積もられている。

これらの深度が、仮定した速度と密度の値に依存することは明らかである。とりわけ、堆積層の仮定密度(2.0g/cm^3)は、その最上部での地震波速度が $V_p=1.5\text{km/s}$ 、 $V_s=0.3\text{km/s}$ (Morikawa et al.,1998)と見積もられることからすると、大きすぎる可能性がある。したがって、堆積層自体の層構造を考慮すれば、Fig.10 に示された重力基盤深度はかなり小さくなり、速度構造モデルに近づく可能性がある。一方、速度構造モデルについても、仮定した地震波速度には任意性があり、パラメータを変えれば基盤深度が深く求まる可能性がある。とりわけ、東西測線については、西端と東端での発破からの P 波初動走時が、地震台を含む 4 つの観測点で大きく食い違っており、Fig.8 に示した速度構造モデルでは説明できないという問題が残った。盆地を東から囲む山体の地震波速度と密度に関する情報が、構造モデル改良の鍵を握ると考えられる。

6. まとめ

1996年2月3日の麗江地震によって中国雲南省麗江盆地と周辺地域に生じた被害の調査と、脈動観測および小規模地震探査による麗江盆地の基盤構造調査の結果を引き継いで、1998年8月に、盆地を横切る規模の爆破地震探査と重力探査が実施された。これまでに得られた解析結果は、脈動観測から推定された基盤構造の特徴を裏づけるものになったが、基盤深度の正確な見積もりや盆地東方の山体の速度・密度構造などの問題が解決していない。今後より詳しい解析の必要であるが、それとともに更なる探査の機会が期待される。

謝 辞

今回の探査は、中国雲南省地震局と京都大学防災研究所との IDNDR 特別事業の一環として実施された。実施にあたっては、同地震局と麗江県地震局、ならびに県当局各機関のスタッフをはじめとする現地の皆様に多大の御協力を頂いた。記して深く感謝する次第である。

参考文献

- 赤松純平・盛川 仁・西村敬一・尾上謙介・蔣 榮群・羅 奇峰・中村正夫(1998): 脈動から推定された中国雲南省麗江盆地の基盤構造---1996年麗江地震(M7.0)による被害との関係---, 京都大学防災研究所年報, 第41号, B-1, 111-117.
- 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(1988): 仮想扇形地形による重力地形補正法, 測地学会誌, 34, 11-23.
- 小玉喜三郎(1996): 基盤断層の再活動特性からみた異常振動帯, 京都大学防災研究所都市耐震センター研究報告, 別冊18号, 27-36.
- Akamatsu, J., ed. (1997): Lijiang Earthquake in Yunnan, China, of February 3, 1996. Reconnaissance Report, Res. Rep. for Res. Proj. Grant-in-Aid for Scientific Res. (Grant No.07300028), 174p.
- Akamatsu, J., M.Nakamura and L.Jiang (1997): Seismic intensity. In J.Akamatsu(ed): Lijiang Earthquake in Yunnan, China, of February 3, 1996. Reconnaissance Report, Res. Rep. for Res. Proj. Grant-in-Aid for Scientific Res. (Grant No. 07300028), 45-50.
- Cerveny, V., I.A.Molotov and I.Psencik (1977): Ray Method in Seismology, Charles University, Prague, 214p.
- Han, X. and R.Zhou (1997): Intensity distribution of the M7.0 Lijiang Earthquake, J. Seism. Res., 20, 35-46 (in Chinese).
- Jiang, L. (1997): Comparison of microtremors with distribution of severe damage in Lijiang city. In: J.Akamatsu(ed): Lijiang Earthquake in Yunnan, China, of February 3, 1996. Reconnaissance Report, Res. Rep. for Res. Proj. Grant-in-Aid for Scientific Res. (Grant No.07300028), 143-146.
- Jiang, L., J. Akamatsu, J. Ye, X. Liu, S. Cai, M. Chen, D. Luo, H. Morikawa, K. Nishimura, K. Onoue, M. Nakamura, N. Seto and K. Li (1999): Geological structure and anomalous intensity distribution in Lijiang basin, Proc. 2nd Japan-China Workshop on Prevention and Mitigation of Seismic Risk in Urban Region (in press).
- Lachet, C. and P.-Y. Bard (1994): Numerical and theoretical investigation on the possibility and limitation of Nakamura's technique, J. Phys. Earth, 42, 377-397.
- Morikawa, H., J. Akamatsu, K. Nishimura, K. Onoue, L. Jiang, K. Li, Q. Luo and Q. Miao (1998a): Subsurface structure in Lijiang basin, Yunnan, China, estimated from microseisms, Proc. 2nd Japan-China Workshop on Prevention and Mitigation of Seismic Risk in Urban Region (in press).
- Morikawa, H., S. Sawada, K. Toki, J. Akamatsu, D. Nakajima, J. Ejiri and K. Miyakoshi (1999): Estimation of phase velocities from microseisms observed at two sites, Proc. 2nd Int'l Conf. on Earthquake Geotechnology (in press).
- Morikawa, H., K. Toki, S. Sawada, J. Akamatsu, K. Miyakoshi, J. Ejiri and D. Nakajima (1998b): Detection of dispersion curves from microseisms observed at two sites, Proc. 2nd Int'l Symp. on Effects of Surface Geology on Seismic Motion, 2, 719-724.
- Nakagawa, K., K. Shiono, N. Inoue and M. Sano (1996): Geological characteristics and problems in and around Osaka basin as a basis for assessment of seismic Hazard, Special Issue of Soil and Foundation, 15-28.
- Nakamura, M., J. Akamatsu and L. Jiang (1997): Source mechanism and aftershocks. In J. Akamatsu (ed): Lijiang Earthquake in Yunnan, China, of February 3, 1996. Reconnaissance Report, Res. Rep. for Res. Proj. Grant-in-Aid for Scientific Res. (Grant No. 07300028), 9-35.
- Seto, N., M. Nakamura, J. Akamatsu, H. Morikawa, K. Nishimura, K. Onoue, M. Komazawa, L. Jiang, K. Li and

Y.Wang (1999): Radio-controlled seismograph system used for exploration observations in Lijiang basin, Chi-na. Proc. 2nd Japan-China Workshop on Preven-

tion and Mitigation of Sesmic Risk in Urban Region (in press).

**Subsurface structure of Lijiang Basin, Yunnan Province, China,
obtained through microseism measurements, seismic exploration and gravity survey**

Junpei AKAMATSU, Hitoshi MORIKAWA⁽¹⁾, Keiichi NISHIMURA⁽²⁾, Norihiko SETO⁽³⁾
Masao KOMAZAWA⁽⁴⁾, Kensuke ONOUE, Lequn JIANG⁽⁵⁾, Kanlong LI⁽⁶⁾ and Yumei WANG⁽⁷⁾

- (1) Graduate School of Civil Engineering, Kyoto University, (2) Department of Informatics, Okayama University of Science, (3) Earthquake Research Institute, University of Tokyo
(4) Geological Survey of Japan, (5) Seismological Bureau of Yunnan Province, China
(6) Seismological Bureau of Lijiang County, (7) Institute of Structural Theory, Tongji University

Synopsis

Array observation of microseisms (long-period microtremors), seismic-refraction exploration and gravity survey were conducted to investigate the subsurface structure of Lijiang basin, Yunnan, China. Special attention was given to the relation between the configuration of bedrock and the anomalous distribution of damage to wooden houses and RC buildings in the basin caused by the M7.0 Lijiang Earthquake of February 3, 1996. Microseisms were analyzed with horizontal-to-vertical spectral ratio (H/V) method and spatial auto-correlation method. The results were reported by Morikawa et al. (1998a) and Akamatsu et al. (1998). The seismic exploration was performed along E-W profile crossing the central part of the basin and NW-SE profile crossing the southern part. Observed P-wave travel times were interpreted using 2D seismic ray-tracing method developed by Cervený et al. (1977) to determine the velocity structures along the profiles. The gravity measurements were carried out at 130 sites inside the basin, mainly in its central and southern parts. Terrain and Bouguer corrections were conducted within a distance range of 60km. Three dimensional two-layer model of density structure was obtained using an inverse method developed by Komazawa (1984).

The obtained structural models still remain preliminary because of poor constraints on velocity distribution in the bedrock and the lack of gravity data on surrounding mountains; there is a difference in the estimated depth to bedrock in the basin between the velocity and density structural models. However, both models suggest that, the bedrock subsides steeply along the west edge of basin. This is probably related to vertical displacements of bedrock across the Xueshan fault which runs near the west edge of basin in the N-S direction and is considered to be a seismogenic fault of the 1996 Lijiang Earthquake. It is important to note that, the most severe earthquake damage in the basin was found not on the west edge but in the areas situated about 1.5km apart from the edge. This situation reminds us of the similar damage distribution in Kobe-Hanshin area caused by the 1995 Hyogoken-nanbu (Kobe) earthquake. On the other hand, no significant change in the configuration of bedrock was found across the Lijiang-Jianchuan fault which runs through the southern part of basin in the NE-SW direction, thereby implying that the displacements across the fault is mainly of strike-slip type. It is suggested out of this that, the high seismic intensity observed in the Old Town lying on this fault should be attributed to reasons other than configuration of bedrock; for example, to the effect of fractured rocks along the fault on seismic ground motions.

Keywords: The 1996 Lijiang Earthquake, Anomalous damage distribution, H/V of microseisms, Two site spatial auto-corelation method, seismic-refraction exploration, ray tracing, Bouguer gravity anomaly, bedrock configuration