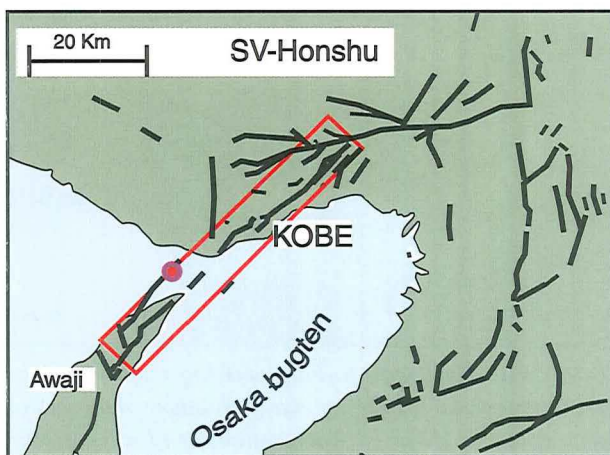


# JORDSKÆLV- PLADER, DER FORSKYDES OG FORSVINDER

Asger Berthelsen

Tidlig morgen, klokken 05.46 den 17. januar 1995, intraf ved Kobe det mest ødelæggende jordskælv, Japan har oplevet siden Kanto skælv i 1923 nær ved Tokyo og Yokohama, hvor der omkom 143.000 mennesker.

Kobe jordskælv havde styrke 7,2 og dets arnested (hypocenter) lå 20 km sydvest for Kobe, i ringe dybde under strædet mellem Syd-Honshu og øen Awaji. Ved jordskælv opstod en 30-50 km lang, sammensat forkastning, hvor den sydøstlige side blev forskudt 1-1,5 m sideværts mod sydvest i forhold til den nordvestlige side. Forkastningen strakte sig fra nordspidsen af Awaji helt ind i Kobes lavtliggende bycenter, fig. 1. Derfor de enorme ødelæggelser.



Figur 1. Området omkring Kobe ved Osaka-bugten. Cirklen lokaliserer hovedskælvets overfladenære hypocenter. Den røde ramme angiver området, hvor efterskælvene indtraf. De tykke streger er aktive forkastninger.

Det var ingen tilfældighed, at det første kraftige jordskælv i 1995 netop indtraf i Japan. De Japanske Øer er et af de mest seismisk aktive områder her på Jorden. De mange og kraftige jordskælv skyldes pladesammenstød, hvor to plader presses sammen, mens den ene 'synker ind' under en anden, der

samtidig bliver deformeret. Dette sker ved de såkaldte subduktionszoner. Udtrykket subduktion hentyder til, at 'noget' skaffes af vejen ved 'at blive ført nedad'. Dette 'noget', der forsvinder, er næsten altid en oceanplade. Det var subduktion af den filippinske oceanplade og deraf følgende deformation af den øvre plade, der forårsagede Kobe jordskælvet.

Det jordskælv, som den 21. februar i år ramte det vestligste Cypern, skyldtes, at den nordligste, oceaniske del af den afrikanske plade under det sydøstlige Middelhav synker ind under Kreta og Cypern. Den 'øvre plade', den, der ligger oven over subduktionszonerne, er ved Kobe og Cypern mindre plader, som delvis eller helt er 'koblet fra' den store eurasiske plade.

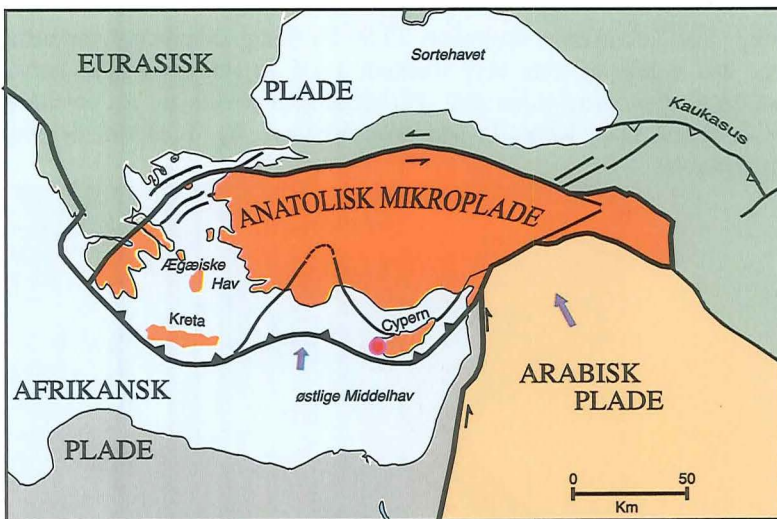


Fig. 2. De pladetektoniske forhold omkring Cypern og det østlige Middelhav. Den afrikanske plade subduceres under den anatoliske, mens den hurtigere arabiske plade får den anatoliske til at rotere mod uret. Derved strækkes, normal-forkastes og fortyndes jordskorpen under det nordlige Ægæiske Øhav. Den nord-anatoliske forkastning danner nordgrænsen for plade-rotationen.

Den øvre plade i det nordøstlige middelhavsområde kaldes nu den anatoliske plade efter Anatolien i det centrale Tyrkiet. Foruden Kreta og Cypern omfatter den det sydligste Grækenland, det meste af det Ægæiske Øhav og Tyrkiet syd for den stærkt seismisk aktive nord-anatoliske forkastning, fig. 2. Den røde cirkel i figur 2 viser Cypern jordskælvets omtrentlige beliggenhed.

Den afrikanske plade, som nærmer sig Europa med 10 mm om året, bliver umiddelbart syd for Kreta og Cypern langsomt ført ned i en nord-hældende subduktionszone under den vestlige del af den anatóliske plade. Subduktionszonens dybeste del når ned under Balkan. På fastlandet øst for Cypern er situationen helt anderledes. Her kolliderer den østligste del af den anatóliske plade med den arabiske plade, der som en 'rambuk' drives 25 mm om året mod nord-nordvest ind mod det urolige Kurdistan. Dette ekstra 'arabiske skub' får den anatóliske plade til at dreje som en selvstændig mikroplade. Den roterer mod uret i forhold til den eurasiske plade, og det fører til bevægelser på 25 mm/år langs den nord-anatóliske forkastning. Nord for denne forkastnings østlige ende forplanter en del af det 'arabiske skub' sig til Kaukasus, hvor sideværts forkastninger og nordrettede overskydninger er seismisk aktive.

Disse relativt langsomme pladebevægelser (mm/år) er bestemt i tiden 1988-92 ved meget præcise stedbestemmelser foretaget ved hjælp af signaler udsendt fra satelliter, det såkaldte 'Global Positioning System' (GPS). Desuden er benyttet data fra det noget ældre system, 'Satellite Laser Ranging' (SLR), hvor en satellit fungerer som 'spejl'. De observerede hastigheder svarer forbavsende godt til dem, der tidligere er udledt ud fra de regionale geologiske og pladetektoniske forhold i området.

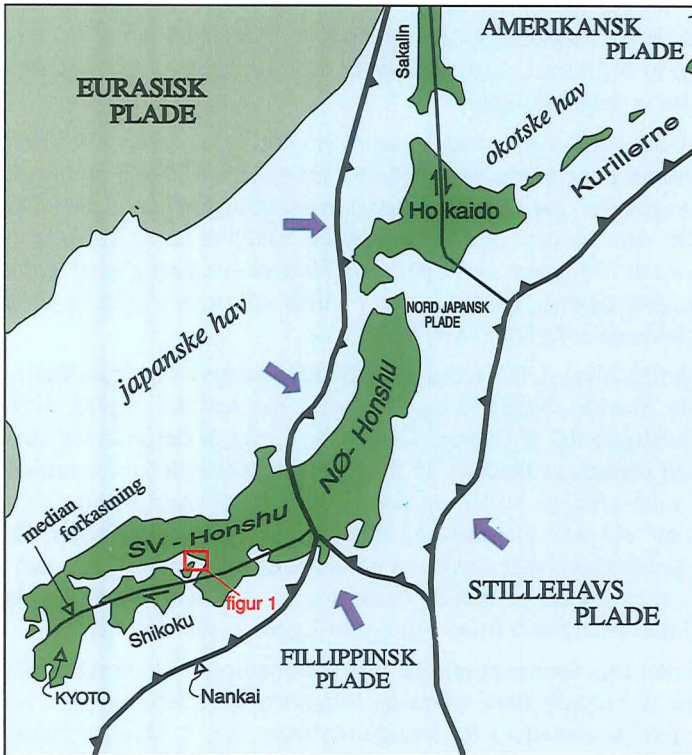
Cypern jordskælvet d. 23. februar havde næsten styrke 6 og indtraf i 13-15 km dybde. Skælvet dræbte to og sårede fem mennesker i Paphos distriktet i den sydvestligste del af Cypern. Det følte isøvrigt på det meste af øen, hvor der opstod materielle skader i 25 landsbyer. Rystelserne kunne umiddelbart mærkes i det nordlige Israel, og de blev registreret instrumentelt af det internationale netværk af seismiske observatorier, bl.a. i Budapest, Prag og Zürich. Jordskælvet's mekanisme er endnu ikke endeligt klarlagt, men det er fristende at tro, at der er sket en forskydning i den øvre anatóliske plade på grund af dennes rotation imod den sydfør liggende subduktionszone.

De Japanske Øer danner et mindst lige så kompliceret pladetektonisk puslespil, hvor der indgår flere større og mindre plader, som bevæger sig med noget højere hastigheder i forskellige retninger, fig. 3. Den filippinske plade føres 2,5 cm/år i nordvestlig retning frem mod subduktionszonen foran Kyushu, Shikoku og Sydvest-Honshu, som tilhører den eurasiske plade. Den filippinske plade bliver selv langs sin østlige grænse subduceret af Stillehavspladen, som bevæger sig 6-10 cm/år mod vest-nordvest.

Nord for den filippinske plade synker Stillehavspladen ned i en subduktionszone ud for Nordvest-Honshu, som ligesom Vest-Hokaido ligger på den

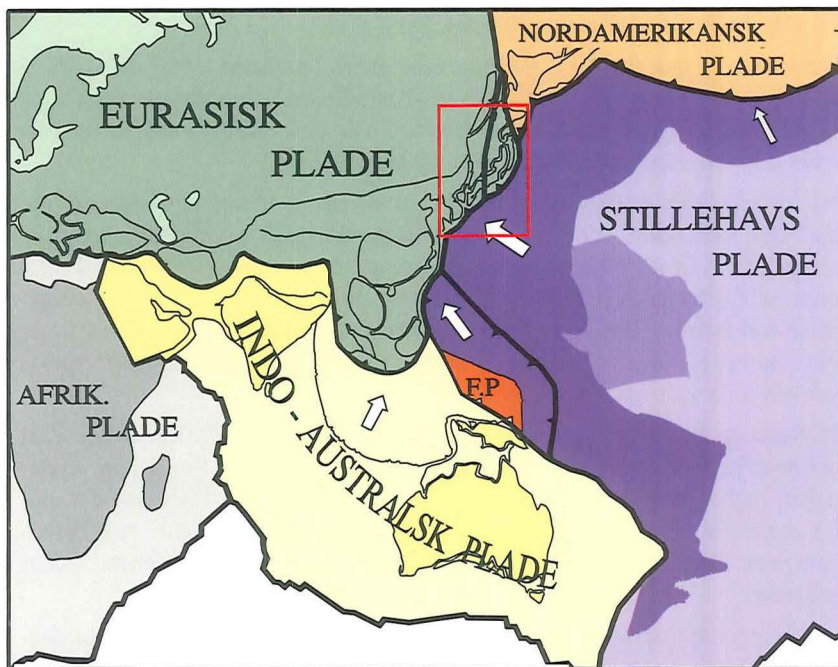
'lille' nordjapanske plade. Længere mod nord føres Stillehavspladen ind mod en subduktionszone ud for Øst-Hokaido og Kurillerne i den asiatiske del af den nordamerikanske plade, fig. 3.

Nordvest-Honshu udgjorde oprindeligt en del af den eurasiske plade - indtil den unge oceanbund under det Japanske Hav begyndte at blive subduceret mod øst, og der udvikledes en aktiv pladegrænse ud for Nordvest-Honshu og Vest-Hokaidos vestkyst. Nu 'rider' Nordvest-Honshu og Vest- og Øst-Hokaido så at sige ovenpå to modgående subduktionszoner.



Figur 3. Det pladetektoniske puslespil omkring de Japanske Øer, hvor den filippinske plade subduceres under den eurasiske, og Stillehavspladen subduceres under den filippinske, den nordjapanske og den nordamerikanske plade. Desuden subduceres den unge oceaniske litosfære under det Japanske Hav mod øst ned under den nordjapanske plade (Nord-Honshu og Vest-Hokaido).

Den Japanske Øbue, fra Kyushu i syd til Hokaido i nord, opbygges således ikke af en enkelt plade. Der indgår litosfære fra fire forskellige plader i øbuen. Tre af pladerne mødes omtrent midt på Honshu, ikke langt sydvest for Tokyo. Intet under, at Japan med så mange pladegrænser rammes af mange jordskælv!



Figur 4. De pladetektoniske forhold i Syd- og Øst-Asien for 23 millioner år siden. Siden da er den mørk blå, brede bræmme af oceanisk litosfære nærmest det asiatiske kontinent helt forsvundet i subduktionszoner. I stedet er der nydannet (< 23 mill. år gammel) oceanisk litosfære op til de oceaniske spredningsrygge. FP angiver den nu bevarede del af den filippinske plade. Endnu bevaret jurassisk oceanbund i Stillehavspladen er mellem blå. Bemærk, at de Japanske Øer (indenfor den røde ramme) for 23 mill. år siden lå tæt op mod det asiatiske fastland. Det Japanske Hav blev først anlagt for ca. 15 millioner år siden, og er allerede nu ved at blive lukket!

Pladebevægelserne ved Japan er 1-2 cm om året; dette er nok hurtigere end i det østlige Middelhavsområde, men lyder alligevel ikke af så meget. Set i geologisk tidsperspektiv er det dog 'hurtigt', for i løbet af de sidste 23 millioner år har resultatet været, at der i subduktionszonerne ud for Japan er forsvundet en ca. 2500 km bred bræmme af oceanisk litosfære. Figur 4 viser den pladetektoniske situation for 23 millioner siden - i Yngre Tertiærtid. Bemærk at den filippinske plade (FP) på det tidspunkt endnu ikke havde opnået kontakt med Japan. Det har den nu i Nankai dybhavsuren. Her begynder den filippinske plades oceanbund at synke ind i subduktionszonen under Kyushu, Shikoku og Sydvest-Honshu, fig. 3.

Nordenden af den filippinske plade subduceres langsomt under den sydlige del af Nordvest-Honshu, hvor de to modsat hældende subduktionszoner (øst og vest for den Nordjapanske plade) klemmer den indsynkende filippinske plade sammen i km-store buler. Et virkeligt puslespil.

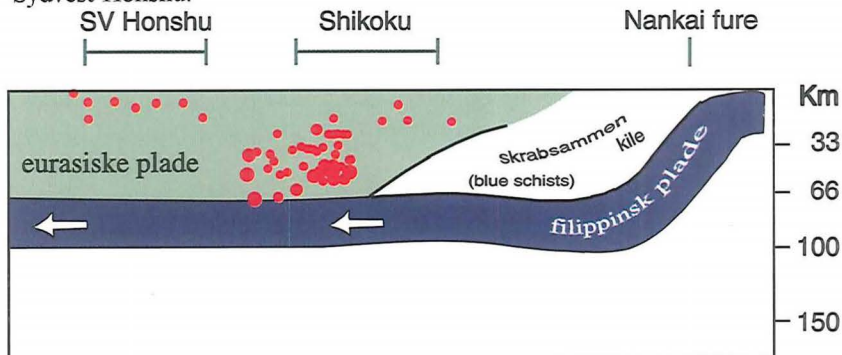
Det foregår ikke gnidningsløst, når én plade bevæger sig ned under en anden. Der kan opstå både tryk- og trækspændinger, og når de overstiger bjergarternes brudstyrke, udløses de oplagrede elastiske spændinger momentant. Der rives et brud op, og bruddets to vægge forskydes, så der udvikles en forkastning. Det er rystelserne herfra, der mærkes som jordskælv. De føles særlig kraftigt og er mest ødelæggende, når forkastningerne dannes nær ved jordoverfladen, som ved Kobe.

De fleste jordskælv er enten grunde med hypocenter i 0-70 km dybde eller mellemdybe til dybe med hypocenter mellem 100 og 700 km dybde. Systematisk registrering af de enkelte jordskælv og deres efterskælv gør det muligt at bestemme dybden til hypocentret, det sted nede i jorden, hvor bruddannelsen starter. Punktet på jordoverfladen lige over hypocentret kaldes epicentret.

Ved mange subduktionszoner ligger hypocentrene dybere og dybere, jo større afstanden er til dybhavsuren, d.v.s det sted, hvor indsynkningen starter. Sådanne hældende jordskælvszoner kaldes Benioff-zoner efter den amerikanske geofysiker H. Benioff, der tidligt beskrev fænomenet. De anses nu som et godt bevis for, at der hele tiden føres oceanplade ned i subduktionszonerne.

I den del af Sydvest-Japan, hvor Kobe jordskælvet indtraf, er subduktionszonen dog noget mere kompliceret, fig. 5. Her er næsten alle jordskælv grunde; de er fortrinsvis sket inden for den øvre eurasiske plade. I det seismiske profil i figur 5 ses også, at den filippinske plade ved Nankai furen starter med at synke ind til omkring 100 km dybde. Men så flader den ud og

bevæger sig vandret ind under den øvre plade med Shikoku og Sydvest-Honshu.



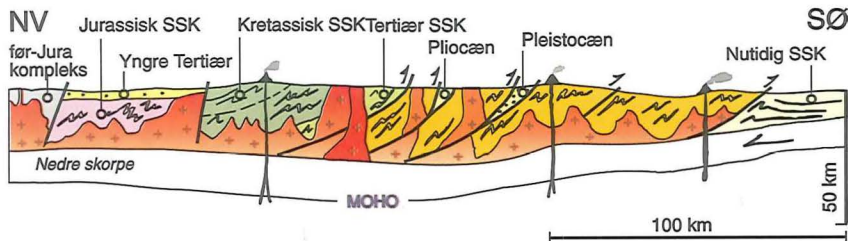
Figur 5. Forenklet seismisk profil gennem litosfæren, fra Nankai furen til Shikoku og Sydvest-Honshu. Jordskælvs-hypocentre er vist som røde cirkler. De to tykke linier afgrænser et område med ret lave temperaturer og høje seismiske hastigheder. Dette omfatter 'blue schists' nederst i skrab-sammen-kilen mellem den eurasiske og den subducerede, hældende til fladtliggende del af den filippinske plade (lyseblå).

Den situation medfører øget sammenpresning, så der fra tid til anden dannes sideværts forkastninger i den øvre plade. Langs de største, bl.a. langs den mediane forkastning i figur 3, bliver store skorpeblokke presset ud til siden. Den mindre sideværts forkastning, som opstod i forbindelse med Kobe jordskælv, var iøvrigt parallel med den mediane.

Ved en subduktionszone er det ikke 100 % af oceanpladen, der forsvinder i dybet. Oftest bliver det øverste lag af dybhavssedimenter, der er afsat ovenpå den basaltiske oceanskorpe - og måske også lidt af denne sidste - skrabet af, inden resten (størstedelen) af pladen føres ned i subduktionszonen. Det afskrabede føjes til den øvre plades forkant, hvor det blandes sammen med vulkansk og klastisk materiale, der tilføres fra vulkaner og bjerge på den øvre plade.

Efterhånden som mere og mere af en oceanplade synker ind i en subduktionszone, tiltager mængden af sammenskrabet og sammenblandet materiale (melange) ved den øvre plades forkant. Tilsidst danner det en bred, kileformet 'skrab-sammen-kile' (accretionary wedge), som er tykkest op mod øbuen på den øvre plade, og som tynder ud mod dybhavsfuren. Den dybeste del af denne skrab-sammen-kile omkrystalliserer til 'blue schists', jfr. fig. 6.

I Japan er de aktive subduktionszoner i løbet af de sidste 200 millioner år flere gange rykket lidt længere ud i oceanet, og store mængder oceanplade er blevet opslugt i dem. den filippinske plade er langsomt men sikkert vandret nordpå til sin nuværende position, hvor den er i direkte kontakt med den eurasiske plade. I forbindelse med disse pladebevægelser blev 'skrab-sammen' af jurassisk, kretassisk og tertiær alder gang på gang føjet til den øvre plades skorpe, fig. 6 .



Figur 6. Skematisk profil gennem den øvre litosfære i den japanske øbu (Honshu). Jordskorpen opbygges af sammenskudte jurassiske til kvartære 'skrab-sammen-kiler' (SSK), gennemsat af opstegne granitiske magma-bjergarter. Bjergarternes alder aftager generelt i sydøstlig retning - mod subduktions- zonen. I den nedre skorpe optræder der bl.a. gabbro og amfibolit.

Over de gamle og unge subduktionszoner er gasholdige smeltmasser (magma) trængt op i den øvre plade, hvor de har opbygget vulkanske bjerge ovenpå pladen, eller er størknet som magmatiske dybbjergarter under overfladen, fig. 6. Smeltmasserne kom, og kommer fortsat, fra de varme og delvist opsmeltede kappebjergarter, som opbygger astenosfæren (den delvis opsmeltede del af kappen) under den øvre plade. Her er opsmeltningen særlig effektiv, fordi systemet tilføres vanddamp og andre gasser. De frigøres fra den underliggende dybe del (>100 km) af den subducerede oceanplade - i takt med at dennes bjergarter omkrystalliserer til ikke-vandholdige mineral-selskaber, der er stabile ved højt tryk (bl.a. eklogit).

De magmatiske og vulkanske processer kan også give ophav til jordskælv, men disse er normalt ikke så kraftige som de tektoniske, der er knyttede til subduktionszonens øvre og dybe dele - eller til sideværts forkastninger i den øvre plade. Det sidste var tilfældet ved Kobe jordskælv den 17. januar. Jordskælv ved Kobe kom nok som et chock for indbyggerne, men var dog ikke uventet. Området omkring Kobe og Osaka er tidligere blevet ramt af kraftige jordskælv, bl.a. i 1854, 1944 og 1946. Efter 1854 skælvet begyndte



tektoniske spændinger igen at blive oplagret gennem elastisk deformation inden for jordskorpen, hvorved nogle områder hævedes og andre sænkedes. 1944 og 1946 jordskælvene udløste disse spændinger. 1946 skælvet medførte en permanent forskydning langs et 200 km langt brudplan, som hælder ind under 'skrab-sammen-zonen' på Shikoku.

For at kunne varsle nye jordskælv, er der siden 1890 blevet holdt nøje øje med, om jordoverfladen hæver eller sænker sig. På Shikoku og nærliggende dele af Honshu udførtes mindst 5 gange meget præcise geodætiske opmålinger, såkaldte fin-nivellementer. Herved konstateredes der vertikale bevægelser på op til 5 mm om året. Samtidig undersøgtes eventuelle ændringer i det relative havniveau ved regelmæssig aflæsning af vandstandsbrædder fastgjort til landjorden på forskellige lokaliteter. Desuden foretoges tiltmeter-målinger, hvorved størrelsen og retningen af jordoverfladens kipping (tilt) registreredes.

Ud fra disse opmålinger, forudsagde en amerikansk ekspert i 1984, at det næste store 'bang' ville komme snart - sidst i 80'erne. Det lod dog vente lidt på sig, men kom så i begyndelsen af 95! Det var ikke de først udsendte jordskælvsbølger, men de efterfølgende lang-periodiske overfladebølger, der fik højhuse, veje og broer til at styrte sammen, så Kobe blev afsondret og hjælpen vanskeligt kunne komme frem.

Ved Kobe Universitet bevægede jorden sig 55 cm i sekundet i vandret retning, og i det centrale Kobe, der var bygget på løse aflejringer, op til 1 meter i sekundet. Havde de samme tal angivet vindstyrker, ville de have betydet vindstille. Men da lang-periodiske bevægelser er ekstremt farlige for store konstruktioner med tilsvarende lang-periodiske egensvingninger, fik Kobe skælv et langt større effekt end selv en orkan.

Kobe jordskælv var en forfærdelig katastrofe. Skælv viste, hvor galt det kan gå, når der pludselig rives overfladenære brud op, som når helt ind i en stor by. Også selv om huse og store konstruktioner er søgt bygget 'jordskælvsikre'. De sørgelige erfaringer har selvsagt vakt uro i Californien, hvor millioner af mennesker lever og bor ovenpå den store St. Andreas forkastnings-zone, hvor der med mellemrum opstår jordskælv ved sideværts forskydninger i stejle forkastninger.

### Nu frygter mange et californisk Kobe!

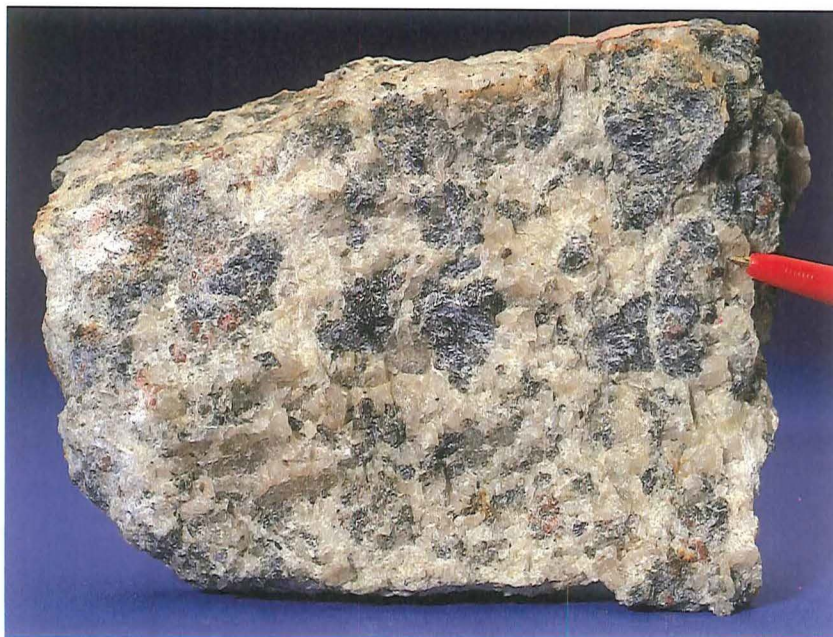
Siden Long Beach jordskælv i 1933 har de store byer i Californien været forskånet for tilsvarende katastrofer. Hypocentret for Northridge jordskælv i 1994 lå ganske vist under et byområde, men forskydningen indtraf her i så

stor dybde (>10 km), at virkningerne ved overfladen var relativt afdæmpede; de var ikke en tiendedel af Kobe jordskælvet. Men hvad med næste gang?

Intet er dog så galt, at det ikke er godt for noget.

Japan var tilknyttet de globale GPS og SLR overvågningssystemer, og takket være den lokalt intense overvågning forud for Kobe jordskælvet og den detaljerede registrering af rystelser, forskydninger, niveauændringer, jordskred og vand- og slamudstrømning m.v. under hovedskælvet og efterskælvene, er der nu indsamlet den hidtil mest komplette information om et overfladenært jordskælvs forhistorie og forløb. Og de internationale jordskælvs eksperter er ivrigt optaget af at analysere dette materiale, i håb om at kunne udlede nye byggetekniske principper og bedre varslingsmetoder.

Man kan flytte mennesker, men det er svært at flytte store byer, og menneskeligt umuligt at stoppe de pladetektoniske processer.



*Blå cordierit i metamorf bjergart*