PN-ABT-326
91625

# FINAL REPRORT

Covering Period: 15 August 1991 15 August 1994

Submitted to the Office of Science Advisor
U.S. Agency for International Development

1. Title of Project:

## EARTHQUAKE MONITORING AND SEIMIC HAZARD ASSESSMENT IN CENTRAL AMERICA

Principle Investigator: Dr. Nitzan Rabinowitz
Grantee Institution: Institue for Petroleum Research and Geophysics, Holon, Israel

Collaborators:

M.Sc. Walter Montero
Escuela Centroamericano de Geologia, Universidad Nacional de Costa Rica

M.Sc. Ing. M. Laporte
Instituto Costarricense de Electridad, Costa Rica

M.Sc. Eduardo Camaco
Institute of Geosiences, Univesity of Panama, Panama City, Panama

Ing. Mario Villagran
Instituto Nacional de Sismologia, Vulcanologia, Meteorologia y Hidrologia, Guatemala City, Guatemala

Ing. Juan Pablo Ligorria Arroyo
Instituto Nacional de Electrificacion, Guatemala

Ing. Mauricio Ciudad Real
Centro de Investigaciones Geotecnicas, San salvador, El-Salvador
Dr. Gonzalo Cruz
Univesidad Nacional Autonama de Honduras, Tegucigalpa

Coordinating Institution: CEPREDENAC , Centro de Cordinacion Para la Prevencion De Desastres Naturales En America Central

Project Number: C11-229
Grant Number: DHR-5544-G-00-1052-00

A.I.D. Grant Officer: Dr. D. Mulinex , Scientific Attache, US Embassy, Israel

Project Duration: 15 August 1991 15 August 1994

## 2. Table of Contents


| | |
|---|---|
| Executive Summary | 4 |
| Research Objectives | 5 |
| Methods and Results | 7 |
| Impacts, Relevannce and Technology Transfer | 8 |
| Project Activities/Output | 9 |
| Project Productivity | 20 |
| Future Work | 22 |
| Literature Cited | 24 |

## 3. EXECUTIVE SUMMARY

Central America is a region prone to catastrophic earthquakes. Planning and preparedness for earthquakes are essential in the region. Scientific assessment of the potential for damage, using the most modern technology and methodology, is crucial so that decision makers can plan realistically. This project set forth to generate intimate cooperation in which Israeli experts in earthquake monitoring and seismic hazard assessment could share their knowledge with Central American scientists and engineers who specialize in earth sciences.

Two of the most important aspects of the project were its regional focus and its interdisciplinary nature; we established close relations with geologists, seismologists, geophysicists and engineers from 12 institutions in 6 countries in Central America. The participating institutions and individuals are listed in Section 7 We are convinced that seismic hazard assessment can only be attacked on a region-wide basis and with input from experts in all the relevant disciplines. Our work, and in particular the regional seismic hazard workshop, provided an outstanding opportunity to promote cooperation not only with the Israeli experts, but also among top scientists from the different countries in Central America. We also included Dr. Alvaro Espinosa, from the USGS, in our scientific team. Dr. Espinosa is a top expert in seismic hazard and made valuable contributions to the workshop.

The project activities included seismic hazard assessment, network design and configuration, earthquake event location, and technical field training. Our work in the area of seismic hazard assessment, and in particular the regional workshop in Costa Rica in March 1993, had great impact. We succeeded in providing the Central American scientists with a fully up-to-date understanding of this important topic and familiarity with essential tools for implementing the ideas in the region. Our work on sensitivity analysis for hazard assessment promoted an awareness of the importance

of this topic, of its usefulness for guiding future research, and of tools for carrying out these analyses. Another important focus of the project was network design and configuration. We have been leaders in research in this field and the project allowed us to share our ideas with our Central American colleagues and to provide them with software that will facilitate their application. The advantage of using our approach to guide network design is especially important in a region like Central America, which is subject to severe earthquakes, has terrain that makes monitoring difficult, and has limited financial resources for deploying seismographic stations. In the area of earthquake event location we helped promote an understanding of modern methods for location, their limitations, the importance of assessing location uncertainty, and the effectiveness of nonlinear algorithms. The project also included important technical cooperation. Our technical staff visited countries throughout the region, demonstrated how to use and maintain modern network equipment, presented strategies for problem solving and established excellent working cooperation with our colleagues in Central America.

## 4. RESEARCH OBJECTIVES

Seismic monitoring and hazard assessment are critical issues in Central America. Catastrophic earthquakes have killed thousands and caused enormous damage in the region. Earthquakes cannot be prevented, but better knowledge of the inherent seismicity and its likely effects can promote the establishment of building codes that will minimize damage and loss of life. Central America is a developing region with limited resources. Hence it is crucial to achieve the best information possible within those constraints. This was the overriding goal of all of the project activities.

Much of our own research work on seismic hazard assessment, seismographic monitoring and earthquake event location has focused on optimal

methods that allow for maximizing the information that is obtained from available resources. Thus our ideas have special relevance for a region like Central America.

The particular problems that we addressed in this project were:

1. Design and configuration of seismographic networks that will achieve maximal precision with minimal cost. For example, at the workshop in Israel, we analyzed the problem of network design in Panama and showed that it was possible to effectively monitor earthquakes there without placing a station, previously thought essential, in a remote jungle location.

2. Accurate event location even in the presence of limited data and incomplete coverage. We discussed modern location methods, problems that can arise with standard location algorithms, and the importance of assessing uncertainty.

3. Seismic hazard assessment. We trained Central American in the basic ideas and methods for hazard assessment, with an emphasis on the importance of careful sensitivity analysis.

4. Technical training. We worked cooperatively with Central American colleagues on the use and maintenance of modern equipment for earthquake monitoring under adverse conditions.

We worked cooperatively with CEPREDENAC, a regional organization that is funded mainly by Norway and Sweden. The Scandinavian initiative, coordinated through CEPREDENAC, has provided valuable training in seismology throughout the region and a fine computer system, including software, for seismic monitoring. This initiative will lead to greatly improved seismic data bases in the region and is a natural complement to our work. We coordinated our work with that of the Scandinavians so as to minimize overlap and maximize benefit to the host countries.

## 5. METHODS AND RESULTS

The project included both technical assistance and implementation of novel methodologies for processing seismological data and using it in assessing seismic hazard. The technical aspects were completed during the first year of the project and that work is summarized in the scientific progress report that was submitted in January 1993 (Rabinowitz 1993). The methodological work covered three different areas: optimal configuration of seismographic networks, problems in hypocenter location characteristic to Central America and seismic hazard assessment.

Our methodological training has provided our Central American colleagues with the background and knowledge to pursue research on these topics that will be of great value to the region. In an initial effort in this direction, Engineer Juan Pablo Liggoria applied our ideas and software on network design to a region in his native Guatemala and derived an optimal configuration. Engineer Liggoria's work is included in the Appendix to this report. The goal of our project was to promote such independent research on the part of our Central American colleagues and we believe that we were quite successful in doing so. We think that further research such as that done by Engineer Liggoria will be forthcoming in the future.

We had hoped, at the outset of the project, to conduct detailed seismic hazard assessments in Central America and to use our novel multi-parameter sensitivity method to identify the critical parameters affecting uncertainty in the assessment. As we became increasingly involved in cooperative work in Central America, we realized that the existing seismicity data would not permit a detailed and accurate hazard assessment. Thus our focus was on sharing our methodologies with our colleagues there and helping them toward the improved data collection that will make use of the methodologies possible in the future. In particular, we emphasized the importance of obtaining local strong motion data. During

the past year there has been progress in this area, thanks in part to our efforts.

## 6. IMPACTS, RELEVANCE AND TECHNOLOGY TRANSFER

We developed software for optimal network configuration software (OPTINET, Shimshoni et al 1992) and installed it at almost all the seismological centers in the region. We hope that the software will be an effective tool for future network planners in Central America. A preliminary application of the OPTINET software has already been made by the Guatemalan Electric Company for deployment of a sub-network in northwest Guatemala. This work is reported by Engineer Liggoria in the Appendix.

A further aspect of our work on hypocenter location was devoted to training and education in how to assess the ability of a given seismographic network to accurately determine hypocenters. We developed an interactive software package that generates contour maps of uncertainty bounds for hypocenter parameters as a function of source location, the velocity model, and the network configuration. The basic theory underlying this work was first presented by Uhrhammer (1980). Our software enables Central American seismologists to turn this theory into a practical working tool. The software has been installed at seismological centers throughout the region.

In the area of seismic hazard assessment, we demonstrated how to use standard assessment software and interpret its results. At the regional workshop, Dr. Steinberg described our multi-parameter sensitivity analysis and showed how to conduct the analysis using spreadsheet software that is

readily available to scientists in Central America.

In the area of technical assistance we provided valuable training in the use and maintenance of modern equipment.

The combined effect of all of our efforts has been to improve the ability of our Central American colleagues to effectively monitor earthquake activity in the region, to correctly analyze seismic data, and to assess seismic hazard, with accompanying sensitivity analyses. All of these advances will promote better knowledge of seismicity and its effects that will be invaluable in developing rational building codes in Central America.

## 7. PROJECT ACTIVITIES/OUTPUT

The highlight of the second year was the Regional Workshop on Seismic Hazard Assessment that convened in March 1993 at the School of Geology of the University of Costa Rica in San Jose. The workshop brought together about 30 participants from 6 countries in the region. The workshop featured presentations by Dr. Rabinowitz, Dr. Steinberg and Dr. Espinosa on state-of-the-art methods in various aspects of seismic hazard analysis. To promote active participation of all the local experts and encourage open discussion of the common problems they face, we asked the representatives from each country to address the workshop on the tectonics of their country and the current knowledge of seismic hazard assessment. Our initiative was rewarded with a series of excellent talks which provided a valuable local framework for the workshop and facilitated intimate cooperation among the participants. The scientific papers they prepared are included in the Appendix of this report.

The workshop was extremely successful. The closing session was devoted to summarizing the ideas discussed, obtaining feedback from the

participants and discussing directions for future cooperation. There was unanimous agreement among the participants that the week had been a great learning experience and that it was essential to continue the regional cooperation that had begun at the workshop.

Our efforts on seismic hazard assessment reached a climax with the convening of the Regional Workshop on Seismic Hazard Assessment. As we noted earlier, the workshop brought together some 30 scientists and engineers from 12 institutions in 6 countries for an intensive week devoted to issues in seismic hazard assessment in Central America.

Dr. Rabinowitz invested great personal effort in organizing the workshop and spent a three-month sabbatical in Costa Rica devoted primarily to that task. The workshop was held at the School of Geology of the University of Costa Rica in San Jose. We are grateful to Mr. Walter Montero, head of the School of Geology, for hosting and helping to organize the workshop.

The workshop built on our informal visits to institutes throughout Central America during the first year of the project. These visits included preliminary discussions about applications of seismic monitoring and hazard assessment in the region and enabled us to gain a sense of the scientific areas in which we could most benefit our Central American colleagues. More important, the visits established the excellent basis of personal contact and cooperation that was one of the key elements in the success of the workshop. We were able to meet the leading people at each institute and, in particular, were able to identify an outstanding corps of young scientists and engineers who will play major roles in future work in their countries. We invested great effort to include this young group in the workshop and we feel that their participation will reap many fruits in the years ahead. The initial visits also enabled us to coordinate our efforts with those of the CEPREDENAC organization, which are funded and guided by an active Scandinavian seismological group, headed by Dr. Jens Havskov of Bergen

University, Norway. We conducted several meetings with Dr. Havskov and his colleagues which enabled us to take advantage of their valuable contributions and to minimize overlap in the cooperative work of both teams with our Central American colleagues.

We will describe briefly here the main ideas on seismic hazard assessment that were presented at the workshop. Details can be found in the scientific papers included in the Appendix.

The workshop presented the participants with some of the most modern and effective methods for hazard analysis, some of which we developed ourselves. Our goal was to confront them with the basic problems involved in translating the data in a seismic bulletin into implications for structural engineering. The presentations covered all the various topics that play a role in that effort.

The goal of seismic hazard analysis is to characterize the ground motions, in particular peak horizontal acceleration, that are likely to occur at a particular site during a given interval of time. Engineers can use this information to produce realistic building codes, which minimize the risk of severe earthquake damage without making the construction excessively expensive. Hazard analysis requires knowledge of seismicity near the site, the attenuation of energy from seismic sources to local sites, and the underlying geological structure.

Several aspects of seismicity are important. First, source zones are delineated which describe the faults that threaten sites of interest. Then, for each source, it is necessary to determine the maximum earthquake magnitude, the relative proportion of large to small earthquakes (b value), and the average time (return period) between earthquakes of given magnitude. Data on earthquakes collected from a seismographic network provide the basis for assessing seismicity. Thus an essential first step in conducting seismic hazard analysis is to install and maintain an efficient network.

The events detected by the network are recorded in a seismic bulletin, which includes the origin time, hypocenter and magnitude of each earthquake.

The current situation in Central America with respect to collection and recording of seismic data is quite good, thanks in large part to a major effort by the Scandinavian countries coordinated through CEPREDENAC. They have installed networks and modern data acquisition systems throughout the region. The SEISAN system provides for uniform data collection and analysis throughout Central America. Engineer Villa Gran described the SEISAN system and illustrated its features to the participants.

Delineation of seismic source zones exploits both geological knowledge of the underlying fault system and the observed hypocenters. The seismicity parameters for each source zone can then be estimated from the data in the bulletin. Some initial screening is important to remove earthquake swarms and detect any unusual changes of the earthquake pattern over time. The next step in bulletin analysis is to determine for what magnitude range reporting is complete. The complete data can then be used to estimate the b value and the return periods. It is difficult to determine maximum magnitude from the bulletin alone, because the return period for large events will be much longer than the period for which data are available. Here it can be valuable to supplement the bulletin with historical accounts of earthquakes, paleoseismic data on ground displacement, and geological features that can be linked by empirical relationships to maximum magnitude. The problems of estimating seismicity from a bulletin are treated in detail in the report from Dr. Steinberg in the Appendix.

Attenuation relations describe the decay of the energy released by an earthquake with increasing distance from the hypocenter. The attenuation relations thus enable us to predict the ground motion at any site that will result from an earthquake of a given magnitude. Studies of seismic hazard

have consistently found that the attenuation relation is the most important parameter in determining assessed hazard. The report from Dr. Espinosa in the Appendix provides a wide-ranging discussion of the issues that must be considered in choosing an attenuation relation including many examples using data from the United States. As he emphasizes in his report, there is a great advantage in deriving an attenuation relation. from local strong motion data data, recorded by accelerometers. Often, though, there is insufficient local data for this task. Practicing seismologists confront this situation by "borrowing" relations that are based on data from regions with similar tectonic features. Currently there are almost no strong motion networks working in Central America. As part of our cooperative work on this project, we have obtained a small number of strong motion records. These are old records in analog form which we had to digitize ourselves. (Modern equipment automatically generates digital records.) The records indicate substantial variation in peak ground acceleration. To explain some of that variation and relate it to other features, such as the underlying geological structure, will require a substantially larger data base.

Seismic hazard assessment calculates, from the above the inputs, the probability of exceeding a particular level of ground motion at a given site within a given time window. The standard methodology for carrying out these calculations were developed by Cornell (1968) and McGuire (1976). Their approach was reviewed by Dr. Rabinowitz, with special emphasis on how to handle uncertainty in the inputs, which is a major problem in Central America due to the lack of a strong data base. One currently popular method is the "logic tree", in which alternative input values are considered and weighted by the analysts belief in their validity. Dr. Steinberg described the multi-parameter sensitivity analysis approach and discussed how it can easily be implemented using widely available spreadsheet software. We also discussed the similarities and differences of the multi-parameter analysis and the logic tree approach. Both methods take account of possibly different values for the input parameters. The logic tree combines results across different values via the weighing scheme.

The multi-parameter analysis dissects the different results with the goal of identifying which parameter uncertainties really matter. Thus both methods exploit a similar collection of individual hazard assessments but for different purposes. Both goals are important and the two methods are seen to complement one another.

The workshop concluded with a session devoted to summarizing the presentations and discussing plans for future endeavors. All the participants agreed that the workshop had given them a great boost and they all expressed hope and enthusiasm to make further progress toward detailed hazard assessments in the region. We are currently preparing a follow-up proposal to address these goals.

List Of Meetings

15.9 - 17.9 1991 Dr. Rabinowitz (in a stop over on his way to CA) meets in Bergen University, with Dr. J. Havskov, Dr. H. Bungum and Prof O. Kulhanek, to discuss joint efforts in CA project.

18.9.91 19.9.91 Dr. Rabinowtiz in Washington D.C. , meeting with J. Daly and J. Conely (AID).

20.9.91 25.91.91 Dr. Rabinowitz working visit in Guatemala, in CEPREDENAC and INSIVUMEH organizations.

26.9.91 4.10.91 Dr. Rabinowitz , working visit to Costa Rica meetings in UCR and OVSICORI institutions.

30.9.91 0 3.10.91 Dr. Shapira , working visit in Guatemala 3.10.91 - 5.10.91 Dr. Shapira working visit in Costa Rica. 8.10.91 - 14.10.91 Dr. Shapira , working visit to Panama .

1.3.92 - 8.3.92 , Israeli field team conducted a field work (jointly with

Costa Rican colleagues) in OVSICORI seismograph network. (Dr. Shapira, Y. Schwartz U. Peled and A. Golan)

8.3.92 - 14.3.92 , the same Israeli team conducted a field work in UCR seismograph network.

15.3.92 - 21.3.92 the same Israeli team working in Institute of Geosiences , University of Panama, Panama.

22.4.92 - 1.4.92 Israeli team (Dr. Shapira, D.Kadosh and D. Levi) conducted a joint field work in El Salvador (jointly with colleagues form Centro de Investigaciones Geotechnicas )

1.4.92 - 10.4.92 the same Israeli team conducted a field work in INSAIVUMEH, Guatemala.

26.1.93 - 2.2.93 Dr. G. Santana from Department of Civil Engineering, UCR university, Costa Rica, conducted a week working visit to IPRG, Israel discussing seismic hazard assessments problems whithin the framework of the project.

30.1.92 - 12.2.92 Dr. Rabinowitz and MSc. Eli Arieh from IPRG, Israel, conducted a working visit to Guatemala: a. participating in a regional meeting with representatives from the 6 central american counties, hosted by CEPREDENAC organization in Guatemala city (30 31 January 1992).

b. engaging in joint study and discussions with seismological staff of INSIVUMEH (M. Villagran , G. Bosque E. Enriquez and L. Ruis). Discussions devoted to various methods of earthquake location.

c. Meeting with Mrs. I. Castillo , director of AID office in central america.

10.2.92 - 13.2.92 Dr. N. Rabinowitz and M.Sc. Eli Arieh conducted a working visit in Panama, in Instituto de Geociancias, University of Panama. Joint work with Panaman seismological staff ( E. Camacho, H. Toral V. Viguez and H. Palacio) on earthquake location in Panama using two to three stations only, applying non linear location algorithm (FTM) and discussing future deployment of Panama seismographic network.

14.2.92 - 19.2.92 Dr. Rabinowitz and M.Sc. Eli Arieh conducted a working visit to Costa Rica, visited OVSICORI institute discussing and working with Dr. F. Guendel and his colleagues practical aspects of locating events in Costa Rica and discussing various alternative location algorithms. Also visited Dep. of Civil Engineering in UCR university, hosted by Dr. G. Santana , head of the department. With Dr. Santana we discussed and planned the project of assessing seismic hazard in Costa Rica, and the future activities in regard to strong motion data collection.

17.9.92 - 2.10.92 - M.Sc. Walter Montero (UCR School of Geology,Costa Rica) M.Sc. Eduardo Camacho (Inst. of Geosience , University of Panama) , Ing. M. Villagran (INSIVUMEH , Guatemala) and Ing. J. Ligorria (INDE, Guatemala) participated in a workshop help at the IPRG, Israel. The workshop addressed problems of designing seismograph networks, and seismic hazard assessment methods. The central american participants also visited in the Geological Survey in Jerusalem and in the laboratory of the Civil Engineering Department, in Haifa.

17.11.92 - 21.11.92 Dr. N. Rabinowitz and Y. Shimshoni from IPRG conducted working visit to Costa Rica, installing the OPTINET software in UCR and OVSICORI , and discuss its applicability.

22.11.92 - 25.11.92 Dr. Rabinowitz and Y. Shimshoni participated in scientific conference in Managua Nicaragua devoted to: "20 - th anniversary of the 1972 Managua Earthquake", the conference was organized by INETER organization , Nicaragua.

25.11.92 -30.11.92 Dr. Rabinowitz and Y. Shimshoni visited Guatemala. Installing the OPTINET software in INSIVUMEH and training the local colleagues in its applications.

1.12.92 - 4.12.92 Dr. Rabinowitz and Y. Shimshoni visited the Institute of Geociances,University of Panama. Installing the OPTINET software, and working in location problems jointly with Camacho and his colleagues.

5.12.92 Dr. Rabinowitz meets Dr. A. Aspinosa (US Collaborator) in USGS office, Boulder Colorado, to discuss the organization of the seminar in Hazard Assessment to be held in Costa Rica in March 93.

1.2.93 - 13.5.93 Dr. Rabinowitz spent a (short) sabbatical period in Costa Rica. During this period he worked with colleagues from UCR and OVSICORI institutions, on topics of hazard assessment , earthquake location and network design. During this period he also visited, within the framework of this project the seismological centers in Guatemala, El Salvador, Nicaragua and Panama.

22.3.93 -26.3.93 - A seminar on Seismic Hazard Assessment was held in the School of Geology , UCR , Costa Rica. The workshop was organized by Dr. Rabinowitz, Dr. D. Steinberg (Dept. of Statistics, Tel Aviv University), Dr. Alvaro Espinosa (USGS , Boulder Colorado) and MSc. Walter Montero, Head of the School of Geology, UCR university.
Below is the list of central american participants attended this workshop:

INSIVUMEH - Instituto Nacional de Vulcanologia, Meteorologia e Hidrologia, Gualemala.

Ing. Guillemo Bosque
Ing. Mario Villagran

INDE - Instituto Nacional de Electricidad, Guatemala.
Ing. Juan Pablo Ligorria

Ing. Allegandro Maldonde
Universidad "El Valle" , Guatemala.

UNAH - Universidad Nacional de Honduras, Honduras.
Dr. Gozalo Cruz
Mr. Carlos Tenorio

INETER - Instituto Nacional de Estudios Territoriales, Nicaragua.
Dr. Roger Argenial
M.Sc. Fabio Segura

ICE - Instituto Costarricense de Eletricidad, Costa Rica.
M.Sc. Maria Laporte
Ing. Alvaro Climent
Lic. Illeana Boschini
Lic. Rafael Barquero
Mrs. Gioconda Hunug
Mr. Alvaro Aguilar
Ing. Cristina Solgnaq

OVSICORI - Observatorio Vulcanologia y Seismologico de Costa Rica, Universidad Nacional , Heredia, Costa Rica.
Lic. Carlos Montero
M.Sc. Ronnie Quintero

Escuela Centroamericana de Geologia, Universidad de Costa Rica.
M.Sc. Walter Montero
M.Sc. Luis Diego Morales
Geol. Wilfredo Rojas
Geol. Waldo Taylor

Geol. Randall Flores
Geol. Lidier Esquivel

Instituto de Geociancias , Universidad de Panama, Panama.
M.Sc. Edurdo Camacho
Lic. Jaime Toral

Universidad Tecnologia de Panama, Panama.
Dr. David Wang

Centro de Investigaciones Geotecnicas, El Salvador.
Ing. Mauricio Ciudad Real

Geo-Elecrricidad, El Salvador.
Ing. Guillermo Moran

23.8.93 - 3.9.93 Ing. M. Villagran (INSIVUMEH , Guatemala) conducted a working visit to the IPRG, Israel, to install the SEISAN package and to work on this package in cooperation with Y. Shimshoni and Dr. N. Rabinowitz

6.10.93 - 17.10.93 Y. Shimshoni from IPRG, visited Bergen University, Norway, to continue the work on SEISAN package jointly with Dr. J. Havskov (Bergen) and Ing. M. Villagran (INSIVUMEH, Guatemala who stayed in Norway in his Ph.D program).

27.7.94 - 7.8.94 Dr. Rabinowitz conducted a concluding visit to CA:
27.7.94 - 31.7.94 visited Costa Rica, School of Geology, UCR university, meeting with Walter Montero and Luis diego Morales discussing future activities of the project, he also met with the seismological staff of

the ICE , national electric company, Dr. Alvarado , Ing. M. Laporte and others) to discuss future joint activities in hazard assessment topics related to Costa Rica.

1.8.94 - 3.8.94 visited Honduras, Geophysical Dept. Tegucigalpa Univ, Honduras, meeting with Dr. M. Zuniga (head of the department) and Dr. G. Cruz, planning future activities within the framework of the project.

4.8.94 - 7.8.94 visited Guatemala, meeting with the seismological staff of INSIVUMEH (E. Mollina , E. Sanchez) and with staff of Dept. of Civil Engineering , El Valle university, Guatemala city ( Ing. Matzorf and Ing. A. Moldonato).

## 8. PROJECT PRODUCTIVITY

The project was extremely successful and established an excellent basis for cooperation between the Israeli scientists and colleagues from 12 institutions in Central America. The most important product, as we have emphasized earlier, was in the area of knowledge and technology sharing which will lead to improved research in the future. We briefly describe here some of the major accomplishments.

Special effort was devoted to the topic of hypocenter location in Central America. During the course of our working visits to seismological centers in Central America, we became aware that, with the exception of Costa Rica, the coverage provided by the national seismographic networks is quite problematic. Thus it is of major importance to use advanced algorithms for hypocenter location. We developed a location algorithm based on the flexible tolerance method (FTM) which is known to be a successful approach to nonlinear programming. The advantage of FTM is its ability to incorporate nonlinear constraints (e.g. azimuth, intensity maps, depth, distances from a reference point). We reported on the development of the FTM algorithm in the previous progress report (Rabinowitz 1993). Parallel

to our work, Dr. Barry Leinert from the University of Hawiai developed an alternative location algorithm (Hypocent) within the framework of the Scandinavian initiative for Central America. We compared the FTM and Hypocent algorithms on a number of data sets from Central America and found that Hypocent was slightly better in most cases. Moreover, Hypocent is included as a standard feature of the SEISAN software for analysis of earthquake data that has been installed throughout Central America. Thus we concluded that Hypocent should be used for routine hypocenter location, with use of FTM reserved for events in which there is special importance for using nonlinear constraints, for example when the number of phase arrivals is quite small. We installed the FTM algorithm at all the seismological centers in Central America. However, we did not design a special interface to make FTM available within the SEISAN system.

We developed the OPTINET software package for the design and configuration of seismographic networks. We instructed our Central American colleagues in the theory and application of the method and installed the software at a number of centers in the region. An initial effort in applying the methodology to Panama was carried out at the workshop in Israel in September 1992. A subsequent research work applying the method to Guatemala was made by Engineer Liggoria and his work is included in the Appendix.

Our work on hazard assessment has already been described in some detail in Section 7. At the outset of the project, we had hoped to conduct detailed hazard assessments and sensitivity analyses for Central America. However, as we became more familiar with the existing data in the region, it was apparent that the current information base is insufficient to support such detailed analyses. Thus we decided that our current efforts would be much more valuable if they were directed toward improvements in seismic monitoring that will improve the data base and toward training local scientists in the use of modern methods and software.

The technical cooperation was excellent and will be of great value to the Central American seismic monitoring effort.

## 9. FUTURE WORK

We have made many accomplishments during the course of this project, but much important work still lies ahead. In particular, our cooperation with Central American scientists on the project pointed to a number of topics where further research will be useful.

In the area of seismic network design, an important problem that our Central American colleagues must face is detectability, i.e., that a station may fail to record an earthquake that is moderately distant from it. The network design software that we developed within the framework of this project does not take account of this issue and we hope to address it in future research and updated software. Another issue that arose and that we plan to address is the application of cost/benefit analysis in network configuration.

Routine hypocenter location assumes a known model of seismic wave velocities in the earth's crust. At present, there is little precise knowledge of the velocity model for Central America and, typically, models are borrowed from other regions. We initiated a small pilot study of the velocity model for Costa Rica using seismic tomography methods. We believe that this is a potentially important direction and hope to engage in a detailed study in the future.

The regional seismic hazard workshop held in Costa Rica in March 1993 concluded with a session devoted to summarizing the presentations and discussing plans for future endeavors. All the participants agreed that the workshop had given them a great boost and they all expressed hope and enthusiasm to make further progress toward detailed hazard assessments in

the region. Numerous research works have shown that the single most important input parameter to seismic hazard assessments is an equation that describes energy attenuation from a seismic source to a site. Accurate determination of such an attenuation equation that is appropriate for Central America will thus be critical to future work on hazard assessment. This determination will require further research that involves collection and analysis of strong motion data from earthquakes in the region.

We have submitted a follow-up proposal to AID-CDR (C14-118) to address these goals.

## 10. LITARATURE CITED

Shimshoni, Y., D.M. Steinberg, N. Rabinowitz and D. Mizrachi (1992). OPTINET , A computer program for designing the optimal configuration of a seismographic network, IPRG Rep. 321/47/91(4) , Prepared for AID/CDR project C11-229.

Cornell, C.A.,(1968). Engineering risk in seismic risk analysis, Bull.Sism. Soc.Am.,54,1538-1606.

McGuire, R.K. (1976). EQRISK , Fortran computer program for seismic risk analysis, USGS Open file Rept. 76-67, 90pp.

Uhrhammer, R.A., (1980). Analysis of small seismographic station networks, Bull. Seism. Soc. Am., 70, 1369-1379.

Rabinowitz, N. (1993). Earthquake monitoring and seismic hazard assessment in central america, AID/CDR project C11-229, Scientific progress report, IPRG Rept. 321/47/91(6), prepared for AID/CDR.

# APPENDIX: PROCEEDINGS OF THE REGIONAL SEMINAR ON SEISMIC HAZARD ASSESSMENT, COSTA RICA 22 - 26 MARCH 1993

# U.C.R.

# ESCUELA CENTROAMERICANA DE GEOLOGIA

Taller

"Estimación de la Amenaza Sísmica en América Central"

Proyecto AID / CDRc II-229

Período: 22 al 26 de mayo de 1993

Colección de Ponencias Presentadas

1993

26

# OPTINET AND SIMPLEX APPLICATION FOR A MICROSEISMIC MONITORING SYSTEM IN THE SAMALA RIVER BASIN, GUATEMALA

Juan Pablo Ligorría *

* Unidad Plan Maestro y Est. Derivados -INDE-, Guatemala

## ABSTRACT

Because of the logistical problems and the poor resources, in terms of availability of equipment, it was necessary to search a solution for designing a network in order to obtain useful data for the better understanding of the seismic energy liberation of shallow structures in the Samala River Basin, Guatemala.
The optimal network is shown and a discussion of what was found in the field work during the search of the best sites for instaling the stations. Besides, the application of a non-traditional earthquake location procedure is suggested.
This preliminary report is prepared for Project C11-229, funded by the Agency for International Development -AID-.

## THE SAMALA BASIN, GUATEMALA

The Samala Basin has been observed as one of the most promissory sites, in Guatemala, for hydroelectrical power development. The Instituto Nacional de Electrificación -INDE- has several reasons for pointing out the importance of this basin, among them:

. Its excelent geographic location in respect with important productive and demographic sites of the guatemalan south-west region (Figure 1),
. The optimal hydroelectrical conditions of the basin,
. Its logistical facilities,
. Etc.

Besides, in the upper part of the basin, the Zunil Area is located, which is the most important site for Geothermal Development of the country.

Several studies have been done for the hydroelectrical

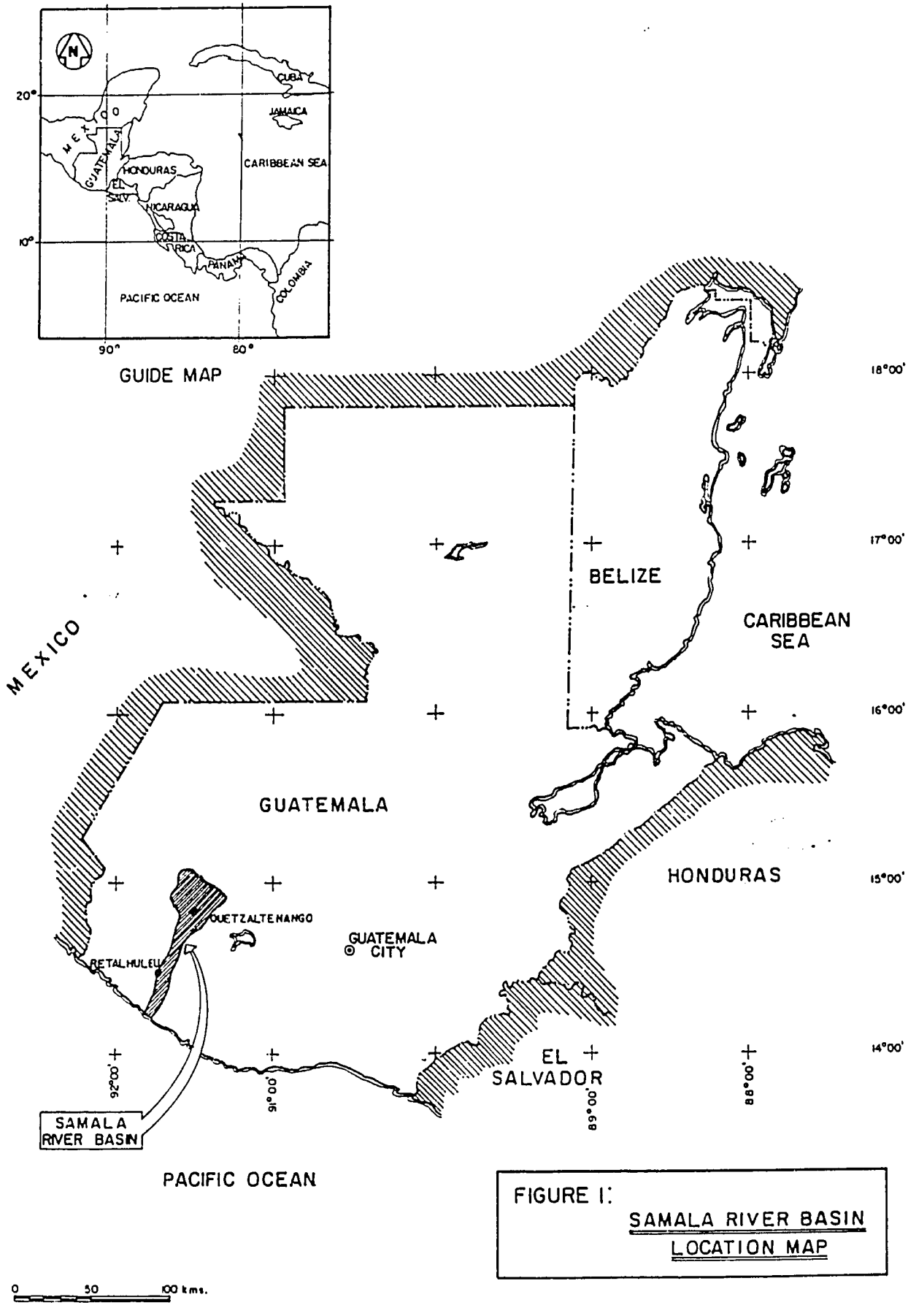



FIGURE 1: SAMALA RIVER BASIN LOCATION MAP

development of this basin. Everyone of them have pointed out that, as in every project for energy development in Guatemala, the better knowledge of the seismological conditions of the basin is one of the most important factors for the estimation of the risk of any development scheme in there.

Every seismological study of the Samala River Basin has estimated the regional tectonic conditions of the country (Figure 2), but no-one has studied the potential of local seismogenic sources, which could be the most risky ones. According with this and following the suggestions of several consultants, it was proposed the microseismic monitoring of the basin in order to understand the geodynamic behavior of this important location (Ligorría, 1993). The aim of this proposal had the project of the implementation of a portable seismic network. This network is intented to have a direct observation, using analog-smoked portable stations (Sprengnether MEQ-800), for the latter analysis of the collected data and by using them, understand the seismic energy liberation in the basin. This will, certainly, directly incide in a better hazard assessment estimation of the energy development of the area.

The equipment for the network is partially provided by INDE (3 portable stations) and INSIVUMEH (2 portable stations and a permanent one). All the instalation and operation of the network is responsability of INDE and the seismograms analysis will be conducted by INSIVUMEH. The final interpretation of the results will be done by specialists from both institutions.

## TECTONIC ENVIRONMENT

In the Feasibility Study final report of the Hydroelectrical Development of the Samala basin (INDE - SNC/ACRES, 1992) it is written:

"10.6 *Seismometers Networks:*

*It is difficult, sometimes, to determine the depth of the earthquakes that occur in the subduction zone, using only the World Seismic Network. For a more accurate determination of these events it is necessary to install a seismic network in the Samala River Valley. Probably it will be necessary to record a year or more, in order to obtain good depth estimations. It is difficult to say if the network results will affect the conclussions of this report, but if a further development of the basin is considered, a local seismographic network will be essential to calculate the seismic hazard related to the shallow events."*

There are several tectonic and geological features that

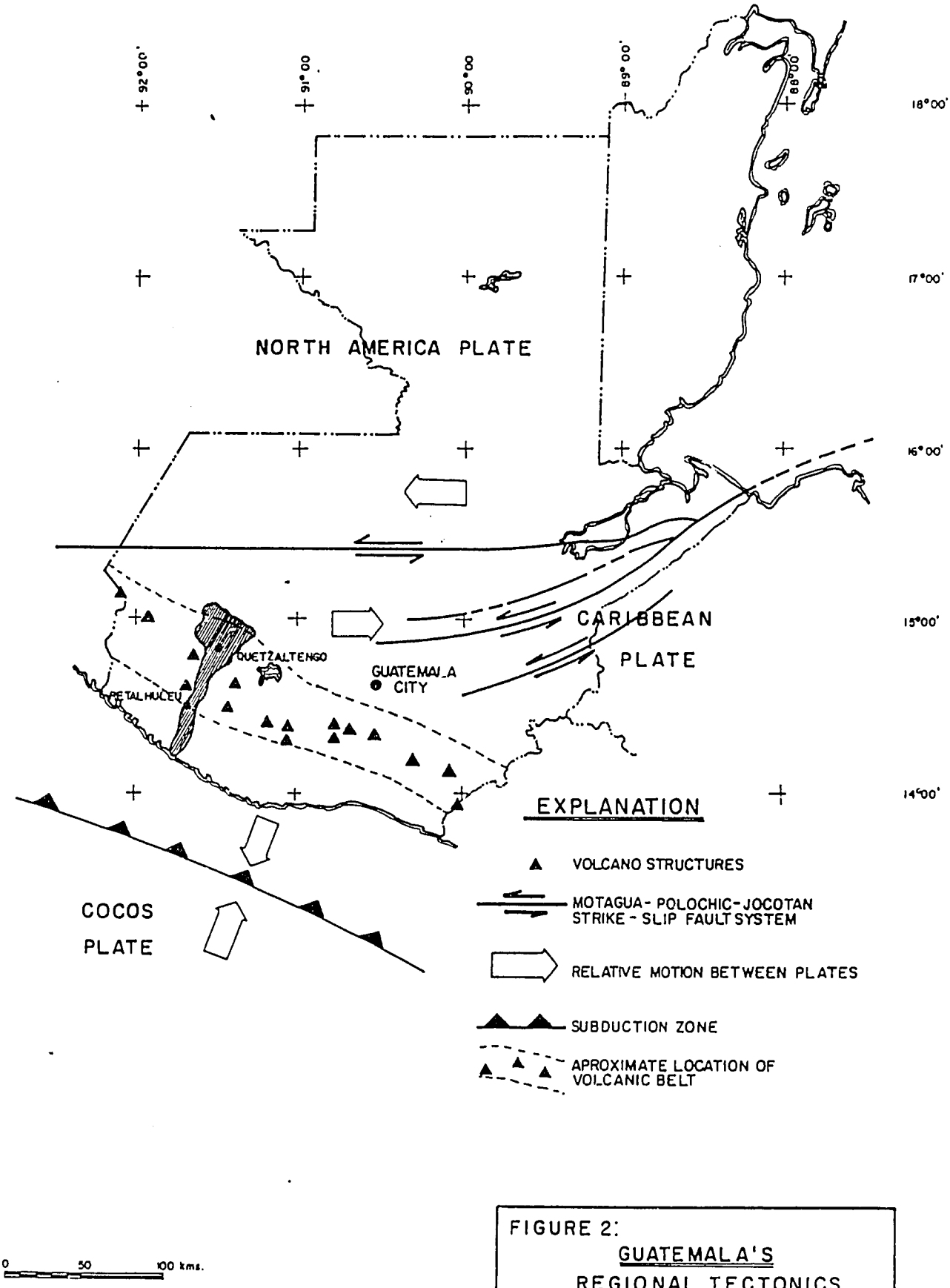



FIGURE 2:
GUATEMALA'S
REGIONAL TECTONICS

justify the instalation of a seismographic network in the Samala basin, hereby some of them:

1.- South of the basin there is an active boundary between two plates: the Cocos Plate which at the present time is subducting beneath the Caribbean Plate,

2.- North-East of this area appear the valley that identify the Motagua Fault which is representative of the active boundary between the Caribbean and North American Plates: The Motagua-Polochic strike siip fault system,

3.- The Samala River basin has several similarities with the Madre Vieja River basin, about 100 kms. East. In September 18/1991, in the Madre Vieja River basin occurred an Earthquake of 5.1 magnitude, that produced the almost total destruction of the Pochuta village. Some examples of this similarities are:

3.1 The topography of both basins is dominated by fault systems that appear with normal alineation to the south subduction,

3.2 In the surrounding areas of both basins there are several volcanic structures and Paleo-Caldera structures with similar geomorphic characteristics.

4.- Apparently, the basin is located exactly over a border between two different crustal segments (Stoiber and Carr, 1973). The differences are in age, dip and thickness of the subducted Cocos Plate.

## OPTINET APPLICATION

Once the microseismic study was approved, the optimal design of the corresponding network was necessary. The Samala basin has several logistical problems, specially for reaching the surrounding areas because the bad conditions or total absence of secoundary roads. Due to these, it was necessary to design a network that could be helpful for both, the microseismic knowledge of the area and for solving the logistical problems.

For solving these problems, it was applied OPTINET, which is a Computer Program that was developed in order to be an aid in solving the problem of selecting an optimal configuration of a seismographic network (Shimshoni et al, 1992), using a statistical approach to optimize the potential resolution capability of the network.

In general terms, the OPTINET tool work as follows: Regarding a specific area, the user defines the network's parameters, size, the velocity model to be used, etc. The user also selects the Operation mode by defining the Model Parameters. The OPTINET program provides the optimal network configuration, graphic presentation, the Winner Network design value and more statistical data. This program selects the optimal network design using the

known D-optimality criterion, proposed in the statistical literature on optimal design experiments (Rabinowitz and Steinberg, 1990).

This version of OPTINET (V1.0) is a pilot version for PC computers. It was developed on a IBM-PC (80386), under the DOS 5.0 Operating System. The program was written mainly in the C language (Borland's TURBO C), and also in FORTRAN language (Microsoft FORTRAN). The Program is not machine dependent, and porting it to other enviroments is likely to be easy (Shimshoni et al, 1992).

For the application and running of OPTINET (V1.0) all the information was translated to a cartesian coordinate system; three files were prepared for introducing information into the program, these are called the input files.

The first one is called NETWORK.DAT and includes all the control parameters for running the program. (Appendix 1).

Another input file is the NETWORK.STS and defines all the possible Station Locations. (Appendix 2).

The last input file is CRUST.DAT, this one defines the Velocity Model over which the Network will be installed. (Appendix 3).

Figure 3 shows the final design of the network or the known Winner Network which is a 6 station array selected among 15 sites located all over the Samala Basin. (Appendix 4).

## LOCATING THE SITES IN THE FIELD

After running OPTINET, the following step was to find on field, the appropriate place for the instalation of the stations.

During these trips, some of the places suggested by OPTINET were easily found as very good locations. The principal tasks for instaling the stations could be:

. Security systems: For the protection of the equipment from damages, it is necessary to build up protective infraestructure and, if its possible, locate this in a place protected from regular people transit.
. Avoid Noises: It is extremely important to install the equipment in a location as quite as possible. It means to search places with absence of active industrial equipment, low vehicle transit, and people activity, no electricity conductive lines or pipe lines, etc.
. Legal: It is better to install the equipment with the owner's permission of the selected site or piece of land.
. Monitoring Route: While selecting the sites it is very

important to design a proper route for the visits of the stations. This is very important because, in this particular case, the monitoring is for microseismic activity; so it will be necessary to change daily the smoked-paper records. This consideration is important to avoid high economic expenses in vehicles and maintenance, people effort, etc.

## SIMPLEX APPLICATION AS AN ALTERNATIVE LOCATING PROCEDURE

The sources monitored by the designed network have been over-simplified for the OPTINET application but, in the real case, the seismic sources in the area are much more complex and they consist in fault systems which, at the present time, are not well known. In fact, the accurate location of the micro-seismic events wil be determinant in the better knowledge of these complex structures.

As it was mentioned above, the analysis of the data collected by the network will be done by INSIVUMEH's staff team, because of their experience. The preliminary location of the seismicity will be done by conventional procedures (HYPOCENTER, HYPO71, etc) which will try to offer an approximate idea of where the seismic events occured. After the first aproximation, and if the activity is apparently related to the hazard structures, it will be implemented the SIMPLEX procedure to have a more accurate location of the activity.

The SIMPLEX algorithm has been adapted to a hypocenter location FORTRAN code and, due to its reflective property, is less affected by a nonlinear behavior of the objective function and thus has therefore better chances of "hitting" the global minimum. Other advantages of the algorithm are indicated by its simplicity. The information required for the computer input statements is very easy to handle (Rabinowitz, 1988).

Actually, people from INDE and INSIVUMEH are working in the calculation of an appropiate Velocity Model (Crustal Structure) to improve the Guatemala's seismicity location. This model is been calculated by the application of the Minimum Apparent Velocity method (Suárez et al, 1992) and, if it is available by the time when the data is been collected, the locations will be surely improved.

## CONCLUSSIONS

The application of OPTINET is very important for solving several problems during the network planning. Some of the "traditional" procedures, just guided by the seismologist's practical experience are not good enough for selecting the sites

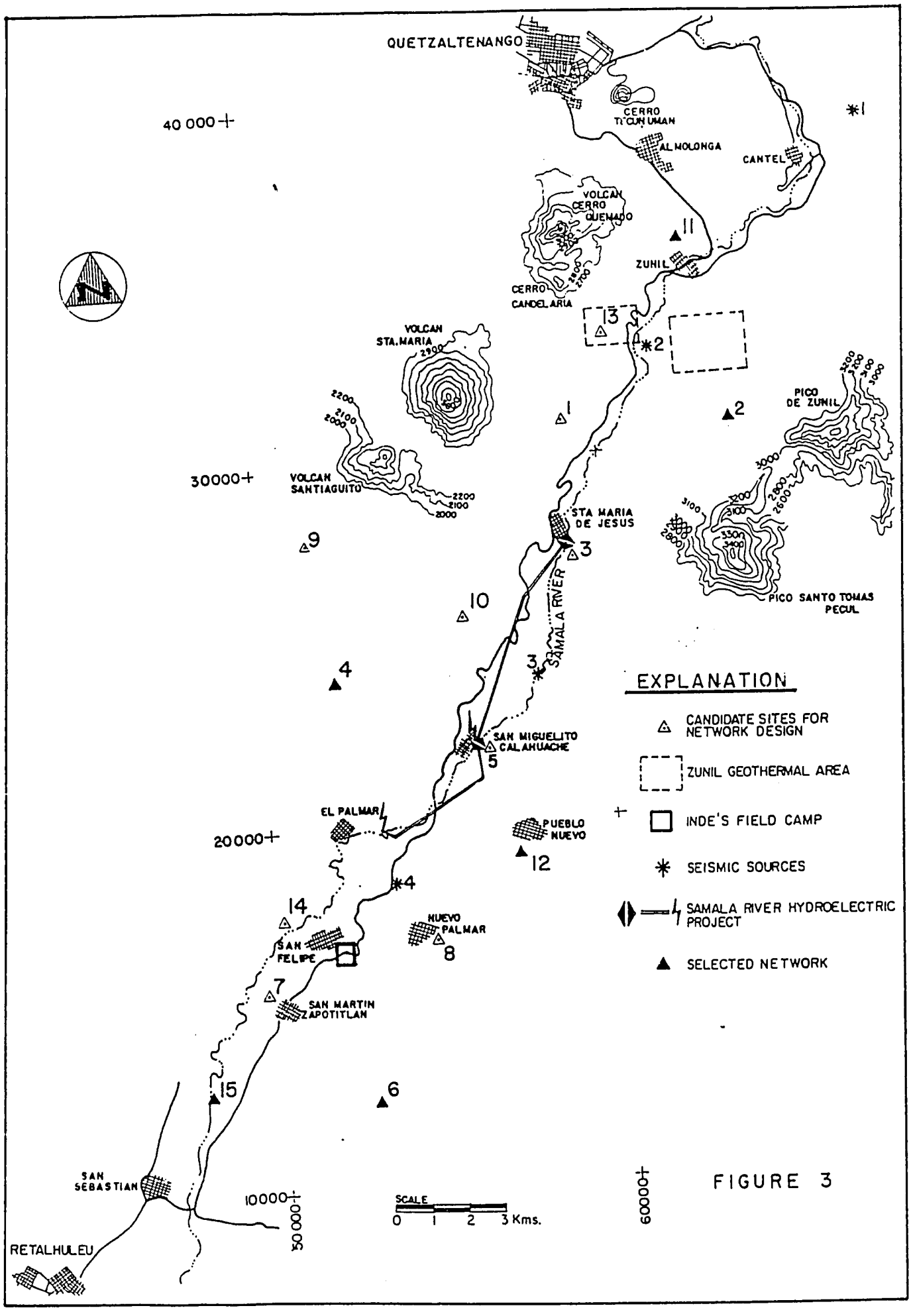

QUETZALTENANGO
CERRO TI'CUN UMAN
AL MOLONGA
CANTEL
VOLCAN CERRO QUEMADO
ZUNIL
CERRO CANDELARIA
VOLCAN STA. MARIA
VOLCAN SANTIAGUITO
PICO DE ZUNIL
PICO SANTO TOMAS PECUL
STA MARIA DE JESUS
SAMALA RIVER
SAN MIGUELITO CALAHUACHE
EL PALMAR
PUEBLO NUEVO
NUEVO PALMAR
SAN FELIPE
SAN MARTIN ZAPOTITLAN
SAN SEBASTIAN
RETALHULEU
40 000
30000
20000
10000
50000
60000
SCALE
0 1 2 3 Kms.
EXPLANATION
CANDIDATE SITES FOR NETWORK DESIGN
ZUNIL GEOTHERMAL AREA
INDE'S FIELD CAMP
SEISMIC SOURCES
SAMALA RIVER HYDROELECTRIC PROJECT
SELECTED NETWORK

FIGURE 3

for a seismographic network so that the network resolution will be optimal.

One of the important improvements included by the application of OPTINET is that all the sites of the winner network will be selected among candidate locations that have been proposed taking into consideration logistical problems and, in the better case, the candidate places have been already known.

The saving of time before the initial visits of the technical staff to the field, is a valuable characteristic of this methodology and, in combination with the professional experience, it makes this computer application a very useful practical tool.

Obviously, the relocation of the recorded activity will directly incide in a more accurate estimation of where the seismicity is occuring and, probably, the knowledge of the seismogenic structures.

## ACKNOWLEDGMENTS

The author would like to thank N. Rabinowitz and Y. Shimshoni from IPRG, Israel for their valuable support and guidance for running OPTINET and SIMPLEX. O. García and O. Castañeda from INDE, for their reviews and comments of the manuscript. Comments by E. Molina from INSIVUMEH were very helpful in the application of the software. M. Yela for the draws.

# APPENDIXES

## Appendix 1

Input file No. 1 NETWORK.DAT which include all the control parameters for the OPTINET program. The parameters described by the file are:

- -Network size,
- Number of sources,
- Number of locations in rows,
- Number of locations in columns,
- Detectability radius of the stations,
- Frame's corners X-Y coordinates,
- X-Y coordinates and identification of each source.

For the Samala River Basin application, the NETWORK.DAT file was:

```
06040305 0025.00
0040.00 0010.00
0070.00 0010.00
0070.00 0040.00
0040.00 0040.00
FTE1 0068.00 0039.00 0005.00 0001.00
FTE2 0061.60 0032.75 0005.00 0001.00
FTE3 0058.00 0024.00 0005.00 0001.00
FTE4 0053.60 0018.60 0005.00 0001.00
```

This file implies a model in which the network contains 6 stations, for monitoring 4 sources. The array of proposed stations contains 15 stations in a 3x5 format. The detectability radius of the stations is 25 km. The array's corners are: [(40,10), (70,10),(70,40),(40,40)]. The 4 sources have the same weight and their X-Y-Z coordinates are:[(68,39,5),(61.6,32.75,5),(58,24,5), (53.6,18.6,5)].

## Appendix 2

File NETWORK.STS, presents 15 stations proposed for the selection of the Winner Network which consists of 6 stations. The winner stations are identified here by +++,

| | | | |
|---|---|---|---|
| E01 | 63.900 | 30.700 | |
| E02 | 59.150 | 31.100 | +++ |
| E03 | 59.200 | 27.300 | |
| E04 | 52.100 | 24.150 | +++ |
| E05 | 57.500 | 22.100 | |
| E06 | 52.700 | 12.500 | +++ |
| E07 | 49.750 | 15.650 | |
| E08 | 54.650 | 16.900 | |
| E09 | 51.550 | 20.800 | |
| E10 | 55.900 | 25.750 | |
| E11 | 62.700 | 36.200 | +++ |
| E12 | 57.200 | 19.150 | +++ |
| E13 | 60.500 | 33.200 | |
| E14 | 50.300 | 17.550 | |
| E15 | 47.700 | 12.800 | +++ |

****

## Appendix 3

Velocity Model (Crustal Structure) used for the application of OPTINET in the Samala River Basin

| | | | |
|---|---|---|---|
| 5.0 | 0.0 | ¦dd.dd¦dd.dd¦ | velocity of P wave, 1st layer's depth |
| 5.5 | 3.0 | ¦dd.dd¦dd.dd¦ | velocity of P wave, 2nd layer's depth |
| 6.0 | 6.0 | ¦dd.dd¦dd.dd¦ | velocity of P wave, 3rd layer's depth |
| 6.3 | 9.0 | ¦dd.dd¦dd.dd¦ | velocity of P wave, 4th layer's depth |
| 6.7 | 11.0 | ¦dd.dd¦dd.dd¦ | velocity of P wave, 5th layer's depth |
| 7.0 | 13.0 | ¦dd.dd¦dd.dd¦ | velocity of P wave, 6th layer's depth |
| 7.5 | 16.0 | ¦dd.dd¦dd.dd¦ | velocity of P wave, 7th layer's depth |
| 8.0 | 23.0 | ¦dd.dd¦dd.dd¦ | velocity of P wave, 8th layer's depth |
| 0.0 | 00.0 | ¦dd.dd¦dd.dd¦ | zeros to indicate end of crust file |

## Appendix 4

OPTINET - Final results for all 5 Triels:

The Winner NETWORK in triel No. 5 (out of 5 triels) Is:

| | | | |
|---|---|---|---|
| Station No. 1 | - | E02 | [2] |
| Station No. 2 | - | E04 | [4] |
| Station No. 3 | - | E06 | [6] |
| Station No. 4 | - | E11 | [11] |
| Station No. 5 | - | E12 | [12] |
| Station No. 6 | - | E15 | [15] |

NETWORK value is: 2.76077e-05 ( forth root is: 0.0724866 )

# REFERENCES


Instituto Costarricence de Electricidad. Department of Geology. *P.H. PIRRIS. ESTUDIO SISMOLOGICO PRELIMINAR.* 1989. Costa Rica.

Instituto Nacional de Electrificación -INDE- and Consorcio SNC/ ACRES. ESTUDIO DE FACTIBILIDAD DEL APROVECHAMIENTO HIDROELECTRICO DE LA CUENCA DEL RIO SAMALA. Feasibility Final Report. Volumen No. 1 (Text). 1992. Guatemala.

Ligorría, J.P. *MONITOREO MICROSISMICO EN LA CUENCA DEL RIO SAMALA - ANTEPROYECTO -.* 1993. Presented to the Chairman of the Unidad Plan Maestro y Estudios Derivados -INDE-, Guatemala

Ligorría, J.P. *PROPUESTA PARA LA INSTALACION DE UNA RED SISMICA PORTATIL. AREA GEOTERMICA ZUNIL.* 1991. Presented to the Executive Director of the Unidad de Desarrollo Geotérmico INDE, Guatemala.

Rabinowitz, N. and Steinberg, D.M. *OPTIMAL CONFIGURATION OF A SEISMOGRAPHIC NETWORK - A STATISTICAL APPROACH.* 1990. Bulletin of the Seismological Society of America Vol 80 No.1, pp 187

Rabinowitz, N. *MICROEARTHQUAKE LOCATION BY MEANS OF NONLINEAR SIMPLEX PROCEDURE.* 1988. Bulletin of the Seismological Society of America Vol. 78 No.1, pp 380-384

Shimshoni, Y., Mizrachi, D., Steinberg, D.M. and Rabinowitz, N., *OPTINET: A COMPUTER PROGRAM FOR DESIGNING THE OPTIMAL CONFIGURATION OF A SEISMOGRAPHIC NETWORK.* 1992. Institute for Petroleum Research and Geophysics, Israel.

Stoiber, R.E. and Carr, M.J. *QUATERNARY VOLCANIC AND TECTONIC SEGMENTATION OF CENTRAL AMERICA.* 1973. Bulletin Volcanologique, Vol. 37, p. 304-325.

Suárez, G., Ligorría, J.P. and Ponce, L. *PRELIMINARY CRUSTAL STRUCTURE OF THE COAST OF GUERRERO, MEXICO, USING THE MINIMUM APPARENT VELOCITY OF REFRACTED WAVES.* 1992. Geofísica Internacional, Vol. 31, Num 3, pp 247-252

Woodward-Clyde Consultants *INVESTIGACION MICROSISMICA PARA LOS PROYECTOS HIDROELECTRICOS CHULAC Y XALALA. Final Report.* 1979. For the Instituto Nacional de Electrificación -INDE- Guatemala.

MINISTERIO DE OBRAS PUBLICAS

# CENTRO DE INVESTIGACIONES GEOTECNICAS

*EXPERIENCIAS EN LA ESTIMACION DE LA AMENAZA SISMICA EN EL SALVADOR*

*Mauricio Ciudad Real, Ing. Civil*

SAN SALVADOR, EL SALVADOR, C.A.

40

# CENTRO DE INVESTIGACIONES GEOTECNICAS

**DIRECTOR**
*Jorge A. Rodríguez Deras, M.Sc.*

**SUB-DIRECTOR**
*Daniel A. Hernández Flores, Ing. Civil*

**JEFE DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA**
*Manuel E. Bonilla Pineda, Ing. Civil*

**JEFE DEPARTAMENTO DE MECANICA DE SUELOS**
*Juan C. Figueroa Hernández, Ing. Civil*

**JEFE DEPARTAMENTO DE INVESTIGACIONES SISMOLOGICAS**
*Mauricio H. Ciudad Real Euceda, Ing. Civil*

**JEFE DEPARTAMENTO DE MATERIALES DE CONSTRUCCION**
*Marcos V. Vásquez Ramos, Ing. Civil*

**JEFE DEPARTAMENTO ADMINISTRATIVO**
*Yolanda Auerbach de Hernández*

---

Centro de Investigaciones Geotécnicas
Calle a La Chacra, costado Ote.
Talleres "El Coro"
Apdo. Postal 109 San Salvador
El Salvador, C.A.
Tel. (503)22-9688, (503)22-9800 Fax (503)21-1933

# INDICE

CONTENIDO PAG


| | | |
|---|---|---|
| 1.0 | INTRODUCCION | 1 |
| 2.0 | ASPECTOS SOBRE LA TECTONICA DE EL SALVADOR | 2 |
| 3.0 | SISMICIDAD HISTORICA (ANTES DE 1900) Y RECIENTE | 4 |
| 4.0 | TRABAJOS REALIZADOS EN LA ESTIMACION DE LA AMENAZA SISMICA EN EL SALVADOR | 5 |
| 5.0 | PROYECTOS ACTUALES PARA LA ESTIMACION DE LA AMENAZA SISMICA EN EL SALVADOR | 9 |
| | REFERENCIAS | 14 |
| | FIGURAS | 15 |
| | APENDICES | 26 |

# EXPERIENCIAS EN LA ESTIMACION DE LA AMENAZA SISMICA EN EL SALVADOR

*Mauricio Ciudad Real, Ing. Civil*
**Jefe Departamento de Investigaciones Sismológicas**
**Centro de Investigaciones Geotécnicas**

## RESUMEN/SUMMARY

El presente trabajo tiene como objetivo principal hacer una presentación de las experiencias en la estimación de la amenaza sísmica en El Salvador, partiendo del marco tectónico local y regional, la actividad sísmica histórica y reciente, antecedentes, para finalizar con una exposición de los proyectos específicos que sobre esta área actualmente se llevan a cabo en el país.

This paper has as main purpose making a presentation of the experiences on the hazard assessment in El Salvador, starting from the local and regional tectonic context, the recent and historical seismic activity, background, to end with one exposition of the especific projects that have being carried out in the country.

## 1.0 INTRODUCCION

A lo largo de la historia la actividad sísmica, ha representado para el hombre, uno de los más graves peligros naturales a que ha tenido que enfrentarse. Desde los tiempos antiguos los sismos han sido causa de destrucción de incontables ciudades alrededor de todo el mundo, cobrando cuotas muy altas en vidas humanas y daños materiales.

En la actualidad, existe una necesidad apremiante de llevar a cabo estudios que provean un mejor conocimiento de los sismos, su génesis, propagación de las ondas, sus efectos en las estructuras, etc., para luego poder definir con mayor o menor exactitud, las zonas que pueden estar sujetas a un desastre por el acontecimiento de un sismo, sus posibles magnitudes, períodos de retorno, etc.

El Salvador, no escapa a este tipo de necesidades, ya que por su ubicación geográfica se enmarca en un contexto regional altamente sísmico, que en su conjunto se le conoce como el *Cinturón de Fuego Circumpacífico* en el cual las grandes estructuras tectónicas presentes son las generadoras de sismos superficiales y grandes (19/06/1982 - mb 6.2); en el marco tectónico local el país es atravesado por varios sistemas de fallas geológicas acentuados por la presencia de una cadena de volcanes activos, tales sistemas generan sismos superficiales de tamaño moderado (10/10/86 - $M_w$ 5.6, $M_s$ 5.4, mb 5.1) pero que la historia salvadoreña ha registrado como los más destructivos y catastróficos.

En este contexto, varios estudios han sido realizados con la finalidad de estimar la amenaza sísmica, pero su aplicación concreta en los códigos de construcción salvadoreños no ha sido posible. Es a partir de esta situación que el Gobierno de la República de El Salvador por medio del Ministerio de Obras Públicas y el Centro de Investigaciones Geotécnicas, está impulsando desde 1990, un programa nacional para el fortalecimiento de las actividades relacionadas a la investigación en el campo de la sismología y la ingeniería sísmica y que en general conducirán al establecimiento de normativas para la edificación sismo-resistente.

## 2.0 ASPECTOS SOBRE LA TECTONICA DE EL SALVADOR

El Salvador, está localizado en la parte oeste de la placa del Caribe la cual contiene muchas regiones tectónicas, ver Figura 1. A lo largo de la costa del pacífico se extiende una cadena volcánica combinada con un serie de sistemas de fallas con dirección predominante noroeste - sureste; al suroeste de El Salvador, la placa de Cocos subduce la placa de Caribe formando la Fosa Mesoamericana; concretamente se abordarán a continuación los aspectos más relevantes de la tectónica local.

Muchos autores han realizado evaluaciones sobre la tectónica local de El Salvador desde los años 40, Stirton & Gealey (1949), William & Meyer-Abich (1955), Duerr (1960), Grebe (1963), Weyl (1961) y Dengo, Bohnenberger & Bonis (1970); pero no es sino hasta en 1975 en que un estudio completo sobre la estructura tectónica de El Salvador fué realizado por Gerd Wiesmann del grupo de la Misión Geológica en El Salvador, el cual en su trabajo *Remarks on the Geologic Structure of the Republic of El Salvador, Central America*; clasifica la tectónica local, en cuatro sistemas de fallamiento, ver Figura 2.

### 2.1 Sistema Oeste-Este, el cual comprende básicamente:

a) Una zona de fallamiento ubicada aproximadamente 30 km de la costa del Bálsamo y paralela a las fallas inferidas a ésta, extendiéndose 200 km hacia el este, desde el Lago de Ilopango hasta el norte de la cuenca Olomega. Esta es una de las principales zonas de fallas en El Salvador, la cual es acentuada por la proximidad de grandes volcanes como el Boquerón o Volcán de San Salvador, el Chinchontepec o Volcán de San Vicente, el grupo Tecapa, el Chaparrastique o Volcán de San Miguel, el Lago de Ilopango y algunas cuencas recientes (oeste de el Boquerón, noroeste de Tecapa, este del Volcán de San Miguel). Existe una inversión en este sistema de fallamiento, de vertical hacia arriba a vertical hacia abajo en los lados aproximadamente donde el Río Lempa lo corta, así al oeste, el bloque

de fallas verticales relativamente hacia abajo está sobre el lado norte y el otro bloque se ubica al este del Río Lempa, sobre el lado sur.

b) Una Zona de fallamiento marcada en los depósitos más jóvenes, la cual no es mapeable por fallas, sino por el grupo del Volcán de Santa Ana y el Lago de Coatepeque, que inicia cerca de el punto más al oeste de El Salvador en el alineamiento costero con una tendencia noroeste. Este es visible y trazable en el área entre el Boquerón e Ilopango en el sur y la cuenca del Río Lempa en el norte.

En la mitad oeste del país, ambas zonas de fallamiento mencionadas bordean un área de relativa subsidencia, el graben de El Salvador en *sensu estricto*. Estos no tienen una continuación en Guatemala, sino más bien, se direccionan en ángulo agudo a la porción oeste de la costa pacífica de El Salvador.

2.2 Sistema Norte-Sur; agrupando:

a) Fallas esparcidas al oeste y norte del Lago de Coatepeque, el cual se extiende hacia el norte hasta la frontera guatemalteca.

b) Fallas al sur y el norte del Lago de Ilopango

c) Fallas esparcidas cerca de la cuenca Olomega, especialmente al este, y al norte del Golfo de Fonseca.

2.3 Sistema Noroeste-Sureste; este es uno de los principales sistemas de fallas en El Salvador y agrupa fundamentalmente:

a) Fallas que se encuentran a lo largo de todo El Salvador, además muchos centros de erupciones son alineados a lo largo de este sistema, por ejemplo, El Volcán de San Salvador, hacia el noroeste de San Vicente hasta el este del Lago de Güija y la cuenca del Río Lempa y los volcanes ubicados aproximadamente 40 km al norte del Golfo de Fonseca.

2.4 Sistema Subordinado Noreste-Suroeste; la tendencia de este sistema cambia de norte-noreste en el oeste a este-noreste en el este. La mayoría de fallas de este sistema ocurren en las siguientes zonas.

a) En el oeste, entre la frontera de Guatemala y el Lago de Coatepeque y hacia el noreste. Las fallas están orientadas mayormente en dirección norte-

noreste y alcanzan el área entre el Lago de Güija y la cuenca del Río Lempa.

b) Un grupo bastante obvio de fallas orientadas al noreste cruzando El Salvador desde cerca de la costa pacífica hasta el sur de del Lago de Ilopango el cual encierra.

c) Un sistema de fallas cortas orientadas y alineadas este-noreste, el cual empieza al oeste de el Volcán de San Miguel y alcanza el punto más al noreste de El Salvador.

Comúnmente, las fallas en El Salvador son obvias y trazables tanto sobre fotografías aéreas como en el campo, pero debido principalmente a la naturaleza de los depósitos (rocas volcánicas) y su desgaste tropical, es muy poco posible dar una gruesa estimación del tamaño del desplazamiento o discriminar entre las fallas observadas y las inferidas. Así una diferenciación entre fracturas y fallas con desplazamiento es comúnmente una situación arbitraria. Otro problema es la distinción entre buzamientos primarios de depósitos volcánicos.

En El Salvador no han sido evidenciados movimientos horizontales, pero en algunas localidades una componente horizontal no puede ser excluida, por ejemplo, en la zona principal de fallas oeste-este (compare la zona de fallas listadas en el numeral 2.1) el movimiento parece ser lateral-derecho. Esto es indicado por las estribaciones en esta zona de fallas de tendencia hacia el norte en el Lago de Ilopango y oeste del Golfo de Fonseca. Así mismo, desplazamientos laterales-derecho han sido también mapeados con las fallas orientadas en dirección este-noreste del este de El Salvador (compare las fallas listadas bajo el numeral 2.4).

## 3.0 SISMICIDAD HISTORICA (ANTES DE 1900) Y RECIENTE

Tal y como se ha mencionado anteriormente, el conocimiento de los patrones en que se produce la actividad sísmica, distribución en espacio, en tiempo, etc., son de carácter promordial, pero esto presupone la existencia de una base de datos sismológica la cual deberá ser lo más completa posible en tiempo y confiable en relación a los parámetros de localización y tamaño, lo que muchas veces no es posible en toda su plenitud, ya que para los períodos en la historia en que no existieron instrumentos para registrar la actividad sísmica únicamente se cuenta con narraciones sobre los daños observados e impresiones propias de los escritores de la época, lo cual en general, hace que también sea necesario investigar y profundizar en esta área, a fin de logar la mejor complementación de estas bases de datos.

En El Salvador, la sismicidad histórica (antes de 1900), ha sido bastante bien documentada por Martínez M. (1978) en su trabajo ***Cronología Sísmica y Eruptiva de la República de El Salvador a partir de 1520***, en el cual se evidencia que desde tiempos de la colonia El Salvador ha sufrido más de 40 terremotos que han alcanzado una intensidad superior a VII (MM), estimada a partir de la descripción de los daños, la cual es la única información disponible; en el Apéndice A se muestra un resumen de dichas anotaciones, para el período desde 1520 hasta 1899.

No obstante, en este mismo orden, otros investigadores han realizado algunos estudios para toda Centro América, White (1984), White y Cifuentes (1988), White y Harlow (1988) y Harlow y otros (1988). Ellos han encontrado información sobre eventos de la zona de subducción, de foco superficial en más de 1000 documentos históricos consultados, dicha información ha sido utilizada para la construcción de mapas de intensidad con al menos dos curvas de las intensidades más grandes, así mismo han trabajado en asignación de magnitudes y momento centroide; así para el período en mención han sido analizados un total de 11 eventos sísmicos; en la Figura 3 se muestran algunos de los mapas de intensidades construídos por White y Cifuentes, 1988 para este período.

Para el período de tiempo a partir de 1900, para algunos eventos sísmicos ya es posible encontrar ambos tipos de información, descriptiva e instrumental, lo cual mejora grandemente las posibilidades de tener una base de datos más completa. Siempre partiendo de catálogos descriptivos White y Cifuentes, 1988 y White y Harlow, 1988 han logrado reconstruír las áreas de daños de al menos 42 eventos, ver Figuras 4 y 5.

El Salvador, cuenta actualmente con un catálogo sísmico de alrededor 31000 entradas para sismos desde 1500 y con magnitud desde 1.0MC para sismos desde 1984 localizados con la red local, además incluye los reportes de agencias internacionales, resultados de trabajos sobre sismicidad histórica, etc.

Como puede observarse en la Figura 6, los sismos registrados ($M \geq 5.0$) desde 1900 hasta 1993 en el área de cobertura del catálogo sísmico salvadoreño, evidencia la gran actividad sísmica que se genera en la región.

## 4.0 TRABAJOS REALIZADOS EN LA ESTIMACION DE LA AMENAZA SISMICA EN EL SALVADOR

Muchos de los estudios realizados en la estimación de la amenaza sísmica en El Salvador, han sido concebidos como parte de los programas de investigación de las universidades o de los programas de investigación internacional, pero en los últimos años, éstos empiezaron ha ser contemplados dentro de las líneas de investigación de instituciones

estatales; a continuación se presentan algunas consideraciones generales y resultados obtenidos en dichos trabajos.

*Estudio Preliminar de Riesgo Sísmico en El Salvador*, Portillo E. et al, Tesis para optar al grado de Ingeniero Civil, Universidad Centroamericana "José Simeón Cañas", San Salvador 1985

Este trabajo es uno de los primeros estudios de riesgo sísmico realizado en el país, y se constituyó en una fuente metodológica para otras investigaciones llevadas a cabo posteriormente.

En este trabajo, se delimitaron las macrofuentes sismogénicas que afectan al país, las que se definieron como, Zona de fallamiento territorial, Zona de subducción y Falla de Motagua.

Para cada una de estas fuentes se determinaron parámetros como: la tasa de actividad sísmica, magnitud máxima y mínima, profundidad focal promedio, etc.

Ya que El Salvador no se contaba con un registro de sismos, que abarcara todo el historial sísmico salvadoreño, se procedió a la creación de una base de datos. Para la elaboración de la base de datos se utilizó para algunos sismos históricos la descripción física de los daños observados, con lo que se asignarnó intensidad y magnitud, recurriendo para ello a expresiones que relacionaban la intensidad (MM) con la magnitud Mb. Estas expresiones se basan en el hecho de que existe una relación directa entre la magnitud Mb y la intensidad, la que fué propuesta por Nuttli y aunque los cálculos en este trabajo, no se sustentaron en esa relación, los autores consideraron suficiente partir de un ajuste de mínimos cuadrados para llegar a las expresiones.

Una vez que se completó en el banco de datos, se establecieron leyes de atenuación de la intensidad para cada macrofuente, las cuales fueron determinadas en base a mapas de intensidad o isosistas para eventos tanto históricos como recientes.

La evaluación del riesgo sísmico, se realizó por medio del programa de computadora EQRISK por Robin McGuire (1976), los resultados fueron presentados en mapas de isoprobabilidad para diferentes niveles de intensidad macrosísmica en la escala Mercalli Modificada (MM) y mapas de intensidad máxima esperada para diversos períodos medios de retorno.

Además de este trabajo, se cuenta con un estudio de leyes de atenuación para el Area Metropolitana de San Salvador; que también se constituyó en un antecedente y base metodológica para otros estudios.

*Estudio de las Atenuaciones de las Ondas Sísmicas para el Area Metropolitana de San Salvador*, Castellón A. et al, Tesis para optar al grado de Ingeniero Civil, Universidad Centroamericana "José Simeón Cañas", San Salvador 1988

En este trabajo se determinaron leyes de atenuación para el Area Metropolitana de San salvador (AMSS) utilizando parámetros instrumentales y macrosísmicos, los autores proponen una metología la cual toma cada registro del catálogo sísmico con que se cuenta, como un evento independiente y que posee: coordenadas de estación de registro, magnitud y valores instrumentales para la aceleración. De esta manera se obtiene un número de puntos independientes de cálculo para cada terremoto similar al número de registros seleccionados en dicho evento.

En la metodología utilizada se llegan a establecer 3 modelos a estudiar, 2 de cuales fueron aplicados para seis medidas de la aceleración y que son: la mayor de las componentes horizontales, la componente longitudinal, la componente transversal, la media de las componentes horizontales, la combinación vectorial de las componentes horizontales y la componente vertical.

El tercer modelo utilizado fue para la determinación de las leyes de atenuación de la intensidad, es el seguido por M. Erdik.

*Peligrosidad Sísmica en El Salvador*, Ciudad Real M. et al, Tesis para optar al grado de Ingeniero Civil, Universidad Centroamericana "José Simeón Cañas", San Salvador 1989

La evaluación de la peligrosidad en El Salvador, se realiza en este trabajo a través de un método probabilista que considera la existencia de fuentes sismogenéticas en la región objeto de estudio, es a estas fuentes que se asocia toda la producción de sismos. Concretamente se utilizó, el método desarrollado por Cornell (1968, 1974) y que básicamente es el tomado por McGuire en EQRISK (1976).

Este método se basa en el teorema de la probabilidad total y permite evaluar la peligrosidad partir de la distribución de la frecuencia de los sismos de una intensidad o magnitud dada.

Para la consecusión de los objetivos de este trabajo se estableció una base de datos sismológica permanente en la universidad, se estructuró el programa PEL-SIS, el cual básicamente difiere de EQRISK, McGuire (1976), en el hecho que permite la utilización de más de una ley de atenuación, se produjeron programas de cálculo de los parámetros específicos que requiere la evaluación de la amenaza sísmica y se determinaron leyes de atenuación para la intensidad macrosísmica por considerar como insuficiente la información disponible para establecer un modelo de atenuación para la aceleración.

Los resultados obtenidos se representadon en mapas de isoprobabilidad y mapas de isointensidad, en la Figura 7 se presentan dos de los mapas presentados en este trabajo.

*Seismic Zoning and Ground Motion Parameters for El Salvador*, Alfaro C. et al, University of Stanford 1990

En este trabajo la actividad sísmica de la región de estudio es presentada en término de provincias tectónicas. Estas regiones sísmicas son: la Zona de la Cadena Volcánica, la Zona de Benioff, la Zona de la frontera de la placa del Caribe y la Zona de la Depresión de Honduras, las que fueron definidas de acuerdo a los parámetros de los eventos ocurridos dentro de dichas regiones, y la localización de fallas dentro de las zonas.

Se realizó una exhaustiva búsqueda de información para dicho estudio, encontrándose dos tipos de información instrumental y no instrumental; para ambas fuentes se utilizó la misma metodología de cálculo de los parámetros de los sismos y su relación con el concepto de provincias tectónicas, la información fue seleccionada de acuerdo a las provincias en estudio y fue analizada para obtener las relaciones de frecuencia de ocurrencia con el tiempo, etc. todo con la finalidad de determimar los parámetros necesarios para los modelos probabilísticos.

En el estudio se aplicaron dos modelos para la estimación de la amenaza, el primero fue el modelo Bayesiano, que fuera descartado posteriormente debido a que al calculo de las aceleraciones pico del suelos resultó más conservador que al utilizar el modelo por lo que se optó por utilizar un modelo combinado Markov-Bayesiano. Los resultados obtenidos fueron expresados en mapas para diferentes niveles de riesgo y períodos de retorno, ver Figuras del 8 al 13.

*Digitization of Strong Motion Data and Estimation of PGA Attenuation*, Santos P. et al, NORSAR, Noruega 1992

Dentro de los principales objetivos que rigieron las actividades de este trabajo se encuentran la creación de una base de datos de registros digitales de movimientos violentos (acelerógramas) a partir de los registros analógicos, así mismo fomentar la estandarización de criterios relativos a las técnicas de digitalización en la región centroamericana.

Por otro lado, otro aspecto importante lo ha contituido la capacitarción en el uso de los programas desarrollados o implementados por NORSAR (THE ROYAL NORWEGIAN COUNCIL FOR SCIENTIFIC AND INDUSTRIAL RESEARCH - NORWEGIAN SEISMIC ARRAY) para el procesamiento y análisis de banco de registros digitales.

Las curvas de atenuación de aceleraciones máximas para la región centroamericana, fueron estimadas utilizando la metodología y los programas desarrollados en NORSAR. Los valores de PGA (Peak Ground Acceleration) obtenidos de los registros fueron sujetos un análisis de regresión con el método one-step desarrollado por Anders Dahle.

La ecuación de regresión es expresada por:

$$LnA - C_3 LnR = C_1 + C_2 M + C_4 R + Ln\epsilon \qquad (1)$$

donde:
A = Amplitud observada
M = Magnitud
R = Distancia Hipocentral
$C_1$, $C_2$, $C_4$ con constantes a determinar en la regresión

Alternativamente, la siguiente ecuación de regresión fué utilizada:

$$LnA - C_4 R = C_1 + C_2 M + C_4 R + Ln\epsilon \qquad (2)$$

donde:

$$C_4 = -\pi f R / v Q(f) \qquad (3)$$

Y las constantes a determinar son ahora $C_1$, $C_2$ y $C_3$.

El factor de calidad escogido para uso fué el determinado por Ordáz y Sing para México:

$$Q(f) = 273 f^{0.66} \qquad (4)$$

El número total de observaciones utilizadas fueron 89 y los resultados obtenidos para los dos modelos utilizados se muestran en las Figuras 14 y 15.

## 5.0 PROYECTOS ACTUALES PARA LA ESTIMACION DE LA AMENAZA SISMICA

Dentro de los programas de CEPREDENAC (CENTRO PARA LA COORDINACION Y PREVENCION DE DESASTRES NATURALES EN AMERICA CENTRAL),

actualmente se desarrollan en el Centro de Investigaciones Geotécnicas diveros estudios específicos como parte del proyecto REDUCTION OF NATURAL DISASTERS IN CENTRAL AMERICA - EARTHQUAKE PREPAREDNESS AND HAZARD MITIGATION - SEISMIC ZONATION AND EARTHQUAKE HAZARD ASSESSMENT.

Dentro de los objetivos específicos de este proyecto y que como tal, dan pie a las diferentes tareas específicas a desarrollar, se enumeran:

- Evaluar las fuentes sísmicas con la finalidad obtener un modelo regional para Centro América.
- Recolectar, digitalizar, procesar y analizar información acelerográfica registrada en los países de Centro América.
- Obtener modelos de atenuación de las ondas sísmicas (free field) en Centro América para el rango completo de frecuencias de interés en ingeniería.
- Evaluar los efectos de la respuesta del suelo esperada a partir de un terremoto en diferentes lugares de Centro América.
- Evaluar la peligrosidad sísmica a partir de cualquiera de los parámetros del movimiento del suelo, frecuencia, condiciones de suelo, probabilidad de nivel y período de retorno etc. que sea de interés con la finalidad de definir una zonificación sísmica regional para Centro América.
- Proveer de una metodología de trabajo para el análisis de peligrosidad sísmica en sitios específicos en cada país de Centro América.

En este contexto, se ha iniciado conjuntamente con la Universidad de Bergen el estudio denominado *SITE RESPONSE STUDY IN SAN SALVADOR*, el cual tiene como uno de los objetivos principales el poder establecer la forma en que las condiciones locales de la ciudad de San Salvador afectan la respuesta durante terremotos, así como inferir factores de amplificación para diferentes condiciones y lugares; para la consecución de este objetivo se inició en octrubre/1992 con el registro tanto de microtrepidaciones en los sitios de interés así como pequeños sismos del orden de 4.0 MC, registrados simultáneamente en dos sitios uno considerado como sitio de referencia (roca) y los otros como sitios de observación, utilizando para ello dos registradores portátiles de memoría sólida con 16 bits de resolución y 1Mb de memoria y acelerómetros de fuerza balanceada de 1G de escala completa, adquiridos por el Centro de Investigaciones Geotécnicas en Julio/92.

Hasta este momento se tiene una base de datos suficiente para iniciar con la parte de análisis del estudio, la cual será incluida como una pasantía en la Universidad de Bergen para 1993, dentro de los programas de CEPREDENAC.

Tal y como era de esperarse, los resultados preliminares reflejan que existe amplificación de las ondas sísmicas en los sitios con depósitos de suelo del orden de 5 (gruesamente estimada); la Figura 16 muestra los espectros determinados para el sitio de referncia y el sitio en estudio para sismo de 4.1 MC y el cociente de ambos lo que proporciona una medida un tanto gruesa pero directa de la amplificación.

Así mismo, se desarrolla actualmente un proyecto específico para la elaboración de un Reglamento de Diseño Sísmico, el cual ha contemplado desde la modernización de los sistemas de registro sísmico, fortalecimiento de la infraestructura en las áreas de laboratorios de suelos y materiales y la investigación geológica del Centro de Investigaciones Geotécnicas, hasta la conformación de un comité integrado por la mayoría de los sectores de la vida nacional, en donde se discuten las nuevas normas que incluirá el reglamento las cuales surgen de 14 grupos técnicos que realizan trabajos específicos en las diferentes áreas que involucra un reglamento de construcción.

Este proyecto requiere de algunos estudios específicas que también se desarrollan en el Centro de Investigaciones Geotécnicas, entre estos:

## REVISION Y ACTUALIZACION DEL CATALOGO SISMICO DE EL SALVADOR

Hasta finales de 1983, fecha en que comenzó a funcionar la red de telemetría sísmica de El Salvador, la principal fuente de información en el catálogo la constituyó el listado mensual de determinación de epicentros enviada por el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS). A partir de esa fecha hasta diciembre de 1991, los parámetros principales de los eventos sísmicos en El Salvador y las cercanías del territorio salvadoreño han sido obtenidos mediante el procesamiento computarizado de los datos de las once estaciones telemétricas funcionando hasta ese entonces, utilizando para ello el programa HYPO71PC de LEE & LAHR. Desde diciembre de 1991 hasta la fecha, la red de telemetría cuenta con 19 estaciones y un nuevo sistema de adquisición de datos que permite obtener registro tanto analógico como digital; es así como la fuente de información durante todo este período la ha constituido el Centro de Investigaciones Geotécnicas.

Otras fuentes han sido utilizadas para propiciar la completitud del catálogo, éstas son:

a) BASE DE DATOS CENTROAMERICANA
Recopilada en NORSAR (Norwegian Seismic Array), Noruega

b) SEISMIC ZONING AND GROUND MOTION PARAMETERS FOR EL SALVADOR
Estudio realizado por Celso Alfaro y otros, University of Stanford, 1990

c) PELIGROSIDAD SISMICA EN EL SALVADOR
Tesis Universidad Centroamericana José Simeón Cañas, Mauricio Ciudad Real y otros, El Salvador 1989

El catálogo comprende la región delimitada geográficamente por las coordenadas 10.0° - 16.0° grados Latitud Norte y 82.0° - 96.0° grados Longitud Oeste y posee al rededor de 31000 entradas.

DIGITALIZACION DE ACELEROGRAMAS Y ACTUALIZACION DEL BANCO DE DATOS ACELEROGRAFICO DE EL SALVADOR

Simultanéamente a la revisión de catálogo sísmico se trabajó en la digitalización del banco de datos acelerográfico de El Salvador, el cual incluye más de 70 registros de acelerógrafos SMA-1, AR-240 y MONTANA desde 1966.

El procedimiento de digitalización usado está basado en el uso de un scanner de 300 DPI de resolución para la obtención de imagenes, que luego son editadas para su digitalización a una tasa de mustreo de 100.

ESTUDIO DE MICROZONIFICACION DE LAS CIUDADES DE SAN SALVADOR, SANTA ANA Y SASN MIGUEL BASADO EN MEDICIONES DE MICROTREPIDACIONES, REGISTRO DE SISMOS DE MAGNITUD MODERADA (3.5 - 4.5) Y EVALUACION TEORICA DE LA RESPUESTA DEL SITIO.

Para este estudio se cuenta inicialmente con la información del estudio de respuesta en el sitio en San Salvador, registrada hasta este momento y se ha extendido los sitios de observación a 40 en San Salvador, 12 en Santa Ana y 12 en San Miguel en lo que a microtrepidaciones se refiere y por otro lado se han iniciado las evaluaciones iniciales de la respuesta teórica partiendo de perfiles geotécnicos y modelos análiticos.

La parte que involucra el registro de sismos de tamaño moderado, no será cubierta en todos los sitios de estudio de microtrepidaciones por razones de tiempo por lo cual se realizará una preselección básica de al menos 10 sitios en San Salvador distribuídos en condiciones de suelo diferente y al menos 3 en cada una de las otras dos ciudades.

Al final, la información geotécnica combinada con los resultados de este estudio permitirán hacer una simplificación de las condiciones de suelos an al menos 3 categorias

las que serán utilizadas directamente en el Reglamento de Diseño Sísmico.

POZOS PARA LA INVESTIGACION GEOTECNICA y SISMICA DE LAS CIUDADES DE SAN SALVADOR, SANTA ANA, SAN MIGUEL, ZACATECOLUCA Y CHALATENANGO.

Este es quiza uno de los subproyectos paralelos al proyecto de Reglamento de Diseño Sísmico que mayor impacto tendrá en la investigación que hasta la actualidad a tomado lugar en El Salvador y básicamente contempla la construcción de 23 pozos de investigación geotécnica y sísmica, distribuídos 11 en la ciudad de San Salvador y 3 en cada una de las ciudades de Santa Ana, San Miguel, Zacatecoluca y Chalatenango.

Estos pozos tendrán profundidades variables las que dependerán del espesor de los depósitos superficiales sobre la base de roca en cada sitio de estudio; durante su proceso de construcción se practicaran todos los estudios de mecánica y dinámica de suelos en cada uno de los estratos encontrados a fin de determinar tanto el perfil geotécnico del sitio como las características dinámicas (velocidad de ondas de corte, módulo de corte, etc) a partir de ensayos de laboratorio, las que en general serán correlacionadas con muestreo de microtrepidaciones y ensayos de resistividad eléctrica.

Simultanéamente, se utilizará la excitación que genera el Ensayo de Penetración Estándar (SPT) para registar arrivos de velocidades de onda en la superficie y de esta forma poder correlacionar valores de velocidades registradas in situ con los obtenidos en laboratorio y/o con valores de módulo de resistencia al cortante.

Finalmente, el aspecto más relevante en el estudio será la obtención directa de registros de aceleraciones tanto en el fondo como en la superficie de cada pozo con lo que se pretende establecer, entre otras cosas:

a) Una medida directa de los factores de amplificación de los diferentes lugares y su correlación con los resultados obtenidos en el estudio de respuesta en el sitio.

b) La calibración de los modelos análiticos conocidos para estimación de la respuesta del suelo, a partir de datos reales.

c) La correlación de las características dinámicas de los suelos con sus propiedades mecánicas, como por ejemplo velocidad de ondas de corte (Péndulo de Torsión) vrs. resistencia a la penetración (SPT), etc.

## REFERENCIAS

*Remarks on the Geologic Structure of the Republic of El Salvador, Central America*, Wiesmann G., Grupo de la Misión Geológica en El Salvador, 1975

*Cronología Sísmica y Eruptiva de la República de El Salvador a partir de 1520*, Martínez M., 1978

*Estudio Preliminar de Riesgo Sísmico en El Salvador*, Portillo E. et al, Tesis para optar al grado de Ingeniero Civil, Universidad Centroamericana "José Simeón Cañas", San Salvador 1985

*Estudio de las Atenuaciones de las Ondas Sísmicas para el Area Metropolitana de San Salvador*, Castellón A. et al, Tesis para optar al grado de Ingeniero Civil, Universidad Centroamericana "José Simeón Cañas", San Salvador 1988

*Peligrosidad Sísmica en El Salvador*, Ciudad Real M. et al, Tesis para optar al grado de Ingeniero Civil, Universidad Centroamericana "José Simeón Cañas", San Salvador 1989

*Seismic Zoning and Ground Motion Parameters for El Salvador*, Alfaro C. et al, University of Stanford 1990

*Sesimicity and Tectonics of the Subducted Cocos Plate*, Burbach G. et al, Journal of Geophysical Research, Vol. 89 No B9, sep 10,1984

*Digitization of Strong Motion Data and Estimation of PGA Attenuation*, Santos P. et al, NORSAR, Noruega 1992

*Site Response Study in San Salvador, El Salvador*, Atakan K. University of Bergen, Norway 1992



56

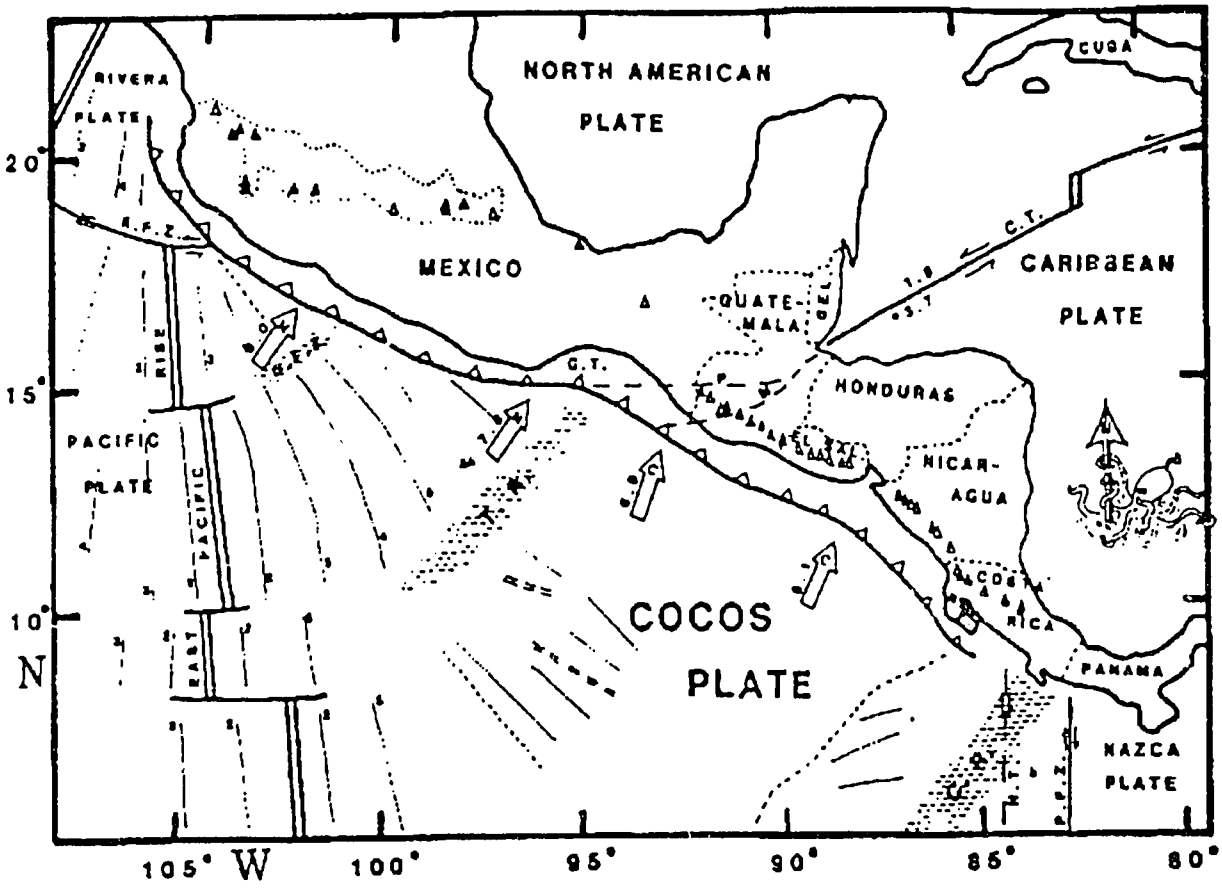



FIGURA 1
MARCO TECTONICO REGIONAL DE CENTRO AMERICA

Tomada de Seismicity and Tectonics of the Subducted Cocos Plate, Burbach, G. et al, Journal of Geophysical Research, Vol 89, No B9, P 7719-7735, Sep, 1984



57

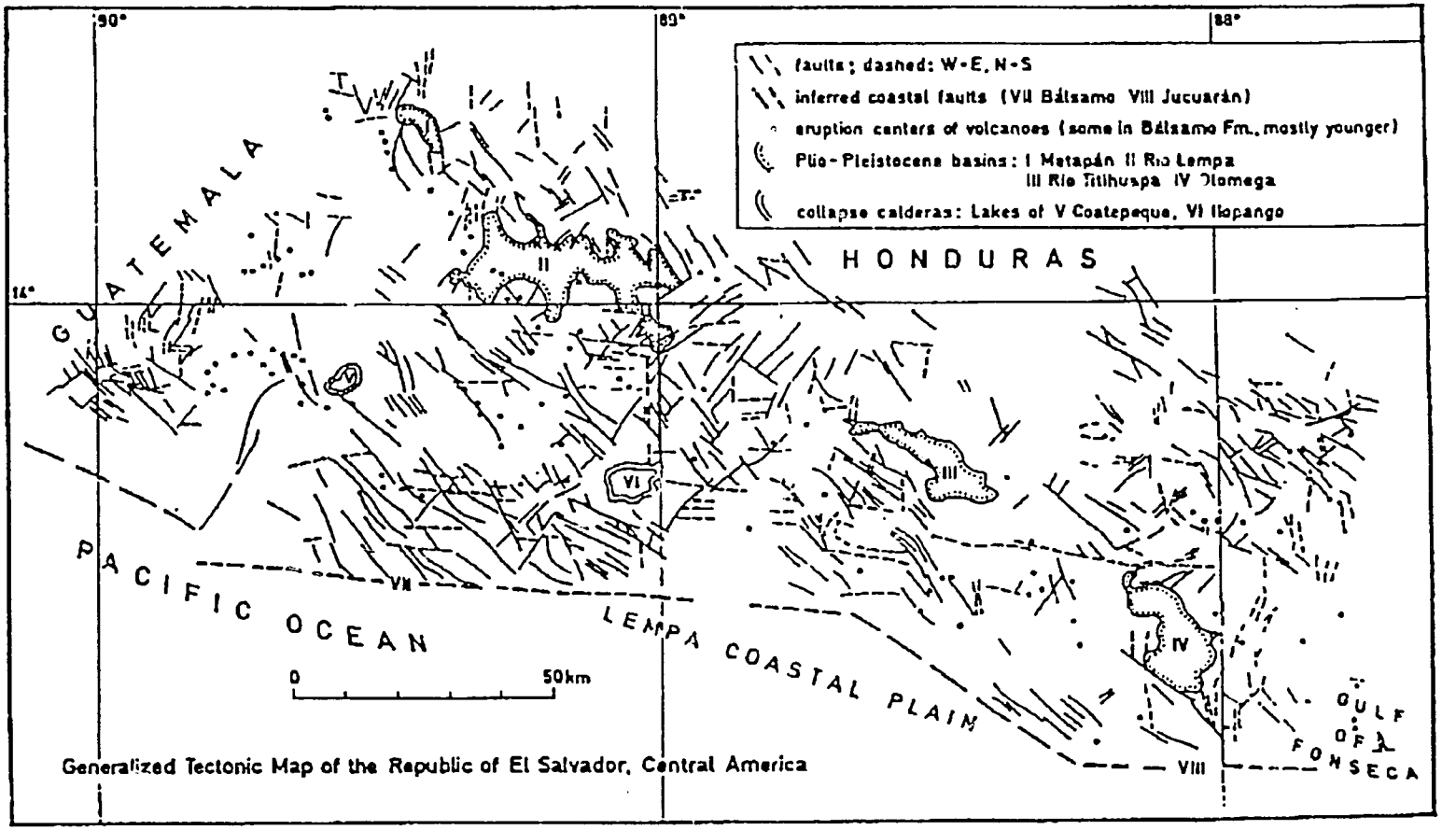



FIGURA 2
MAPA TECTONICO GENERALIZADO DE LA REPUBLICA DE EL SALVADOR

Tomado de Remarks on the Geological Structure of the Republic of El Salvador, Central America

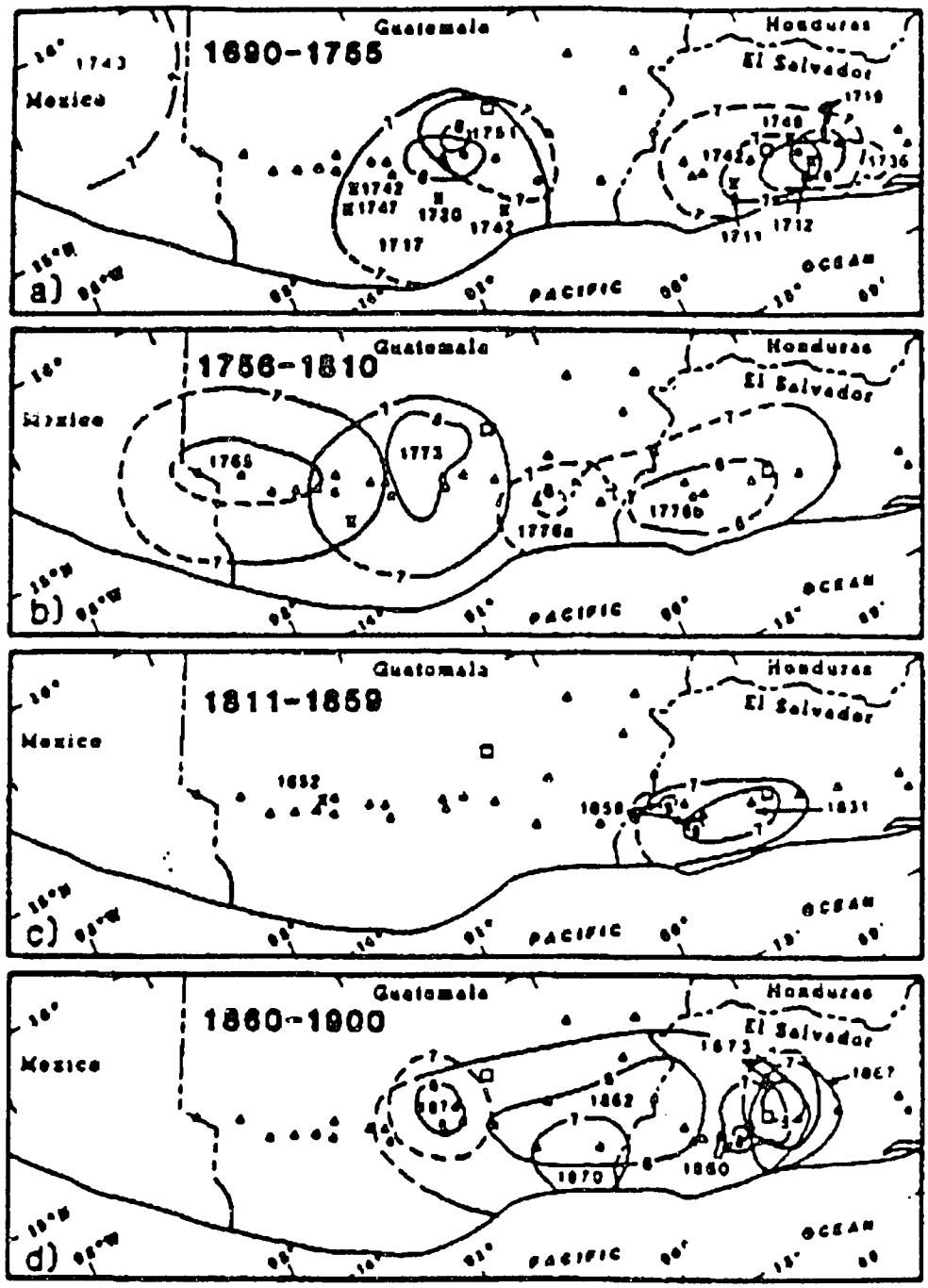



FIGURA 3
CURVAS DE ISOINTENSIDAD MM TERREMOTOS HISTORICOS (ANTES 1900) SUBDUCCION
(DESPUES WHITE Y CIFUENTES, 1988)

Tomada Seismic Zoning and Ground Motion Parameters for El Salvador, Alfaro C. et al, Stanford 1990

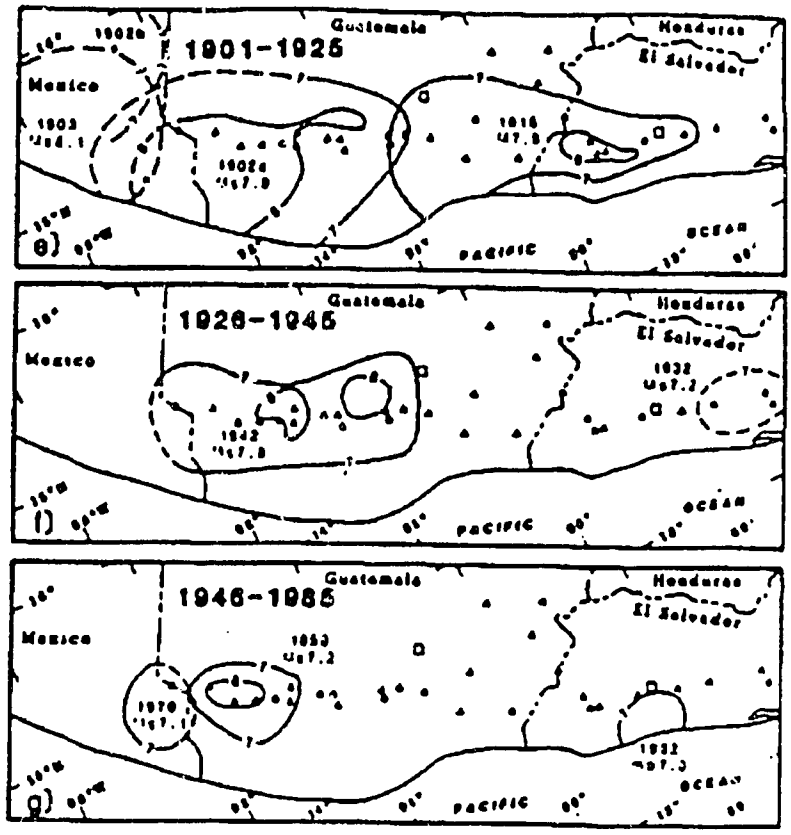



FIGURA 4
MAPAS DE INTENSIDAD MM - TERREMOTOS SUBDUCCION DESDE 1900
(DESPUES WHITE Y CIFUENTES, 1988)

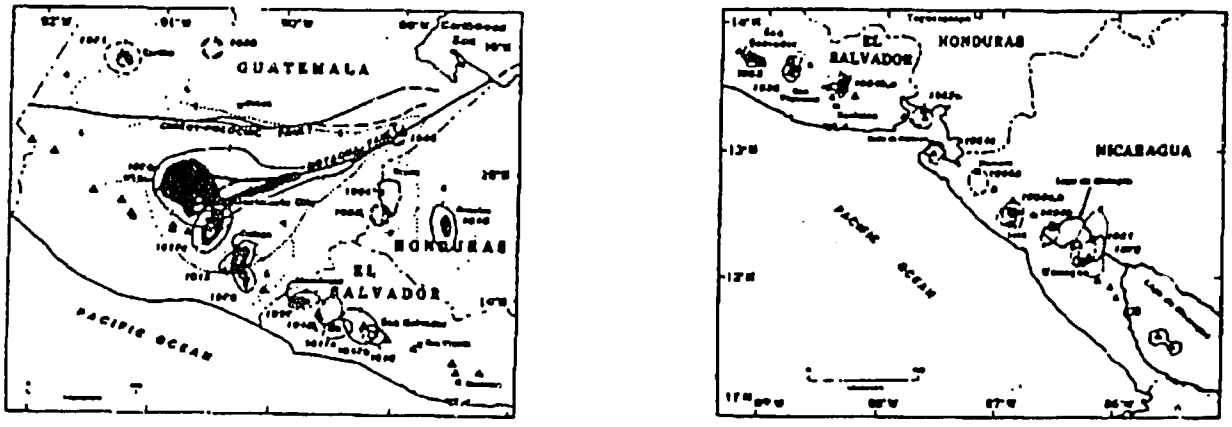



FIGURA 5
MAPAS DE INTENSIDAD MM - TERREMOTOS SUPERFICIALES DESDE 1900 $M_s \geq 5.5$
(DESPUES WHITE Y HARLOW, 1988)

Tomadas de Seismic Zoning and Ground Motion Parameters for El Salvador, Alfaro C. et al, Stanford 1990



60

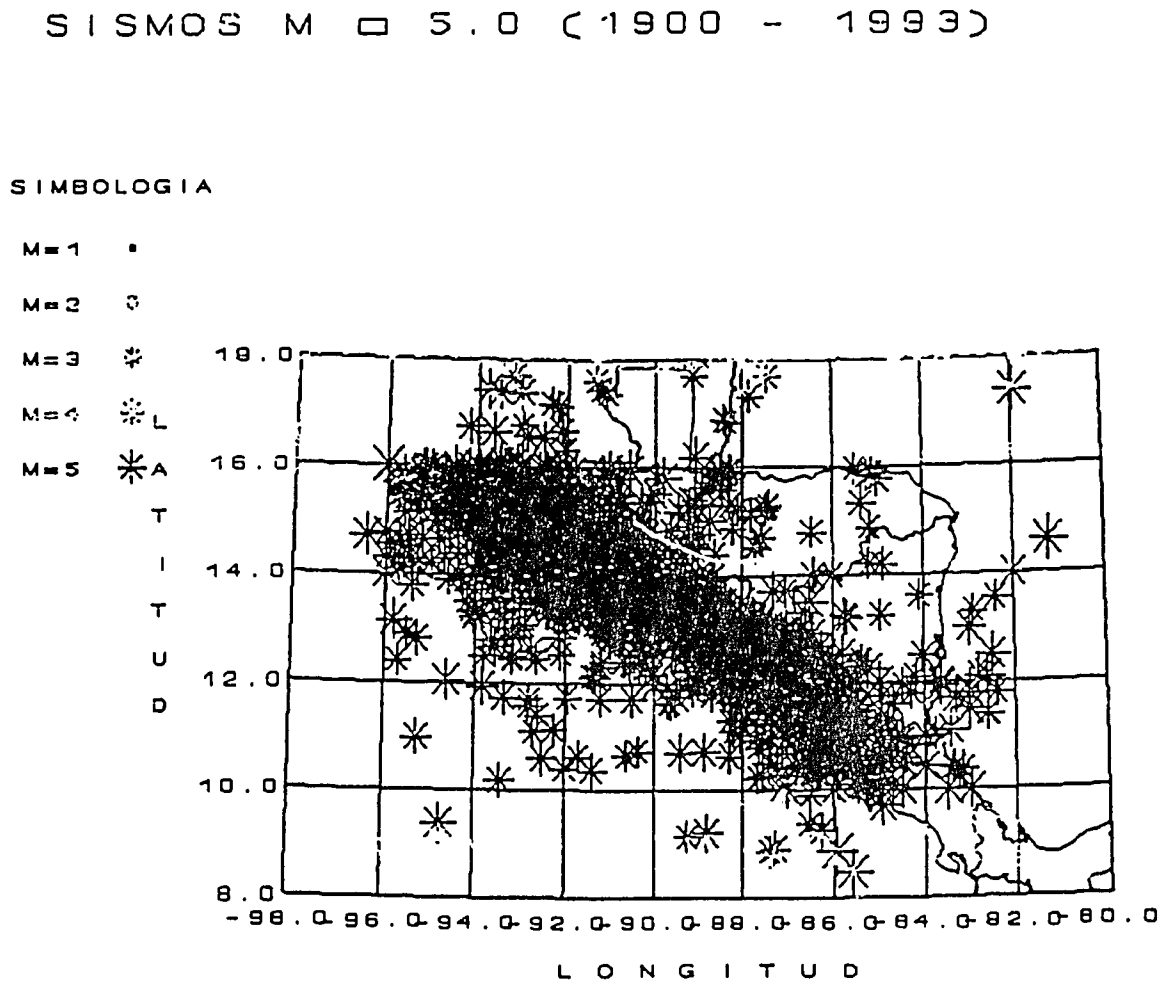
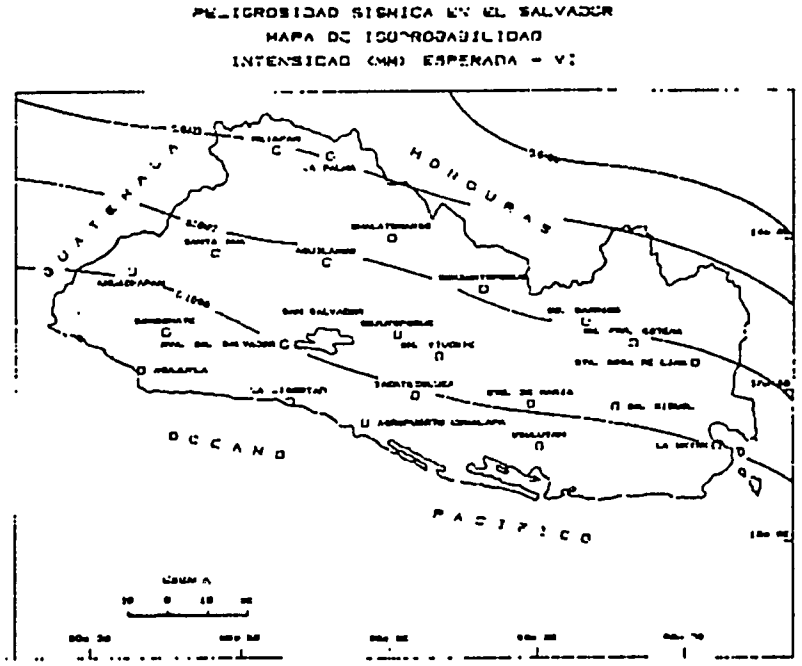



FIGURA 6
MAPAS DE SISMOS M ≥ 5.0 REGISTRADOS DESDE 1900 A 1993



61



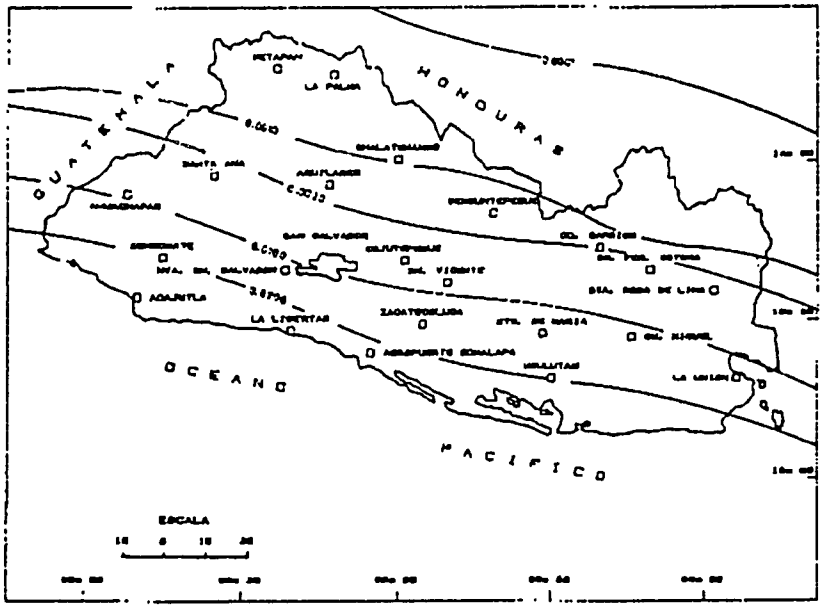




FIGURA 7
MAPAS DE PELIGROSIDAD

Tomados de Peligrosidad Sísmica en El Salvador, Ciudad Real M. et al, Universidad Centroamericana "José Simeón Cañas", San Salvador 1989

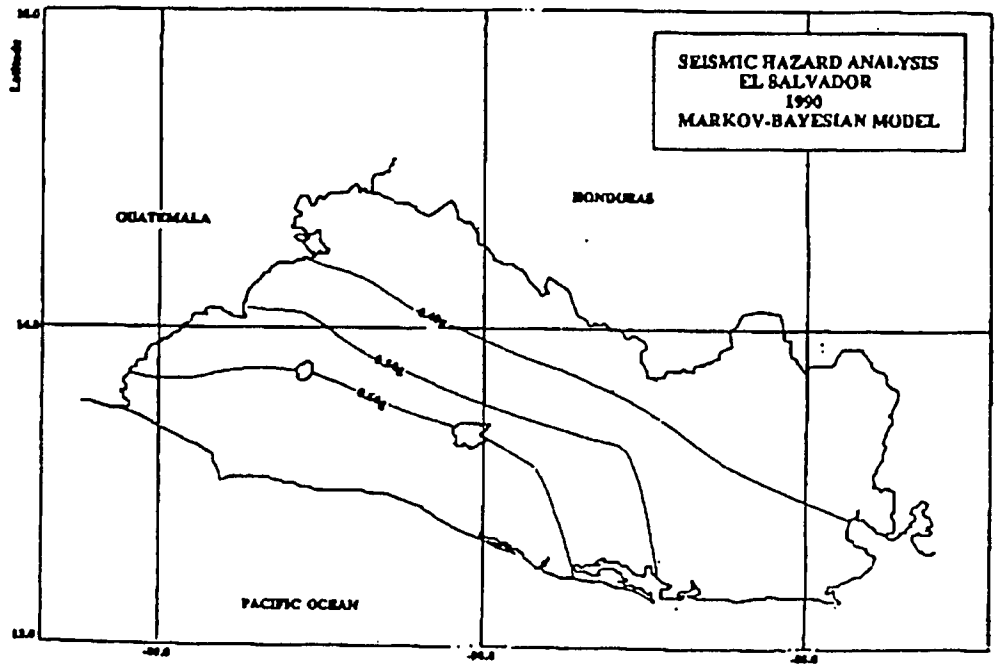



FIGURA 8
MAPA PRELIMINAR ISOACELERACION PARA EL SALVADOR 20 AÑOS - 20% NIVEL RIESGO

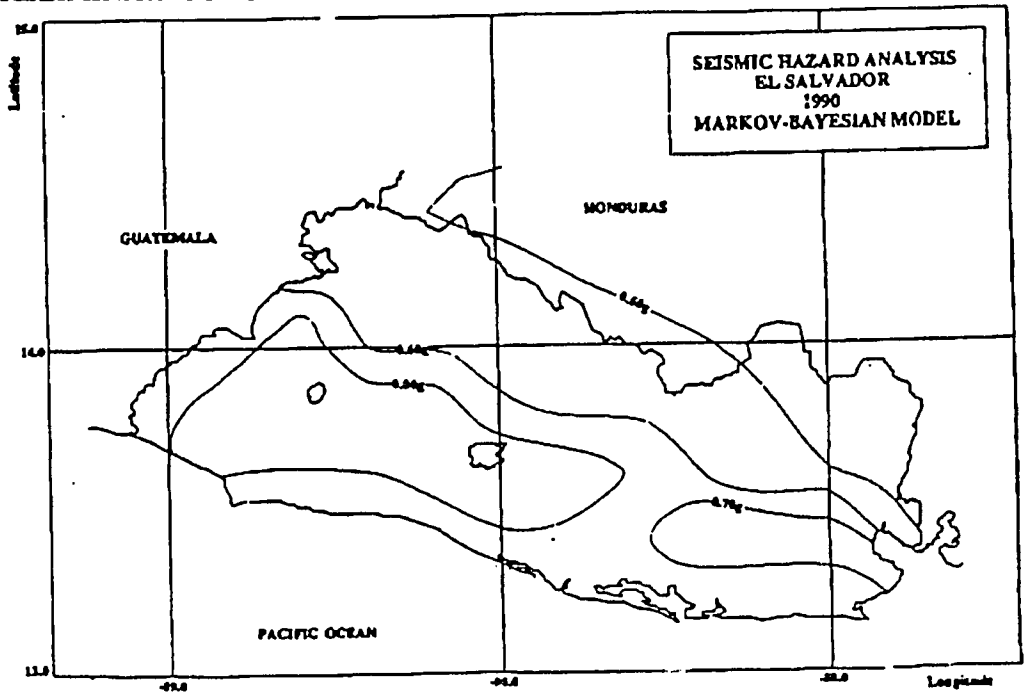



FIGURA 9
MAPA PRELIMINAR ISOACELERACION PARA EL SALVADOR - 50 AÑOS, 10% NIVEL RIESGO
Tomadas de Seismic Zoning and Ground Motion Parameters for El Salvador, Alfaro C. et al, Stanford 1990

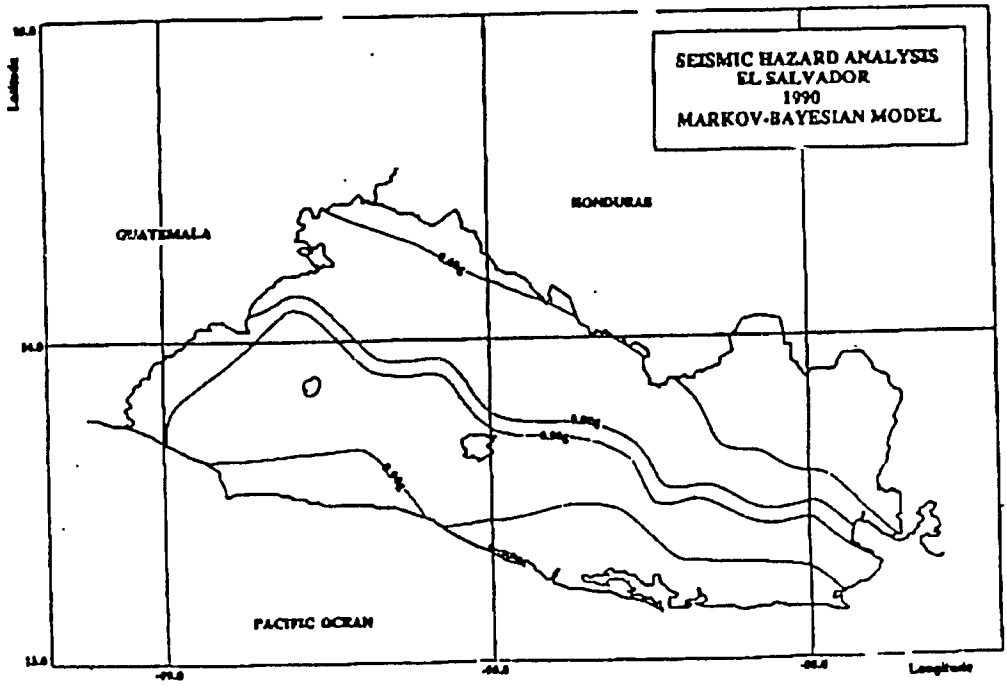



FIGURA 10
MAPA PRELIMINAR ISOACELERACION PARA EL SALVADOR - 100 AÑOS 10% NIVEL RIESGO

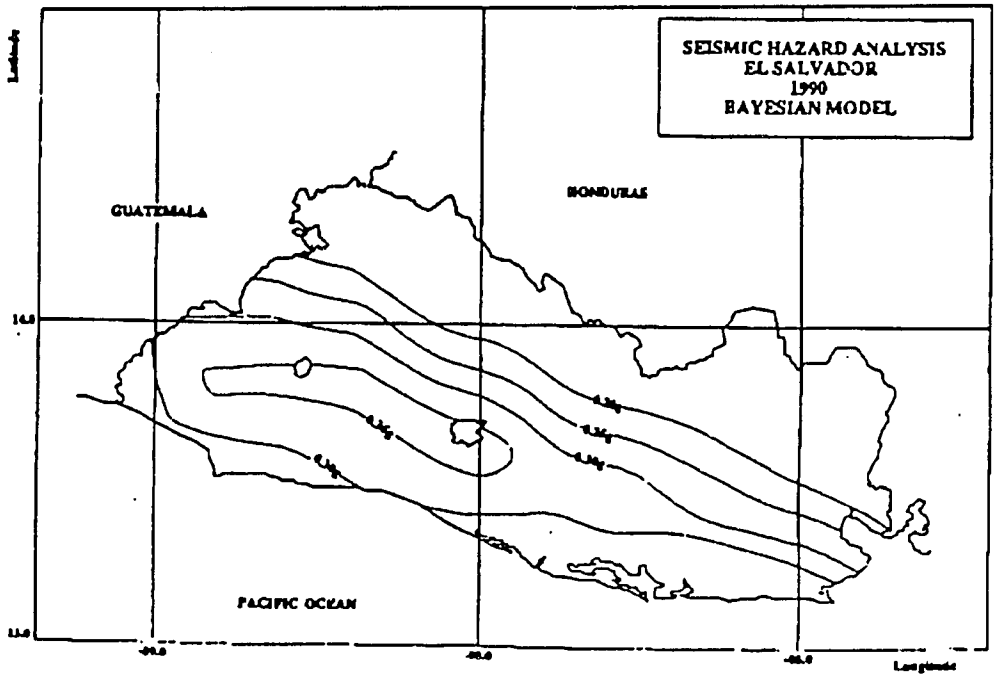



FIGURA 11
MAPA PRELIMINAR ISOACELERACION PARA EL SALVADOR - 20 AÑOS 20% NIVEL RIESGO
Tomadas de Seismic Zoning and Ground Motion Parameters for El Salvador, Alfaro C. et al, Stanford 1990

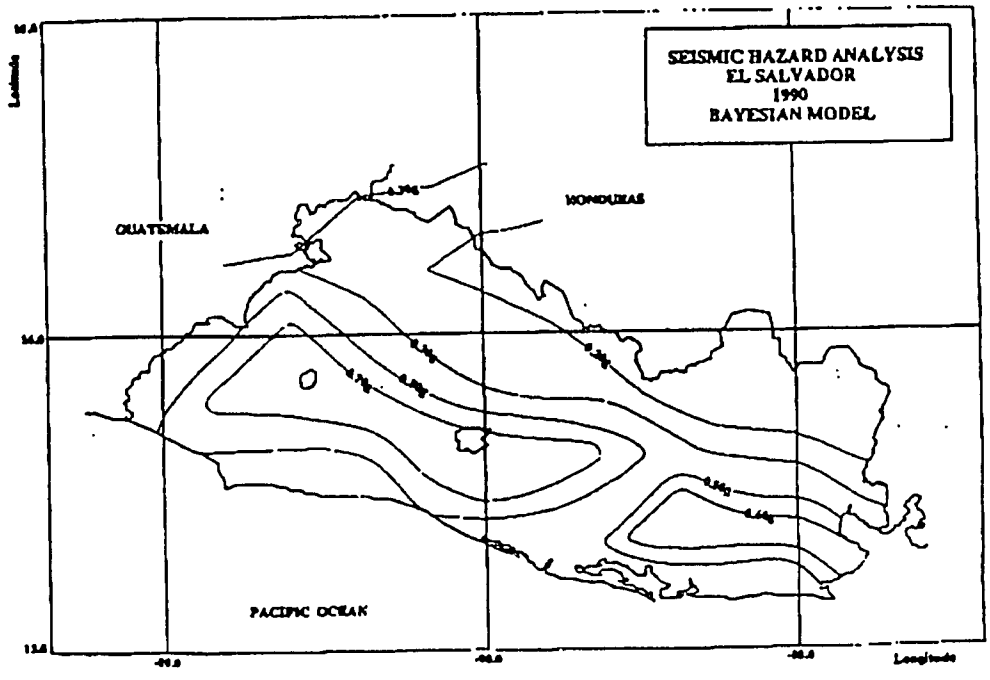



FIGURA 12
MAPA PRELIMINAR ISOACELERACION PARA EL SALVADOR - 50 AÑOS 10% NIVEL RIESGO

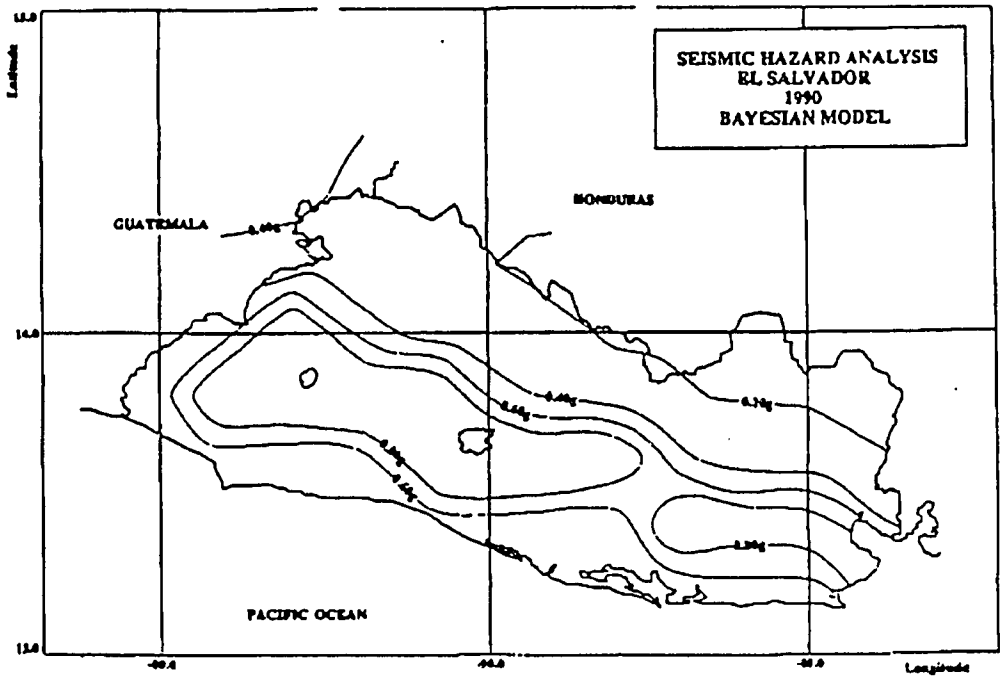



FIGURA 13
MAPA PRELIMINAR ISOACELERACION PARA EL SALVADOR - 100 AÑOS 10% NIVEL RIESGO

Tomadas de Seismic Zoning and Ground Motion Parameters for El Salvador, Alfaro C. et al, Stanford 1990

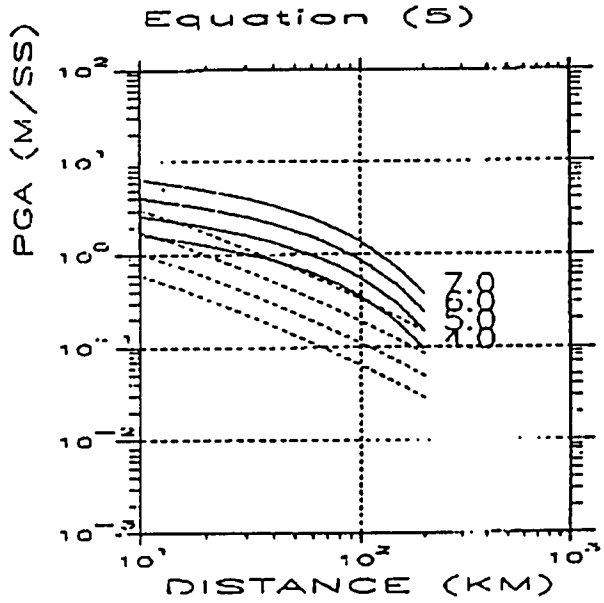



FIGURA 14
RELACIONES DE ATENUACION DE PGA PARA M 4-7, ECUACIONES (2), (3) Y (4)
LINEAS PUNTEDAS PGA PARA EUROPA (Ambraseys y Bommer, 1991)

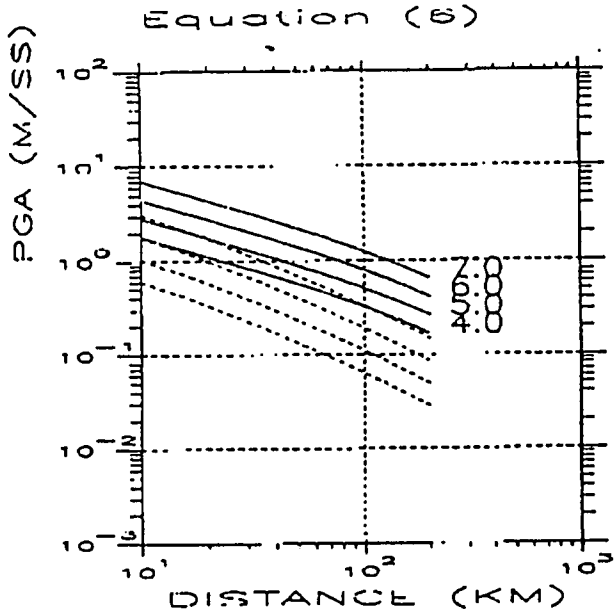



FIGURA 15
RELACIONES DE ATENUACION DE PGA PARA M 4-7, ECUACION (1) CON $C_3$ = -0.67
LINEAS PUNTEDAS PGA PARA EUROPA (Ambraseys y Bommer, 1991)

Tomadas de Digitization of Strong Motion Data and Estimation of PGA Attenuation, Santos P. et al, NORSAR, Noruega 1992



66

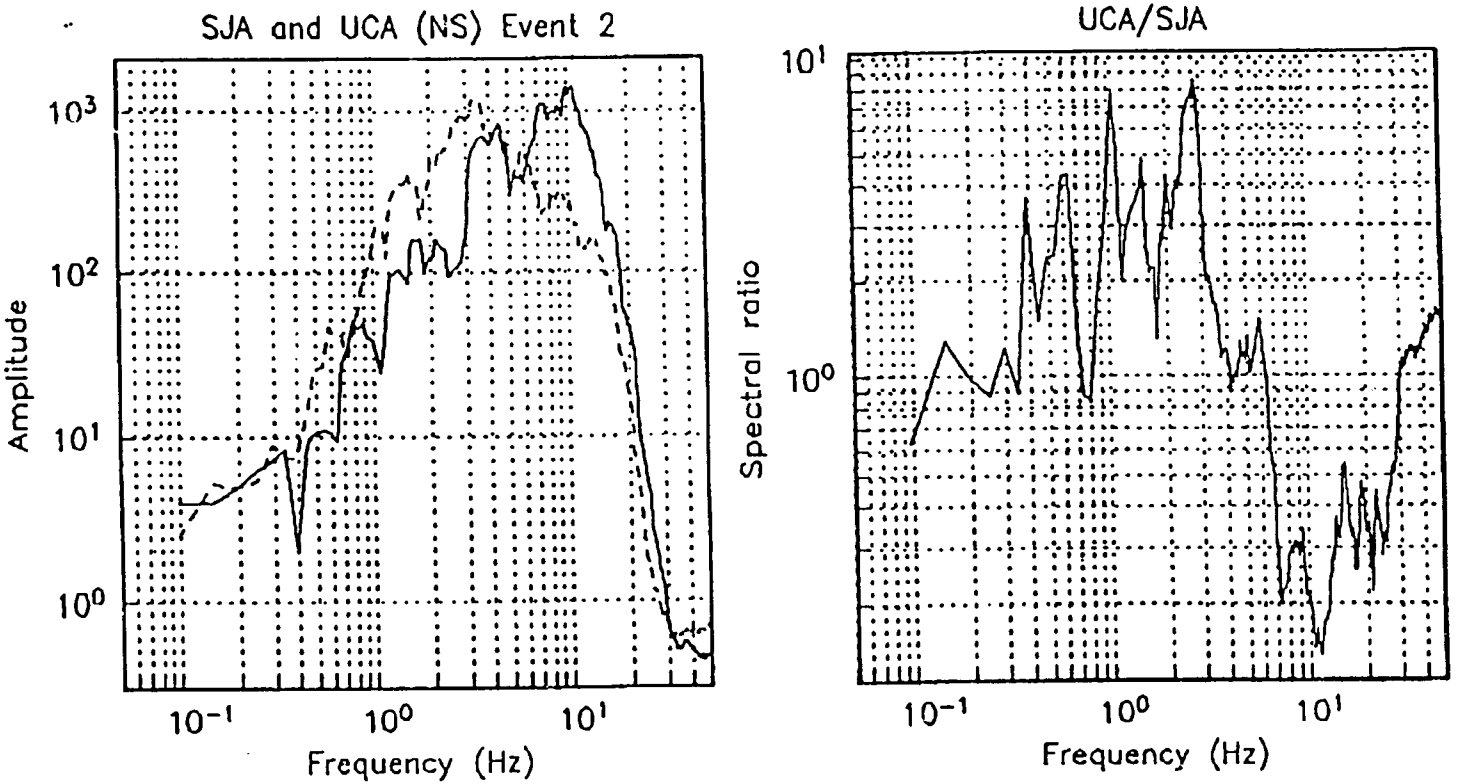



FIGURA 16

ESPECTROS PARA DOS SITIOS DE OBSERVACION Y SU COCIENTE
SITE RESPONSE STUDY IN SAN SALVADOR

# APENDICE A

## RESUMEN DE LA ACTIVIDAD SISMICA HISTORICA EN EL SALVADOR 1520/1900

Tomado de Cronología Sísmica y Eruptiva de la República de El Salvador, Martínez M. Publicación Centro de Investigaciones Geotécnicas, San Salvador, abril 1978

| FECHA | REGION | ANOTACIONES |
|---|---|---|
| 1524 | SAN SALVADOR | Primera ruina de que se tiene noticia (Díaz y Cáceres) |
| 1526(agosto) | SAN SALVADOR GUATEMALA | Gran terremoto que se extendió desde Guatemala (La Antigua) hasta San Salvador (Cuscatlán), (Díaz) |
| 1575(mayo 23) | SAN SALVADOR | Violento terremoto arruina San Salvador (García y Montessus); el foco fué ubicado en La Sierra de Texacuangos, donde se produjeron numerosas grietas y derrumbes (Cáceres) |
| 1576(nov 5/16) | SAN SALVADOR GUATEMALA | Temblores en la capital de Guatemala y San Salvador (Díaz) |
| 1593 | SAN SALVADOR | Terremoto arruina San Salvador severamente (Vásquez) |
| 1625 | SAN SALVADOR | Violento terremoto causa graves daños en San Salvador recientemente reconstruido (Vásquez) |
| 1650 | SAN SALVADOR | Violento terremoto arruina nuevamente San Salvador (Archivo Ayuntamiento) |
| 1656 | SAN SALVADOR | Terremoto en San Salvador, Lardé piensa que desde 1648 se inició una serie de fuertes temblores que culminaron con la erupción de 1958 |
| 1658-1659 | SAN SALVADOR | Erupción del volcán de San Salvador y fuerte terremoto (Montessus) |
| 1671(agosto 24) | SAN SALVADOR | Terremoto llamado de San Bartolomé; los temblores tomaron inicio el día 16 (Díaz), se supone que en esta misma fecha tuvo lugar una erupción de cenizas (Lardé) |
| 1707 | SAN SALVADOR | Ruina completa de San Salvador (Guzmán y Lardé) |
| 1719 | SAN SALVADOR SAN VICENTE | Ruina de San Salvador, San Vicente y pueblos vecinos; y serios daños en Sonsonate. En San Vicente, el día anterior, se sintieron más de 150 temblores (Lardé) |
| 1730 | SAN SALVADOR | Violento terremoto en San Salvador (Archivo Ayuntamiento) |
| 1733(mayo) | SANTA ANA SONSONATE IZALCO | Violento terremoto en Santa Ana, Sonsonate e Izalco, causaron algunos daños principalmente en los templos de la Trinidad en Sonsonate y Dolores en Izalco (Ipiña) |
| 1765(abril) | ILOPANGO SAN MARTIN PERULAPIA Y PERULAPAN | Temblores arruinan Ilopango, San Martín, San Pedro Perulapán y San Bartolomé Perulapía (Cáceres, Sapper y Díaz) |
| 1769 | IZALCO | Violenta serie de temblores en la villa de Izalco (Meyer y Abich) |
| 1773(julio 29) | EL SALVADOR | Violento terremoto siéntese desde México hasta Costa Rica, ocasionando enorme daños en Guatemala, Chimaltenango y Quezaltenango, y daños serios en San Salvador, Panchimalco, Huizucar, Jayaque y Guaymoco (Lardé) |
| 1774(julio) | EL SALVADOR | Temblores arruinan muchos pueblos del Bálsamo y causan grandes estragos en Hizucar y Panchimalco (Cáceres) |



Best Available Document

| FECHA | REGION | ANOTACIONES |
|---|---|---|
| 1783(nov 30) | SAN VICENTE | Terremoto se produce a las dos y media horas de la tarde y arruina gran parte de la entonces Villa de San Vicente de Austria (Lardé) |
| 1792 | IZALCO | Violento temblor en Izalco (Ipiña) |
| 1973(feb 2) | SAN SALVADOR | Después de las 13 horas, se produce un fuerte y largo temblor en San Salvador (Díaz) |
| 1798(feb 2) | SAN SALVADOR | Un terremoto tan violento como impr[illegible], ocurrió a las 14:00 horas, destruyó San Salvador. Las víctimas fueron numerosas por la abundancia de adobe o ladrillo secado al sol. También se vió afectado Cuscatlán (Montessus y Cáceres) |
| 1815 | SAN SALVADOR | Gran temblor en toda la Provincia de San Salvador. Muchos templos de la capital se vieron deteriorados (Lardé); la Parroquia de Panchimalco quedó destruída (Monterrey) |
| 1831(feb 7) | EL SALVADOR | Gran terremoto producido alas 13:00 horas causando notables estragos en San Salvador y muchas poblaciones del sur sufrieron daños (Marure) |
| 1838(diciembre) | SAN MIGUEL | Gran Terremoto arruina completamente Chinameca, San Miguel (Cáceres) |
| 1839(mar 22) | SAN SALVADOR | El viernes de Dolores a las 15:00 horas un fuerte terremoto causó muchos estragos en San Salvador y pueblos vecinos como Quezaltepeque y Nejapa (Squier) |
| 1847(jubio 23) | EL SALVADOR | Gran temblor causa daños en los pueblos del Bálsamo, en particular Armenia, Cacaluta y Jayaque (Cáceres y Díaz) |
| 1853(abril 4) | GUATEMALA<br>EL SALVADOR | Fuerte terremoto en El Salvador y en Guatemala, Causó algunos estragos en La Antigua, Amatitlán y principalmente en Quezaltenango (Rockstroh) |
| 1854(abril 16) | SAN SALVADOR | Terremoto en San Salavdor el domingo de Resurección ocurrido a las 22:55 horas. Se contaron al menos 36 sacudidas, la ciudad se fué a plomo, Lardé lo clasificó como muy local |
| 1854(mayo 8) | SAN SALVADOR | Fuerte temblor bota algunas paredes en San Salvador y causa alarma en Cojutepeque (Boletín Gobierno) |
| 1854(junio 11) | SAN VICENTE | El domingo a las 14 horas un terremoto bota la torre del reloj en San Vicente, la iglesia y produce daños en otras poblaciones (Lardé) |
| 1854(junio 18) | SAN MIGUEL | Una serie de temblores toma inicio en El Salvador y en especiual en el Depto. de San Miguel, donde fueron numerosos. Como resultado en Estanzuelas se produce un fuerte derrumbe de rocas (Montessus) |
| 1854(nov 26) | SAN SALVADOR | Fuerte terremoto causa daños en las casas que se volvían a costruir en San Salvador. Hubo 20 heridos (Informe Oficial) |
| 1856(dic 9) | SAN SALVADOR<br>COJUTEPEQUE | Fuertes sacudidas en San Sakvador. Una parte de Cojutepeque fué destruída como algunas casas en San Salvador. Este suceso tuvo lugar a las 11:00 horas (Lardé) |
| 1857(nov 6,10) | GUATEMALA<br>EL SALVADOR | Gran sacudida prodúcese desde Guatemala hasta el río Lempa, entre las 11:00 y las 12:00 horas, muchas ciudades destruídas (Lardé) |



Best Available Document

| FECHA | REGION | ANOTACIONES |
|---|---|---|
| 1859(agosto 25) | LA UNION | Fuerte temblor a las 23:00 horas en el puerto de La Unión causa daños sin víctimas que lamentar (Gaceta) |
| 1859(dic 8) | SAN SALVADOR | Un fuerte temblor prodúcese en San Salvador a las 22:45 horas, produjó daños en otras poblaciones de El Salvador y Guatemala. Este temblor generó una ola sísmica (tsunami) que afectó el puerto de Acajutla (Gaceta) |
| 1860(junio 21) | SAN VICENTE | Serie de temblores en el Departamento de San Vicente. Cerca de las 17:00 horas, daños en muchas poblaciones (Gaceta) |
| 1860(dic 3) | SAN SALVADOR | Fuerte temblor sacude San Salvador a las 11:00 horas, muchas poblaciones en los alrededores sufren daños (Gaceta) |
| 1862(dic 19) | EL SALVADOR GUATEMALA | Fuerte terremoto con origen en Gustemala causa repercusiones en El Salvador, éste se sintió hasta en Chinandega Nicaragua (Montessus) |
| 1867(marzo 21) | ARMENIA | Violento temblor destruye la iglesia de Armenia (Lardé) |
| 1867(junio 30) | EL SALVADOR | Gran temblor a las 17:30 horas prodúcese en San Salvador (Cáceres); Lardé lo clasifica como extensa sacudida sísmica que daño La Libertad, San Vicente, Suchitoto y Santa Tecla |
| 1872(dic 29) | SAN VICENTE | Violento terremoto a las 23:50 horas arruina muchas casasw en San Vicente y ocacionas varias muertes (Lardé) |
| 1873(marzo 4) | SAN SALVADOR | Gran temblor en San Salvador a las 16:30 horas precedido de frecuentes temblores que comienzaron |
| 1878(oct 2) | EL SALVADOR | Violento terremoto causa, a las 8:00 horas, la ruina total de Jucuapa, parcial de Chinameca y grandes daños en El Triunfo, Santiago de María, Alegría y otras poblaciones del área (Lardé y Sapper) |
| 1879(dic 20,31) | SAN SALVADOR ILOPANGO | A las 14 horas toma inicio una serie de temblores que se extendió hasta el 31 de ese mes, en los alrededores del Lago de Ilopango. Su número fluctuó de 600 a 800 eventos produciendo daños en viviendas en la margen sur del lago y poblaciones cercanas (Sapper y Lardé) |
| 1883(julio 8) | SAN SALVADOR | Fuerte temblor bota algunas paredes en San Salvador a las 08:10 horas |
| 1887(oct 12) | LA UNION | Fuerte temblor ocurre a las 19:00 horas causando daños en La Unión |
| 1891(sep 8) | SAN SALVADOR | Terremoto causa semiruina de San Salvador y otras poblaciones (Lardé) |
| 1892(oct 18) | LA UNION | Iniciánse una serie de temblores en el Area de la Bahía de Fonseca, causando fuertes derrumbes en la Isla de Conchaguita. Considerables daños se producen en La Unión (Meyer-Abich) |
| 1893(enero 2) | SAN SALVADOR | A las 9:00 horas, un nuevo sismo ocasiona la semiruina de San Salvador y Soyapango |
| 1899(marzo 25) | SAN VICENTE | Movimiento sísmico causa la ruina de San Vicente, Apastepeque e Iztepeque (Lardé) |



Best available Document

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE HONDURAS
CENTRO UNIVERSITARIO DE ESTUDIOS GENERALES
DEPARTAMENTO DE FISICA
SECCION DE GEOFISICA

# RESUMEN SOBRE LOS TERREMOTOS HISTORICOS DE HONDURAS Y RESULTADOS PRELIMINARES SOBRE LA RED SISMOLOGICA DE LA UNAH.

DR. GONZALO CRUZ C. DR. MARCO A. ZUNIGA

## I. INTRODUCCION:

Honduras está localizada en la parte Nor-oeste de la región tectónica conocida como la placa del Caribe. Dicha placa que es relativamente pequeña está rodeada por las placas Norteamericana, la placa de Cocos y la placa de Sur América. La actividad sísmica en el territorio hondureño está controlada principalmente por la subducción de la placa de Cocos bajo de la placa del Caribe en la región Sur y por la interacción (movimiento lateral) de la placas Caribe y Norteamericana al Nor-Oeste, (fig. 1).
Es de hacer notar que el producto de ésta última interacción se manifiesta en la existencia del sistema de fallas Motagua-Polochic y Jocotán-Chamelecón. En una de ellas (Motagua), se originó el famoso terremoto de Guatemala del 4 de febrero de 1976.

Varios estudios han demostrado que la velocidad de subducción de la placa de Cocos bajo la placa del Caribe es aproximadamente de 2.0 a 3.0 cm por año y que la subducción se realiza en forma segmentada lo que origina características geológicas especiales en la superficie. El rasgo geológico que marca dicha subducción se llama la Trinchera Mesoamericana. Aunque los terremotos de mayor magnitud se originan en los bordes de las placas, existe una gran actividad sísmica local la cual es producida por varias fallas relativamente pequeñas en dirección Norte-Sur existentes en la depresión central o graven central de Honduras (Sula, Morazán, el Negrito, Yoro, Santa Bárbara, Comayagua, Talanga, Goascorán, San Buena Ventura) y otras fallas relativamente más grandes en dirección Nor-Oeste, Sur-Oeste como son la falla de Guayape, falla del Aguán y la falla de La Ceiba, en la figura 2 se presenta un esquema general de las fallas geológicas en el territorio Hondureño y su relación a la tectónica regional.

## II. TERREMOTOS HISTORICOS

Existen registros de grandes terremotos que han afectado al territorio hondureño desde el año 1539 pero la mayor parte de éstos se han originado fuera de nuestras fronteras. Por ejemplo, al rededor de 30 terremotos con magnitudes Richter

mayores que 5.0 han sido reportados en la literatura y han causado daños en la zona central, Nor-Oeste y Norte del país. Uno de los terremotos más grandes que afecto al país ocurrió el 4 de agosto de 1856 con magnitud entre 7 y 8, el cual causó grandes daños en la costa del Caribe, generando un tsunami. otro terremoto generado fuera de Honduras y que causó grandes daños en el territoric fué el que ocurrio el 8 de diciembre de 1859 con una intensidad de XI grados en la escala de Mercalli.

Dentro del país, uno de los terremotos más grandes asociado a fallas en la depresión central de Honduras ocurrió el 14 de noviembre de 1851 el cual destruyó algunas casas en Tegucigalpa.

A continuación se presenta un resumen de los terremotos mas relevantes que han afectado a Honduras principalmente a la región central.

TERREMOTO DEL 14 DE OCTUBRE 1774

Ocurrió en la zona central de Honduras, sintiéndose fuerte en Tegucigalpa y Comayagua, se estima una intensidad Mercalli de grado VI en Comayagua. Se reporta que hubo considerables daños en la ciudad de Comayagua en donde se reportaron daños en la catedral; en la iglesia la Merced que se hallaba reparada se cayó la capilla mayor y el arco se vino enteramente al suelo; la iglesia de San Sebastián experimentó daños considerables y el campanario se hizo pedazos. La iglesia y el convento de San Francisco también se maltrataron mucho; asímismo la iglesia San Juan de Dios y el hospital, la Caxa Real y gran número de casas de la ciudad fueron bastante dañadas. Aparentemente durante estos días del terremoto también se experimentaron fuertes lluvias en la Zona Central lo que impidió la atención en forma inmediata de los efectos del terremoto. Poblaciones en Comayagua como ser Lejamaní y Ajuterique fueron afectadas considerablemente.

TERREMOTO DEL 20 DE JULIO DE 1809

Sentido en la depresión central de Honduras con una intensidad Mercalli de VI grados afectando la ciudad de Comayagua. La Caxa Real que había sido construida el 29 de mayo de 1741 y que había soportado varios terremotos incluyendo el de octubre de 1774, habiendo sido reparada, tuvo que ser abandonada definitivamente después de este terremoto de 1809. Además del edificio de la Caxa Real, resultaron seriamente dañadas el convento y la iglesia de San Francisco y la Santa Iglesia Catedral. En cuanto a la iglesia, cayó parte del techo y dañó el retablo del altar mayor; en cuanto al convento, se cayó la torre y se desplomaron los muros. La catedral asimismo en el muro que da hacia el viejo cementerio sufrió desperfectos en la capilla del Sagrario y la sala capitular caída en grandes trechos de repello.

TERREMOTO DEL 19 DE OCTUBRE, 1820

Afectó el Norte y parte Central de Honduras principalmente en Omoa y San Pedro Sula donde tuvo una intensidad de grado VIII en la escala de Mercalli, en San Pedro Sula, la iglesia y muchas casas fueron destruidas y hubo algunas victimas. Se notaron aberturas en la tierra y considerables deslizamientos de tierra.

TERREMOTO DEL 20-23 ENERO DE 1835

Se sintieron fuertes movimientos en la parte Nor-Oeste y Central de Honduras con intensidad de VI grados en la escala Mercallí, estos movimientos están probablemente asociados a la erupción del volcán de Cosigüina. La ceniza que cayó fue reportada desde Jamaica a México; en la región de Comayagua, Choluteca y Tegucigalpa fué sentido asímismo el efecto de esta ceniza volcánica.

TERREMOTO DEL 14 DE NOVIEMBRE, 1851

Ocurrió en la parte Central de Honduras; en Tegucigalpa fué sentido con una intensidad de grado VIII en la escala Mercalli y muchas casas fueron destruidas en Tegucigalpa.

TERREMOTO DEL 8 DE DICIEMBRE, 1859

Este terremoto se originó cerca de la Costa Pacífica de El Salvador y fué sentido en los territorios de El Salvador, Guatemala y la parte Central de Honduras (Comayagua). Se estima que ha sido uno de los terremotos más grandes en la región Centroamericana teniendo una intensidad de XI grados en la escala de Mercalli.
Es necesario apuntar que además de los eventos mencionados anteriormente en el siglo XIX se sintieron otros grandes terremotos en Honduras principalmente en la región del Caribe (Trujillo, Islas de la Bahía, Omoa) y en la parte occidental del país (Santa Rosa de Copan y Gracias). Algunos de estos terremotos no necesariamente se originaron en Honduras pero sí afectaron considerablemente el país. En la figura 3 se muestra un mapa del área de influencia de esos terremotos y a continuación se presenta una lista resumida de ellos.

| No. | FECHA | LUGARES DE HONDURAS AFECTADOS. | | INTENSIDAD (MERCALLI) |
|---|---|---|---|---|
| 1 | Julio, 1764 | Trujillo | -------- | VIII |
| 2 | Febrero, 1825 | Islas de la Bahía Golfo de Honduras | ------- | VI |
| 3 | 1ro. Feb. 1848 | Islas de la Bahía Golfo de Honduras | ------- | |
| 4 | 27 Oct. 1849 | Se sintió en todo el territorio | ------- | VIII |
| 5 | 8 Agosto, 1851 | Trujillo | ------- | VI |
| 6 | 18 Agosto 1851 | Trujillo | ------- | VI |
| 7 | 14 Nov. 1851 | Tegucigalpa | ------- | VIII |
| 8 | 9 Feb. 1853 | Trujillo | ------- | VIII |
| 9 | 26 agosto 1853 | Trujillo | ------- | VI |
| 10 | 16 Abril, 1854 | Omoa,Trujillo | ------- | IX |
| 11 | 25 Sept. 1855 | Trujillo | ------- | VIII |
| 12 | 5 Mayo, 1856 | Omoa | ------- | VI |
| 13 | 4 Agosto, 1856 | A lo largo de todo el Caribe (Tsunamí) | ------ | X |
| 14 | 25 Agosto, 3 Sept. 1859 | Amapala,Isla del Tigre | ------ | VIII |
| 15 | 8 Dic.1859 | Comayagua | ------ | XI |
| 16 | 19 Dic. 1862 | A través de todo el territorio | ------ | IX |
| 17 | 12 Julio, 1870 | Santa Rosa de Copan | ------ | VIII |
| 18 | 22 Febrero, 21 Marzo, 1873 | Gracias | ------ | IX |
| 19 | 23 Abril, 1881 | Golfo de Honduras | ------ | VII |
| 20 | 19 Agosto, 1882 | Trujillo | ------ | VII |
| 21 | 1897 | Nor-Oeste y parte central | ------ | VII |

De los terremotos anteriores puede observarse que la mayor parte de ellos han afectado la costa norte de Honduras principalmente Trujillo. Según la literatura, estos terremotos han tenido su origen en la frontera de las placas del Caribe y Norteamérica y otros pudieran estar asociados a fallas en la depresión central de Honduras.

Asímismo, existen recuentos de otros terremotos históricos que afectaron lugares en Honduras en los cuales sólo aparece la fecha y lugar sin especificarse la intensidad ejemplos: el 22 de marzo de 1610 terremoto en Comayagua; el 9 de marzo de 1733 terremoto en Intibucá y lugares cercanos, en 1772 en Gracias a Dios; el 16 de septiembre de 1773 un terremoto afectó a Omoa.
Durante este siglo XX se tiene información sobre los terremotos siguientes en Honduras ó que han afectado el país.

1) 29 de diciembre, 1915. Terremoto originado en Gracias de magnitud 6.3. Se reportaron algunos muertos.

2) Terremoto del 03 de diciembre, 1934 en Santa Rosa de Copan con una magnitud de 6.1 que fué sentido en la parte central hasta Tegucigalpa. Daños considerables se reportaron en varios lugares de Ocotepeque, Copán y Gracias.

3) Terremoto del 4 de febrero de magnitud 7.5 originado en la falla de Motagua (Guatemala) y que causó daños en la parte Norte y Occidente de Honduras. Este es el gran terremoto de Guatemala y sobre el cual existe gran cantidad de literatura.

4) Terremoto del 25 de febrero, 1969 sentido en varias regiones de Honduras, Guatemala y El Salvador principalmente a lo largo de las ciudades del Caribe por lo que se asume que tuvo su origen en el sistema de fallas a lo largo de la frontera de Honduras y Guatemala.

5) Terremoto del 12 de enero, 1982 originado en el Golfo de Fonseca con magnitud de 6 grados en la escala de Richter. Se reportaron 2 heridos y unos pocos damnificados.

6) Terremoto del 29 de septiembre, 1982 sentido en Ocotepeque y cuya magnitud fué de 6.2 en la escala de Richter. Se reportaron 2 muertos, 60 heridos y alrededor de 400 damnificados.

## III. RESULTADOS PRELIMINARES SOBRE LA RED SISMOLOGICA DE LA UNAH

1) INTRODUCCION:
Inicialmente en 1974 se estableció una estación sismológica de una componente vertical de período corto bajo la dirección del Departamento de Física de la UNAH y con la colaboración de la Universidad de Texas en

Austin. Con esa estación se logró tener una idea general de la ocurrencia de sismos en el país, detectándose secuencias de eventos importantes como son las réplicas del terremoto de Guatemala de 1976, el enjambre sísmico de Choloma 1976, el enjambre sísmico ocurrido en La Paz en 1986 y en general la ocurrencia de varios eventos dentro y fuera del país.

En los últimos 3 años el Departamento de Física de la UNAH a través de la Sección de Geofísica se encuentra participando en un proyecto regional a nivel Centroamericano denominado CEPREDENAC (Centro de Coordinación para la Prevención de Desastres Naturales en América Central), el cual es apoyado con la cooperación de los gobiernos de Suecia y Noruega. Dicho proyecto en lo que concierne a sismología, proporciona apoyo en el establecimiento de redes sismológicas, provee entrenamiento al personal, eata implementando el establecimiento de bancos de datos locales y regionales. En el caso de Honduras, dicho proyecto se denomina "Sismicidad y Tectónica de Honduras". La Sección de Geofísica a través de dicho proyecto ha realizado las siguientes actividades:

a) Instalación de 3 estaciones sismológicas de periodo corto (CHU, LHA, UNAH) en la zona central de Honduras.

b) Instalación del sistema de adquisición de datos sismológicos (SEISLOG) y el software integrado para conversión de data analógica a digital.

c) Instalación de un sistema de cómputo (Sun Spark Station) para el análisis de la data digitalizada. El análisis preliminar consiste en el registro de eventos, su localización, el desarrollo de mapas de sismicidad y la edición boletines mensuales.

d) Entrenamiento de personal en el manejo del equipo y uso de los programas de análisis sísmico.

e) Visitas de mantenimiento y discusión sobre los avances del proyecto.

2) <u>BREVE DESCRIPCION DEL EQUIPO Y PROGRAMAS</u>

Se tiene 3 estaciones sismológicas localizadas en la parte cantral del territorio y cerca de Tegucigalpa. Dos de ellas Cerro de Hula (CHU) y Lepaterique (LHA) se encuentran como a 40 Km de la estación central (UNAH) en donde se registran las señales. Además en la UNAH existe un acelerógrafo.

Dichas estaciones a excepción de la UNAH envían la señal de un transductor de velocidad (sismómetro L4C) a través de una señal de radio frecuencia, las cuales son recibidas en la estación central.

Dichas señales pasan por un proceso electrónico antes de ser registradas en un tambor de registro diario o de entrar al sistema de adquisición SEISLOG.
El sistema de adquisición de data SEISLOG versión 1.2, es un sistema automático computarizado, el cual registra eventos sísmicos basado en un cierto algoritmo y al mismo tiempo convierte la data analógica a digital. Normalmente el SEISLOG consta de los siguientes componentes:

a) Un reloj de alta precisión (deriva 1 ms/día)
b) Un algoritmo de detección
c) Un disco de almacenamiento para el sistema operativo (OS9), el software de aplicación y los eventos gravados. El sistema puede coleccionar información de 1 a 32 canales.

El sistema SEISLOG está conectado vía una tarjeta de conexión ethernet tipo TCP/IP a una computadora (SUN SPARK STATION) en la cual se registran y analizan los eventos sísmicos. En la SUN se está utilizando un software denominado "SEISAN earthquake analysis software" desarrollados en la Universidad de Bergen en Noruega, el cual consiste en una serie de programas unificados para realizar todo el análisis sísmico necesario. Los programas usados en la rutina diaria son los siguientes:
a) Graficar los eventos (MULPLT)
b) Localización preliminar de eventos (EEV)
c) Localización final (HYP)
d) Graficar eventos en mapas (EPIMAP)
e) Hacer boletines sísmológicos (BUL)
f) Hacer gráficos a profundidad (EPIMAP)

Además en la SUN existen otros programas para realizar análisis más especializados y los que permitirán un campo de investigación de mayores alcances en sismología en el área Centroaméricana (análisis espetrales y estadisticos, atenuación, magnitudes, modelo de corteza, riesgo sísmico, etc).

C) RESULTADOS PRELIMINARES

Hasta el momento se han coleccionado 11 meses de data a partir del mes de mayo de 1992 a marzo de 1993 haciendo un total de 1418 sísmos distribuidos mensualmente de la siguiente forma:

| | | |
|---|---|---|
| a. Mayo | (1992) | 71 |
| b. Junio | (1992) | 184 |
| c. Julio | (1992) | 55 |
| d. Agosto | (1992) | 66 |
| e. Setiembre | (1992) | 528 |
| f. Octubre | (1992) | 180 |
| g. Noviembre | (1992) | 108 |
| h. Diciembre | (1992) | 97 |
| i. Enero | (1993) | 10 |
| j. Febrero | (1993) | 53 |
| k. Marzo | (1993) | 66 |

En general, el sistema ha funcionado relativamente bien y las señales son bastante aceptables a excepción de la estación UNAH que presenta mucho ruido ambiental. En las figuras 3, 4, 5, 6 y 7 se presentan ejemplos de sismogramas digitales seleccionados y en las figuras 8 a 12 se presentan mapas de sismicidad correspondientes a los meses de mayo, junio y julio de 1992 y las tablas correspondientes con la información pertinente sobre fecha del mes, el tiempo de origen, la localización, la profundidad, el número de estaciones utilizadas en la localización, el error estadístico de localización y la magnitud basada en la duración del evento (coda).

En cuanto a los mapas de los epicentros correspondientes a los meses iniciales de mayo, junio y julio de 1992, se nota una mayor sismicidad en junio lo que se debió a la ocurrencia de un enjambre sísmico durante los días 17 al 19 de junio en los cuales se detectó un número de 110 eventos con magnitudes entre 2 y 3. Es interesante notar que solamente el día 17 de junio se localizó un total de 75 eventos.

Dicho enjambre sísmico fue localizado a un promedio de 50 km de la UNAH en las proximidades de la localidad de Talanga. Esta alta sismicidad durante tiempos cortos o enjambres sísmicos en el cual no existe un evento principal en este caso parece estar asociada al sistema de fallas geológicas en esa región siendo la mas importante de ellas la falla de Talanga.

Es asímismo importante notar que gran parte de la sismicidad que se ha detectado en estos 11 meses de operación de la red (un total de 1418 eventos), se encuentra en la parte central del territorio (depresión central de Honduras) notándose estrecha corelación de la sismicidad con el sistema de fallas geológicas de esta provincia tectónica en el país.

La alta sismecidad del mes de Setiembre de 1992 (528 eventos) estubo asociado al terremoto (tsunami) de Nicaragua y sus réplicas. Es también interesante que existe considerable actividad asociada a la falla de Guayape en la parte oriental del país.

Esta pequeña red a mostrado que existe una microsísmicidad muy importante dentro del territorio homdureño, detectándose en promedio de 8 a 10 eventos diarios con magnitudes entre 2 y 3.5.

Para el futuro esperamos ampliar la red con 1 estación en el norte, una en occidente y otra en el sur, asímismo se planifica la instalación de 2 acelerógrafos y el continuo entrenamiento del personal encargado de dichas estaciones.

La continua observación espacio-temporal y el análisis de los eventos sísmicos en el país contribuirá a la localización más precisa de las fallas geológicas activas, a estimar el desplazamiento a lo largo de estas fallas, a desarrollar mapas de riesgo sísmico confiables, lo mismo que a la formulación de un código de construcción antisísmica en nuestro país.

## IV. REFERENCIAS


1) Cáceres Lara Victor; Artículo "Un Terremoto Destruye la Ciudad de Gracias", diario "La Prensa", San Pedro Sula 26 de diciembre, 1982.

2) La Prensa: Artículo "Sismos Conmovieron a Honduras" 26 de febrero, 1969

3) Valenzuela, José Reina; "Comayagua Antañona" Biblioteca de la Acádemia Hondureña de Geografía e Historia, 1968. Imprenta La República.

4) Los Terremotos de Occidente: de 1934, Anales del Archivo Nacional UNAH, Colección Hondureña, agosto 1970, Fascículo 8.

5) Feldman L; Master List of Historic (pre 1840) Earthquakes and Volcanic Eruptions in Central America; West Georgia College, Studies in The Social Sciences 25 (1986).

6) White R.A and D.H Harlow; Catolog of Significant Shallow Earthquakes of Central America since 1900.

7) Sutch P; Estimated Intensities and Probable Tectonic Sources of Historic (pre-1898) Honduras Earthquakes; Bulletin of the Seismological Society of America V71, No.3, june 1981.

8) T. Utheim and J. Havskov; The Seislog Data Acquisition System Version 1.2. University of Bergen Institute of Solid Earth Physics Seismological Observatory, Norway, 1992.

9) J. Havskov and Conrad Lindholm; The Seisan Earthquake Analysis Software, Institute of Solid Earth Physics, University of Bergen, Norway, 1992.

PUBLICACIONES
FISICA

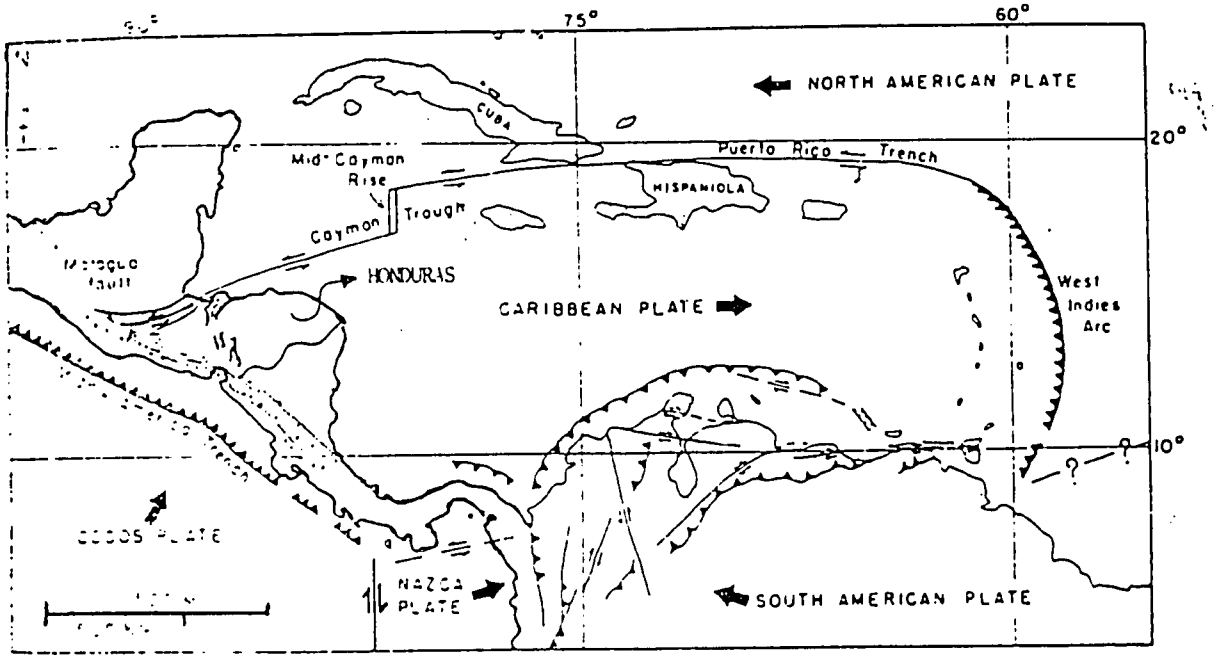



FIGURE 1. [illegible] AND BOUNDARIES OF THE CARIBBEAN PLATE.

LEGEND

- SUBDUCTION ZONE (TEETH ON OVERTHRUSTING SIDE)
- THRUST FAULT (TEETH ON UPTHROWN SIDE)
- NORMAL FAULT (TEETH ON DOWNTHROWN SIDE)
- STRIKE-SLIP FAULT (ARROWS INDICATE RELATIVE MOTION)
- GENERAL DIRECTION OF RELATIVE CRUSTAL PLATE MOTION

Best Available Document

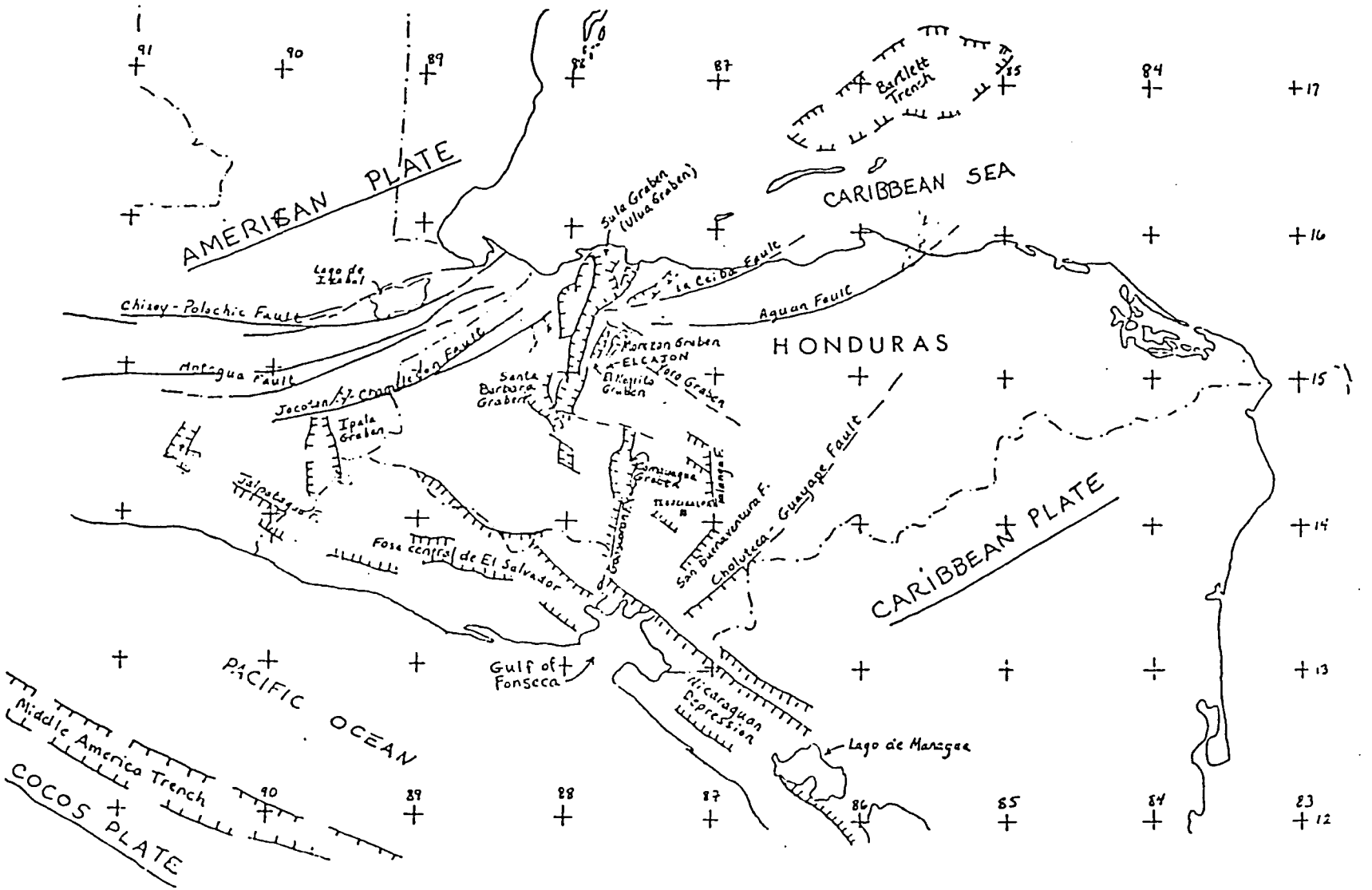



Fig. 2 General Fault Map of the Honduras Region

Best Available Document

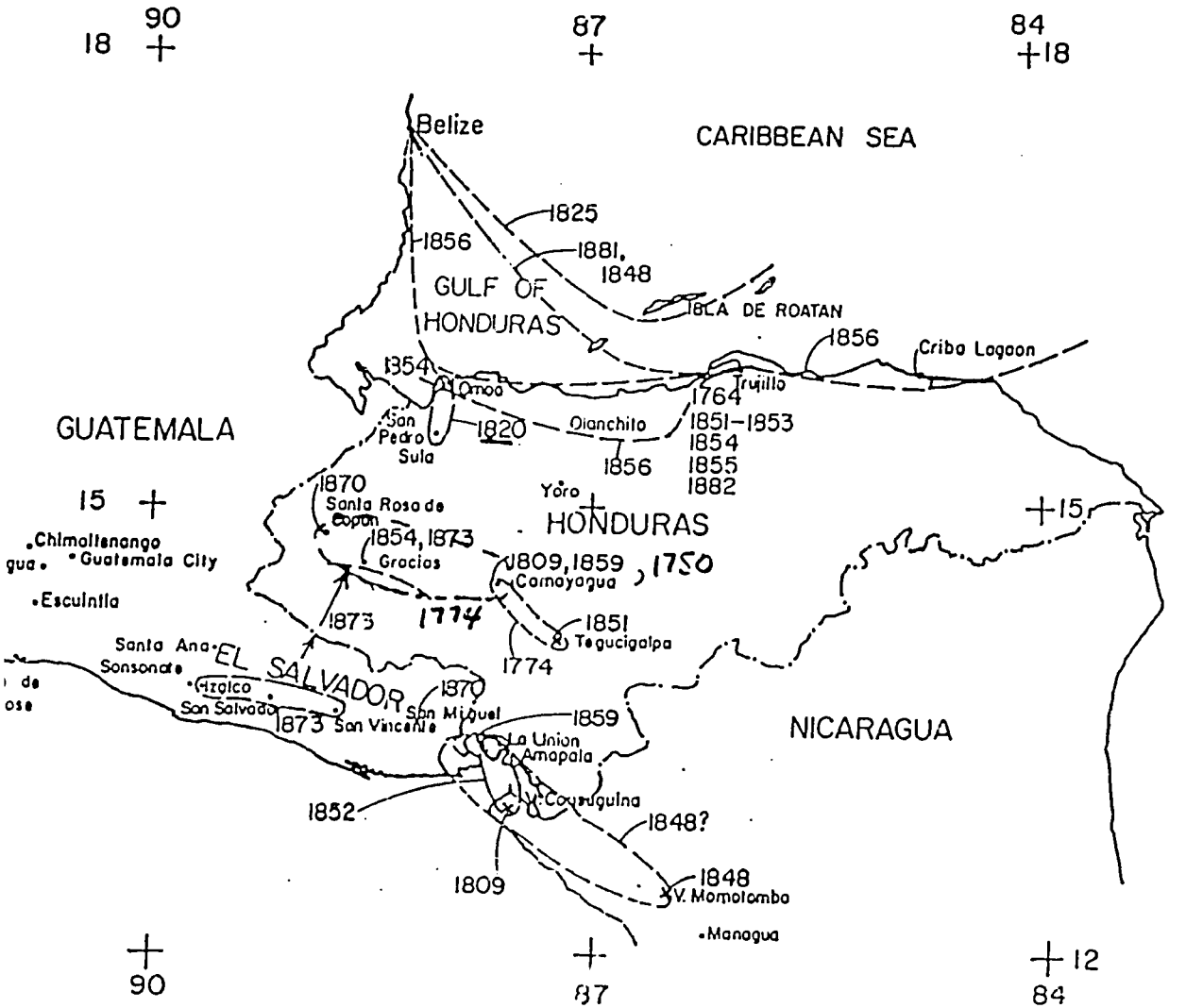


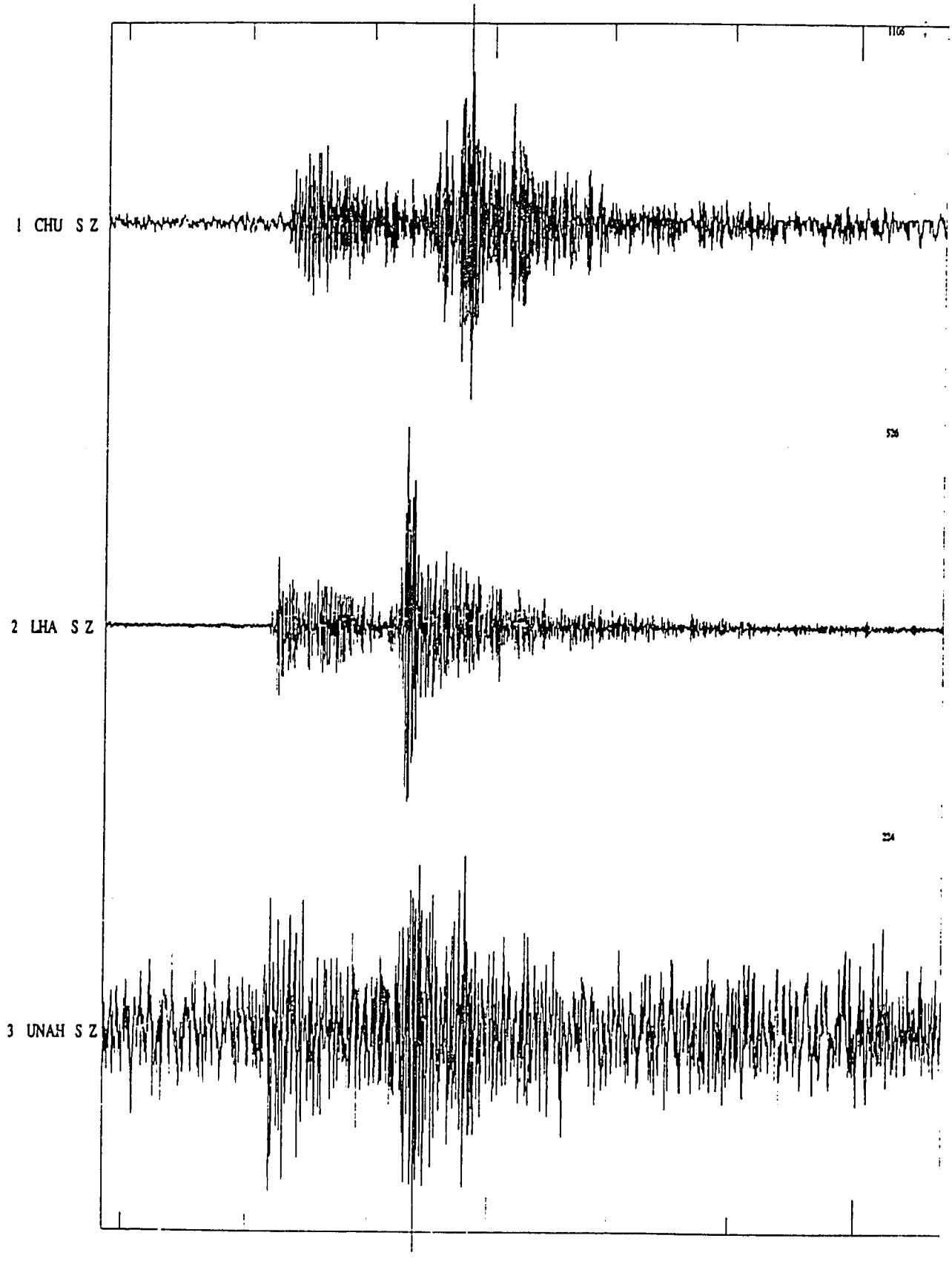

Figure 2.1 Locations of Areas Reporting Pre-1898 Earthquakes



Best Available Document

Plot start time: 92 8 2 18:11 57.005

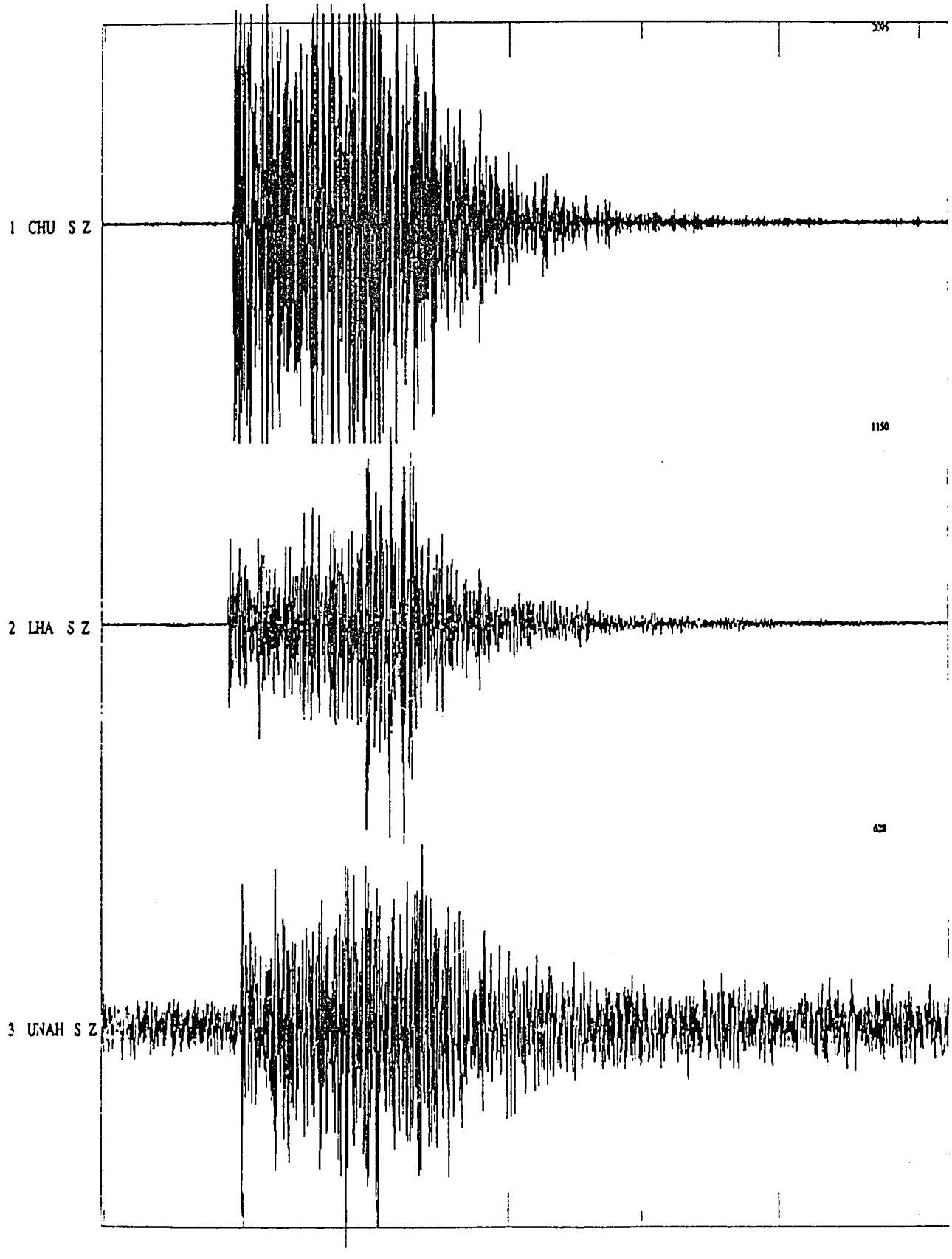
Fig.3



p 1

Fig.4

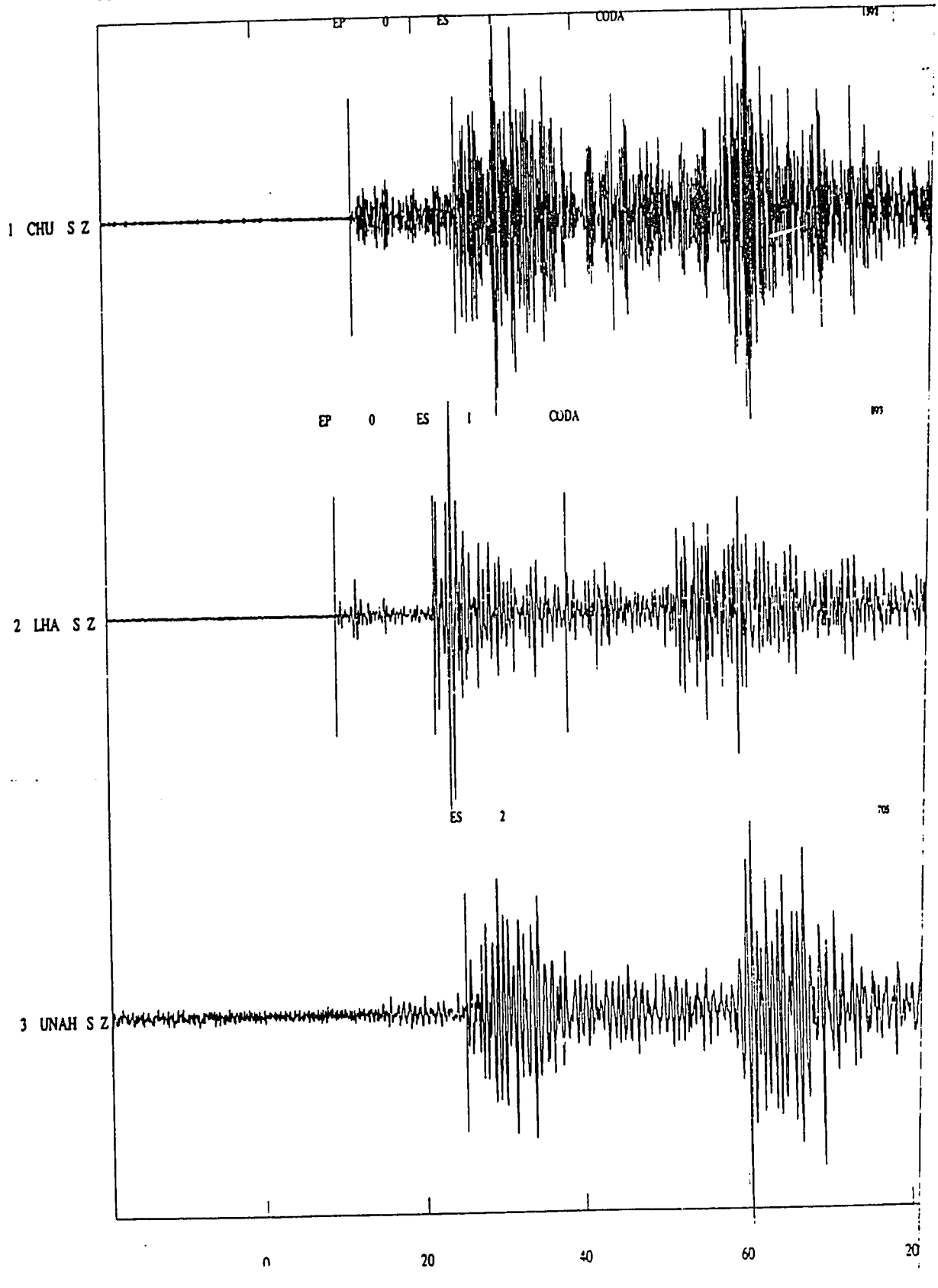
Plot start time: 92 8 10 20:53 29.324



9207-04-0858-41S.HON_04 p 1

Fig.5

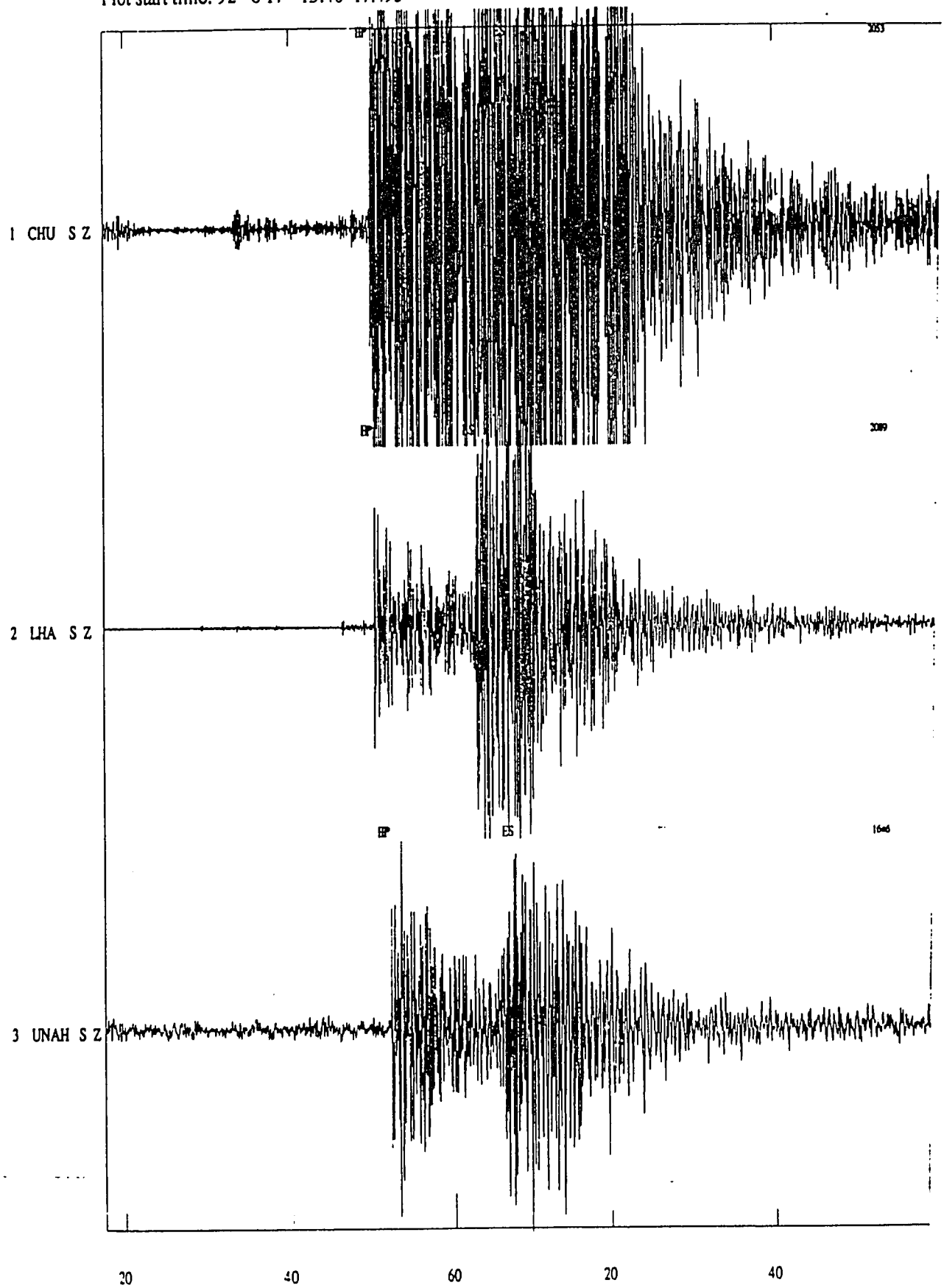
Plot start time: 92 7 4 8:58 41.871



9206-17-1546-17S.HON_04 p 1

Fig.6

Plot start time: 92 6 17 15:46 17.493



9206-17-1002-13S.HON_04 p 1

Fig.7

Plot start time: 92 6 17 10: 2 13.539

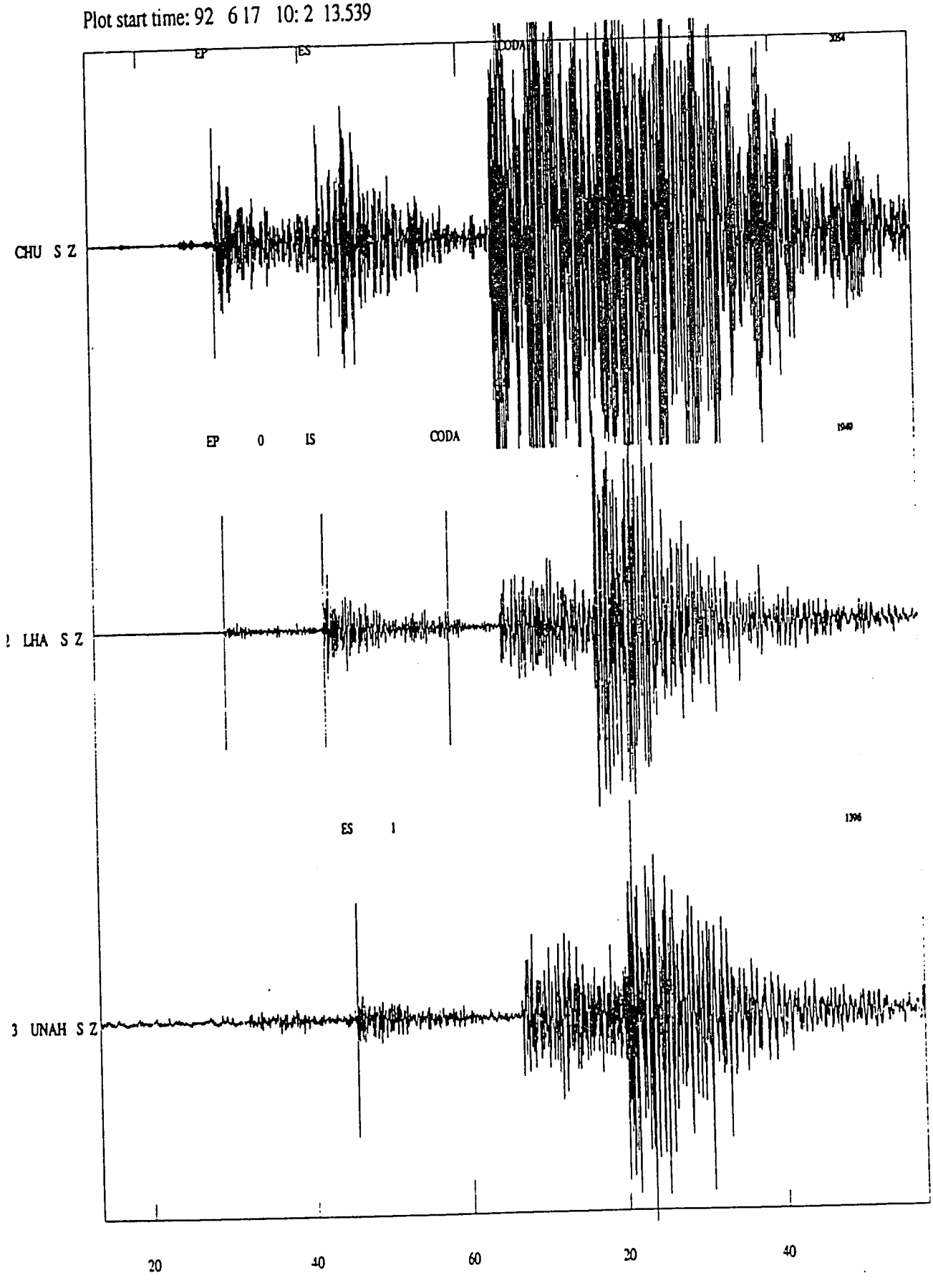


Fig.8

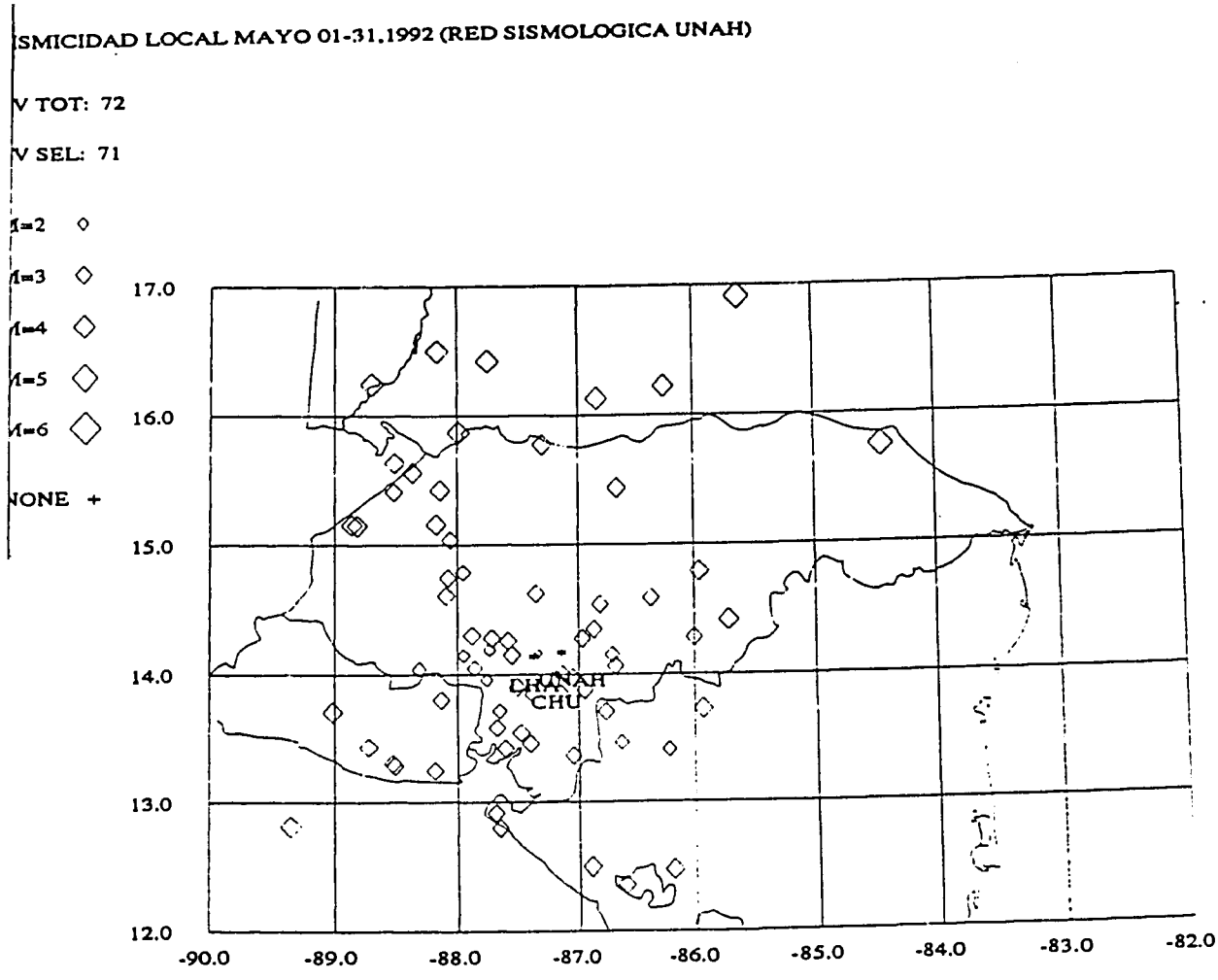

ISMICIDAD LOCAL MAYO 01-31.1992 (RED SISMOLOGICA UNAH)
V TOT: 72
V SEL: 71
M=2
M=3
M=4
M=5
M=6
NONE +
17.0
16.0
15.0
14.0
13.0
12.0
-90.0
-89.0
-88.0
-87.0
-86.0
-85.0
-84.0
-83.0
-82.0
CHUNAH
CHU

Fig.9

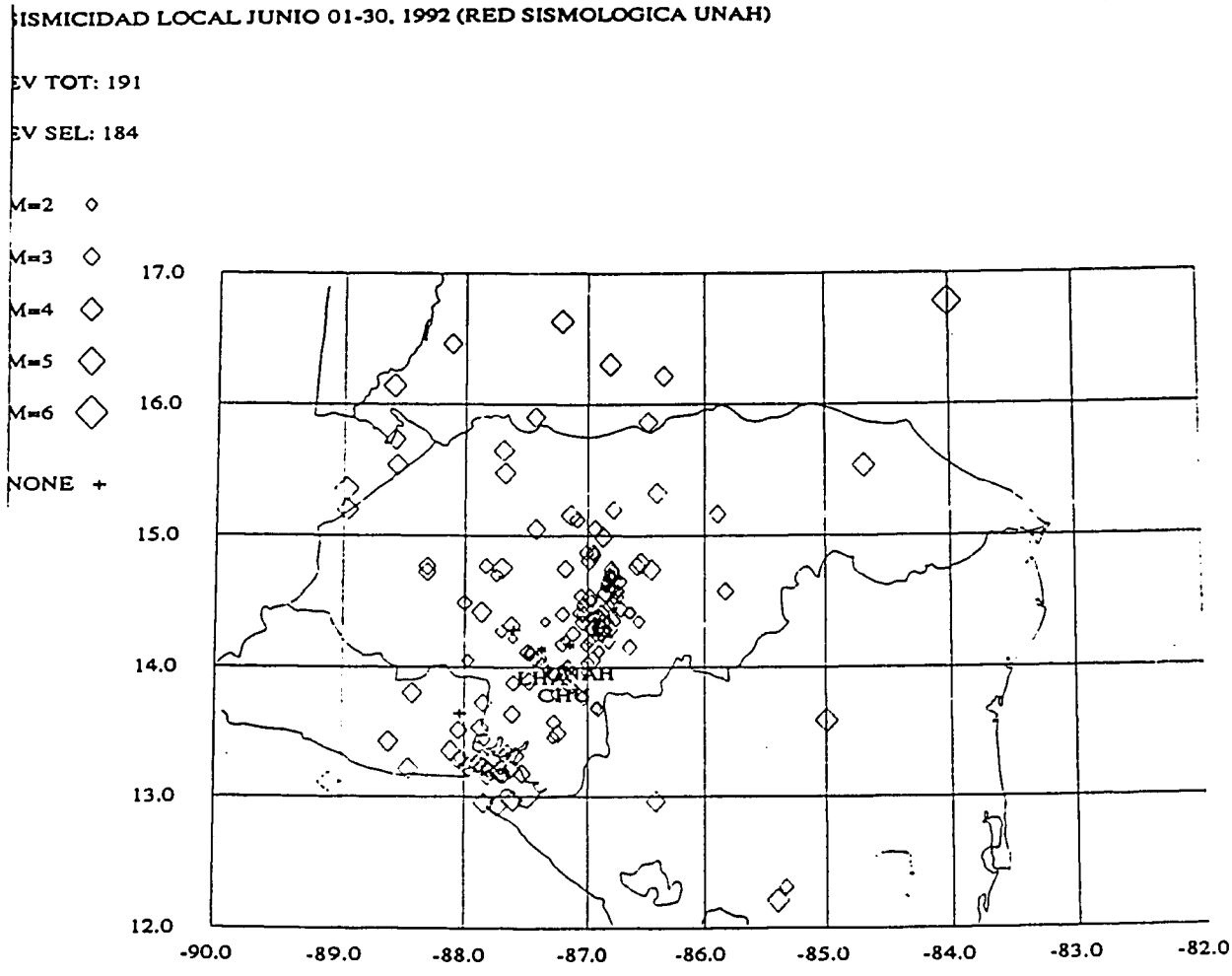

ISMICIDAD LOCAL JUNIO 01-30, 1992 (RED SISMOLOGICA UNAH)
EV TOT: 191
EV SEL: 184
M=2
M=3
M=4
M=5
M=6
NONE +
17.0
16.0
15.0
14.0
13.0
12.0
-90.0
-89.0
-88.0
-87.0
-86.0
-85.0
-84.0
-83.0
-82.0
CHO

Fig. 10

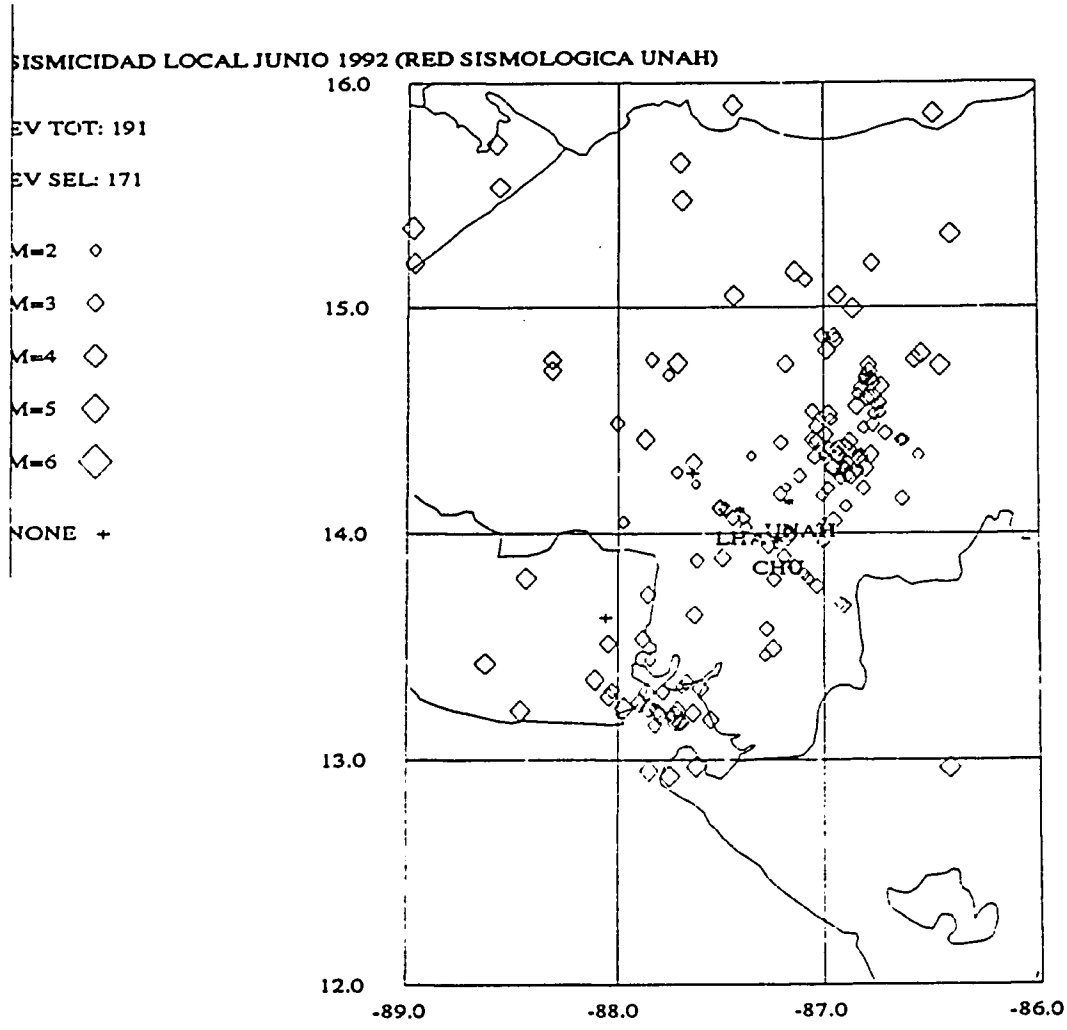

SISMICIDAD LOCAL JUNIO 1992 (RED SISMOLOGICA UNAH)
EV TOT: 191
EV SEL: 171
M=2
M=3
M=4
M=5
M=6
NONE +
16.0
15.0
14.0
13.0
12.0
-89.0
-88.0
-87.0
-86.0
UNAH
CHO

Fig.11

SISMICIDAD JULIO 01-31, 1992 (RED SISMOLOGICA UNAH)

EV TOT: 68

EV SEL: 55

M=2 ◇

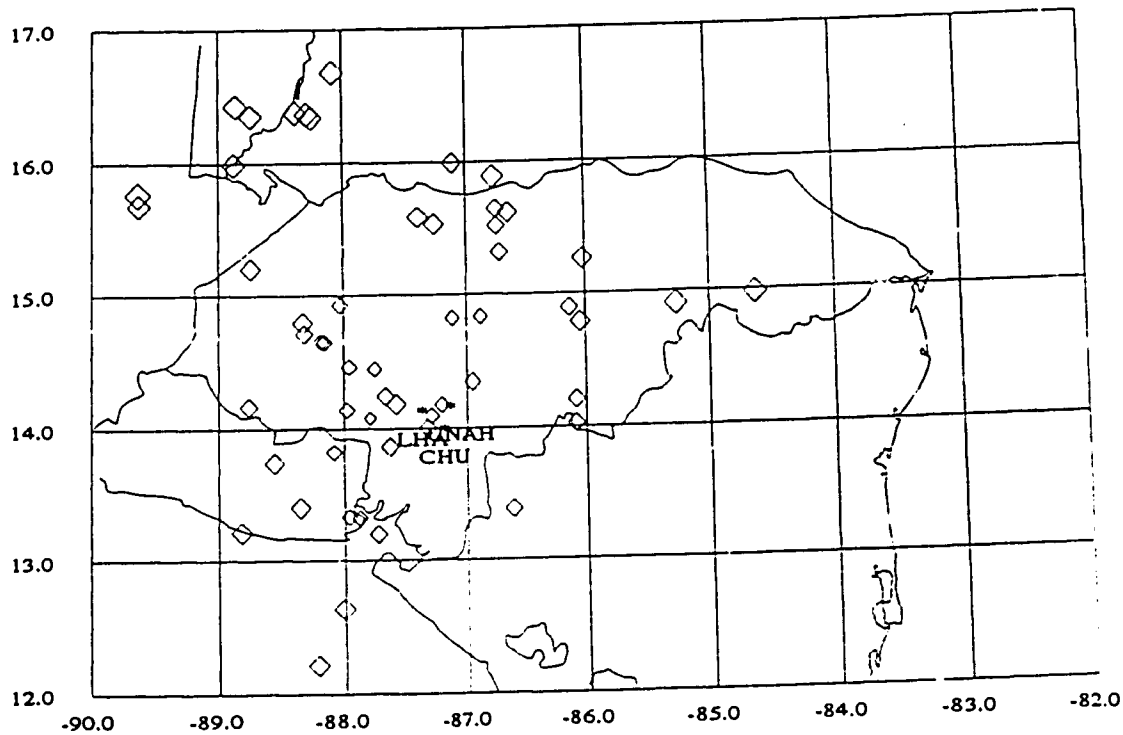
M=3 ◇

M=4 ◇

M=5 ◇

M=6 ◇

NONE +



SISMICIDAD LOCAL MAYO 01-31, 1992 (RED SISMOLOGICA-UNAH)

| | | | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 1992 | 5 | 1 | 8 | 9 | 11.7 | L | 14.280 | -86.000 | 188.8 | 3 | 0.3 | 2.9C |
| 2 | 1992 | 5 | 1 | 8 | 24 | 48.7 | L | 12.912 | -87.693 | 134.6 | 3 | 0.1 | 3.1C |
| 3 | 1992 | 5 | 1 | 9 | 32 | 55.3 | L | 13.540 | -87.484 | 86.8 | 3 | 0.0 | 3.1C |
| 4 | 1992 | 5 | 2 | 3 | 37 | 26.7 | L | 14.151 | -86.708 | 50.9 | 3 | 0.4 | 2.6C |
| 5 | 1992 | 5 | 2 | 7 | 51 | 5.4 | L | 13.304 | -88.541 | 165.6 | 3 | 1.0 | 3.0C |
| 6 | 1992 | 5 | 3 | 1 | 50 | 50.4 | L | 15.423 | -88.145 | 116.5 | 3 | 0.5 | 3.2C |
| 7 | 1992 | 5 | 3 | 10 | 59 | 42.6 | L | 13.957 | -87.765 | 5.7 | 3 | 0.1 | 2.1C |
| 8 | 1992 | 5 | 3 | 13 | 14 | 43.7 | L | 14.344 | -86.864 | 0.1 | 3 | 0.8 | 3.0C |
| 9 | 1992 | 5 | 4 | 1 | 3 | 31.7 | L | 14.147 | -87.950 | 15.3 | 3 | 0.7 | 2.2C |
| 10 | 1992 | 5 | 4 | 18 | 58 | 46.8 | L | 14.049 | -87.862 | 66.7 | 3 | 1.3 | 2.4C |
| 11 | 1992 | 5 | 5 | 8 | 52 | 43.4 | L | 12.358 | -86.603 | 79.2 | 3 | 0.0 | 3.1C |
| 12 | 1992 | 5 | 5 | 19 | 45 | 52.6 | L | 12.498 | -86.894 | 145.8 | 3 | 0.5 | 3.3C |
| 13 | 1992 | 5 | 8 | 16 | 36 | 37.9 | L | 15.036 | -88.058 | 138.0 | 3 | 0.3 | 2.9C |
| 14 | 1992 | 5 | 9 | 16 | 30 | 7.9 | L | 13.248 | -88.187 | 56.0 | 3 | 0.1 | 3.0C |
| 15 | 1992 | 5 | 10 | 5 | 36 | 32.3 | L | 15.870 | -87.988 | 99.0 | 3 | 0.6 | 3.6C |
| 16 | 1992 | 5 | 10 | 7 | 47 | 37.9 | L | 13.455 | -87.408 | 82.8 | 3 | 0.0 | 2.9C |
| 17 | 1992 | 5 | 10 | 13 | 53 | 21.7 | L | 13.432 | -88.730 | 172.4 | 3 | 0.0 | 3.0C |
| 18 | 1992 | 5 | 11 | 18 | 22 | 47.6 | L | 16.913 | -85.614 | 99.0 | 3 | 0.5 | 4.1C |
| 19 | 1992 | 5 | 12 | 2 | 27 | 35.4 | L | 15.557 | -88.373 | 99.0 | 2 | 0.0 | 3.3C |
| 20 | 1992 | 5 | 13 | 5 | 24 | 4.8 | L | 14.042 | -88.318 | 117.3 | 3 | 0.0 | 2.5C |
| 21 | 1992 | 5 | 14 | 13 | 11 | 48.8 | L | 15.751 | -84.446 | 35.3 | 3 | 0.8 | 4.0C |
| 22 | 1992 | 5 | 15 | 7 | 25 | 38.3 | L | 12.813 | -89.349 | 174.5 | 3 | 0.0 | 3.5C |
| 23 | 1992 | 5 | 15 | 16 | 27 | 56.9 | L | 14.583 | -86.381 | 199.3 | 3 | 0.3 | 2.9C |
| 24 | 1992 | 5 | 17 | 4 | 7 | 49.2 | L | 13.851 | -87.154 | 52.8 | 3 | 0.0 | 2.9C |
| 25 | 1992 | 5 | 17 | 5 | 38 | 36.1 | L | 13.716 | -87.660 | 34.3 | 3 | 0.0 | 2.7C |
| 26 | 1992 | 5 | 17 | 9 | 44 | 21.9 | L | 13.585 | -87.679 | 12.7 | 3 | 0.3 | 3.0C |
| 27 | 1992 | 5 | 17 | 12 | 46 | 34.4 | L | 14.620 | -87.359 | 13.1 | 3 | 0.2 | 3.0C |
| 28 | 1992 | 5 | 17 | 13 | 24 | 8.6 | L | 13.975 | -87.051 | 64.2 | 3 | 0.0 | 3.0C |
| 29 | 1992 | 5 | 18 | 1 | 33 | 7.7 | L | 14.064 | -86.682 | 190.5 | 3 | 0.1 | 2.8C |
| 30 | 1992 | 5 | 18 | 7 | 56 | 2.5 | L | 14.189 | -87.742 | 7.6 | 3 | 0.2 | 2.1C |
| 31 | 1992 | 5 | 18 | 10 | 0 | 29.2 | R | 12.796 | -87.658 | 156.1 | 3 | 0.2 | 3.0C |
| 32 | 1992 | 5 | 18 | 23 | 20 | 45.9 | L | 16.133 | -86.836 | 35.1 | 3 | 0.4 | 3.6C |
| 33 | 1992 | 5 | 18 | 23 | 20 | 47.5 | R | 14.412 | -85.713 | 153.6 | 3 | 0.1 | 3.4C |
| 34 | 1992 | 5 | 20 | 5 | 7 | 47.6 | R | 12.473 | -86.189 | 99.0 | 3 | 0.4 | 3.5C |
| 35 | 1992 | 5 | 20 | 17 | 3 | 50.1 | L | 14.787 | -85.954 | 74.7 | 3 | 0.9 | 3.2C |
| 36 | 1992 | 5 | 20 | 20 | 47 | 23.0 | R | 14.260 | -87.588 | 15.8 | 3 | 0.0 | 2.9C |
| 37 | 1992 | 5 | 20 | 21 | 15 | 51.3 | L | 13.803 | -88.136 | 37.3 | 3 | 0.5 | 2.8C |
| 38 | 1992 | 5 | 21 | 22 | 19 | 41.4 | R | 14.275 | -86.969 | 22.9 | 3 | 0.1 | 3.0C |
| 39 | 1992 | 5 | 22 | 5 | 33 | 0.1 | R | 14.002 | -87.140 | 32.9 | 3 | 0.0 | 2.9C |
| 40 | 1992 | 5 | 22 | 18 | 39 | 28.0 | R | 13.364 | -87.050 | 147.6 | 3 | 0.2 | 3.0C |
| 41 | 1992 | 5 | 23 | 10 | 31 | 6.2 | L | 14.300 | -87.882 | 29.3 | 3 | 0.1 | 3.1C |
| 42 | 1992 | 5 | 24 | 6 | 44 | 45.6 | L | 15.162 | -88.176 | 37.5 | 3 | 0.7 | 3.4C |
| 43 | 1992 | 5 | 24 | 9 | 21 | 25.6 | L | 14.162 | -87.337 | 7.2 | 3 | 0.7 | 1.5C |
| 44 | 1992 | 5 | 24 | 10 | 52 | 56.7 | L | 13.846 | -87.382 | 13.4 | 3 | 0.3 | 2.8C |
| 45 | 1992 | 5 | 25 | 8 | 52 | 33.3 | L | 13.285 | -88.523 | 177.3 | 3 | 0.0 | 3.0C |
| 46 | 1992 | 5 | 25 | 22 | 13 | 55.8 | L | 13.902 | -87.513 | 26.7 | 3 | 0.0 | 2.9C |
| 47 | 1992 | 5 | 27 | 11 | 35 | 42.3 | R | 13.409 | -86.227 | 17.7 | 3 | 0.6 | 2.5C |
| 48 | 1992 | 5 | 28 | 3 | 30 | 8.8 | L | 13.878 | -86.947 | 79.0 | 3 | 0.1 | 2.9C |
| 49 | 1992 | 5 | 28 | 5 | 28 | 43.7 | L | 14.149 | -87.555 | 99.0 | 3 | 0.6 | 2.9C |
| 50 | 1992 | 5 | 28 | 7 | 51 | 43.2 | L | 14.603 | -88.092 | 148.2 | 3 | 0.6 | 3.1C |
| 51 | 1992 | 5 | 28 | 7 | 51 | 43.0 | R | 14.743 | -88.078 | 141.7 | 3 | 0.6 | 3.1C |
| 52 | 1992 | 5 | 28 | 10 | 42 | 51.3 | L | 16.428 | -87.752 | 44.2 | 3 | 0.1 | 3.6C |
| 53 | 1992 | 5 | 28 | 10 | 42 | 48.8 | R | 16.249 | -88.703 | 40.2 | 3 | 0.8 | 3.6C |
| 54 | 1992 | 5 | 28 | 13 | 55 | 59.4 | L | 15.154 | -88.864 | 73.9 | 2 | 0.2 | 3.3C |
| 55 | 1992 | 5 | 28 | 13 | 55 | 59.4 | R | 15.154 | -88.864 | 73.9 | 2 | 0.2 | 3.3C |
| 56 | 1992 | 5 | 28 | 14 | 14 | 48.1 | L | 15.149 | -88.821 | 99.0 | 2 | 0.5 | 3.5C |
| 57 | 1992 | 5 | 28 | 14 | 14 | 48.1 | R | 15.149 | -88.821 | 99.0 | 2 | 0.5 | 3.5C |
| 58 | 1992 | 5 | 28 | 14 | 27 | 10.3 | L | 15.408 | -88.528 | 35.3 | 2 | 0.4 | 2.9C |
| 59 | 1992 | 5 | 28 | 22 | 49 | 12.7 | L | 14.783 | -87.953 | 35.1 | 2 | 0.5 | 2.7C |
| 60 | 1992 | 5 | 28 | 23 | 5 | 5.1 | L | 13.710 | -89.016 | 35.6 | 3 | 0.3 | 3.4C |
| 61 | 1992 | 5 | 29 | 8 | 57 | 17.3 | L | 13.465 | -86.634 | 99.0 | 2 | 0.7 | 2.7C |
| 62 | 1992 | 5 | 29 | 13 | 6 | 48.2 | L | 16.228 | -86.259 | 99.0 | 2 | 0.0 | 3.6C |
| 63 | 1992 | 5 | 29 | 15 | 5 | 7.5 | L | 14.277 | -87.719 | 78.1 | 2 | 0.2 | 2.8C |

Best Available Document

| | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 64 | 1992 | 530 | 1820 | 34.0 | L | 14.536 | -86.810 | 99.0 | 2 | 0.0 | 2.9C |
| 65 | 1992 | 530 | 1835 | 24.5 | L | 15.434 | -86.664 | 99.0 | 2 | 0.0 | 3.5C |
| 66 | 1992 | 530 | 22 2 | 17.6 | L | 13.708 | -86.766 | 108.0 | 3 | 0.0 | 3.0C |
| 67 | 1992 | 531 | 625 | 37.2 | L | 15.772 | -87.300 | 35.4 | 3 | 0.4 | 3.5C |
| 68 | 1992 | 531 | 950 | 46.8 | L | 15.634 | -88.521 | 66.0 | 2 | 0.3 | 3.2C |
| 69 | 1992 | 531 | 1126 | 40.2 | L | 13.421 | -87.614 | 71.6 | 3 | 0.0 | 3.0C |
| 70 | 1992 | 531 | 1238 | 34.0 | L | 13.730 | -85.928 | 99.0 | 2 | 0.0 | 3.4C |
| 71 | 1992 | 531 | 2225 | 6.8 | L | 16.504 | -88.167 | 99.0 | 3 | 0.6 | 3.8C |

Best Available Document

**SISMICIDAD LOCAL JUNIO 01-30, 1992 (RED SISMOLOGICA UNAH)**

| | | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 1992 | 6 | 1 | 1354 | 59.8 | L | 14.345 | -87.348 | 19.3 | 3 | 0.5 | 1.8C |
| 2 | 1992 | 6 | 2 | 330 | 18.6 | L | 12.964 | -86.413 | 99.0 | 3 | 0.4 | 3.2C |
| 3 | 1992 | 6 | 2 | 1717 | 23.8 | L | 14.702 | -87.749 | 13.2 | 3 | 0.4 | 2.2C |
| 4 | 1992 | 6 | 3 | 740 | 54.8 | L | 13.205 | -87.632 | 99.0 | 3 | 0.5 | 3.1C |
| 5 | 1992 | 6 | 3 | 821 | 57.5 | L | 14.364 | -86.948 | 99.0 | 2 | 0.0 | 3.1C |
| 6 | 1992 | 6 | 3 | 1133 | 56.6 | L | 13.879 | -87.612 | 53.8 | 3 | 0.2 | 2.6C |
| 7 | 1992 | 6 | 3 | 1745 | 23.5 | L | 15.531 | -84.687 | 139.6 | 3 | 0.4 | 3.9C |
| 8 | 1992 | 6 | 3 | 2032 | 48.6 | L | 15.901 | -87.434 | 180.4 | 3 | 0.7 | 3.5C |
| 9 | 1992 | 6 | 3 | 2352 | 37.6 | L | 12.208 | -85.397 | 54.5 | 2 | 0.7 | 3.8C |
| 10 | 1992 | 6 | 4 | 219 | 46.0 | L | 13.422 | -88.626 | 123.4 | 3 | 0.0 | 3.3C |
| 11 | 1992 | 6 | 4 | 8 7 | 34.0 | L | 13.176 | -87.541 | 53.8 | 3 | 0.0 | 3.1C |
| 12 | 1992 | 6 | 6 | 736 | 50.9 | L | 14.113 | -87.497 | 99.0 | 2 | 1.4 | 2.8C |
| 13 | 1992 | 6 | 6 | 12 1 | 13.2 | L | 14.490 | -88.004 | 64.2 | 2 | 0.5 | 2.6C |
| 14 | 1992 | 6 | 6 | 1814 | 13.1 | L | 13.216 | -88.462 | 99.0 | 3 | 0.0 | 3.2C |
| 15 | 1992 | 6 | 7 | 1912 | 0.4 | L | 14.415 | -87.051 | 99.0 | 2 | 0.0 | 3.0C |
| 16 | 1992 | 6 | 7 | 2018 | 18.4 | L | 13.943 | -87.268 | 99.0 | 2 | 0.6 | 2.5C |
| 17 | 1992 | 6 | 17 | 446 | 0.9 | L | 16.468 | -88.117 | 99.0 | 3 | 0.7 | 3.5C |
| 18 | 1992 | 6 | 17 | 9 5 | 4.1 | L | 14.769 | -87.831 | 99.0 | 3 | 2.0 | 2.6C |
| 19 | 1992 | 6 | 17 | 949 | 30.6 | L | 14.050 | -87.975 | 108.6 | 3 | 0.6 | 2.3C |
| 20 | 1992 | 6 | 17 | 950 | 36.5 | L | 13.438 | -87.839 | 71.8 | 3 | 0.1 | 2.3C |
| 21 | 1992 | 6 | 17 | 957 | 30.9 | L | 13.297 | -87.776 | 62.4 | 3 | 0.2 | 2.4C |
| 22 | 1992 | 6 | 17 | 10 2 | 13.2 | L | 13.195 | -87.793 | 48.5 | 3 | 0.2 | 2.8C |
| 23 | 1992 | 6 | 17 | 10 5 | 22.7 | L | 13.319 | -87.685 | 75.6 | 3 | 0.1 | 2.3C |
| 24 | 1992 | 6 | 17 | 10 6 | 20.6 | L | 13.223 | -87.707 | 52.2 | 3 | 0.0 | 2.5C |
| 25 | 1992 | 6 | 17 | 1014 | 12.4 | L | 14.853 | -86.945 | 13.1 | 3 | 0.2 | 2.4C |
| 26 | 1992 | 6 | 17 | 1015 | 22.6 | L | 13.160 | -87.698 | 36.7 | 3 | 0.0 | 2.6C |
| 27 | 1992 | 6 | 17 | 1031 | 55.4 | L | 13.981 | -87.175 | 118.6 | 2 | 0.1 | 2.8C |
| 28 | 1992 | 6 | 17 | 1034 | 42.2 | L | 13.303 | -88.029 | 54.7 | 3 | 0.4 | 2.4C |
| 29 | 1992 | 6 | 17 | 1039 | 20.8 | L | 13.897 | -87.192 | 114.3 | 2 | 0.6 | 2.4C |
| 30 | 1992 | 6 | 17 | 1052 | 27.9 | L | 14.341 | -87.044 | 99.0 | 2 | 0.0 | 2.7C |
| 31 | 1992 | 6 | 17 | 1054 | 53.7 | L | 14.328 | -86.833 | 99.0 | 2 | 0.0 | 2.9C |
| 32 | 1992 | 6 | 17 | 1056 | 20.4 | L | 14.170 | -87.009 | 97.6 | 2 | 0.0 | 2.2C |
| 33 | 1992 | 6 | 17 | 11 1 | 25.8 | L | 13.849 | -87.143 | 99.0 | 2 | 1.6 | 2.5C |
| 34 | 1992 | 6 | 17 | 11 2 | 9.4 | L | 14.470 | -86.816 | 63.7 | 2 | 0.6 | 2.2C |
| 35 | 1992 | 6 | 17 | 11 5 | 49.0 | L | 13.818 | -87.095 | 105.7 | 2 | 0.3 | 2.0C |
| 36 | 1992 | 6 | 17 | 11 9 | 55.8 | L | 15.194 | -86.774 | 111.4 | 2 | 0.1 | 3.1C |
| 37 | 1992 | 6 | 17 | 1123 | 14.3 | L | 14.379 | -86.976 | 99.0 | 2 | 0.0 | 2.2C |
| 38 | 1992 | 6 | 17 | 1126 | 40.1 | L | 14.109 | -87.465 | 124.5 | 2 | 0.2 | 2.0C |
| 39 | 1992 | 6 | 17 | 1130 | 10.4 | L | 14.257 | -87.118 | 99.0 | 2 | 0.0 | 2.7C |
| 40 | 1992 | 6 | 17 | 1133 | 19.6 | L | 14.292 | -86.807 | 99.0 | 2 | 0.0 | 2.9C |
| 41 | 1992 | 6 | 17 | 1141 | 27.1 | L | 14.035 | -87.001 | 106.0 | 2 | 0.1 | 2.6C |
| 42 | 1992 | 6 | 17 | 12 4 | 1.3 | L | 13.[illegible]51 | -87.815 | 34.2 | 3 | 0.3 | 2.4C |
| 43 | 1992 | 6 | 17 | 12 6 | 12.6 | L | 14.579 | -86.732 | 44.3 | 2 | 0.3 | 2.3C |
| 44 | 1992 | 6 | 17 | 12 9 | 20.0 | L | 14.578 | -86.731 | 56.4 | 2 | 0.2 | 2.2C |
| 45 | 1992 | 6 | 17 | 1213 | 48.5 | L | 14.340 | -86.943 | 103.4 | 2 | 0.0 | 2.1C |
| 46 | 1992 | 6 | 17 | 1217 | 45.8 | L | 14.722 | -88.317 | 99.0 | 2 | 0.5 | 2.8C |
| 47 | 1992 | 6 | 17 | 1221 | 4.3 | L | 13.162 | -87.721 | 21.6 | 3 | 0.3 | 2.6C |
| 48 | 1992 | 6 | 17 | 1227 | 12.8 | L | 14.297 | -86.960 | 106.3 | 2 | 0.0 | 2.6C |
| 49 | 1992 | 6 | 17 | 1229 | 43.9 | L | 16.217 | -86.347 | 99.0 | 2 | 0.0 | 3.2C |
| 50 | 1992 | 6 | 17 | 1231 | 50.4 | L | 15.163 | -85.887 | 43.0 | 2 | 0.4 | 2.9C |
| 51 | 1992 | 6 | 17 | 1236 | 14.9 | L | 13.341 | -87.662 | 87.4 | 3 | 0.3 | 2.4C |
| 52 | 1992 | 6 | 17 | 1240 | 44.3 | L | 14.536 | -86.735 | 51.0 | 2 | 0.3 | 2.2C |
| 53 | 1992 | 6 | 17 | 1245 | 45.8 | L | 14.439 | -86.992 | 99.0 | 2 | 0.0 | 2.6C |
| 54 | 1992 | 6 | 17 | 1253 | 4.5 | L | 14.288 | -86.903 | 99.0 | 2 | 0.0 | 2.5C |
| 55 | 1992 | 6 | 17 | 13 3 | 23.6 | L | 14.616 | -86.842 | 54.0 | 2 | 0.6 | 2.3C |
| 56 | 1992 | 6 | 17 | 13 9 | 52.0 | L | 14.375 | -86.885 | 93.8 | 2 | 0.0 | 2.6C |
| 57 | 1992 | 6 | 17 | 1343 | 14.8 | L | 14.483 | -86.771 | 67.5 | 2 | 0.2 | 2.4C |
| 58 | 1992 | 6 | 17 | 1350 | 34.8 | L | 14.245 | -86.924 | 99.0 | 2 | 0.0 | 2.1C |
| 59 | 1992 | 6 | 17 | 1357 | 19.6 | L | 14.292 | -86.961 | 121.4 | 2 | 0.1 | 2.8C |
| 60 | 1992 | 6 | 17 | 14 5 | 41.3 | L | 14.202 | -86.983 | 106.2 | 2 | 0.1 | 2.3C |
| 61 | 1992 | 6 | 17 | 1423 | 0.3 | L | 13.458 | -87.283 | 43.5 | 3 | 0.3 | 2.2C |

Best Available Document

| | | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 62 | 1992 | 617 | 1428 | 32.6 | L | 14.015 | -87.168 | 119.4 | 2 | 0.2 | 2.3C |
| 63 | 1992 | 617 | 1441 | 15.6 | L | 14.122 | -86.900 | 99.0 | 2 | 0.0 | 2.1C |
| 64 | 1992 | 617 | 1442 | 34.2 | L | 13.212 | -87.801 | 24.1 | 3 | 0.3 | 2.5C |
| 65 | 1992 | 617 | 1450 | 32.9 | L | 14.054 | -86.958 | 102.6 | 2 | 0.0 | 2.8C |
| 66 | 1992 | 617 | 1457 | 8.0 | L | 14.744 | -86.791 | 35.0 | 2 | 0.5 | 2.8C |
| 67 | 1992 | 617 | 1525 | 55.0 | L | 14.672 | -86.805 | 43.9 | 2 | 0.4 | 2.4C |
| 68 | 1992 | 617 | 1534 | 6.6 | L | 14.203 | -86.817 | 99.0 | 2 | 0.0 | 2.4C |
| 69 | 1992 | 617 | 1546 | 31.8 | L | 13.600 | -88.095 | 99.6 | 3 | 0.6 | 0.0C |
| 70 | 1992 | 617 | 1553 | 31.9 | L | 14.563 | -86.848 | 92.1 | 2 | 0.0 | 3.0C |
| 71 | 1992 | 617 | 1633 | 6.5 | L | 14.568 | -86.750 | 45.1 | 2 | 0.3 | 2.0C |
| 72 | 1992 | 617 | 1636 | 57.4 | L | 14.260 | -86.895 | 99.0 | 2 | 0.0 | 2.6C |
| 73 | 1992 | 617 | 1643 | 13.0 | L | 13.223 | -87.816 | 19.1 | 3 | 0.4 | 2.3C |
| 74 | 1992 | 617 | 1648 | 31.9 | L | 14.346 | -86.831 | 99.0 | 2 | 0.0 | 2.7C |
| 75 | 1992 | 617 | 17 5 | 43.1 | L | 14.530 | -86.765 | 68.7 | 2 | 0.1 | 2.2C |
| 76 | 1992 | 617 | 17 6 | 47.0 | L | 13.998 | -87.161 | 123.1 | 3 | 0.4 | 2.4C |
| 77 | 1992 | 617 | 17 6 | 49.0 | R | 14.414 | -86.638 | 49.7 | 2 | 0.3 | 2.3C |
| 78 | 1992 | 617 | 18 8 | 29.7 | L | 14.445 | -86.710 | 66.8 | 2 | 0.2 | 2.7C |
| 79 | 1992 | 617 | 1817 | 12.7 | L | 13.946 | -87.229 | 118.0 | 2 | 0.2 | 1.5C |
| 80 | 1992 | 617 | 1820 | 6.9 | L | 13.795 | -87.241 | 115.0 | 3 | 0.3 | 2.4C |
| 81 | 1992 | 617 | 1851 | 5.5 | L | 14.505 | -86.969 | 99.0 | 2 | 0.0 | 2.3C |
| 82 | 1992 | 617 | 1940 | 14.5 | L | 13.962 | -87.004 | 107.8 | 3 | 0.0 | 2.1C |
| 83 | 1992 | 617 | 1947 | 41.5 | L | 14.275 | -86.849 | 99.0 | 2 | 0.0 | 2.3C |
| 84 | 1992 | 617 | 20 3 | 9.7 | L | 14.289 | -86.905 | 102.1 | 2 | 0.0 | 2.1C |
| 85 | 1992 | 617 | 20 4 | 2.7 | L | 14.280 | -86.842 | 99.0 | 2 | 0.0 | 2.3C |
| 86 | 1992 | 617 | 2020 | 45.5 | L | 14.155 | -86.632 | 124.9 | 2 | 0.1 | 2.4C |
| 87 | 1992 | 617 | 21 3 | 7.3 | L | 14.346 | -87.003 | 145.2 | 3 | 0.0 | 1.8C |
| 88 | 1992 | 617 | 2217 | 54.7 | L | 13.198 | -87.735 | 37.1 | 3 | 0.3 | 2.2C |
| 89 | 1992 | 617 | 2251 | 57.6 | L | 14.415 | -86.625 | 52.7 | 2 | 0.2 | 2.3C |
| 90 | 1992 | 617 | 2257 | 17.4 | L | 14.348 | -86.555 | 99.0 | 2 | 0.0 | 2.3C |
| 91 | 1992 | 617 | 23 7 | 7.5 | L | 14.068 | -87.382 | 121.9 | 2 | 0.2 | 2.0C |
| 92 | 1992 | 617 | 23 9 | 38.5 | L | 14.273 | -87.708 | 98.6 | 2 | 0.0 | 2.2C |
| 93 | 1992 | 618 | 0 7 | 53.5 | L | 13.164 | -87.686 | 13.1 | 3 | 0.2 | 2.5C |
| 94 | 1992 | 618 | 018 | 52.4 | L | 14.221 | -87.619 | 99.0 | 3 | 0.7 | 1.9C |
| 95 | 1992 | 618 | 030 | 19.2 | L | 14.114 | -87.497 | 84.2 | 2 | 0.4 | 2.4C |
| 96 | 1992 | 618 | 034 | 0.2 | L | 14.068 | -87.434 | 67.5 | 2 | 0.1 | 2.7C |
| 97 | 1992 | 618 | 114 | 58.3 | L | 14.028 | -87.373 | 106.3 | 2 | 0.2 | 2.3C |
| 98 | 1992 | 618 | 141 | 24.6 | L | 14.575 | -85.819 | 115.4 | 2 | 0.1 | 2.9C |
| 99 | 1992 | 618 | 227 | 36.5 | L | 14.602 | -86.780 | 49.3 | 2 | 0.6 | 2.5C |
| 100 | 1992 | 618 | 229 | 38.7 | L | 13.677 | -86.912 | 61.6 | 2 | 0.0 | 2.6C |
| 101 | 1992 | 618 | 347 | 54.4 | L | 13.298 | -87.856 | 13.1 | 3 | 0.2 | 2.8C |
| 102 | 1992 | 618 | 425 | 4.2 | L | 13.352 | -88.113 | 15.9 | 3 | 0.3 | 3.2C |
| 103 | 1992 | 618 | 454 | 49.2 | L | 14.873 | -87.010 | 42.2 | 2 | 0.4 | 2.6C |
| 104 | 1992 | 618 | 645 | 7.6 | L | 13.530 | -87.877 | 88.1 | 3 | 0.5 | 2.8C |
| 105 | 1992 | 618 | 730 | 55.0 | L | 14.337 | -86.875 | 99.0 | 2 | 0.0 | 2.9C |
| 106 | 1992 | 618 | 745 | 57.5 | L | 14.809 | -86.986 | 51.6 | 2 | 0.5 | 2.9C |
| 107 | 1992 | 618 | 8 6 | 19.6 | L | 14.671 | -86.773 | 42.9 | 2 | 0.2 | 2.8C |
| 108 | 1992 | 618 | 816 | 22.3 | L | 14.716 | -86.787 | 46.3 | 2 | 0.3 | 3.0C |
| 109 | 1992 | 618 | 1144 | 13.6 | L | 14.768 | -88.317 | 58.1 | 2 | 0.1 | 3.0C |
| 110 | 1992 | 618 | 1311 | 20.4 | L | 14.750 | -87.184 | 63.9 | 2 | 0.5 | 3.1C |
| 111 | 1992 | 618 | 1329 | 49.8 | L | 14.384 | -86.905 | 99.0 | 2 | 0.0 | 2.5C |
| 112 | 1992 | 618 | 1510 | 23.0 | L | 14.294 | -86.915 | 99.0 | 2 | 0.0 | 2.6C |
| 113 | 1992 | 618 | 1523 | 49.1 | L | 14.405 | -87.206 | 102.2 | 2 | 0.0 | 2.6C |
| 114 | 1992 | 618 | 1620 | 29.0 | L | 14.599 | -86.799 | 43.7 | 2 | 0.3 | 2.7C |
| 115 | 1992 | 619 | 142 | 31.6 | L | 13.799 | -87.076 | 99.0 | 2 | 0.2 | 2.2C |
| 116 | 1992 | 619 | 231 | 36.6 | L | 14.475 | -87.037 | 99.0 | 2 | 0.0 | 2.7C |
| 117 | 1992 | 619 | 620 | 20.9 | L | 15.731 | -88.581 | 35.2 | 3 | 0.3 | 3.3C |
| 118 | 1992 | 619 | 713 | 1.8 | L | 14.312 | -86.898 | 99.0 | 2 | 0.0 | 3.0C |
| 119 | 1992 | 619 | 8 4 | 50.4 | L | 14.381 | -86.934 | 99.0 | 2 | 0.0 | 2.5C |
| 120 | 1992 | 619 | 11 8 | 13.6 | L | 14.875 | -86.954 | 36.9 | 2 | 0.4 | 2.5C |
| 121 | 1992 | 619 | 1247 | 23.0 | L | 14.541 | -87.055 | 99.0 | 2 | 0.0 | 2.4C |
| 122 | 1992 | 619 | 1419 | 57.5 | L | 14.687 | -86.808 | 38.3 | 2 | 0.4 | 2.7C |
| 123 | 1992 | 619 | 1554 | 18.2 | L | 14.408 | -86.884 | 99.0 | 2 | 0.0 | 2.9C |
| 124 | 1992 | 619 | 1555 | 39.8 | L | 14.177 | -87.210 | 126.2 | 2 | 0.2 | 2.5C |
| 125 | 1992 | 619 | 16 8 | 43.6 | L | 14.768 | -86.572 | 99.0 | 2 | 0.0 | 2.9C |
| 126 | 1992 | 619 | 1613 | 37.2 | L | 14.351 | -86.781 | 99.0 | 2 | 0.0 | 3.0C |
| 127 | 1992 | 619 | 1834 | 20.7 | L | 14.315 | -86.896 | 99.0 | 2 | 0.0 | 2.5C |

Best Available Document

| | | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 128 | 1992 | 619 | 1837 | 54.8 | L | 13.249 | -87.896 | 35.2 | 3 | 0.4 | 2.8C |
| 129 | 1992 | 619 | 2025 | 36.1 | L | 16.308 | -86.806 | 96.2 | 2 | 0.0 | 3.7C |
| 130 | 1992 | 620 | 352 | 40.7 | L | 13.510 | -88.047 | 99.0 | 3 | 0.8 | 2.9C |
| 131 | 1992 | 620 | 432 | 43.8 | L | 13.890 | -87.484 | 55.9 | 3 | 0.4 | 2.8C |
| 132 | 1992 | 620 | 440 | 30.8 | L | 14.664 | -86.773 | 49.6 | 2 | 0.2 | 2.6C |
| 133 | 1992 | 620 | 1330 | 55.0 | L | 16.786 | -84.006 | 99.0 | 2 | 0.5 | 4.4C |
| 134 | 1992 | 620 | 1544 | 42.5 | L | 15.052 | -86.936 | 63.0 | 2 | 0.1 | 2.8C |
| 135 | 1992 | 620 | 1839 | 59.5 | L | 13.764 | -87.035 | 97.9 | 2 | 0.0 | 2.6C |
| 136 | 1992 | 620 | 1925 | 56.5 | L | 12.952 | -87.845 | 152.5 | 3 | 0.0 | 3.2C |
| 137 | 1992 | 620 | 2031 | 12.6 | L | 14.528 | -86.980 | 93.3 | 2 | 0.0 | 2.8C |
| 138 | 1992 | 620 | 2329 | 18.7 | L | 14.651 | -86.730 | 48.1 | 2 | 0.3 | 3.0C |
| 139 | 1992 | 620 | 2342 | 46.6 | L | 14.410 | -87.033 | 99.1 | 3 | 0.2 | 2.5C |
| 140 | 1992 | 620 | 2356 | 21.0 | L | 14.386 | -86.903 | 99.0 | 2 | 0.0 | 2.7C |
| 141 | 1992 | 621 | 116 | 29.6 | L | 16.142 | -88.592 | 99.0 | 2 | 0.5 | 3.8C |
| 142 | 1992 | 621 | 122 | 35.5 | L | 16.639 | -87.213 | 51.5 | 3 | 0.3 | 3.7C |
| 143 | 1992 | 621 | 157 | 28.0 | L | 15.536 | -88.567 | 76.2 | 3 | 0.4 | 3.5C |
| 144 | 1992 | 621 | 350 | 43.3 | L | 13.277 | -88.043 | 176.1 | 3 | 0.7 | 2.9C |
| 145 | 1992 | 621 | 454 | 46.5 | L | 13.227 | -87.849 | 35.2 | 3 | 0.3 | 3.1C |
| 146 | 1992 | 621 | 459 | 1.2 | L | 14.318 | -86.889 | 99.0 | 2 | 0.0 | 2.3C |
| 147 | 1992 | 621 | 555 | 27.8 | L | 15.354 | -88.976 | 99.0 | 3 | 0.5 | 3.6C |
| 148 | 1992 | 621 | 8 4 | 17.2 | L | 14.206 | -87.182 | 24.7 | 3 | 0.7 | 1.7C |
| 149 | 1992 | 621 | 1316 | 28.2 | L | 14.347 | -86.866 | 99.0 | 2 | 0.0 | 2.8C |
| 150 | 1992 | 621 | 1734 | 4.8 | L | 14.259 | -86.876 | 99.0 | 2 | 0.0 | 2.8C |
| 151 | 1992 | 621 | 2312 | 40.4 | L | 14.696 | -86.804 | 34.9 | 2 | 0.3 | 2.7C |
| 152 | 1992 | 622 | 531 | 23.6 | L | 15.120 | -87.087 | 55.8 | 2 | 0.3 | 2.6C |
| 153 | 1992 | 622 | 1545 | 23.7 | L | 15.476 | -87.684 | 99.0 | 2 | 0.0 | 3.3C |
| 154 | 1992 | 622 | 1856 | 42.2 | L | 14.686 | -86.779 | 43.5 | 2 | 0.3 | 2.7C |
| 155 | 1992 | 622 | 1955 | 48.7 | L | 12.310 | -85.330 | 99.0 | 2 | 0.3 | 2.5C |
| 156 | 1992 | 623 | 133 | 3.8 | L | 15.050 | -87.428 | 99.0 | 2 | 0.0 | 3.2C |
| 157 | 1992 | 623 | 147 | 40.2 | L | 14.742 | -86.452 | 99.0 | 2 | 0.0 | 3.3C |
| 158 | 1992 | 623 | 257 | 47.8 | L | 14.794 | -86.540 | 92.3 | 2 | 0.1 | 3.3C |
| 159 | 1992 | 623 | 418 | 22.6 | L | 14.245 | -87.669 | 99.0 | 2 | 0.2 | 0.0C |
| 160 | 1992 | 623 | 419 | 53.9 | L | 12.928 | -87.742 | 84.8 | 3 | 0.0 | 3.2C |
| 161 | 1992 | 623 | 1146 | 58.2 | L | 13.583 | -84.995 | 66.4 | 3 | 0.3 | 3.6C |
| 162 | 1992 | 623 | 1611 | 50.9 | L | 15.323 | -86.402 | 46.8 | 2 | 0.3 | 3.2C |
| 163 | 1992 | 624 | 826 | 32.6 | L | 14.317 | -87.628 | 29.3 | 3 | 0.0 | 2.9C |
| 164 | 1992 | 624 | 834 | 23.3 | L | 13.982 | -87.320 | 40.7 | 2 | 0.0 | 1.8C |
| 165 | 1992 | 624 | 859 | 23.8 | L | 13.800 | -88.435 | 49.3 | 3 | 0.5 | 3.3C |
| 166 | 1992 | 624 | 1317 | 40.1 | L | 13.688 | -86.926 | 59.7 | 2 | 0.7 | 2.3C |
| 167 | 1992 | 625 | 249 | 34.9 | L | 13.111 | -89.094 | 35.0 | 3 | 0.0 | 3.5C |
| 168 | 1992 | 625 | 1230 | 18.9 | L | 14.646 | -86.829 | 57.9 | 2 | 0.2 | 2.7C |
| 169 | 1992 | 625 | 1435 | 27.4 | L | 14.754 | -87.706 | 99.0 | 2 | 0.0 | 3.2C |
| 170 | 1992 | 626 | 5 6 | 21.4 | L | 14.109 | -87.472 | 112.3 | 2 | 0.2 | 2.6C |
| 171 | 1992 | 626 | 537 | 26.4 | L | 13.227 | -87.970 | 36.2 | 3 | 0.1 | 3.2C |
| 172 | 1992 | 626 | 8 7 | 12.0 | L | 13.726 | -87.852 | 87.1 | 3 | 0.7 | 3.1C |
| 173 | 1992 | 626 | 1053 | 25.0 | L | 13.313 | -87.594 | 93.0 | 3 | 0.0 | 3.0C |
| 174 | 1992 | 626 | 2139 | 0.7 | L | 15.647 | -87.694 | 96.1 | 2 | 0.6 | 3.2C |
| 175 | 1992 | 627 | 426 | 3.0 | L | 15.155 | -87.138 | 47.9 | 2 | 0.5 | 3.4C |
| 176 | 1992 | 627 | 6 2 | 1.4 | L | 14.419 | -87.865 | 50.4 | 2 | 0.1 | 3.2C |
| 177 | 1992 | 627 | 1418 | 2.4 | L | 14.993 | -86.865 | 53.0 | 2 | 0.2 | 3.3C |
| 178 | 1992 | 627 | 1544 | 27.2 | L | 13.575 | -87.275 | 81.0 | 2 | 0.3 | 2.5C |
| 179 | 1992 | 627 | 1723 | 54.6 | L | 13.489 | -87.245 | 99.0 | 3 | 0.0 | 3.0C |
| 180 | 1992 | 628 | 252 | 20.5 | L | 15.196 | -88.967 | 35.2 | 2 | 0.3 | 3.4C |
| 181 | 1992 | 629 | 225 | 25.5 | L | 12.960 | -87.614 | 35.1 | 3 | 0.1 | 3.2C |
| 182 | 1992 | 629 | 6 2 | 14.7 | L | 13.637 | -87.625 | 145.0 | 3 | 0.0 | 3.0C |
| 183 | 1992 | 629 | 6 7 | 21.1 | L | 13.190 | -87.718 | 99.0 | 3 | 0.0 | 3.2C |
| 184 | 1992 | 630 | 1742 | 4.8 | L | 15.863 | -86.479 | 99.0 | 2 | 0.0 | 3.5C |

Best Available Document

Tabla 3

SISMICIDAD JULIO 01-31, 1992 (RED SISMOLOGICA UNAH)

| | | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 1992 | 7 | 1 | 558 | 6.4 | L | 16.344 | -88.248 | 99.0 | 3 | 0.6 | 3.8C |
| 2 | 1992 | 7 | 1 | 7 8 | 56.2 | L | 15.988 | -88.876 | 99.0 | 2 | 0.3 | 3.8C |
| 3 | 1992 | 7 | 2 | 118 | 44.2 | L | 15.760 | -89.633 | 35.3 | 3 | 0.3 | 4.0C |
| 4 | 1992 | 7 | 2 | 230 | 30.3 | L | 15.642 | -86.742 | 41.6 | 2 | 0.2 | 3.1C |
| 5 | 1992 | 7 | 2 | 1536 | 50.8 | L | 16.680 | -88.078 | 99.0 | 2 | 0.8 | 3.9C |
| 6 | 1992 | 7 | 2 | 1831 | 55.3 | L | 16.355 | -88.741 | 99.0 | 2 | 0.6 | 3.9C |
| 7 | 1992 | 7 | 3 | 1423 | 17.0 | L | 14.174 | -87.217 | 19.9 | 3 | 0.0 | 2.4C |
| 8 | 1992 | 7 | 3 | 1623 | 46.7 | L | 15.677 | -89.626 | 99.0 | 2 | 0.2 | 3.9C |
| 9 | 1992 | 7 | 3 | 1958 | 48.3 | R | 16.432 | -88.863 | 159.0 | 2 | 0.0 | 3.9C |
| 10 | 1992 | 7 | 4 | 1 5 | 51.4 | L | 14.783 | -86.042 | 99.0 | 2 | 0.0 | 3.3C |
| 11 | 1992 | 7 | 4 | 858 | 54.6 | L | 14.140 | -87.978 | 95.8 | 3 | 0.2 | 2.6C |
| 12 | 1992 | 7 | 4 | 1458 | 50.2 | L | 16.370 | -88.283 | 99.0 | 2 | 0.3 | 3.9C |
| 13 | 1992 | 7 | 4 | 1752 | 26.0 | L | 16.382 | -88.378 | 99.0 | 2 | 0.3 | 3.8C |
| 14 | 1992 | 7 | 5 | 135 | 17.9 | L | 15.257 | -86.020 | 99.0 | 2 | 0.0 | 3.4C |
| 15 | 1992 | 7 | 5 | 512 | 16.5 | L | 14.977 | -84.624 | 99.0 | 2 | 0.0 | 3.9C |
| 16 | 1992 | 7 | 5 | 1334 | 21.0 | R | 14.094 | -87.301 | 64.8 | 2 | 0.0 | 2.6C |
| 17 | 1992 | 7 | 5 | 1553 | 24.4 | L | 15.200 | -88.746 | 99.0 | 2 | 0.1 | 3.3C |
| 18 | 1992 | 7 | 7 | 032 | 50.0 | L | 14.794 | -88.322 | 79.0 | 2 | 0.2 | 3.3C |
| 19 | 1992 | 7 | 7 | 032 | 50.0 | R | 14.794 | -88.322 | 79.0 | 2 | 0.2 | 3.3C |
| 20 | 1992 | 7 | 7 | 133 | 18.4 | L | 14.203 | -86.081 | 35.2 | 3 | 0.3 | 3.1C |
| 21 | 1992 | 7 | 7 | 357 | 19.6 | L | 13.825 | -88.078 | 99.0 | 3 | 0.0 | 2.6C |
| 22 | 1992 | 7 | 8 | 929 | 24.8 | L | 13.863 | -87.633 | 37.9 | 3 | 0.5 | 2.9C |
| 23 | 1992 | 7 | 8 | 1248 | 3.4 | L | 15.528 | -87.270 | 99.0 | 2 | 0.0 | 3.4C |
| 24 | 1992 | 7 | 8 | 1753 | 31.2 | L | 14.712 | -88.311 | 99.0 | 2 | 0.5 | 3.0C |
| 25 | 1992 | 7 | 8 | 2027 | 21.6 | L | 14.832 | -86.875 | 35.2 | 2 | 0.4 | 2.7C |
| 26 | 1992 | 7 | 10 | 453 | 29.6 | L | 12.213 | -88.207 | 99.0 | 3 | 0.3 | 3.4C |
| 27 | 1992 | 7 | 12 | 1433 | 15.5 | L | 14.891 | -86.131 | 99.0 | 2 | 0.0 | 2.9C |
| 28 | 1992 | 7 | 13 | 848 | 54.9 | L | 15.511 | -86.734 | 51.9 | 2 | 0.3 | 3.1C |
| 29 | 1992 | 7 | 13 | 1957 | 18.2 | L | 14.925 | -88.026 | 94.5 | 2 | 0.6 | 2.5C |
| 30 | 1992 | 7 | 13 | 2326 | 37.3 | L | 14.460 | -87.960 | 99.0 | 2 | 0.8 | 2.6C |
| 31 | 1992 | 7 | 14 | 0 2 | 47.8 | L | 14.002 | -87.332 | 7.4 | 3 | 0.0 | 2.8C |
| 32 | 1992 | 7 | 14 | 742 | 28.2 | L | 14.906 | -85.259 | 99.0 | 2 | 0.0 | 3.8C |
| 33 | 1992 | 7 | 15 | 544 | 31.1 | L | 14.823 | -87.126 | 99.0 | 2 | 0.0 | 2.4C |
| 34 | 1992 | 7 | 15 | 855 | 1.1 | L | 13.403 | -88.346 | 47.8 | 3 | 0.1 | 3.3C |
| 35 | 1992 | 7 | 15 | 927 | 29.4 | L | 14.165 | -88.765 | 99.0 | 3 | 0.7 | 3.1C |
| 36 | 1992 | 7 | 15 | 1324 | 19.3 | L | 14.079 | -87.793 | 7.6 | 3 | 0.1 | 2.2C |
| 37 | 1992 | 7 | 15 | 2016 | 21.5 | L | 14.241 | -87.668 | 62.4 | 2 | 0.6 | 3.0C |
| 38 | 1992 | 7 | 16 | 19 1 | 22.7 | L | 15.993 | -87.116 | 99.0 | 2 | 0.0 | 3.5C |
| 39 | 1992 | 7 | 16 | 19 1 | 23.0 | R | 15.887 | -86.762 | 99.0 | 2 | 0.0 | 3.6C |
| 40 | 1992 | 7 | 17 | 619 | 43.8 | L | 14.180 | -87.582 | 99.0 | 2 | 0.0 | 3.2C |
| 41 | 1992 | 7 | 17 | 2043 | 36.5 | L | 15.582 | -87.398 | 99.0 | 2 | 0.0 | 3.5C |
| 42 | 1992 | 7 | 19 | 1945 | 27.7 | L | 15.312 | -86.713 | 77.1 | 2 | 0.1 | 3.0C |
| 43 | 1992 | 7 | 22 | 2354 | 14.8 | L | 14.344 | -86.951 | 99.0 | 2 | 0.0 | 2.8C |
| 44 | 1992 | 7 | 23 | 645 | 31.2 | L | 12.635 | -88.006 | 125.8 | 3 | 0.0 | 3.5C |
| 45 | 1992 | 7 | 23 | 645 | 39.4 | R | 13.197 | -87.735 | 108.7 | 3 | 0.0 | 3.1C |
| 46 | 1992 | 7 | 23 | 824 | 58.8 | L | 13.213 | -88.822 | 99.0 | 3 | 0.3 | 3.5C |
| 47 | 1992 | 7 | 23 | 824 | 58.6 | R | 13.744 | -88.558 | 165.9 | 3 | 0.3 | 3.2C |
| 48 | 1992 | 7 | 24 | 721 | 38.5 | L | 13.385 | -86.61[illegible] | 47.6 | 2 | 0.1 | 2.8C |
| 49 | 1992 | 7 | 24 | 2240 | 19.5 | L | 15.611 | -86.642 | 99.0 | 2 | 0.0 | 3.4C |
| 50 | 1992 | 7 | 29 | 1858 | 55.4 | L | 13.323 | -87.883 | 62.6 | 3 | 0.2 | 2.7C |
| 51 | 1992 | 7 | 30 | 1315 | 54.8 | L | 14.026 | -86.083 | 64.3 | 3 | 0.5 | 2.8C |
| 52 | 1992 | 7 | 30 | 1716 | 40.5 | L | 14.444 | -87.755 | 99.0 | 2 | 0.0 | 2.5C |
| 53 | 1992 | 7 | 30 | 1718 | 8.0 | L | 14.647 | -88.148 | 26.1 | 2 | 0.0 | 2.5C |
| 54 | 1992 | 7 | 30 | 1729 | 29.8 | L | 13.331 | -87.965 | 79.3 | 3 | 0.5 | 2.7C |
| 55 | 1992 | 7 | 31 | 022 | 53.6 | L | 14.652 | -88.175 | 13.3 | 2 | 0.2 | 2.5C |

Best Available Document

Ministerio de Construcción y Transporte
*Instituto Nicaragüense de Estudios Territoriales*

MINISTERIO DE CONTRUCCION Y TRANSPORTE

INSTITUTO NICARAGÜENSE DE ESTUDIOS TERRITORIALES

# ANTECEDENTES : AMENAZA SISMICA, NICARAGUA

FABIO SEGURA MOJICA, MSc.

MARZO, 1993.

Teléfonos: 44739 41890 Fax: 41890 Telex 1084 INETER M. Apartado: 2110 Managua, Nicaragua

Ministerio de Construcción y Transporte
*Instituto Nicaragüense de Estudios Territoriales*

# INDICE

TECTONICA DE PLACAS

GENERALIDADES TECTONICAS DE NICARAGUA

SISMICIDAD HISTORICA

AMENAZA SISMICA

Teléfonos: 44739 41890 Fax: 41890 Telex 1084 INETER M. Apartado: 2110 Managua, Nicaragua

Ministerio de Construcción y Transporte
*Instituto Nicaragüense de Estudios Territoriales*

# TECTONICA DE PLACAS

En esencia, la teoría de la tectónica de placas propone un modelo cinemático según el cual la litósfera está compuesta por un número relativamente reducido de placas que están en continuo movimiento unas con respecto a otras, y en cuyos límites se localiza la mayor parte de la actividad sísmica, tectónica y magmática existente en el planeta.

La importancia de esta nueva teoría estriba en que, gracias a ella, los geólogos cuentan por primera vez con un esquema global en el que pueden integrarse y ser explicados diferentes hechos geológicos que se habían establecido previamente de forma aislada; dicho esquema sirve a su vez de base para realizar determinaciones cuantitativas y predicciones tanto Geofísicas como Geológicas.

Todos los autores que han historiado el desarrollo de la teoría de la tectónica de placas están de acuerdo en aceptar que su nacimiento debe de situarse entre 1912 y 1915, cuando Wegener propuso la hipótesis de la deriva continental.

En realidad, la idea de la Corteza Terrestre, flotando y moviéndose sobre una zona interior fundida, era relativamente familiar a mediados del siglo XIX, puesto que ya en 1858 Snider suponia que, al enfriarse la masa terrestre en fusión, los continentes quedaron agrupados constituyendo un único bloque. Sin embargo, el desplazamiento de los continentes sólo fue objeto de apasionada discusión después de los trabajos de Taylor (1910) y sobre todo de Wegener (1912, 1929).

Wegener, se fundamentó en argumentos Geofísicos (la distribución de las elevaciones de la superficie de la Tierra, la compensación isostática), geológicos (la similitud no sólo morfológica de las costas situadas a ambos lados del Atlántico), Biológicos (la identidad o semejanza de la Flora y la Fauna entre los distintos Continentes) y Paleoclimáticos (la distribución de los depósitos glaciares del Carbonífero y Pérmico en América del Sur, Sudáfrica, India y Australia). Sugirió que durante el Paleozoico Superior existió una última masa continental (PANGEA) que comenzó a dividirse durante el Jurásico, alejándose unos fragmentos de otros.

Los citados argumentos geológicos, biológicos y Paleoclimáticos de Wegener han sido en gran parte modificados y ampliados en la actualidad, por un sin número de investigadores.

Teléfonos: 44739 41890 Fax: 41890 Telex 1084 INETER M. Apartado: 2110 Managua, Nicaragua

Ministerio de Construcción y Transporte
*Instituto Nicaragüense de Estudios Territoriales*

# GENERALIDADES TECTONICAS DE NICARAGUA

Nicaragua se ubica en la margen occidental de la placa Caribe, la cual es subducida por la placa Coco a través de la Fosa Mesoamericana, en un modelo tectónico denominado de Arco de Islas (Condie, 1982; Drumond, 1986).

Por sus características tectónicas y geoestructurales, Nicaragua se divide en cinco grandes Provincias (Fig. 1):

## 1) Provincia del Pacífico

Constituida por rocas sedimentarias del Cretásico Superior al reciente, con espesores de hasta 8000 m (Kuang, 1971). Las principales estructuras son pliegues anticlinales y sinclinales, con ejes de rumbo NO-SE acompañados por fallamiento normal y algunas pequeñas fallas de empuje (Cruden, 1989; Darce et al., 1990). El mayor componente del régimen de esfuerzo ha sido de tipo compresional.

## 2) Depresión Nicaragüense

Es una depresión tectónica tipo graben de más de 300 Km de extensión en sentido NO-SE y de 70 Km de ancho, constituida por rocas volcánicas recientes de aproximadamente 2000 m de espesor, en su parte media se emplaza la cadena volcánica activa de Nicaragua (McBirney and Williams; Darce, 1985). Los límites de la depresión son fallas normales, de las cuales la Norte es la que presenta expresión geomorfológica más clara. Existen fallas normales en el área de Managua que conforman otro pequeño graben (Intergraben o Graben de Managua) con fallamiento geológico y estructuras volcánicas activas en dirección preferencial N-S y NE-SO, que incrementan la amenaza potencial sísmica y volcánico. Evidentemente las estructuras de esta provincia se han originado por esfuerzos de tipo extensional.

## 3) Provincia Central de Nicaragua

Constituida por flujos volcánicos Terciarios de tipo bimodal, con espesores aproximados de 2000 m (Garayar, 1972; Darce, 1989). Existen páleoestructuras circulares del tipo Arcos Volcánicos (Lilljquist and Hodgson, 1983), pequeños grábenes en dirección N-S y el graben de Iyás (Fig. 2) en dirección NE-SO (Darce y Natarov, 1990). El vulcanismo Terciario de esta región es el que ha alojado los principales yacimientos de oro epitermal que tiene Nicaragua con vulcanismo calcoalçalino (Nyström et al., 1988).

## 4) Provincia del Norte de Nicaragua

Constituida por rocas metamórficas de bajo grado (esquistos,

Teléfonos: 44739 41890 Fax: 41890 Telex 1084 INETER M. Apartado: 2110 Managua, Nicaragua

Constituida por rocas metamórficas de bajo grado (esquistos, filitas) y grandes intrusiones ácidas, es el Basamento Preterciario del país y se correlaciona con el Basamento Cristalino de América Central Nuclear (Dengo, 1985; Sundblad, 1981). Este basamento presenta al menos dos períodos de deformación tectónica (Darce, 1977), existen estructuras de empuje de bajo ángulo (Engel, 1962).

5) Provincia de la Planicie Costera del Atlántico

Conformada por aluvionales procedentes de la erosión de las Montañas Centrales de Nicaragua; se conocen pocos cuerpos intrusivos.
A nivel regional, también se puede detectar una importante estructura de transcurrencia con orientación E-O, como es el Escarpe de Hess, que recientemente ha sido corroborado por descubrimiento de corteza oceánica en la cuenca del Río San Juan, correlacionable con el Complejo Ofiolítico de Nicoya en Costa Rica (Darce et al., 1992).

En la parte NE de Nicaragua (Siuna Rosita) se ha detectado la presencia de complejos ultrabásicos serpentiníticos, asociados a estructuras regionales NE-SO, no muy bien conocidas hasta hoy.

## SISMICIDAD Y TECTONICA

Cuadro Tectónico Regional (Centro América)

La posibilidad de ocurrencia de eventos telúricos de gran magnitud es siempre alta para algunas regiones del mundo. Particularmente vulnerable, a este tipo de fenómenos naturales, es la América Central, zona caracterizada por una posición tectónica desfavorable. Efectivamente, el Istmo Centroamericano se encuentra al borde del Cinturón Sísmico que rodea al Océano Pacífico, por lo que está sujeto a los movimientos telúricos derivados de la subducción de la placa de Coco bajo su superficie.

De manera general, se afirma que los terremotos destructores que han sucedidos en centroamérica se encuentran esencialmente asociados al movimiento relativo que han tenido dichas placas respecto a las vecinas.

Rasgos Prominentes Asociados a la Interacción de Placas

Modernamente se afirma que deben esperarse terremotos a causa del constante reajuste geológico de nuestro planeta. El primer paso hacia la comprensión de este punto de vista moderno es la apreciación de la estrecha relación entre regiones del mundo que son más propensas a terremotos y aquellas geológicamente nuevas y activas. Debido a que la mayoría de los terremotos ocurren cerca de

Teléfonos: 44739 41890 Fax: 41890 Telex 1084 INETER M. Apartado: 2110 Managua, Nicaragua

las Fosas Océanicas, las Montañas y los Valles, también son las causas fundamentales de grandes terremotos.

La fragmentación de la litósfera en grandes placas para toda la tierra está sólidamente apoyada por los datos sísmicos (Scheidegger A. E. 1968; Escorza C. M. y A. G. Ubanell). En especial para Centro América la interpretación de mecanismos focales indican el movimiento relativo de las placas de Cocos y Caribe. Aún más, ha quedado demostrado que la placa de Cocos al colisionar con la placa Caribe desciende hacia la Astenósfera, o en lenguaje sismológico, se subduce (Molnar y Sykes, 1969; Isacks y Molnar 1971).

Las relaciones tectónicas, claramente definidas, se ilustran en Fig. 3.

El aspecto tectónico activo, prominente y conspicuo de Centro América es la cadena volcánica que se extiende desde el Tacaná en Guatemala hasta el Irazú en Costa Rica; algunos autores asocian vacíos sísmicos en la zona Wadatti Benioff con zonas de fusión que alimentan los volcanes (Hanus y Vanek, 1978).

En base a la estructura volcánica se ha construido la interpretación de la tectónica cuaternaria de la región. Stoiber y Carr (1974), por ejemplo, interpretan las discontinuidades de la cadena volcánica como fragmentación de la placa Coco cuando penetra bajo Centro América. Tales estructuras reflejan, en superficie, subáreas cuyos límites se caracterizan por fallamiento transversal al lineamiento volcánico, y concentración de temblores superficiales.

Si bien uno de los rasgos prominentes fisiográficos para Nicaragua es el graben que contiene los lagos y la cadena volcánica cuaternaria bordeado por dos fracturas mayores que van de la frontera hondureña hasta la costarricense no dejan de ser importantes las fracturas transversales por ocasionar temblores superficiales que por su proximidad a los centros poblacionales resultan dañinos a pesar de su moderada magnitud (del orden de 6.0).

# SISMICIDAD HISTORICA

En lo que sigue se introduce al lector en las experiencias vividas por nuestros ancestros cuando; no existían instrumentos sencibles que registraran las sacudidas, que experimentaba el suelo, de tal modo, que hay que tener presente que la información vertida proviene de narraciones no profesionales que no tenían más propósito que destacar la sosobra, el pánico y la destrucción que los sismos consignados provocaron en ocasión de su ocurrencia. Cabe también destacar que la sismicidad que se describe es la de eventos

eléfonos: 44739 41890 Fax: 41890 Telex 1084 INETER M. Apartado: 2110 Managua, Nicaragua

importantes capaces de impactar severamente en la base domiciliar de aquellos moradores poscolombinos, tal que, sólo se hace referencia a los "grandes sismos".

Desde la época colonial se ha logrado recopilar información sobre la actividad sísmica en Nicaragua, pero no es sino hasta el presente siglo, y especialmente a partir del año 1975, que se han logrado obtener datos instrumentales de baja magnitud para realizar apreciaciones cuantativas de sitios de ocurrencia, inferencia de fallas que subyacen deposiciones volcánicas, medida relativa de los eventos, definición de fuentes sísmicas. La instalación en el país, de instrumental técnico ha hecho posible la localización de epicentros de terremotos con gran precisión, de sus radios de acción, de sus mecanismos de ruptura, etc.

A continuación se reseñan los eventos históricos más prominentes :

En el año 1528, un terremoto destruyó las frágiles construcciones de León Viejo (en la base del volcán Momotombo).

En 1610 esta misma ciudad fue destruida por un fuerte terremoto siendo afectada también por la erupción del volcán Momotombo, ésto obligó a sus habitantes a trasladarla al lugar donde actualmente se encuentra (Leeds, D. J. 1973-1974; Historia de León Viejo).

En 1648, un fuerte terremoto causó serios daños en los edificios de León provocando también algunos muertos y muchos heridos (Kuang, J. 1973 a.b).

En el año 1663 un terremoto destruyó por completo la ciudad de León. En Granada fue sentido con mucha violencia. Afectó el cauce del río San Juan dejándolo innavegable (Leeds, D. J. 1973-1974).

En Marzo de 1772, un fuerte terremoto estremeció gran parte de Nicaragua principalmente Masaya, Granada y Managua (Sapper, C., 1967).

En Mayo de 1844, un potente sismo destruyó la ciudad de Rivas; causó daños en San Juan del Norte; alteró el nivel de las aguas del río Tipitapa y del Lago de Nicaragua y causó daños en el cauce del río San Juan (Sapper, C., 1967).

En 1853, precediendo a una espantosa detonación del volcán Santiago, las aguas de la laguna de Masaya y pozos cercanos, lo mismo que las aguas de Tiscapa se agitaron violentamente sin que el suelo se moviese lo menos (periódico La Tertulia, Masaya Noviembre, 17, de 1877).

En 1865, se dan fuertes sismos en el occidente del país. Los sismos fueron sentidos principalmente en León, Masaya y Granada.

experimentaron cambios en la topografía del río Tipitapa (Sapper, C., 1967).

En el mes de Octubre de 1865 se sintieron sismos en toda Nicaragua. La catedral de León se fracturó en muchos lugares, lo mismo que la casa de Gobierno, el Seminario y otros edificios; la Catedral y Mercado San Miguel de Managua sufrieron daños; en Chinandega fueron dañadas casi todas las edificaciones. Este mismo evento fue sentido en una embarcación en la costa del Pacífico, igualmente se sintió en San José de Costa Rica (Leeds, D. J., 1973-1974).

En Abril de 1898, un fuerte terremoto se dejó sentir desde el lago de Nicaragua hasta el Golfo de Fonseca y parte del territorio salvadoreño. Produjo muchos daños en León especialmente en la catedral; en Managua se reportaron daños de consideración y la caída de una esfera de piedra de 3 varas de circunferencia en la catedral; en Chinandega provocó la destrucción de varias casas particulares; echó por tierra la antigua iglesia de Guadalupe, parte de la iglesia parroquial de Santa Ana y edificaciones escolares (Periódico La Prensa, Mayo de 1955).

El siglo 19 ha sido un período en el que los daños se han visto remarcados quizá no por la violencia de los terremotos sino por la proliferación de poblados y especialmente por su ubicación en lugares desafortunados :

En el año de 1919 se desató una violenta actividad sísmica a partir del 19 de Marzo hasta el 12 de Diciembre. Esta intensa actividad telúrica provocó mayores daños el día 29 de Junio, en León por ejemplo, debido a lo fuerte del movimiento las campanas de la iglesia de Zaragoza repicaron y una torre de la misma se desplomó. Se vió moverse la masa enorme de la vieja Basílica. En Corinto se produjeron hundimientos y grietas en el terreno y el mar rugió espantosamente. Personas en las calles perdían el equilibrio. Un árbol de coco cayó sobre una casa; en Managua se sintió muy fuerte, causó gran alarma, se produjeron rajaduras en las paredes de los edificios y el tráfico de vehículos fue paralizado; en Chinandega y Chichigalpa sufrieron mucho daño la parroquia, otros edificios y las viejas casas de adobe; en Granada, Diriomo, Diriá, Masaya y Catarina el sismo causó gran alarma; en Ocotal y otras poblaciones de Las Segovias los sismos fueron excesivamente fuertes. Estos movimientos telúricos también se sintieron en Carazo, San Juan del Sur, Matagalpa, Jinotega y Tecolostote (Periódicos El Correo, El Cronista, El Comercio 1919).

En 1926, el 5 de Noviembre , en las primeras horas de la mañana y durante casi un minuto, en Managua y la mayor parte de Nicaragua se produjo un intenso movimiento sísmico provocando numerosos muertos y heridos y calculando los daños materiales en cuatro millones de dólares. Los pobres daños se causaron en León

donde el 20% de sus edificios sufrieron desperfectos y muchos de ellos quedaron completamente en ruinas. Se desplomaron las altas torres de la vieja Catedral y todos sus muros se resquebrajaron; en Managua quedaron dañados el 50% de sus edificios, entre ellos el Palacio Nacional y la Catedral. A las primeras señales del terremoto la gente abandonó sus casas permaneciendo en las calles durante varias horas (Diario de La Marina, Cuba Nov. de 1926).

El 31 de Marzo de 1931, violentos estremecimientos del suelo destruyen la ciudad de Managua produciendo muchos muertos y heridos. Se rompieron cañerías de agua y se produjeron grietas en el suelo. Este movimiento sísmico fue sentido en Granada, Rivas, San Carlos y en una extensa área del occidente del país (Periódico La Prensa 1973., Laeds, D. J. 1970 1974).

En Abril y Mayo de 1938, una serie de sismos causó grandes daños en las poblaciones del occidente. Por causa de estos sismos algunas personas fueron lanzadas hacia arriba hasta una altura mayor de un metro. Un total de 18 casas-haciendas fueron destruidas y las fuentes que les suministraban agua fueron aterradas. Los caminos quedaron intransitables y los habitantes abandonaron sus viviendas destruidas. La iglesia del Laborío en León se rajó y desplomó considerablemente. Muchas casas se desplomaron, algunas se agrietaron y otras cayeron. En Telica también cayeron muchas casas y se hundió el prebisterio de la Iglesia. Estos sismos se sintieron también en ciudades y municipios de la zona norte del país. Los que se sintieron el 11 de Mayo provocaron la rajadura de la pared oriental del segundo piso del Banco Nacional de Nicaragua, el ascensor que en ese momento funcionaba detuvo su marcha. Sufrieron rajaduras los edificios del Ministerio de Gobernación, Juzgado de lo Criminal del Distrito y el edificio del Distrito Nacional entre otros. Produjo derrumbes entre Managua y Miraflores (Periódico La Prensa Abril-Mayo 1938).

En el año de 1950, en Julio: hubo erupción volcánica del Telica, temblores en León, Chinandega y Managua.

En Diciembre de 1950 se sintieron fuertes temblores en Chinandega, erupción del Cerro Negro, Telica y Santiago. La Costa del Pacífico desde Corinto hasta Nagarote es sacudida por fuertes temblores (La Prensa 1950).

El año de 1951 es también de marcada actividad sísmica, en Julio: por causa de un fuerte sismo se abrió una zanja de considerables dimensiones a través del cementerio de la ciudad de Granada provocando la destrucción parcial de muchos mausoleos, el resquebrajamiento de la capilla del cementerio y el desentierro de algunos muertos. Este mismo fue sentido en otras partes del país. En el mes de Agosto: erupción de los volcanes Cosigüina y Telica, fuertes temblores en occidente provocan la caída de algunas casas en Chinandega. Se sienten fuertes sismos en León, Somotillo,

Teléfonos: 44739 41890 Fax: 41890 Telex 1084 INETER M. Apartado: 2110 Managua, Nicaragua

Best Available Document

Ministerio de Construcción y Transporte
*Instituto Nicaragüense de Estudios Territoriales*

Estelí, Cabaña, Matagalpa, El Paraíso (Honduras), Jinotega, Nueva Segovia, Managua y en El Salvador. Erupción volcánica en El Concepción estremece violentamente la Isla de Omotepe (Periódico La Prensa 1951).

En 1952, entra en violenta erupción el volcán El Hoyo afectando La Paz Centro y poblaciones cercanas mientras el volcán Concepción deja oír claramente sus retumbos en los departamentos de Granada y Masaya (Periódico La Prensa 1952).

En 1953 y durante todo ese año, los departamentos del norte del país fueron sacudidos por violentos movimientos sísmicos los cuales provocaron la caída de algunas casas y la huída de sus habitantes hacia lugares más seguros. Se abrieron muchas vertientes de aguas así como una enorme grieta en la tierra en el valle San Juan, en jurisdicción de Somoto (Periódico La Prensa 1953).

En Febrero de 1954, un violento temblor se dejó sentir en todos los departamentos del país exceptuando Chontales y la Costa Atlántica. En Chinandega, del techo del templo de San Antonio se desprendieron numerosas tejas que cayeron estrepitosamente, el Hotel Chinandega también sufrió daños. En Managua se produjeron daños en una botica situada en las cercanías del Mercado Oriental (Periódico La Prensa 1954).

En 1955:
durante el mes de Marzo violentos sacudimientos de tierra estremecieron el suelo Nicaragüense principalmente León, Chinandega, Masaya, Carazo, Granada, Chontales, Boaco, Jinotega, Estelí y Ocotal.

El 4 de Abril un violento sismo causa enormes daños en el occidente del país.

El día 29 un terremoto dañó casi todo Matagalpa (Periódico La Prensa 1955).

En Octubre de 1956, un fuerte estremecimiento de tierra se dejó sentir en Managua y gran parte del litoral del Pacífico. En Managua se vieron oscilar las torres de la iglesia Catedral oyéndose tañido tanto de las campanas como el péndulo del reloj. En la ciudad de Diriamba el reloj de la torre detuvo su marcha como consecuencia de la violenta sacudida sísmica (Periódico La Prensa 1956).

En Noviembre de 1958, un temblor muy fuerte se dejó sentir en la región del Pacífico principalmente en Managua, Chinandega, Puerto Morazán, Corinto, Puerto Sandino y también en Ciudad Rama y Waspán (Leeds, D. T. 1973-1974; Periódico La Prensa 1958).

Teléfonos: 44739 41890 Fax: 41890 Telex 1084 INETER M. Apartado: 2110 Managua, Nicaragua

Best Available Document

Ministerio de Construcción y Transporte
*Instituto Nicaragüense de Estudios Territoriales*

En Enero de 1968, un fuerte terremoto produjo daños de consideración en la Colonia Centroamérica de Managua. Este sismo se reportó sentido también en Granada, Masaya, San Marcos, Chontales, Jinotepe, Masatepe y León (Kuang, J. 1973 a. b., Periódico La Prensa 1968).

El 23 de Diciembre de 1972 ocurrió un sismo que destruyó Managua, capital de Nicaragua, causando 11000 muertos, hiriendo alrededor de 20,000 personas, destruyendo cerca del 75% de casas (Brown, Ward, Plafker, 1973). Los daños a la economía nacional son invaluables en términos de atraso del desarrollo normal de un país califificado "en vía de desarrollo".

El 1 de Septiembre ocurrió un terremoto de magnitud 7.0 en la zona de subducción que no alarmó por su nivel de sacudida pero que indujo un Maremoto que causó por lo menos 100 muertos y fuerte daño social y económico.

La información Macrosísmica sugiere que:

(A) La sismicidad en Nicaragua tiene un largo historial; lo que hemos apuntado antes son hechos ocurridos en una pequeña ventana en el tiempo; en realidad los procesos sísmicos duran millones de años. Medio milenio en escala geológica es en realidad un instante.

(B) Hay dos génesis diferente de los sismos: sismos que se sienten en una localidad específica y sismos que afectan toda la costa del Pacífico. Esto refleja la actividad de la subducción (con sismos violentos y numerosos) y la de la depresión nicaragüense (con sismos moderados y menos frecuentes aunque destructivos en áreas restringidas).

(C) Desde el punto de vista del potencial de amenaza es muy importante señalar que la subducción representa alto peligro porque sus sismos de máxima magnitud son tan fuertes que estando alejada la fuente es capaz de sacudir a toda la costa del Pacífico, destruir varias ciudades simultáneamente y los datos anteriores lo corroboran (sismo de 1898 por ejemplo), además hay que agregar la eventual generación de Maremotos.

(D) Los datos recopilados hasta la fecha sobre la sismicidad en Nicaragua indican que la mayor actividad telúrica se ha manifestado en la faja del Pacífico, poca en la zona norte y central y casi nula en la región del Atlántico.

Teléfonos: 44739 41890 Fax: 41890 Telex 1084 INETER M. Apartado: 2110 Managua, Nicaragua

Best Available Document

Ministerio de Construcción y Transporte
*Instituto Nicaragüense de Estudios Territoriales*

# AMENAZA SISMICA

En cuanto a la caracterización de la sismicidad del territorio nicaragüense han habido aportes que tratan sobre diferentes criterios para establecer la sismicidad de un área y el grado base de intensidad sísmica en los cálculos de microrregionalización (Chui y González, 1980).

Como hallazgos adicionales se ha encontrado que el movimiento sísmico de las placas Coco - Caribe, con base en datos de eventos Ms < 7.0, a partir de 1978, es menor a 2.0 cm/año, lo que implica una alta componente de movimientos asísmicos entre ambas placas (Mc Nally y Minster, 1981).

Se ha establecido el carácter altamente fracturado de áreas interiores al graben con gran incidencia de sismos pequeños Ms < 4.5, con una muestra de datos de la red local en el rango temporal 1977 - 1981, en Masaya - Granada (Segura, 1982).

Según los datos de hipocentros localizados telesísmica o localmente en Nicaragua, no muestran la presencia de los segmentos propuestos por algunos autores y que pasarían por debajo de Managua y otras próximas a la frontera norte y sur (Burbach et al. 1984).

Se ha evaluado el potencial sísmico de Centro América que indica para Nicaragua dos segmentos: uno al Oeste donde se presume una ruptura el 28 de Mayo de 1921 (Ms < 7.4) y el del Este con dos rupturas (1898 y 1907). El potencial sísmico quedó indeterminado porque no se pudo determinar el período de recurrencia de los grandes eventos interplaca pero como han transcurrido entre 63 y 91 años desde los últimos sismos mayores esta región tendría un significativo pero desconocido potencial sísmico (Nishenko, 1989).

Nicaragua presenta la influencia de dos zonas generadoras de sismos con diferencias muy marcadas tanto en cantidad de sacudidas como en niveles máximos de magnitud (Fig. 4); de igual modo es muy contrastante el impacto que puede sufrir un área determinada del territorio si el evento sísmico proviene de una u otra fuente.

Zona Interplaca Coco - Caribe

El fondo marino que constituye la corteza de la placa de Coco al interactuar con la corteza continental de la placa Caribe libera el mayor porcentaje de sismos que se registran en Nicaragua. Estos eventos en sí no obedecen a fenómenos de fricción entre las placas

Teléfonos: 44739 41890 Fax: 41890 Telex 1084 INETER M. Apartado: 2110 Managua, Nicaragua

Best Available Document

sino también a rupturas por flexión y contorción de la placa subducida.

La convergencia de la placa Coco es en la dirección N30°E y se inicia a partir de la Fosa Mesoamericana (Molnar y Sykes, 1969). La zona de hipocentros indica que la placa de Coco se dubduce en el Manto bajo el continente.

Cabe señalar que el movimiento relativo Coco - Caribe es, aproximadamente, de 2 cm/año frente a Nicaragua (Minster y Jordan, 1978). No obstante, en base a datos de sismos con Ms<7.0 a partir de 1928, es menor a 2 cm/año (McNally y Minster, 1981). El período de retorno, es así, para sismos de Ms<7.0 mayor a 40 años en comparación con otras regiones de Centro América.

La revisión de la información histórica muestra una escasa serie temporal sísmica con la que no se puede precisar períodos de recurrencia para grandes eventos.

Zona del Cinturón Volcánico Cuaternario

Asociado al fenómeno de interacción de placas, en Nicaragua, se desarrolló un graben paralelo a la costa del Pacífico donde se alojan, como rasgos geográficos predominantes: la cadena volcánica cuaternaria y los grandes lagos. Hay en este graben sistemas de fallas longitudinales, que definen la depresión y fallas transversales que en muchos casos han dado paso al magma hasta la superficie. Los sismos característicos de esta depresión tienen, históricamente, una magnitud máxima Ms de 5.6, con foco somero, menor a 20.0 Km, destructivos (Intensidad máxima MM de IX) y de afectación areal reducida (Dewey y Algermissen, 1974).

Se han identificado, en este siglo, ocho sismos (Fig. 5) del tipo señalado antes (White y Harlow, 1985), entre los que se destacan los que destruyeron Managua (1931, 1972), y el último que causó daños en Rivas (Diciembre de 1985; Segura, 1986).

Un esfuerzo importante para establecer el riesgo sísmico para Nicaragua se hizo en la década de los ochenta a raíz del terremoto de Managua de 1972 (Shah et al., 1975). Se hizo la estimación con la selección de 12 fuentes sísmicas que identificaron dentro de Nicaragua o en regiones aledañas. Por ejemplo, en la zona interplaca consideraron subdivisiones caracterizadas por intervalo de profundidad y un sismo máximo;
así, entre 0.0 y 39.0 Km asignan una magnitud de 6.8;
entre 40.0 y 79.0 Km asignan como magnitud máxima 7.8;
entre 160.0 y 215.0 Km asignan una magnitud máxima de 8.5.



Best Available Document

Sin embargo hay razones históricas y físicas para, a la luz de nueva información, variar esas magnitudes máximas asignadas.

Cabe observar que:

en el rango 0.0 - 39.0 Km han ocurrido en este siglo sismos con magnitud de 7.3;

en el intervalo 40.0 - 79.0 Km no se han registrado sismos de 7.8 de magnitud;

entre 160.0 y 215.0 Km no es creíble una magnitud de 8.5, si se considera que la placa de Coco al llegar a la fosa está térmicamente fría y al subducirse y alcanzar profundidades de 250 - 300 Km es asimilada por el Manto indicando que no es capaz de acumular grandes esfuerzos (Montero, 1990). Con las enmiendas al modelo de Shah (1975) Montero (1990) formuló una aproximación a la peligrosidad sísmica para Managua.

Cabe destacar otra aproximación de dicernimiento de la influencia de la zona sismogenética interplaca en la que también se dividió la zona de subducción en paralelepípedos horizontales (4) caracterizados por la profundidad mínima de dichos bloques geométricos, por su parámetro b de la relación magnitud - frecuencia y por el evento sísmico máximo posible (Rubio et al., 1981).

Con este modelo se encontró una aproximación al zoneamiento sísmico en término de Intensidad Máxima Esperada (Fig. 6; Segura, ).

Best Available Document

Teléfonos: 44739 41890 Fax: 41890 Telex 1084 INETER M. Apartado: 2110 Managua, Nicaragua

Fig. 1

Best Available Document

est Available Document

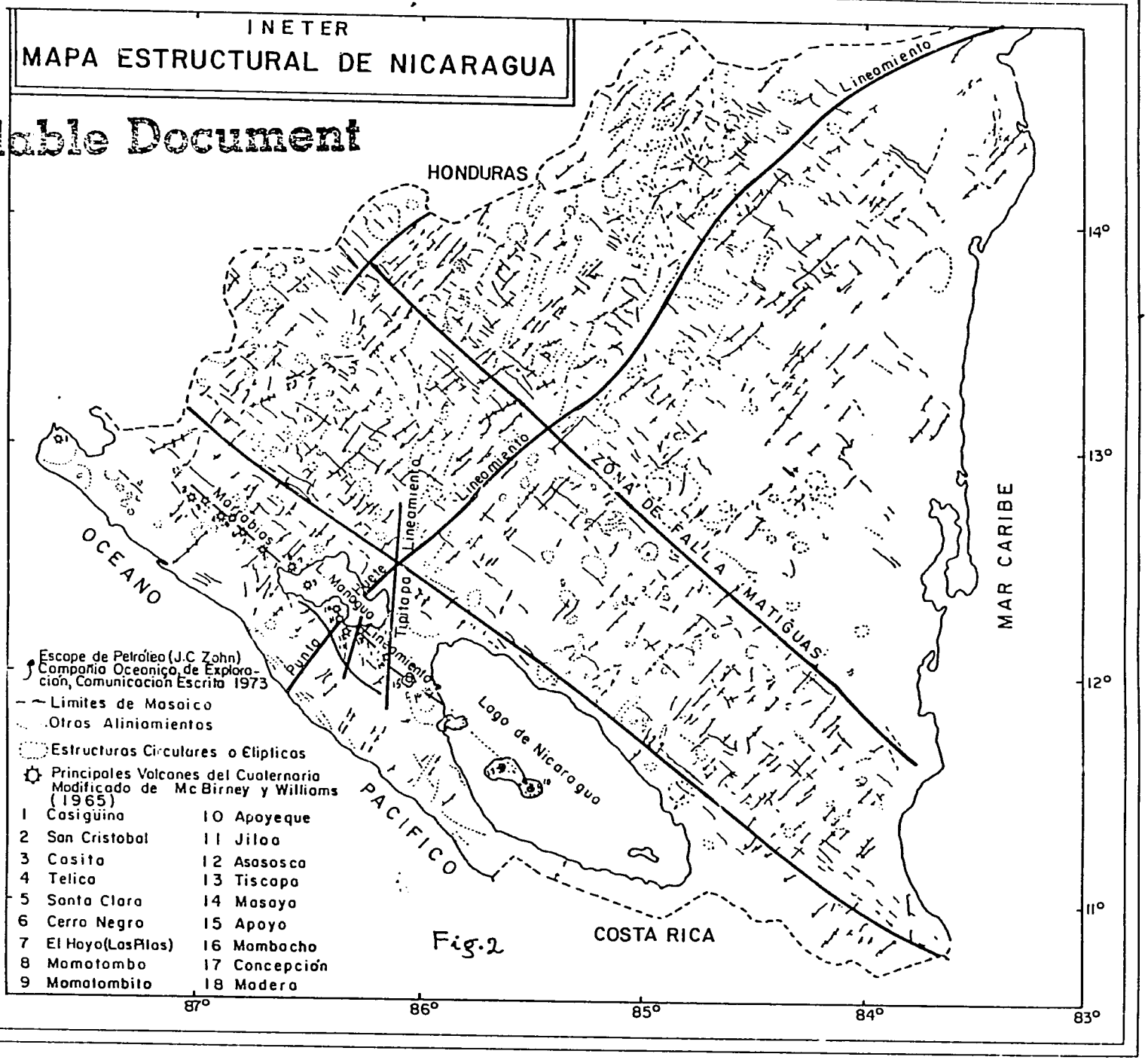
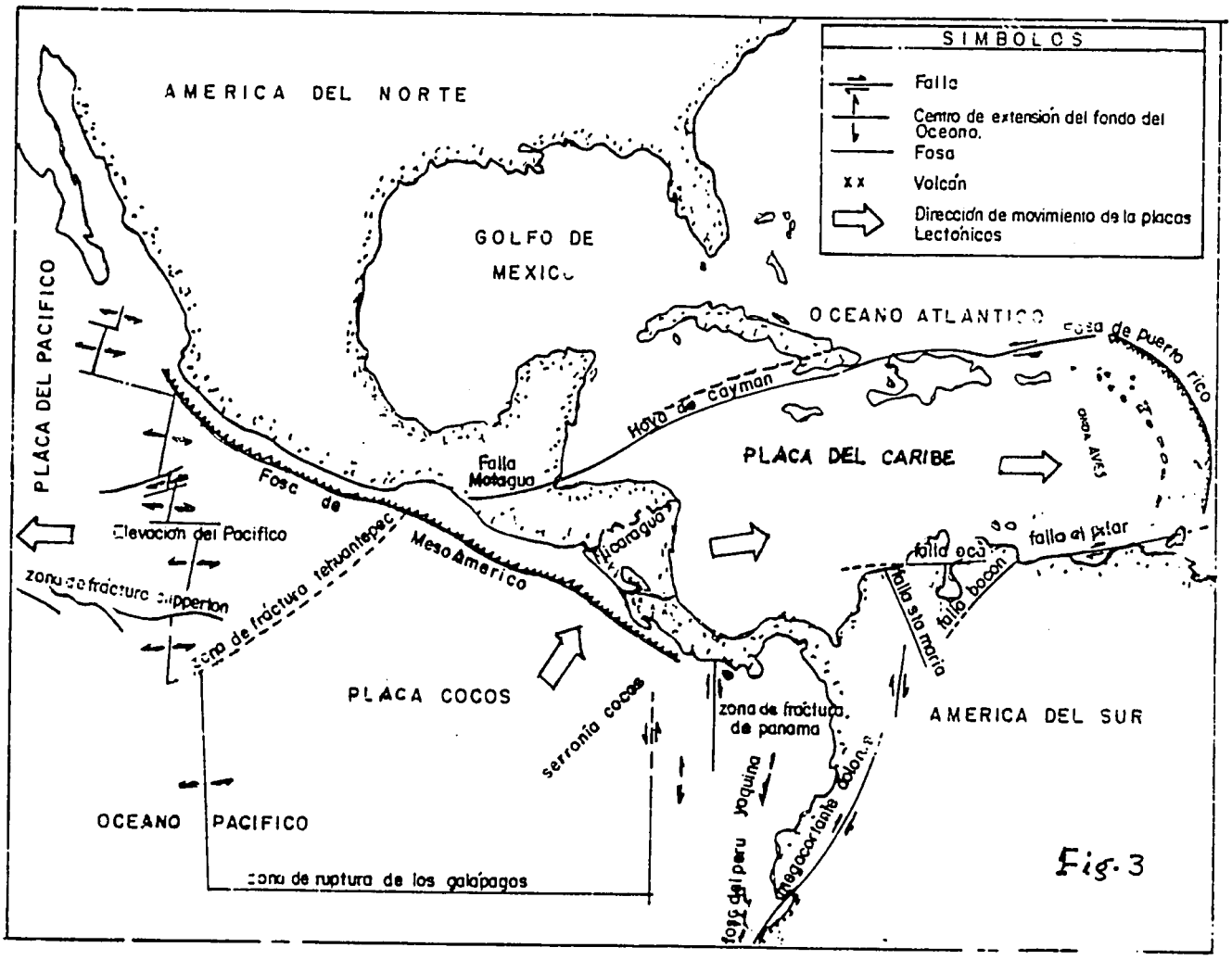



Fig. 2




Best Available Document

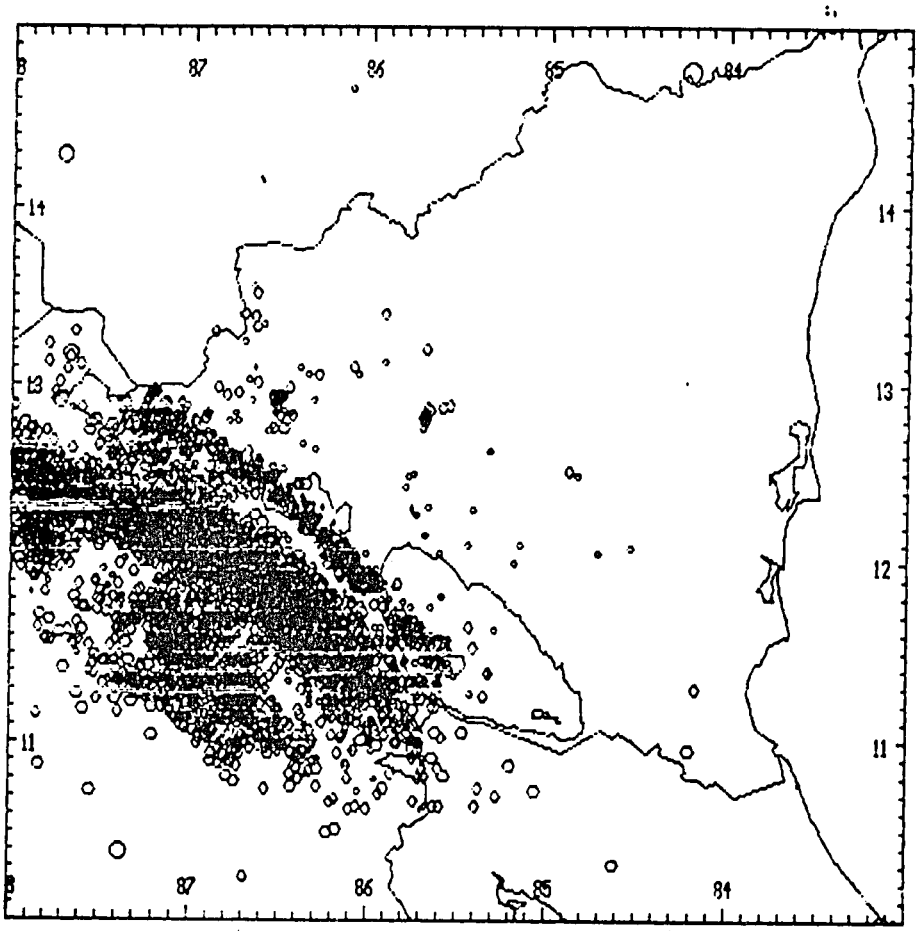
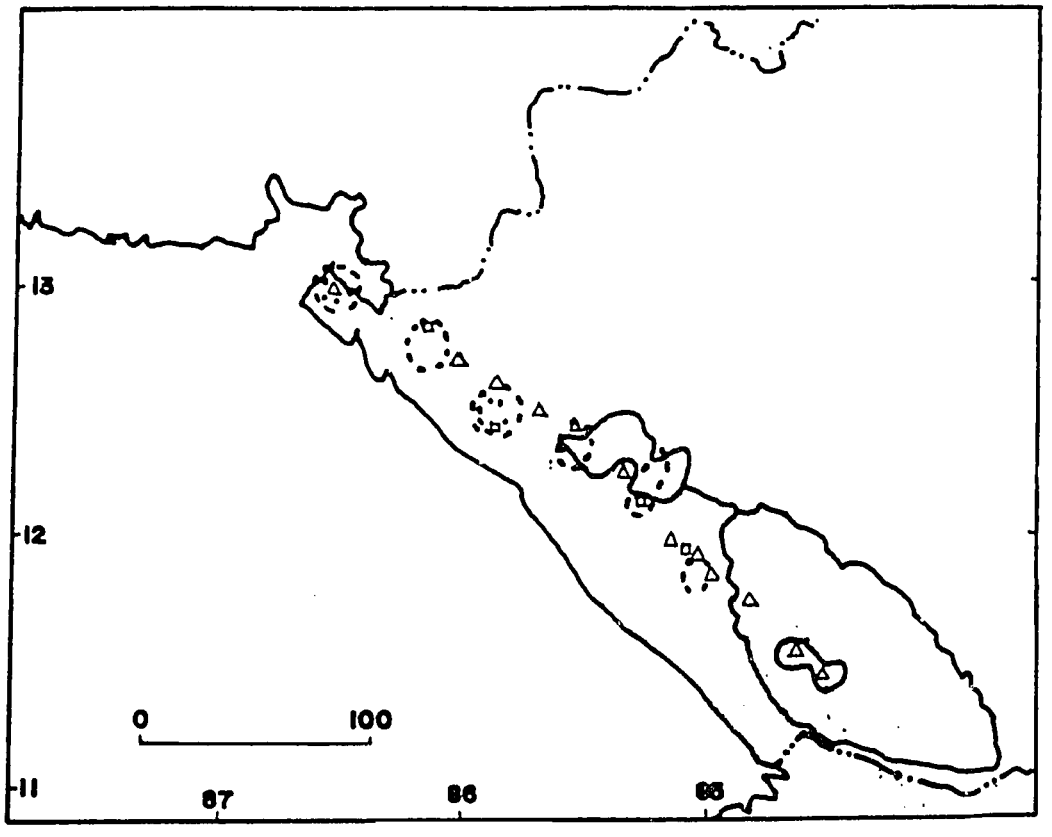



Figura # 4
MAPA EPICENTRAL DE NICARAGUA
Muestra de sismos en el período
1975 - 1982 recolectados por -
una Red Local.
Pbsérvense las dos fuentes principales
de sismos:. La asociada a la colisión de
placas y la de la Depresión Nicaraguense.




Sísmos Someros 1906 - 1984 White y Harlow

Fig. 5

Best Available Document

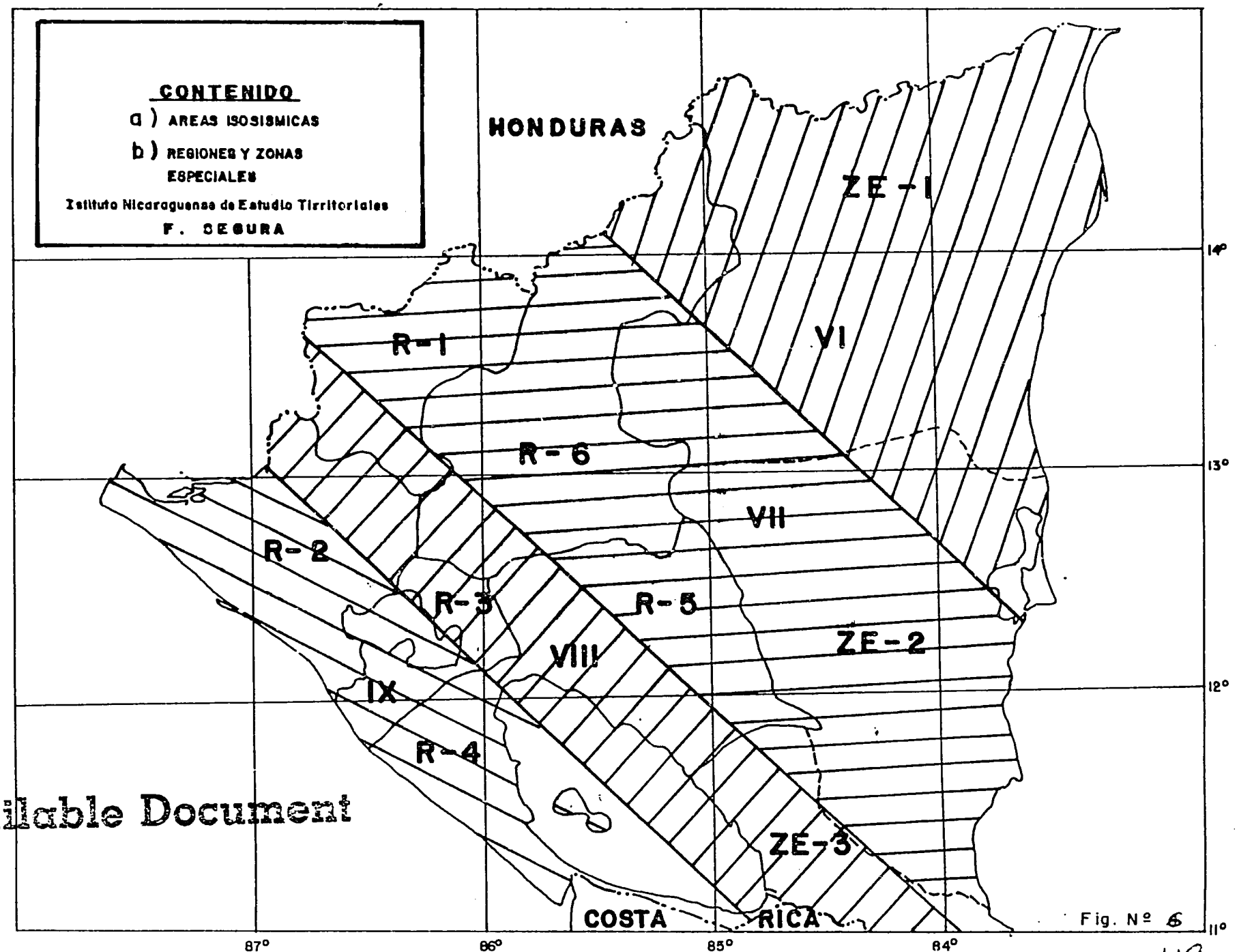



Fig. Nº 6

Best Available Document

Ministerio de Construcción y Transporte
*Instituto Nicaragüense de Estudios Territoriales*

# B I B L I O G R A F I A

Brown, R. D.L. Ward, G. Plafker. (1973). Geologic and seismologic aspects of the Managua Nicaragua, earthquakes of December23, 1972. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 838, 34 pp.

- Burbach, G. V., C. Frohlich, W. D. Pennington y T. Matumoto (1984). Seismicity and tectonics of the subducted Cocos Plate, J. Geophys. Res., 89:pp 7719 - 7735.

- Condie, C. R. (1982). Plate tectonics & Crustal evolution. New Mexico. Institute of Mining. Pergamon Press. USA.

- Cruden. A. (1982). The structure of the South-western Nicaragua: A prelimanary assesment. Luléa, Sweden. SGAB.unpub. report URAP 89001.

- Chui, T., G. G. Nuñez (1982). Caracterización de la sismicidad del Territorio Nicaragüense.

- Darce, M. (1977). Geología del cuadrángulo de Wiwilí. Servicio Geológico Nacional. Nicaragua.

- Darce, M. (1985). Aspectos tectónicos de la Región III, Nicaragua. VI Congreso Latinoamericano de Geología. Vol. III, p 58-78. Bogotá, Colombia.

- Darce, M. y A. G. Natarov. (1990). Mapa Cosmogeológico. Escala 1 : 500000. Dirección General de Geología, INMINE.

- Darce, M. et al., (1992). Corteza Oceánica de Basamento Trans-Arco en la Nicaragua Meridional. INMINE-PETRONIC.

- Dengo, G. (1985). Mid America: Tectonic setting for the Pacific margin from southern Mexico to NW Colombia, in Nairn, A.E.M., Churkin, M. and Stehli, F.G. eds. The ocean basins and margins : New York, Plenum Press, v. 7a, p 123-180.

- Dewey, J. W. y S. T. Algermissen (1974). Seismicity of the Middle America Arc - Trench System near Managua, Nicaragua, Bull. Seism. Soc. Am., 64:1033 - 1048.

- Drumond, M. J. (1986). Plate Tectonic Map of the Circum Pacific region northeast quadrant. (1 : 100.000). Council for energy and mineral resources. Am. Assoc. Petroleum Geol. Tulsa, USA.

Ehrenborg, J. (in press). The Tertiary volcanism in Nicaragua: Geol. Fören-Stockholm Förh. Sweden.

Teléfonos: 44739 41890 Fax: 41890 Telex 1084 INETER M. Apartado: 2110 Managua, Nicaragua

Best Available Document

- Engel, B. (1965). Tectonica del NE de Nicaragua. Servicio Geológico Nacional. Nicaragua.

- Galayar, J. (1972). Geología y Recursos Minerales de la región de Chontales y Boaco. Catastro y Recursos Naturales. Nicaragua.

- Hanus, V. and J. Vanek. 1978. Subduction of the Cocos Plate and Deep Active Franture Zones of México.- Geofis. Intern. V.17 - 53.

- Isaks, B. y P. Molnar. 1971. Distribution of Stresses in the Descending Lithosfere from a Global Survey of Focal - Mechanism Solutions of Mantle Earthquakes.- Rev. Geophys.Space Phys. V. 9, 103 - 1974.

- Kuang, J. (1971). Geología de la costa del Pacífico. Catastro y Recursos Naturales. Nicaragua.

- Leeds D.J. (1974). Catalog of Nicaraguan Earthquakes. Bull. Seism. Soc. Am., 64, 4, 1135-1158.

- Lilljquist & G. Hodgson. (1983). Structure and rocks formation related to precious metal vein deposits in Nicaragua. INMINE/SAREC/SGAB.

- Minster, J. B. y T. H. Jordan (1978). Present - day plate motions, J. Geophys. Res., 83: 5331 - 5334.

- Molnar, P. y L. R. Sykes (1969). Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanisms and seismicity, Geol. Soc. Am. Bull., V80:pp 1639 - 1684.

- Montero, W. (1990). Amenaza sísmica en Nicaragua con énfasis en Managua. Marco institucional para su prevención y Mitigación. Informe Técnico. (En imprenta) INETER - OEA.

- McBirney, A. R., & H. Williams. (1965). Volcanic History of Nicaragua. Univ. Of California. Publ. Geol. Sci., V55, p 1-60, USA.

- McNally, K. C. y J. B. Minster (1981). Nonuniform seismic slip rates along the middle America trench., J. Geophys. Res.,

- Nishenko, S. P. (1989). Catalog of first motion focal mechanisms 1984 - 1985, volume 1, U. S. Geol. Surv. Open-File Report 89 - 520 - A - 176 Págs.

- Nyström, J. O., et al., Geochemestry of volcanic rocks in a traverse trough Nicaragua. Revista Geológica de América Central. Nº, p. 77-100. Costa Rica.

Teléfonos: 44739 41890 Fax: 41890 Telex 1084 INETER M. Apartado: 2110 Managua, Nicaragua

Best Available Document

# PROCESSED STRONG-MOTION DATA OF NEAR-SOURCE ACCELEROGRAMS OBTAINED FROM COSTA RICAN ELECTRICITY INSTITUTE STRONG-MOTION NETWORK IN 1990 AND 1991

A. CLIMENT
OFFICE OF SEISMOLOGY AND VOLCANOLOGY
DEPARTMENT OF GEOLOGY
COSTA RICAN ELECTRICITY INSTITUTE
SAN JOSE, COSTA RICA

AND

S. MIDORIKAWA, M. MATSUOKA, T. TOSHINAWA
DIVISION OF EARTHQUAKE ENGINEERING
DEPARTMENT OF ENVIRONMENTAL ENGINEERING
INTERDISCIPLINARY GRADUATE SCHOOL OF SCIENCE AND ENGINEERING
TOKYO INSTITUTE OF TECHNOLOGY, YOKOHAMA, JAPAN

DEETEC REPORT 920207
DIVISION OF EARTHQUAKE ENGINEERING
TOKYO INSTITUTE OF TECHNOLOGY

September 1992

CONTENTS

Introduction ... 1

Earthquakes and Strong-Motion Sites ... 2

Data Processing of Strong-Motion Accelerograms ... 4

Summary of Strong-Motion Data ... 7

Acknowledgments ... 9

References ... 9

Tables ...10

Photos ...13

Figures ...16

Appendix A: Directory of Data Floppy Diskettes ...62

Appendix B: Listing of Data in Floppy Diskettes ...63

## INTRODUCTION

Costa Rica is located in a high seismic zone and has suffered severe damage due to earthquakes. The Department of Geology, Costa Rican Electricity Institute (Instituto Costarricense de Electricidad) began to install strong-motion accelerographs in 1984. The main objectives of the installation are to observe earthquake ground motions at construction sites where important structures have been and will be constructed by the institute, and to accumulate strong-motion data in the country for establishing more appropriate seismic design procedure.

Until the end of 1991, the institute has already installed eleven accelerographs at eight sites of which the Costa Rican Electricity Institute Strong-Motion Network is composed. In 1990 and 1991, seismic activities were high at some regions of the country. As a result, several strong-motion records near source regions of moderate and major earthquakes were recovered. Because of the importance of these near-source data, the records were digitized and processed at the Division of Earthquake Engineering, Tokyo Institute of Technology, when the first author of this report was staying there as a trainee of earthquake engineering research under the supervision of the second author.

The purpose of the present report is to provide information on the processed near-source strong-motion data obtained from the Costa Rican Electricity Institute Strong-Motion Network in 1990 and 1991. The report includes a brief description of earthquakes and site characteristics, the digitization procedure, and the processed data.

## EARTHQUAKES AND STRONG-MOTION SITES

Due to seismic activities in 1990 and 1991, high-acceleration accelerograms were recorded near source regions. Eight near-source records at five sites produced by the following three events were selected for this study: the 1990 Piedras Negras earthquake ($M_S$=5.7-6.1), the 1991 Limon earthquake ($M_S$=7.5) and the 1991 Frailes earthquake ($M_S$=4.7). The seismic parameters of the events determined by RSN (Costa Rican National Seismological Network) are summarized in Table 1. The information of the sites where the records were obtained is shown in Table 2. The characteristics of the accelerographs at the sites are summarized in Table 3.

***The 1990 Piedras Negras earthquake ($M_S$=5.7-6.1)***

This event occurred at 11:27 (local time) on December 22, 1990. The epicenter is located about 5 km north of Santiago in the Puriscal area as shown in Fig. 1. The magnitude of the event was 5.7 (GS $M_S$) or 6.1 (BRK $M_S$). The fault mechanism was left-lateral strike slip. The reported epicentral intensity was VII in the Modified Mercalli (M.M.) scale. Many masonry houses with one or two stories, in a radius of 25 km from the epicenter, suffered severe damage [1].

Three accelerographs (SMA-1) were installed on the crest, the left abutment and the base of San Miguel dam which is located 4 km north of the epicenter. They were triggered by this event and also by the aftershock which occurred one minute after the main shock. The seismic intensity of the main shock was VII at the dam.

The dam is an earthdam which is 30 m high and 330 m long along the crest. The dam is founded on weathered or unweathered lava of basaltic composition. The locations of three accelerographs are shown in Fig. 2. The instrument at the abutment is installed on an outcrop of the rock, however the instrument at the base is on thin silty-clay soil layers. Views of the crest and abutment sites are shown in Photos 1 and 2, respectively.

***The 1991 Limon earthquake ($M_S$=7.5)***

The earthquake occurred at 15:57 (local time) in Talamanca Mountains in the east part of the country (Fig. 1), with magnitude of 7.5 ($M_S$) and focal depth of 21.5 km. The source mechanism of this event has been defined as a low angle thrust fault [2]. The reported epicentral intensity was IX.

Forty-seven people were killed, 109 were injured, and over 7000 were made homeless by the earthquake. Severe damage to homes and commercial buildings occurred in the Limon-Pandora area. Also soil liquefaction and landslides were observed. About one third of roads and bridges in the atlantic zone were damaged [2].

When an earthquake sequence followed by the Limon earthquake began, a strong-motion accelerograph (SMA-1) was provisionally installed in a storage house at Siquirres which is a project site of a hydroelectric power plant. Views of the site are shown in Photos 3 and 4. At that time the accelerograph was attached to poor concrete slab floor of the house, as shown in Photo 5. Although the epicentral distance to the site is about 70 km, the closest distance from the fault plane was presumably about 20 km.

The intensity VII was reported at Siquirres.

The site is located on river terrace. Thin river materials and colluvium layers exist over lava with fracture as shown in Fig. 3(a). According to the seismic prospecting test, P-wave velocity of the lava is estimated to be 1.6 - 2.1 km/s. The site may be classified into shallow stiff soil.

***The 1991 Frailes earthquake ($M_S$=4.7)***

On August 9, 1991, an moderate earthquake occurred at 17 km southwest of the capital city, San Jose, as shown in Fig. 1. Its magnitude was 4.7 (GS $M_S$). The seismic source was related with a strike slip fault. The epicentral intensity was VI-VII. In the epicentral area, moderate or severe damage to at least 100 houses was reported, 20 of these were declared inhabitable. The majority of the houses was built by poor construction methods.

The La Lucha site is one of the RSN seismic stations. At the site, a strong-motion accelerograph (SMA-1) was installed as well as other high-gain seismographs. The seismic intensity VI was reported at La Lucha [3]. The site is located on intrusive diorite rock although the superficial layer is weathered (See Fig. 3(b)). A view of the site is shown in Photo 6.

## DATA PROCESSING OF STRONG-MOTION ACCELEROGRAMS

The procedure of data processing of strong-motion records used consists of zero base-line correction, filtering for instrumental correction, band-pass filtering for eliminating noise, integration to obtain velocity and displacement records, and calculation of Fourier and response spectra.

As the first step of the processing, to secure the accuracy of digitization, seven of the eight accelerograms except the Siquirres record were sent to make accurate three-times enlarged film copies. As for the Siquirres record, a direct contact copy was made because of long-duration and high-quality of the record.

Two digitization processes were selected, using a digitizer table or a scanning digitizer. For the accelerograms at the base and crest of San Miguel dam during the main shock, in which the acceleration traces of three components were intersecting due to their large amplitudes, an expert operator manually pinpointed all peaks and points of inflection using a digitizer table with resolution of 0.1 mm (Muto DL-48). A x-y coordinates data with unequal time intervals was obtained.

For the other six accelerograms, the digitization was done using a semi-automatic analyzer consisting of a personal computer (NEC PC-9801/VX) and a scanning digitizer with digitization area of 420 x 300 $mm^2$ (Kurabo K-IS-A3) [4]. The density of scanning was selected at 200 dots per inch (dpi) for the enlarged accelerogram copies and at 400 dpi for the direct copy. A x-y coordinates data with equal time intervals was obtained for each accelerogram.

The x-y coordinates data was transformed to the acceleration time history data using the time scale and the instrument sensitivity. The date was interpolated to obtain exactly 100 points/sec sampling. After the baseline correction by removing a least-square-fitted straight line from the acceleration data, the uncorrected acceleration time history with 100 points/sec sam-

pling was obtained.

The uncorrected acceleration record was processed to obtain the corrected acceleration, velocity, and displacement. The instrumental correction is done in the frequency domain. The time history of the uncorrected acceleration a'(t) can be transformed to the complex Fourier amplitudes A'(w) by the Fast Fourier Transformation. The Fourier amplitudes A"(w) for the instrumental corrected acceleration are obtained as follows:

$$A''(w) = A'(w) \,/\, R(w) \,/\, (\cos(P(w)) + i \sin(P(w)) ) \qquad (1)$$

where w is the angular frequency, i is the imaginary unit, and R(w) and P(w) are the amplitude response and the phase delay of the accelerograph, respectively.

To remove the noise in the data in the low and the high frequency ranges, a band-pass filter is used. The band-pass filter F(f) with a ramp function shape is adopted. For the high-cut filter, the cut-off and roll-off termination frequencies were selected at 25 and 30 Hz, respectively. For the low-cut filter, cut-off and roll-off frequencies were selected with reference to the noise-free low frequency limit of the record. The frequency limit was determined by the spectral shape of the record [5]. The cut-off and roll-off frequencies selected are 0.25 Hz and 0.18 Hz for the Siquirres record and 0.5 Hz and 0.4 Hz for the other records, respectively.

Finally, the Fourier amplitudes of the noise-free corrected acceleration, A(w), velocity V(w), and displacement D(w) are

represented by the following equations:

$$A(w) = A''(w) \cdot F(w) \quad (2)$$

$$V(w) = A''(w) \cdot F(w) / iw \quad (3)$$

$$D(w) = A''(w) \cdot F(w) / iw / iw \quad (4)$$

The time histories of the corrected acceleration a(t), velocity v(t), and displacement d(t) were computed as the inverse Fourier transformations of A(w), V(w), and D(w), respectively. Response spectra of the corrected acceleration were calculated for the corrected acceleration. The damping coefficients are set at 1, 5, and 10 percent of the critical.

## SUMMARY OF STRONG-MOTION DATA

The plots of uncorrected accelerations are shown in Figs. 4. The plots of corrected accelerations, velocities, and displacements and the response spectra are also shown in Figs. 5 and 6. The peaks of corrected accelerations, velocities and displacements are summarized in Table 4. It should be noted that the peak horizontal acceleration at the base of Sam Miguel dam is about 0.9 g during the Piedras Negras earthquake and that the peak horizontal acceleration and velocity are about 0.8 g and over 40 cm/s at the Siquirres site during the Limon earthquake.

As mentioned earlier, the Siquirres site is located presumably about 20 km from the rupture zone of the earthquake with magnitude of 7.5. The record at the site is considered to be one of the few near-source ground motion data from large earthquakes,

and should be utilized to discuss the characteristics of near-source ground motions.

In the Siquirres record, most of the energy of the motion seems to be concentrated in the first eight seconds (See Fig. 4(g)). The aftershock distribution [6] suggests the unilateral faulting of the earthquake from south-east to north-west direction (See Fig. 7). If we assume the fault length of 70 km, the apparent rupture duration for the site becomes eight seconds. This suggests that the record might be triggered by the first arrival of S-wave although it was not triggered by the first arrival of P-wave.

One interesting aspect of the Siquirres record is strong polarization of the ground motion. Fig. 8 shows the particle orbits of the ground acceleration, velocity and displacement in a horizontal plane. All three orbits have major axes in the east-west direction, suggesting that seismic waves were polarized to east-west direction over the wide frequency range. This polarization may be related with the source mechanism of the earthquake.

The records obtained at San Miguel dam are also important for investigating seismic behavior of the dam body during strong shaking. Fig. 9 shows the Fourier spectral ratios of the crest motions of the transverse component with respect to the base motions for the main shock and the aftershock. The peaks of the ratios indicate that the fundamental vibration period of the dam for the transverse direction is 0.5 second. This value is consistent with those measured for dams with the similar height [7].

Floppy diskettes of the processed data will be provided. The diskettes contain the following ground motion data: uncorrected accelerations and corrected accelerations, velocities, and displacements. The directory of the diskettes is given in Appendix A. Examples of listings of the data files for uncorrected and corrected data are shown in Appendix B.


## ACKNOWLEDGMENTS

One of the authors (A.C.) wishes to thank the Japan International Cooperation Agency (JICA) which gave him an opportunity to stay eleven months in Japan as the JICA trainee of the International Institute of Seismology and Earthquake Engineering at Tsukuba.


## REFERENCES


1. Barquero, R., Boschini, I., Climent, A., Fernadez, M., Montero, W. and Rojas, W., 1991: La crisis sismica del Golfo de Nicoya y eventos sismicos relacionados, Costa Rica 1990. Red Sismologica Nacional, RSN:ICE-UCR. 163 pp. (in Spanish).

2. Cole, E.E. (Editor), 1991: Costa Rica earthquake of April 22, 1991. Reconnaissance Report, Earthquake Spectra, Supplement B to Volume 7. 127 pp.

3. Barquero, P., Rojas, W., Climent, A. and Montero, W., 1991: El temblor del 9 de agosto de 1991 Costa Rica, Informe Sismologico, Red Sismologica Nacional, RSN:ICE-UCR, 15 pp. (in Spanish).

4. Toshinawa, T., Midorikawa, S., Ohmachi, T. and Nakamura, Y., 1991: A Computer aided analyzer for analog strong-motion accelerograms consisting of a personal computer and a scanning digitizer, Journal of Structural Engineering, Vol. 37A, pp. 903-910 (in Japanese with English abstract).

5. Mori, A.W. and Crouse, C.B., 1981: Strong Motion Data From Japanese Earthquakes, World Data Center A for Solid Earth Geophysics. Report SE-29, 341 pp.

6. Watanabe, K., Yasuda, S. and Yoshida, N. 1991: Report on Damage due to the 1991 Telire-Limon, Costa Rica Earthquake, Association for The Development of Earthquake Prediction, 122 pp. (in Japanese).

7. Okamoto, S., 1984: Introduction to Earthquake Engineering, Second Edition, University of Tokyo Press, 629 pp.

Table 1 Seismological Information

| Event | OT (GMT) | M | Depth (km) | I(MM) | X (km) | Fault Type |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Dec. 22,1990 | 17:27 | 5.7* | 6.5 | VII | 5 | Strike Slip |
| (Aftershock) | 17:28 | 5.1* | 4.8 | -- | 10 | -- |
| Apr. 22,1991 | 21:57 | 7.5+ | 21.5 | IX | 61 | Thrust |
| Aug. 9,1991 | 9:33 | 4.9* | 5.3 | VI-VII | 5 | Strike Slip |

OT Origin Time
M * $M_D$ (Magnitude Determined by Duration of Signal), + $M_S$
I(MM) Epicentral Intensity in the Modified Mercalli Scale
X Epicentral Distance

Table 2 Site Characteristics

| Site Name | | Code | Coordinates | Site Geology |
|---|---|---|---|---|
| San Miguel Dam | Base | ASMB | N09.944° W84.327° | Silty-Clay |
| | Abutment | ASME | N09.944° W84.327° | Unweathered Lava |
| | Crest | ASMC | N09.945° W84.327° | Fills |
| Siquirres | | APHS | N10.07° W83.50° | Colluvium, Lava |
| La Lucha | | ALCR | N09.74° W84.01° | Unweathered Intrusive Diorite |

Table 3 Instrument Characteristics

| Site name | Code | SMA-1 Serial | Comp. | Nat. Freq. | Damp. (% crit.) | Sens. (mm/lg) |
|---|---|---|---|---|---|---|
| San Miguel Dam | ASMB | 6342 | N334E | 26.2 | 60 | 17.2 |
| | | | Vert. | 25.6 | 60 | 19.6 |
| | | | N244E | 25.9 | 60 | 18.4 |
| | ASME | 6341 | N334E | 26.1 | 60 | 18.0 |
| | | | Vert. | 25.4 | 60 | 19.5 |
| | | | N244E | 25.7 | 60 | 18.4 |
| | ASMC | 6340 | N334E | 25.9 | 60 | 18.8 |
| | | | Vert. | 25.8 | 60 | 18.9 |
| | | | N244E | 25.9 | 60 | 18.8 |
| Siquirres | APHS | 5650 | N00E | 26.3 | 60 | 18.6 |
| | | | Vert. | 25.2 | 60 | 17.9 |
| | | | N270E | 25.6 | 60 | 18.8 |
| La Lucha | ALCR | 509 | N00E | 26.9 | 60 | 17.6 |
| | | | Vert. | 26.0 | 60 | 17.8 |
| | | | N270E | 26.2 | 60 | 17.2 |

Table 4 Peaks of Corrected Accelerations, Velocities and Displacements

| Event | site of record and Component | | Accel. ($cm/sec^2$) | Velocity (cm/sec) | Displ. (cm) |
|---|---|---|---|---|---|
| 22/12/90 | San Miguel Dam | | | | |
| | Base | N244 | 632.6 | 24.4 | 2.6 |
| | | Vert | 218.9 | 7.5 | 1.0 |
| | | N334 | 881.9 | 24.4 | 1.5 |
| | Crest | N244 | 600.0 | 32.6 | 3.6 |
| | | Vert | 439.5 | 18.8 | 2.7 |
| | | N334 | 508.5 | 28.1 | 2.9 |
| | Abutment | N244 | 367.4 | 14.9 | 1.4 |
| | | Vert | 205.6 | 5.2 | 0.6 |
| | | N334 | 494.6 | 19.7 | 1.4 |
| Aftershock | San Miguel Dam | | | | |
| | Base | N244 | 180.0 | 7.8 | 0.5 |
| | | Vert | 81.9 | 3.4 | 0.3 |
| | | N334 | 142.4 | 6.5 | 0.6 |
| | Crest | N244 | 233.3 | 15.8 | 1.1 |
| | | Vert | 146.1 | 7.4 | 0.6 |
| | | N334 | 310.7 | 21.1 | 2.1 |
| | Abutment | N244 | 98.4 | 7.4 | 0.5 |
| | | Vert | 47.0 | 2.7 | 0.3 |
| | | N334 | 71.0 | 5.1 | 0.5 |
| 22/04/91 | Siquirres | | | | |
| | | N270 | 761.3 | 43.4 | 12.7 |
| | | Vert | 193.7 | 12.1 | 2.4 |
| | | N000 | 265.7 | 24.0 | 6.4 |
| 09/08/91 | La Lucha | | | | |
| | | N270 | 205.4 | 6.4 | 0.5 |
| | | Vert | 181.3 | 4.9 | 0.6 |
| | | N000 | 255.4 | 9.8 | 0.8 |

PHOTO 1 View of the Crest Site at San Miguel Dam

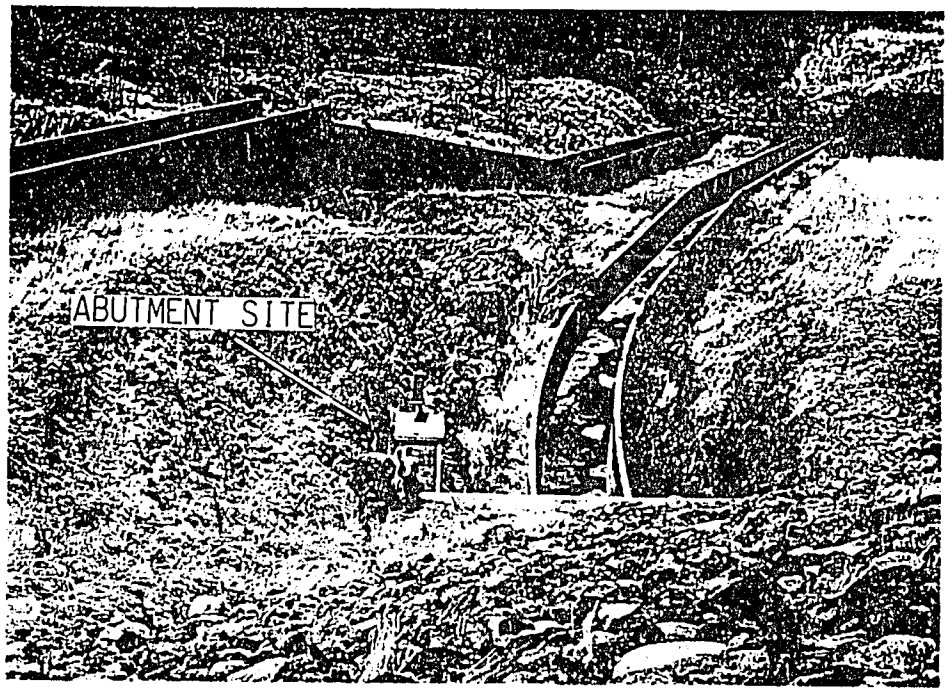



PHOTO 2 View of the Abutment Site at San Miguel Dam

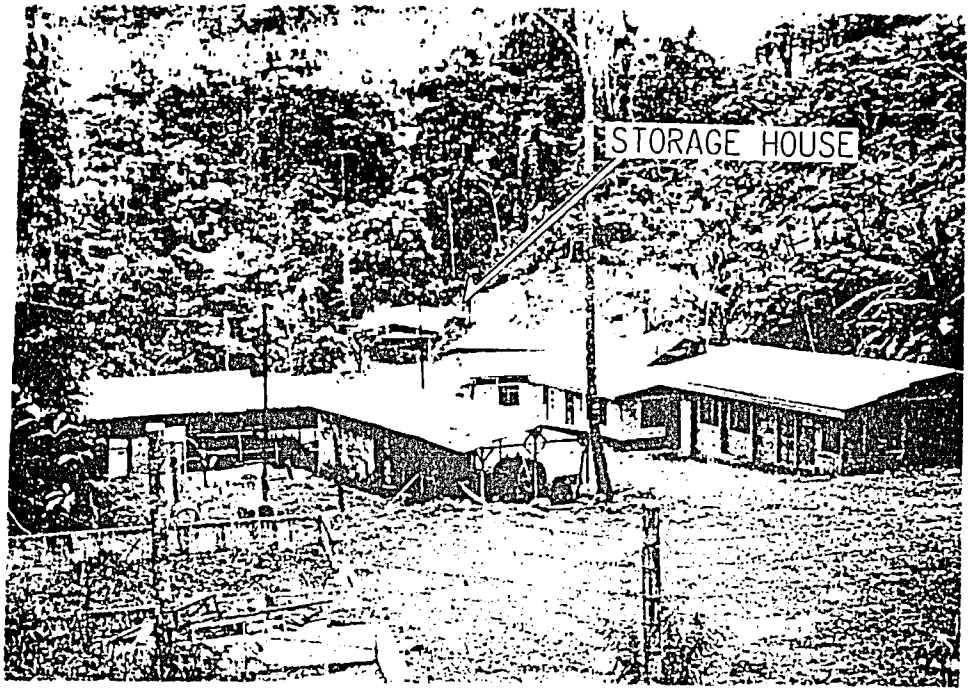



PHOTO 3 View of the Siquirres Site

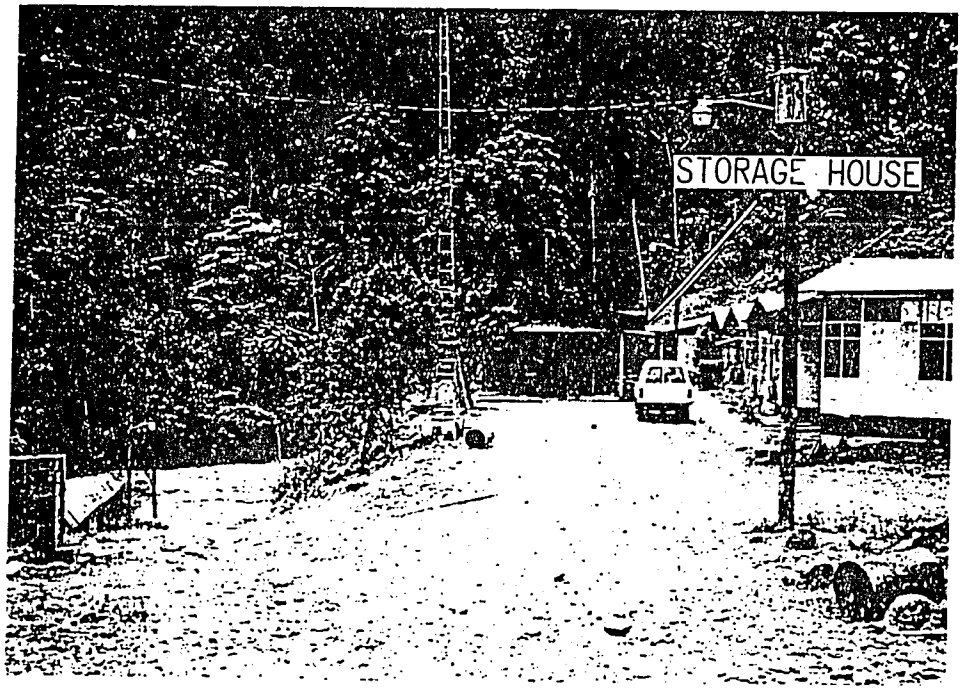



PHOTO 4 Close View of the Siquirres Site

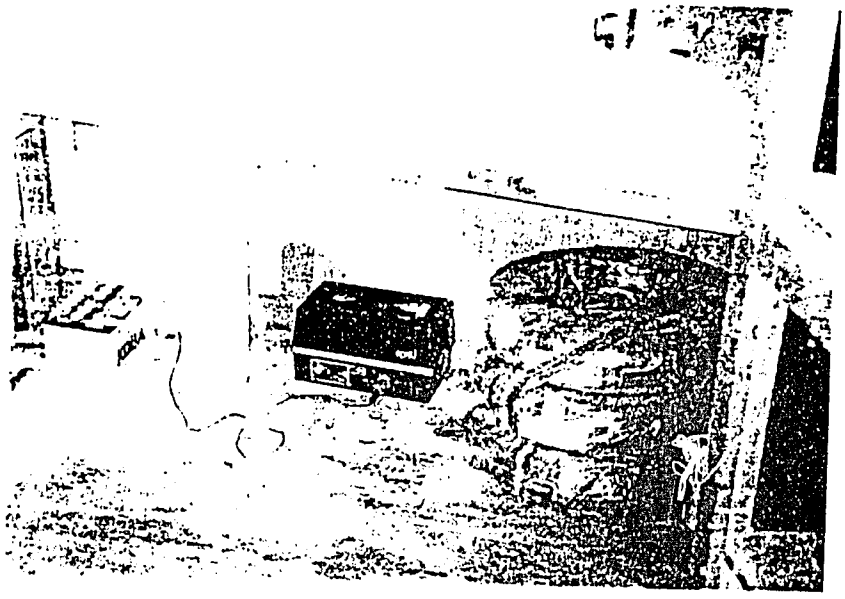


PHOTO 5 SMA-1 Accelerograph at the Siquirres Site

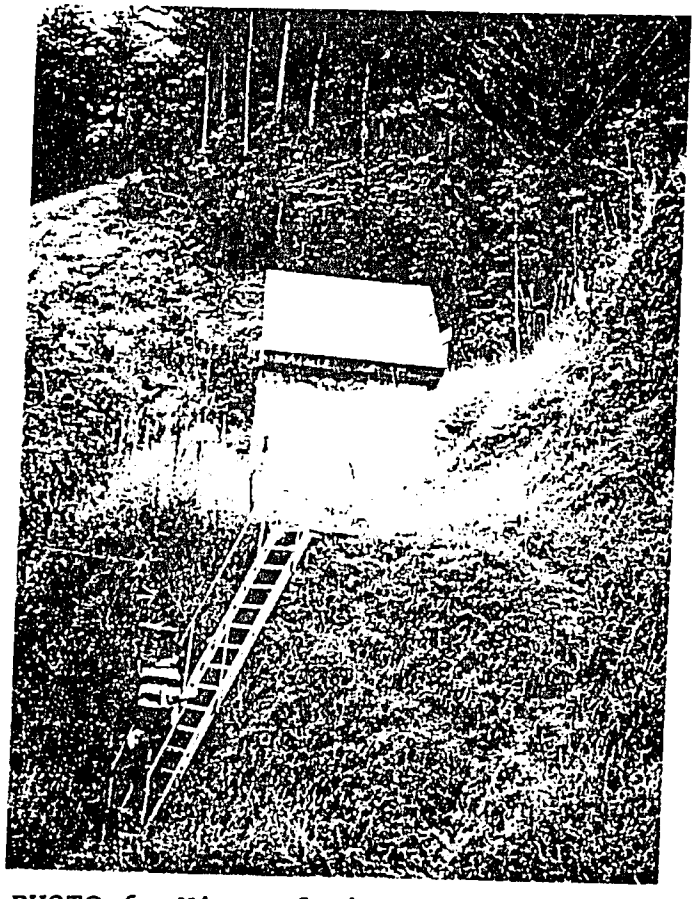


PHOTO 6 View of the La Lucha Site

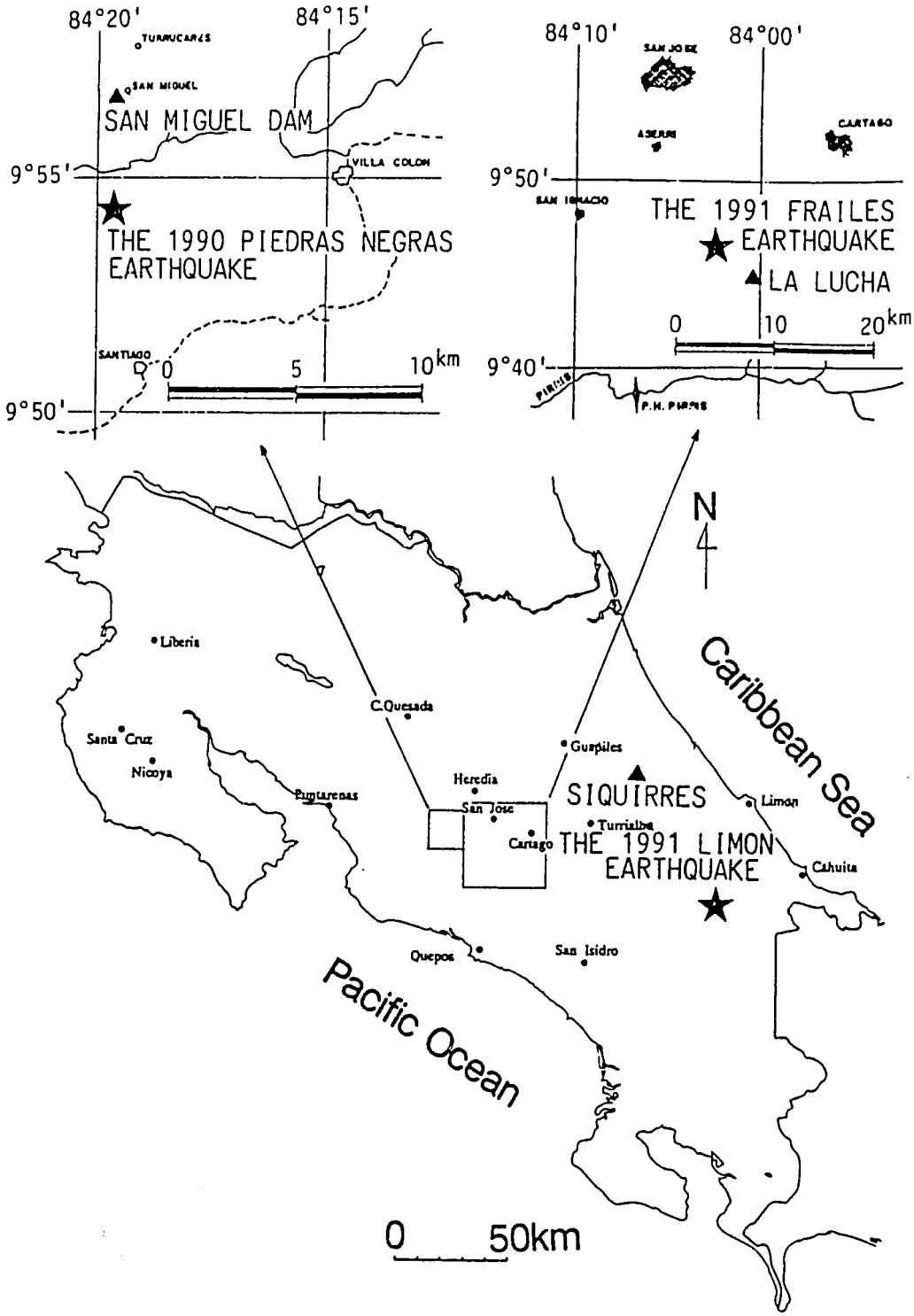
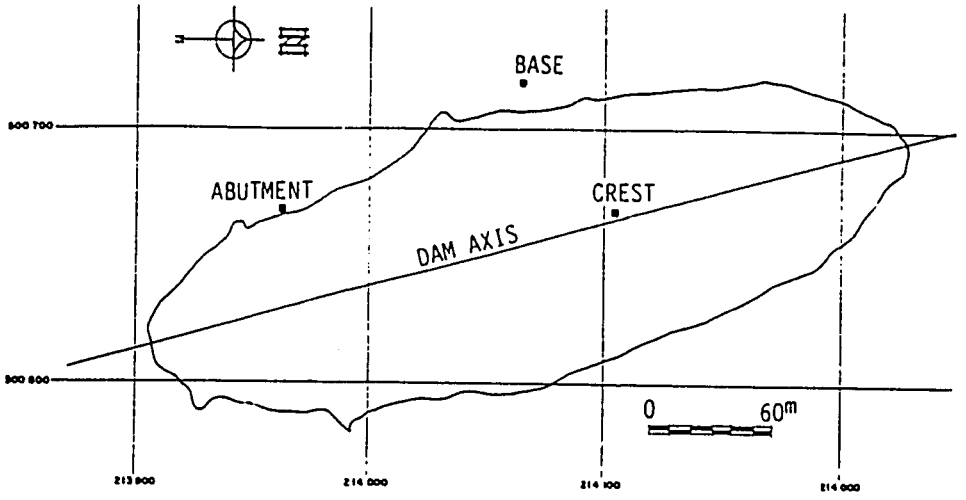
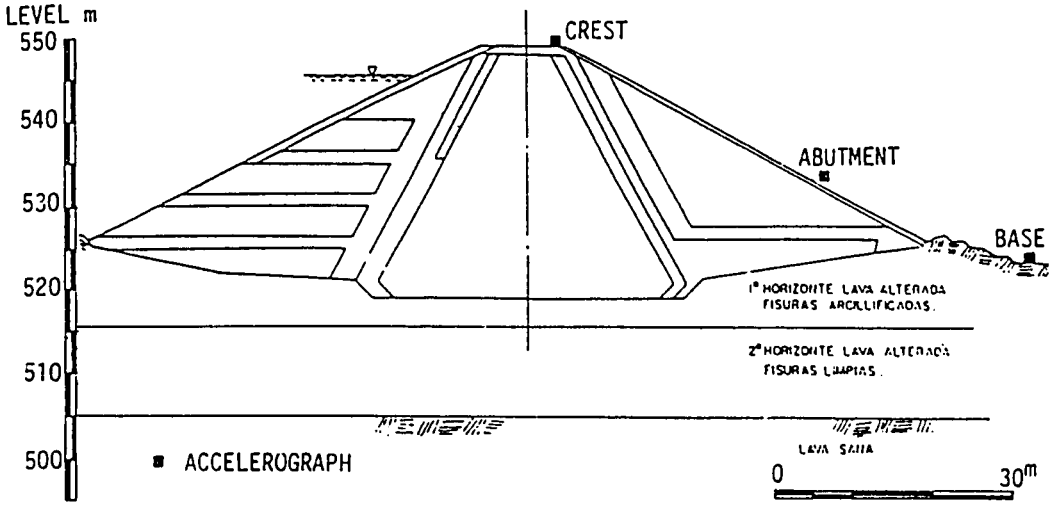



Fig. 1 Locations of Earthquake Epicenters (Stars) and Strong-Motion Sites (Triangles).




(a) Plan

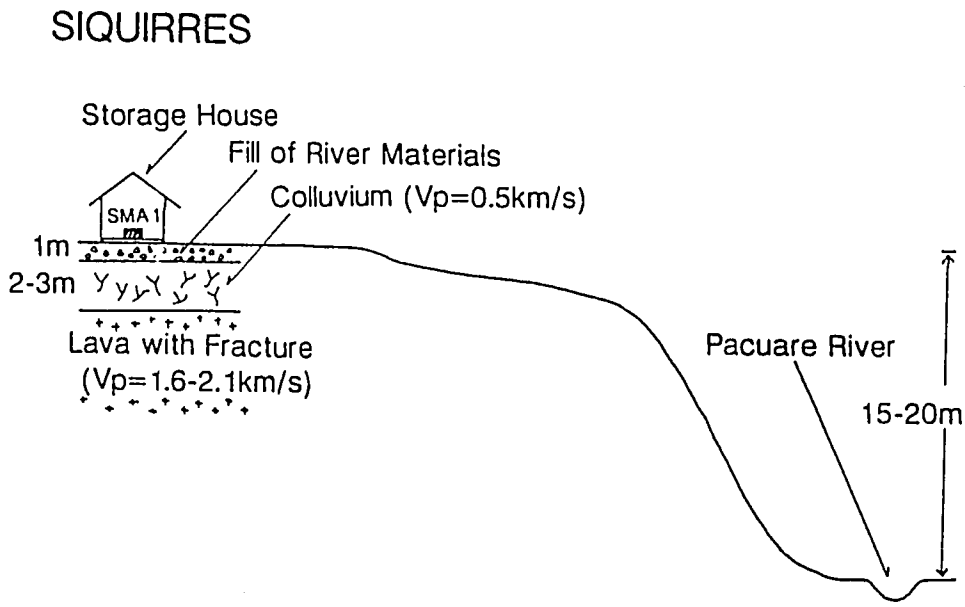



(b) Section

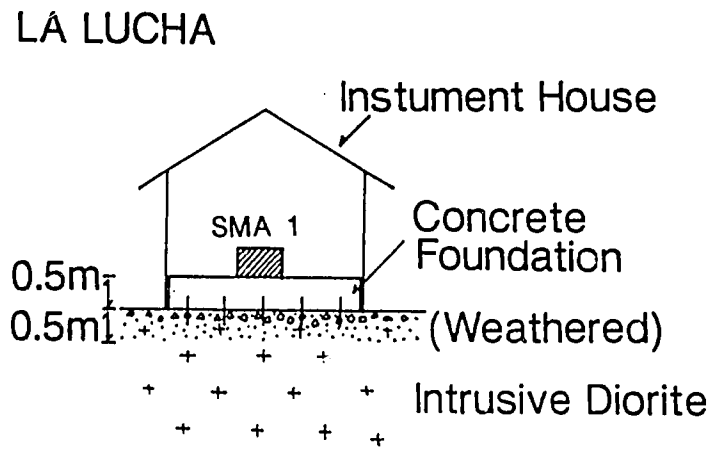
Fig. 2 Locations of Accelerographs at San Miguel Dam.



140




(a) Siquirres Site




(b) La Lucha Site

Fig. 3 Site Conditions.



141

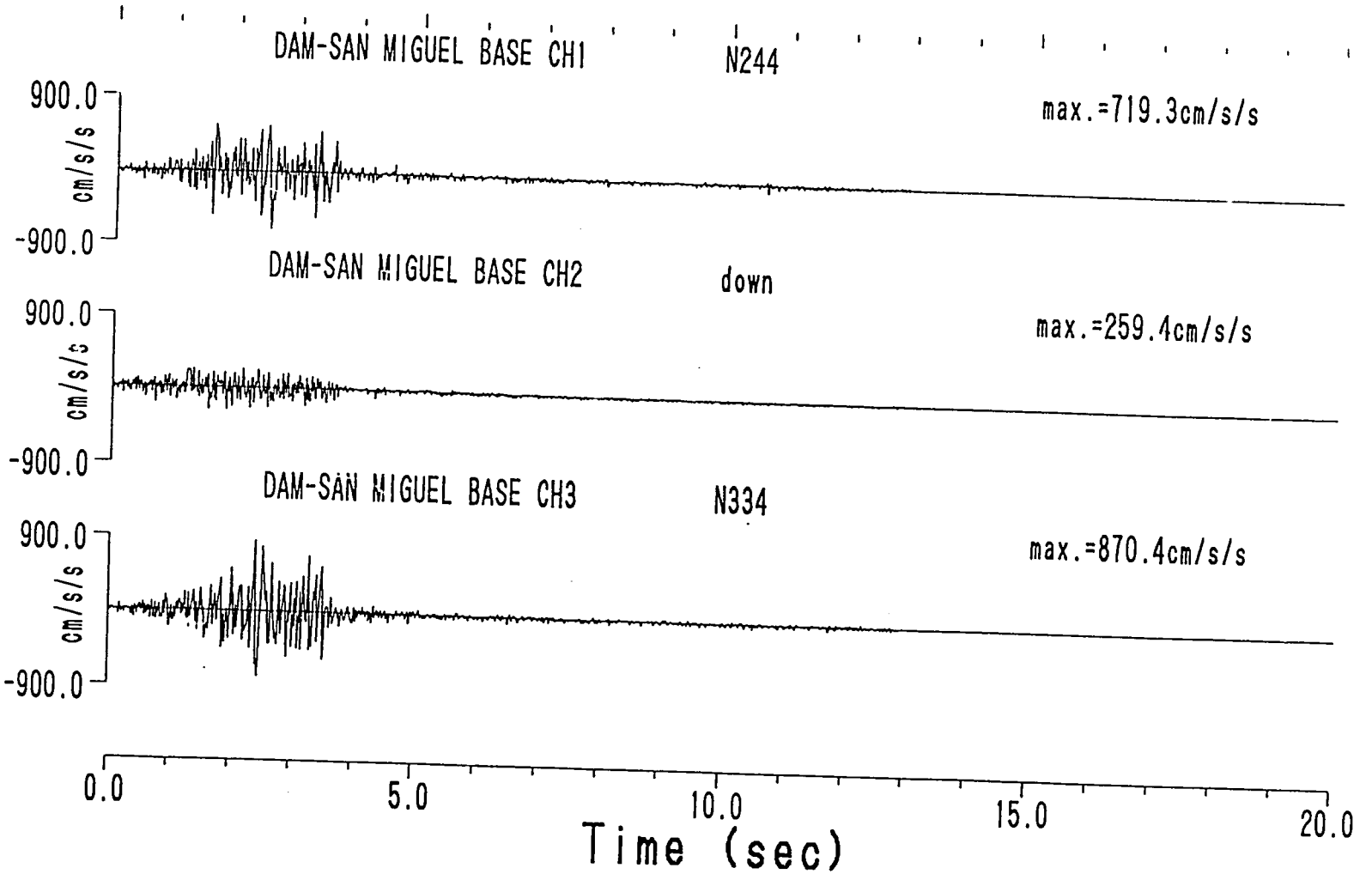



Fig. 4(a) Uncorrected Acceleration at San Miguel Dam (Base) during the 1990 Piedras Negras Earthquake.

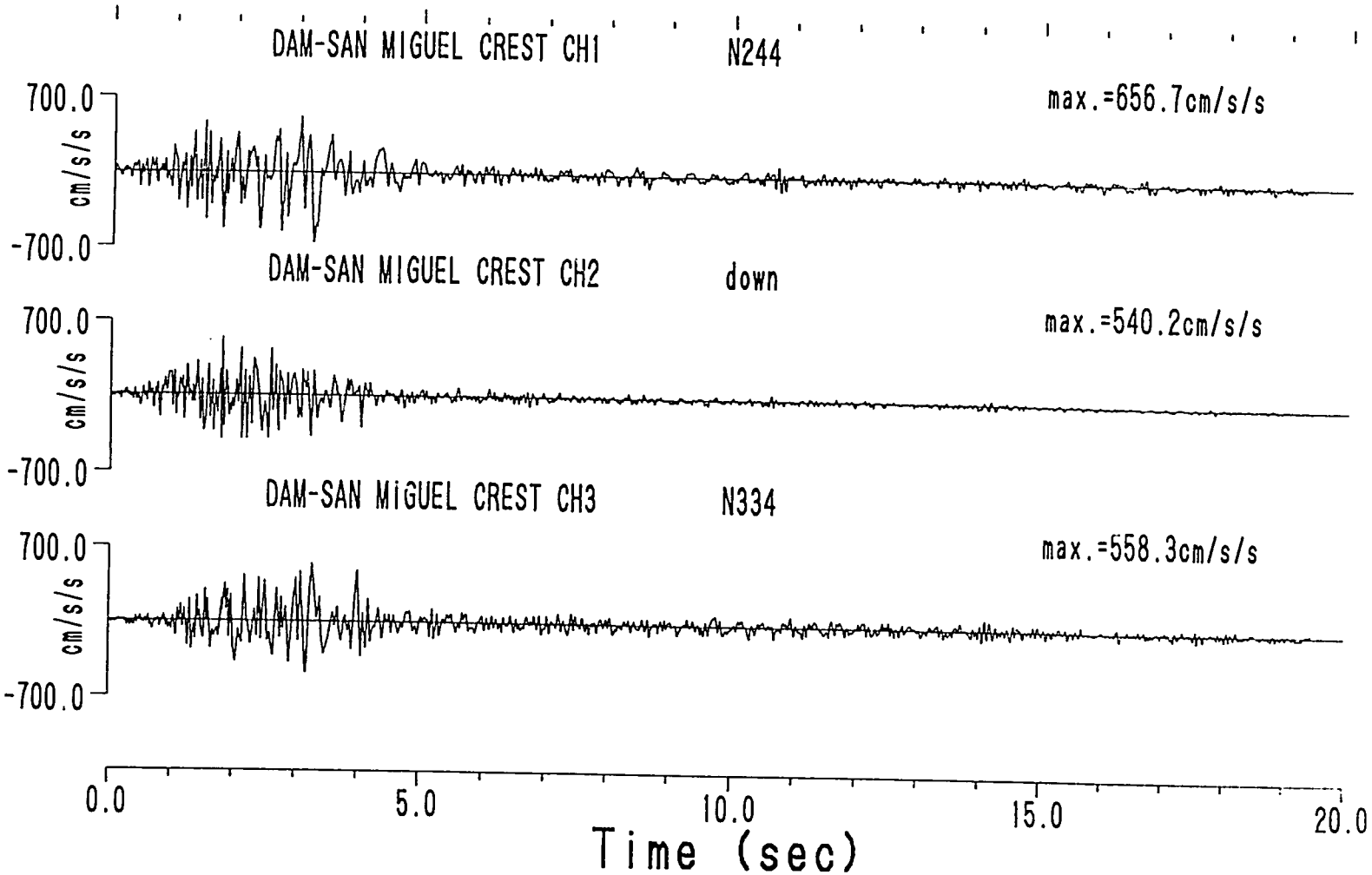



Fig. 4(b) Uncorrected Acceleration at San Miguel Dam (Crest) during the 1990 Piedras Negras Earthquake.

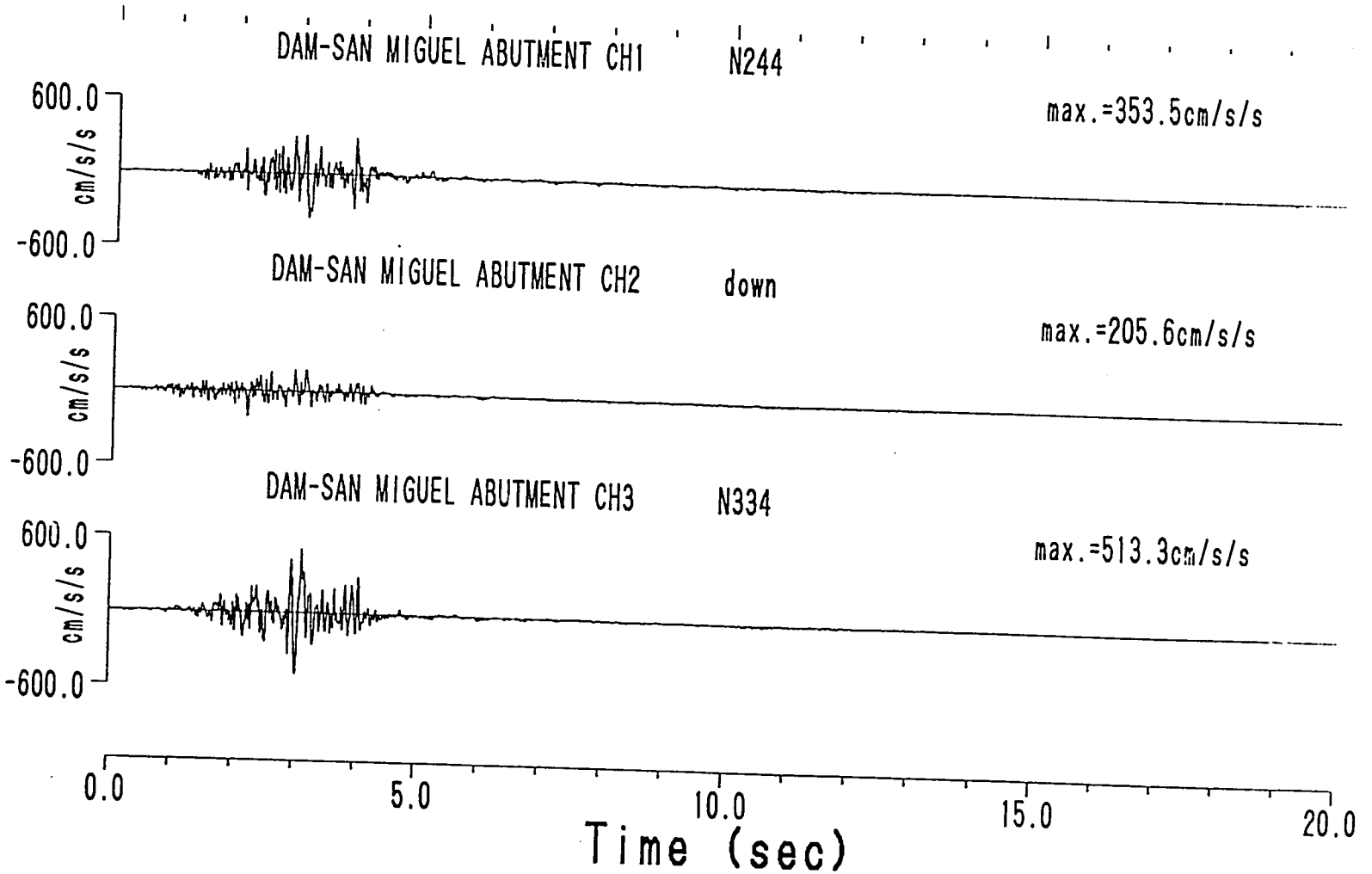



Fig. 4(c) Uncorrected Acceleration at San Miguel Dam (Abutment) during the 1990 Piedras Negras Earthquake.

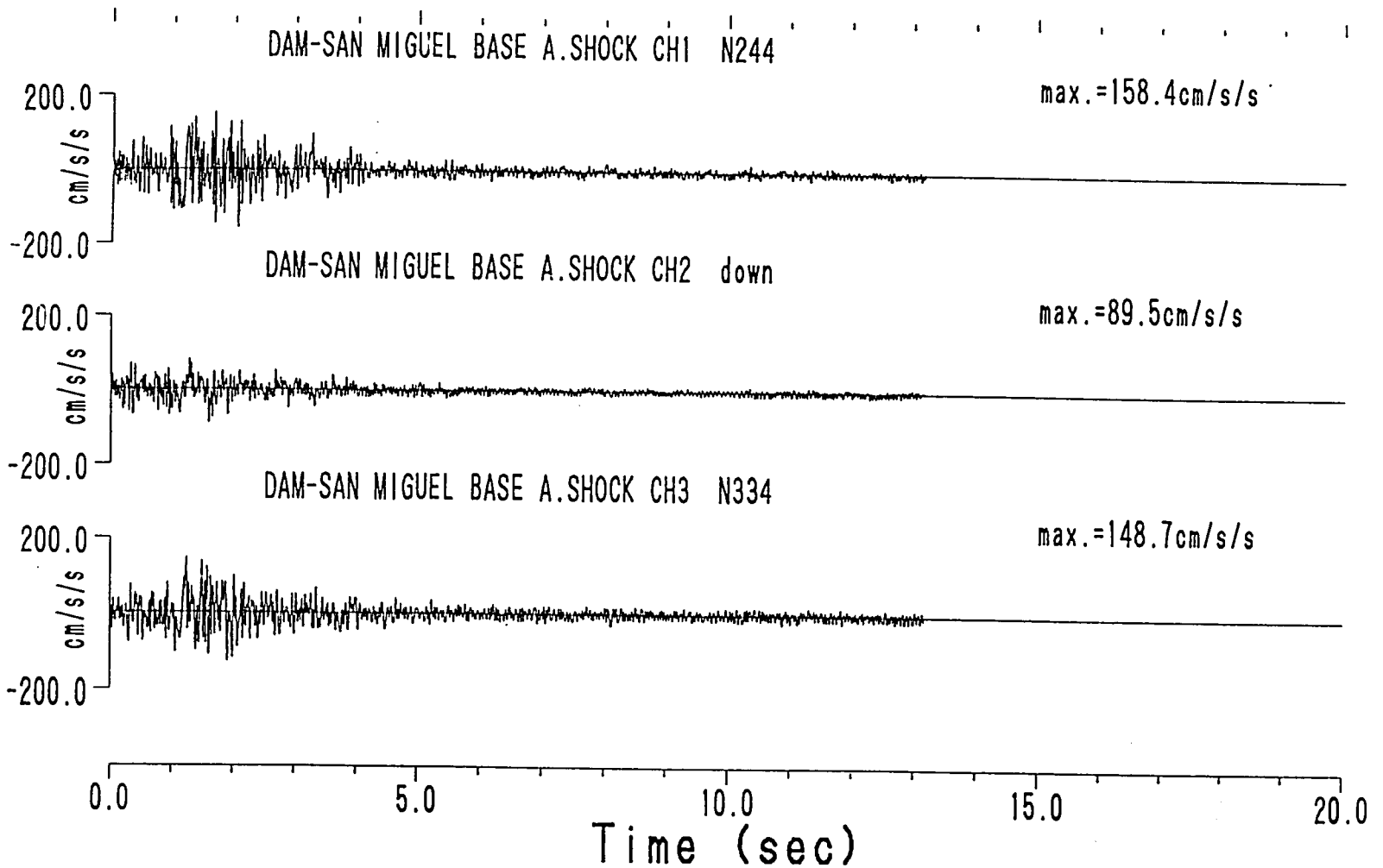



Fig. 4(d) Uncorrected Acceleration at San Miguel Dam (Base) during an Aftershock of the Piedras Negras Earthquake.

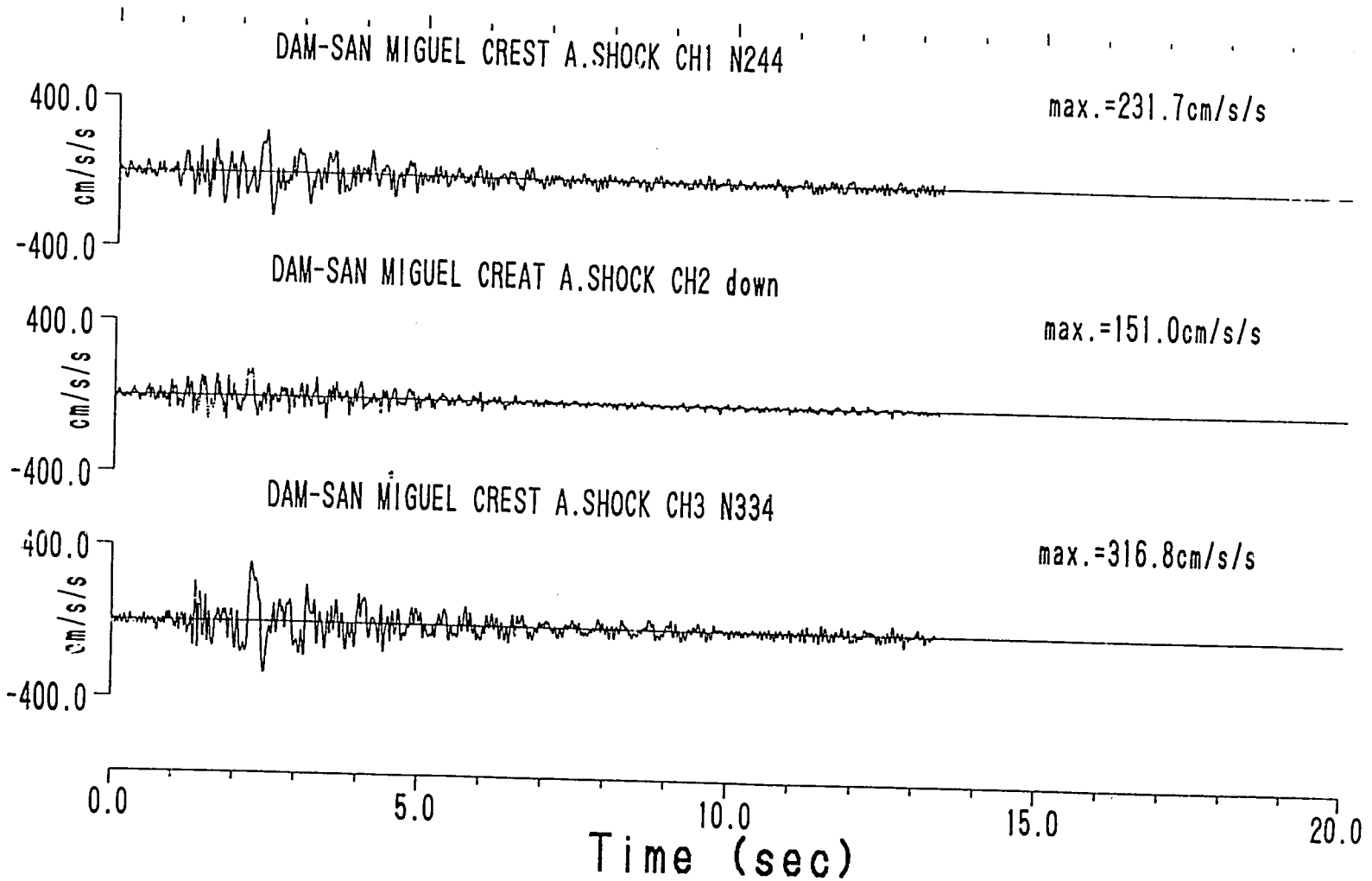



Fig. 4(e) Uncorrected Acceleration at San Miguel Dam (Crest) during an Aftershock of the Piedras Negras Earthquake.

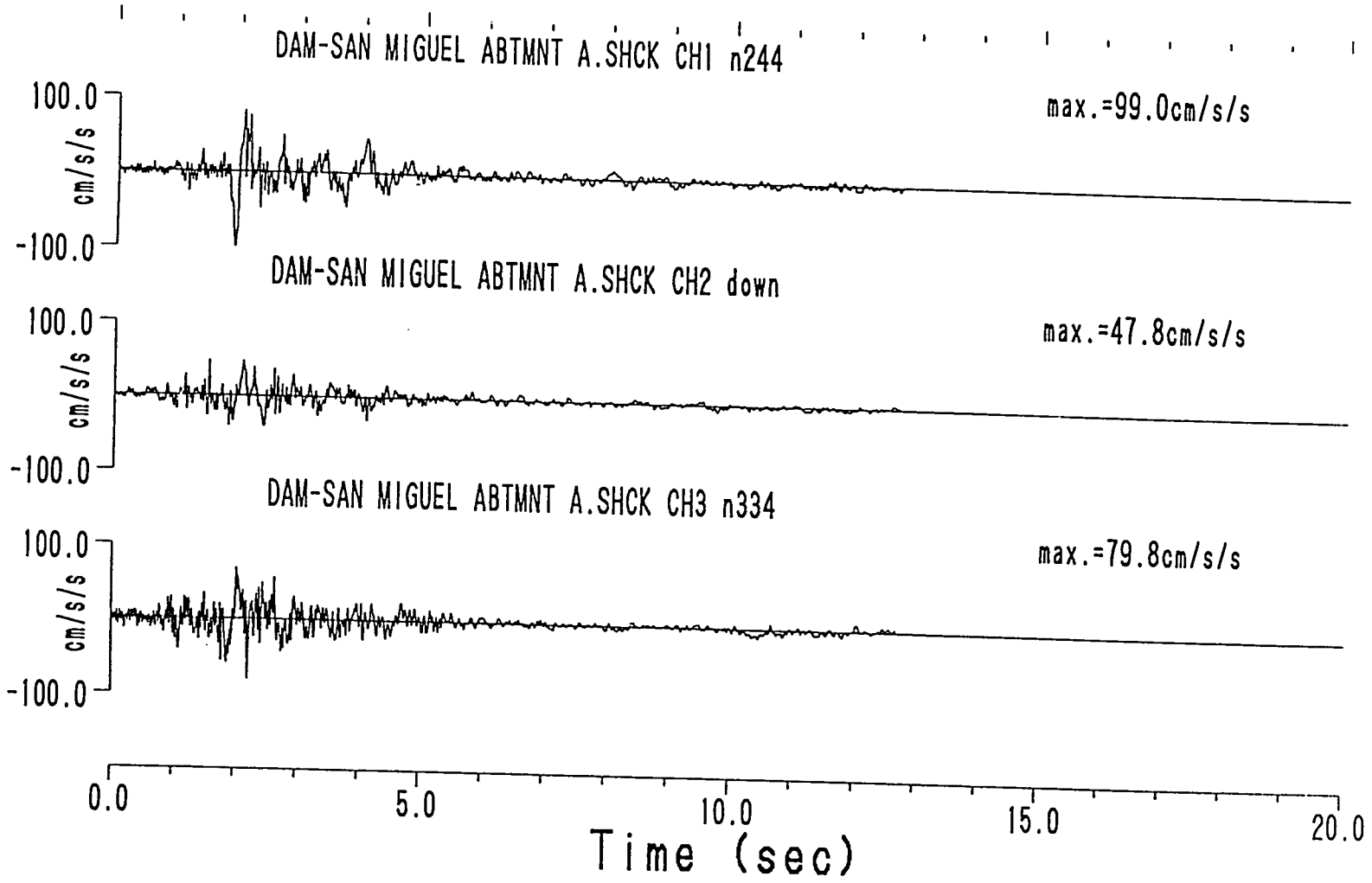



Fig. 4(f) Uncorrected Acceleration at San Miguel Dam (Abutment) during an Aftershock of the Piedras Negras Earthquake.

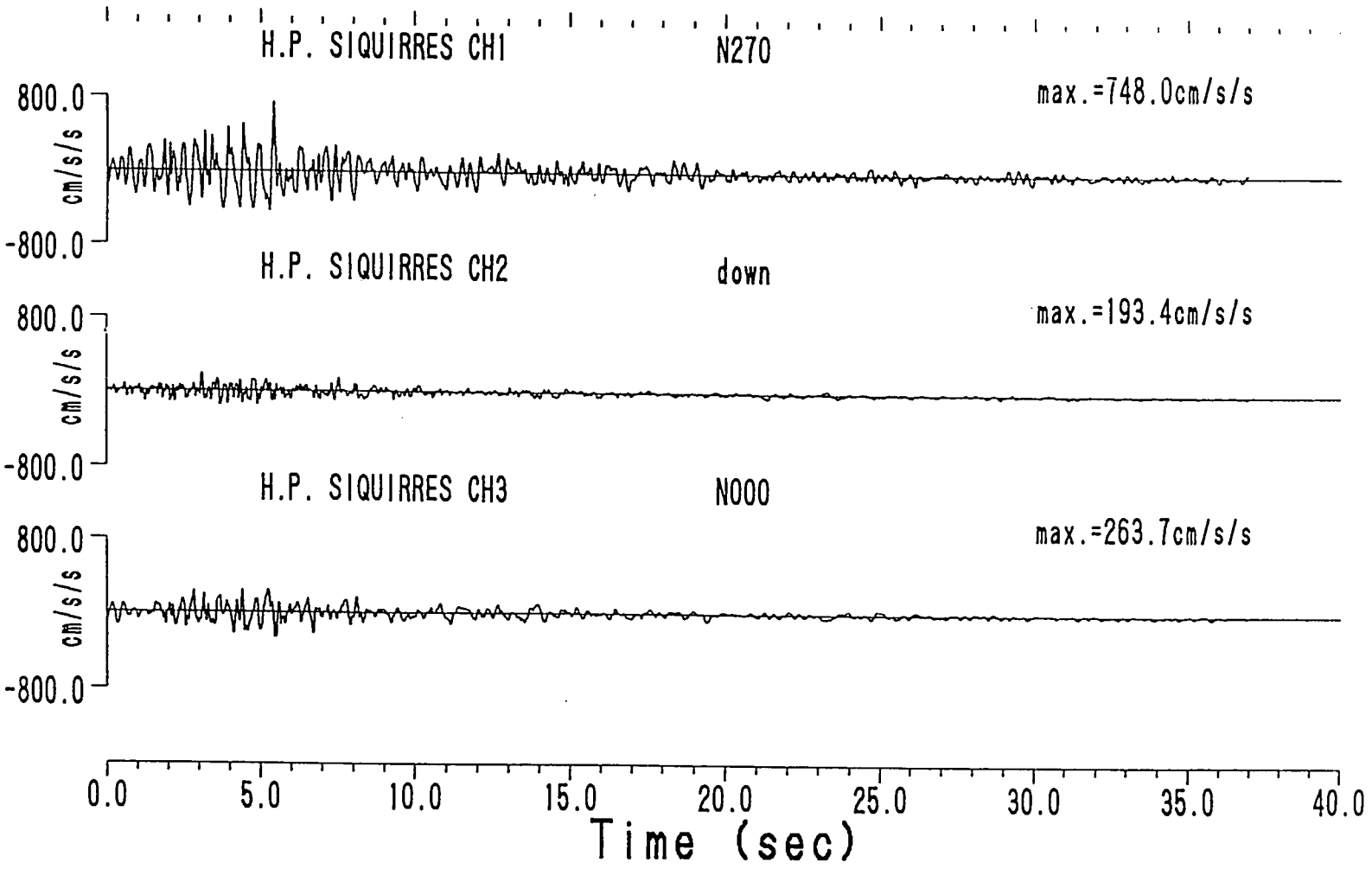



Fig. 4(g) Uncorrected Acceleration at Siquirres during the 1990 Limon Earthquake.

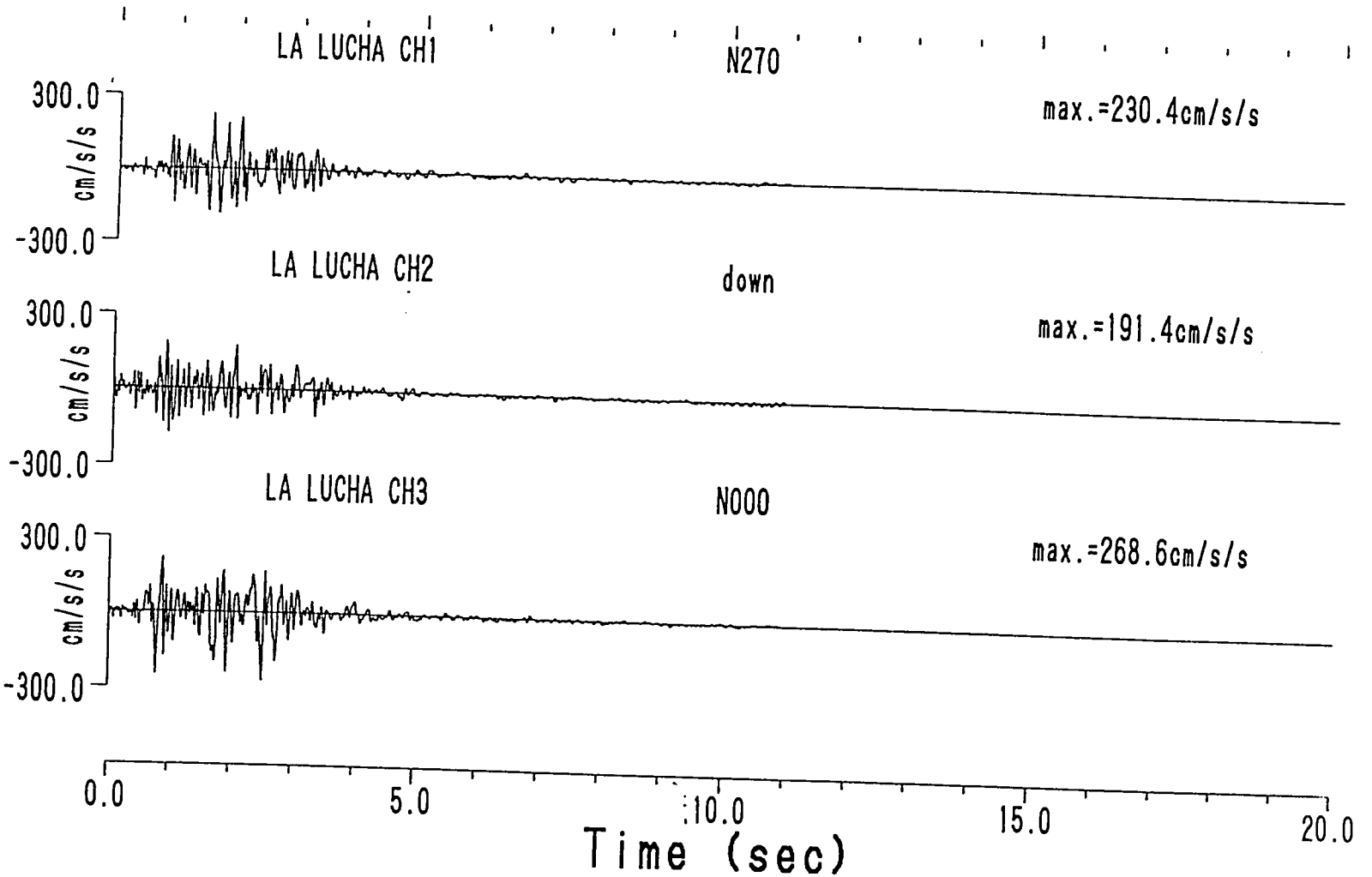



Fig. 4(h) Uncorrected Acceleration at La Lucha during the 1991 Frailes Earthquake.

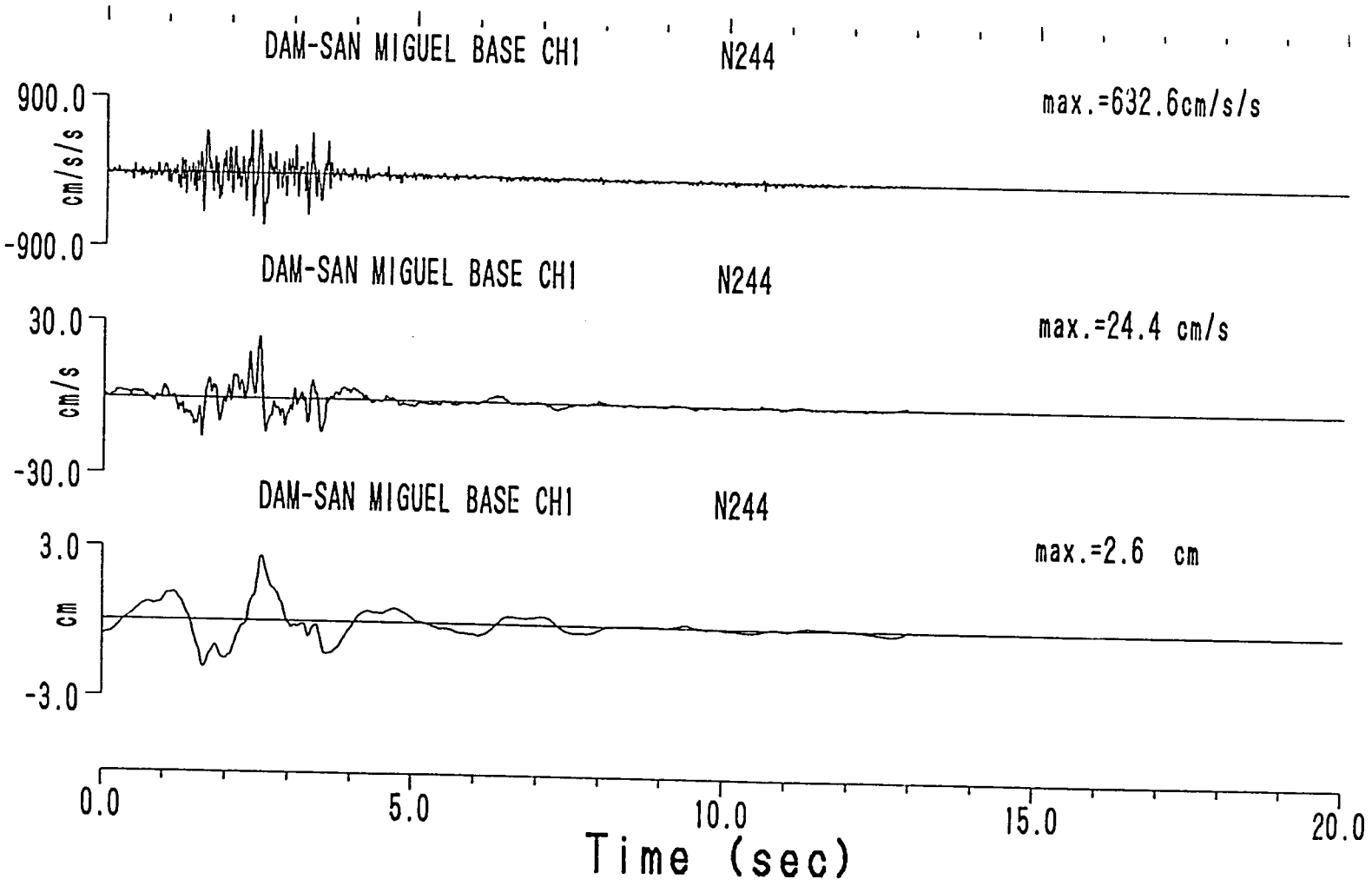



Fig. 5(a-1) Corrected Acceleration, Velocity and Displacement at San Miguel Dam (Base) during the 1990 Piedras Negras Earthquake.

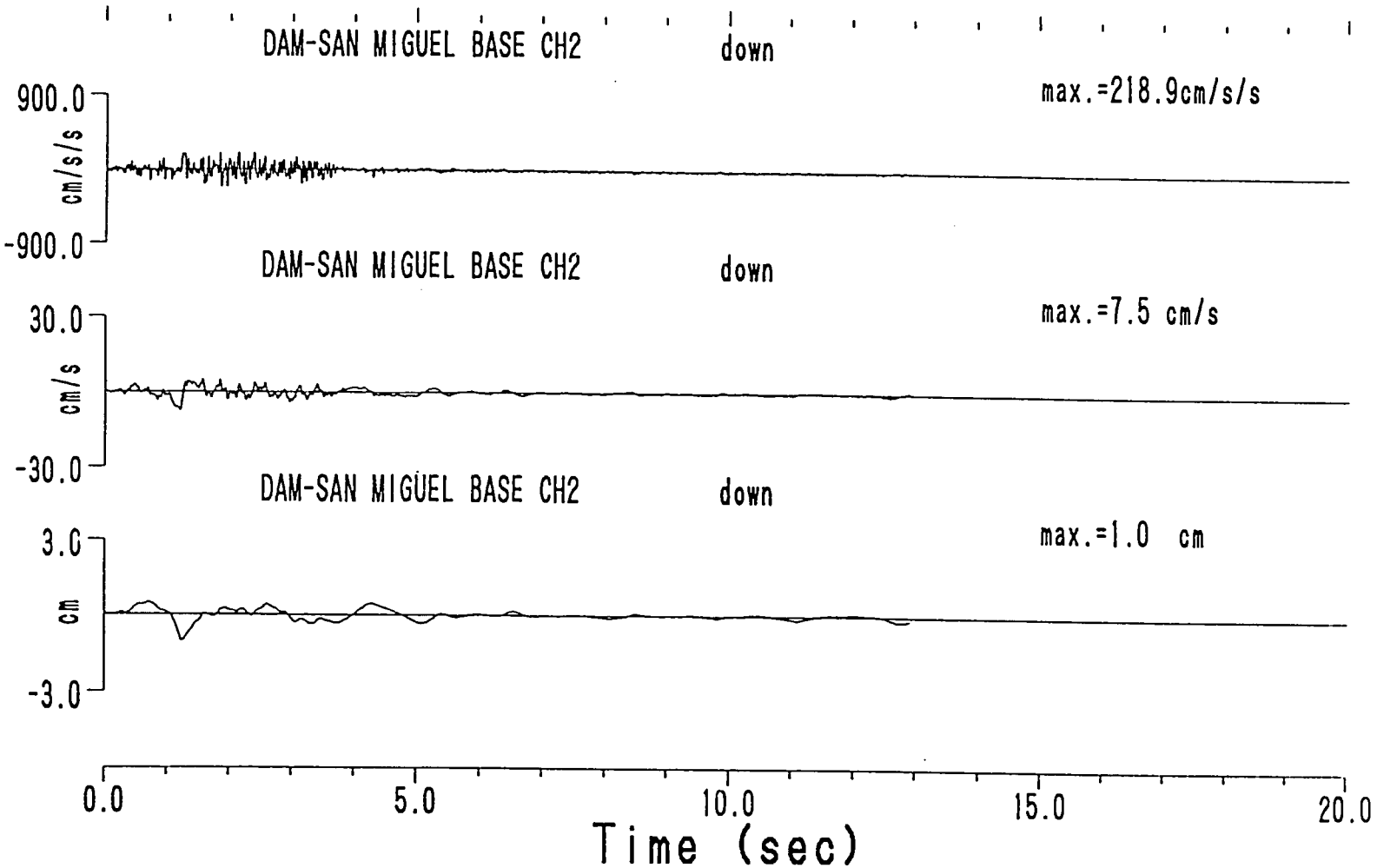



Fig. 5(a-2) Corrected Acceleration, Velocity and Displacement at San Miguel Dam (Base) during the 1990 Piedras Negras Earthquake.

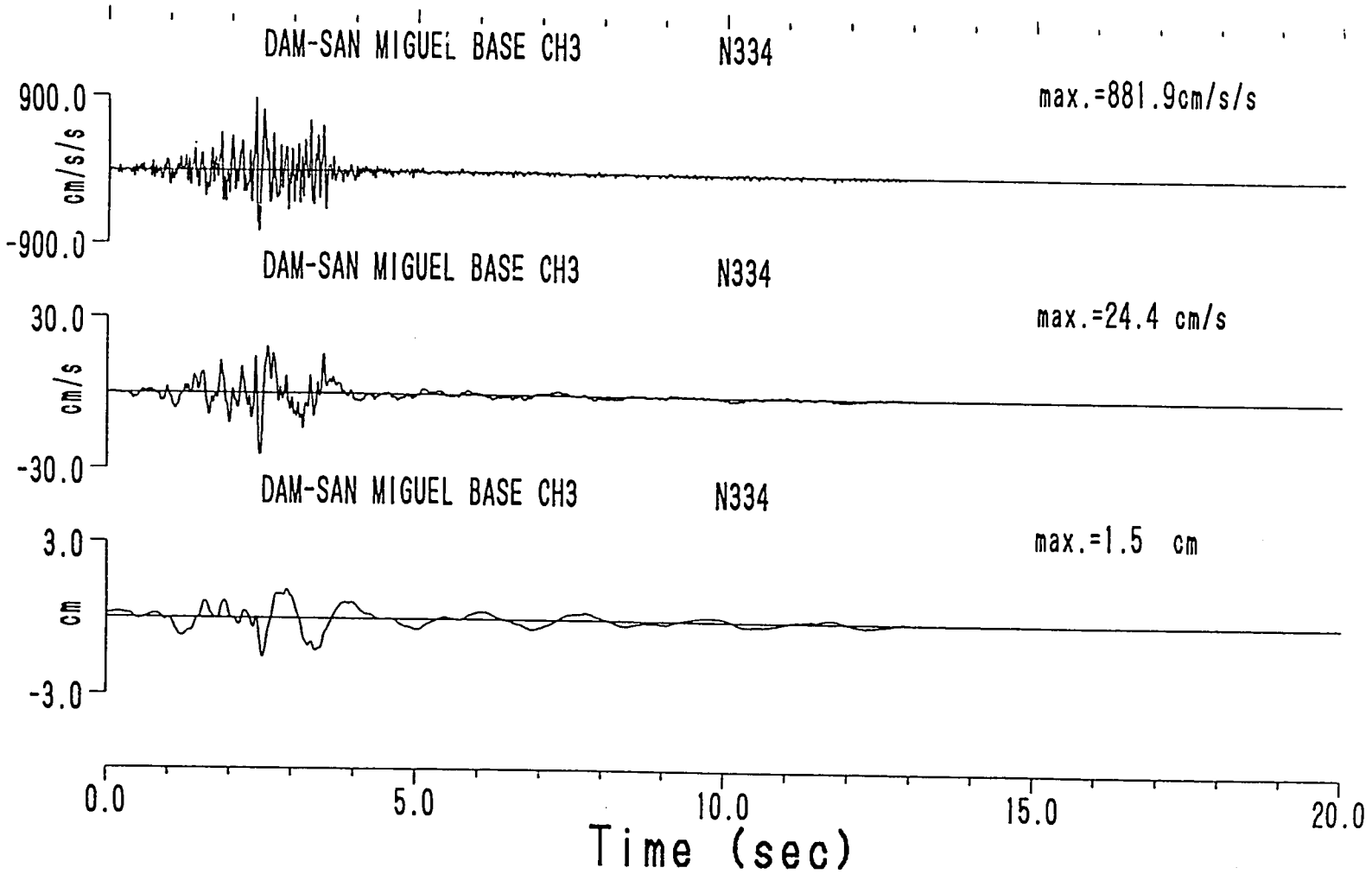



Fig. 5(a-3) Corrected Acceleration, Velocity and Displacement at San Miguel Dam (Base) during the 1990 Piedras Negras Earthquake.

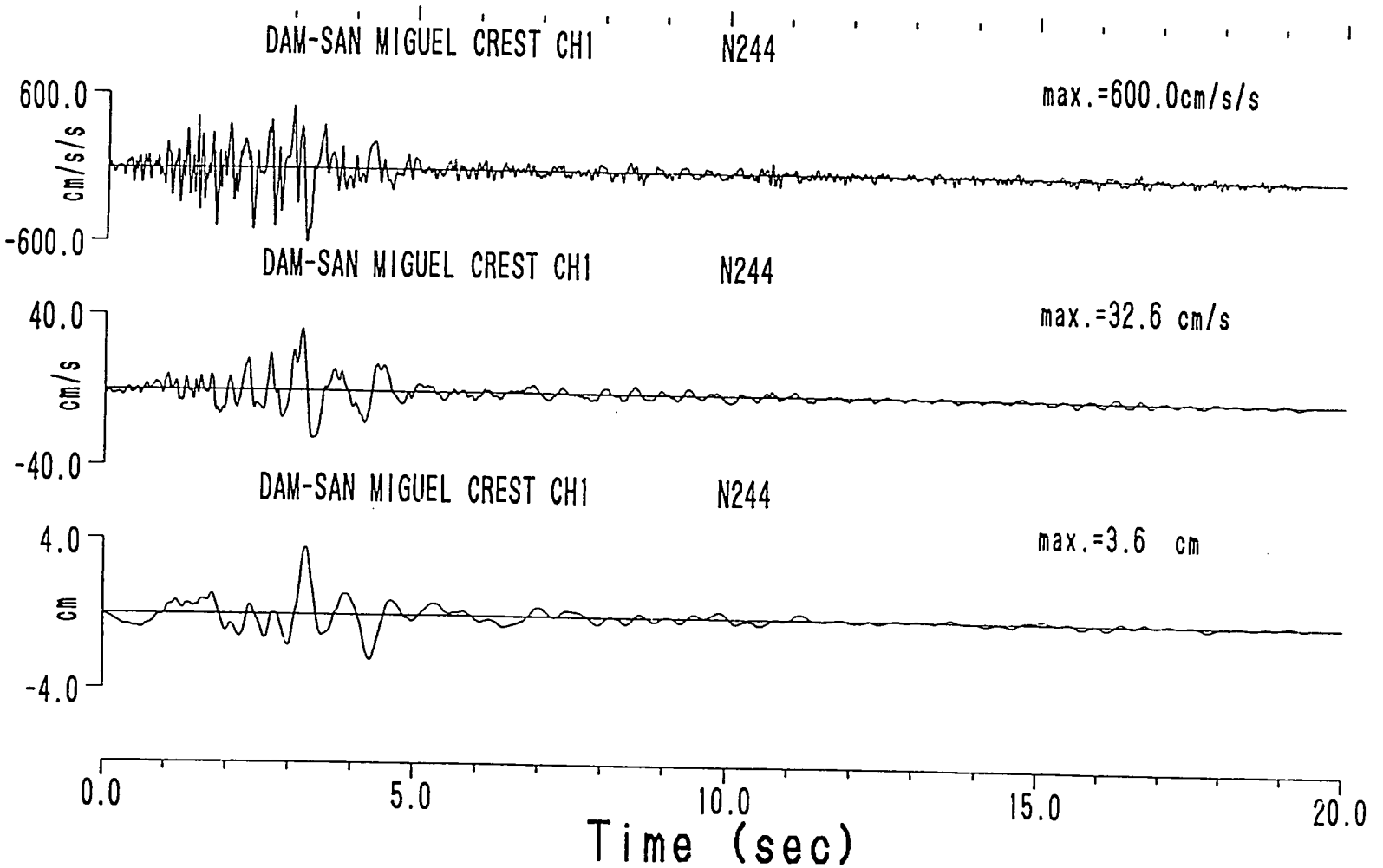



Fig. 5(b-1) Corrected Acceleration, Velocity and Displacement at San Miguel Dam (Crest) during the 1990 Piedras Negras Earthquake.

at San Miguel Dam (Crest) during the 1990 Piedras Negras Earthquake.

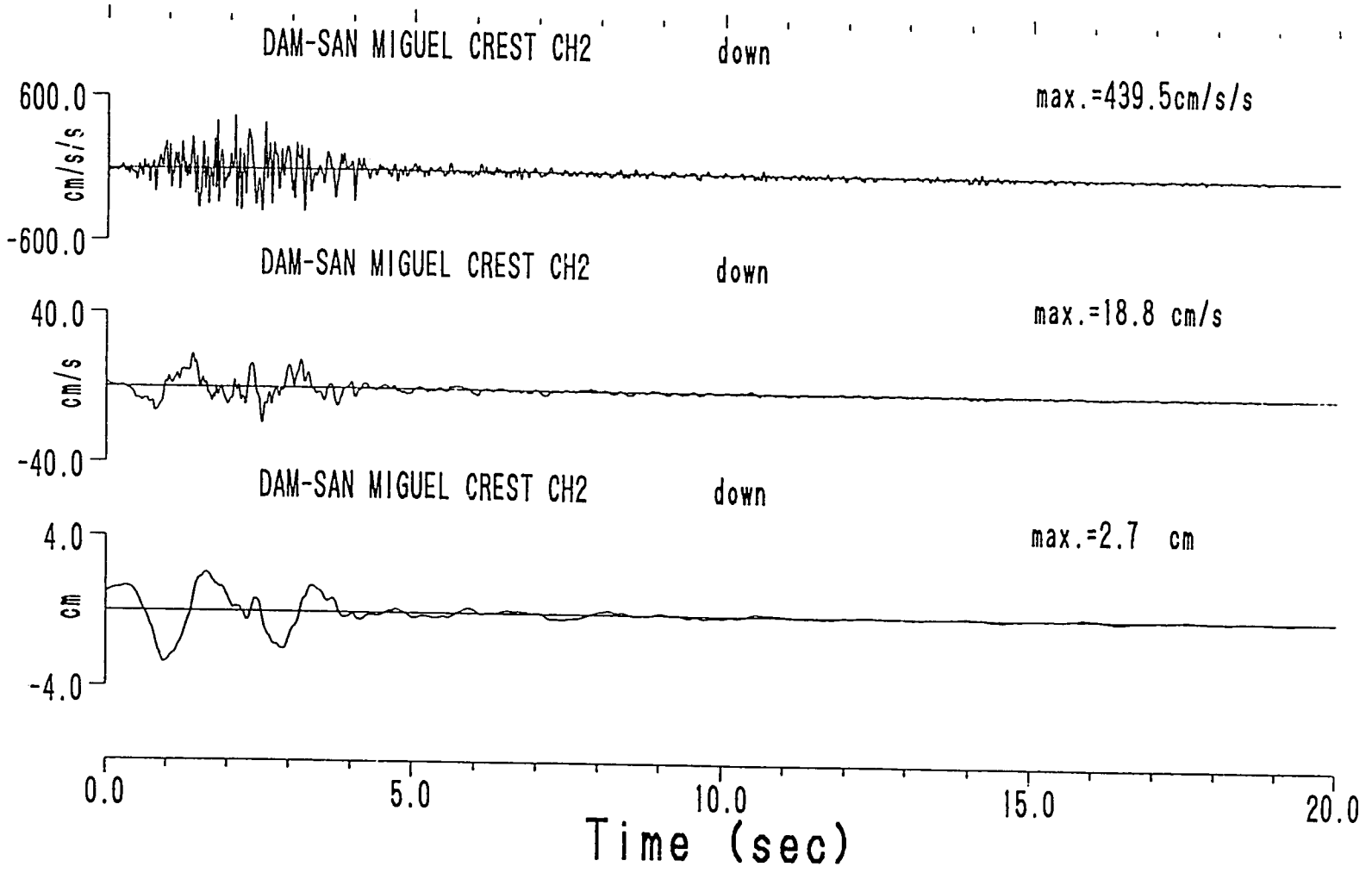



Fig. 5(b-2) Corrected Acceleration, Velocity and Displacement at San Miguel Dam (Crest) during the 1990 Piedras Negras Earthquake.

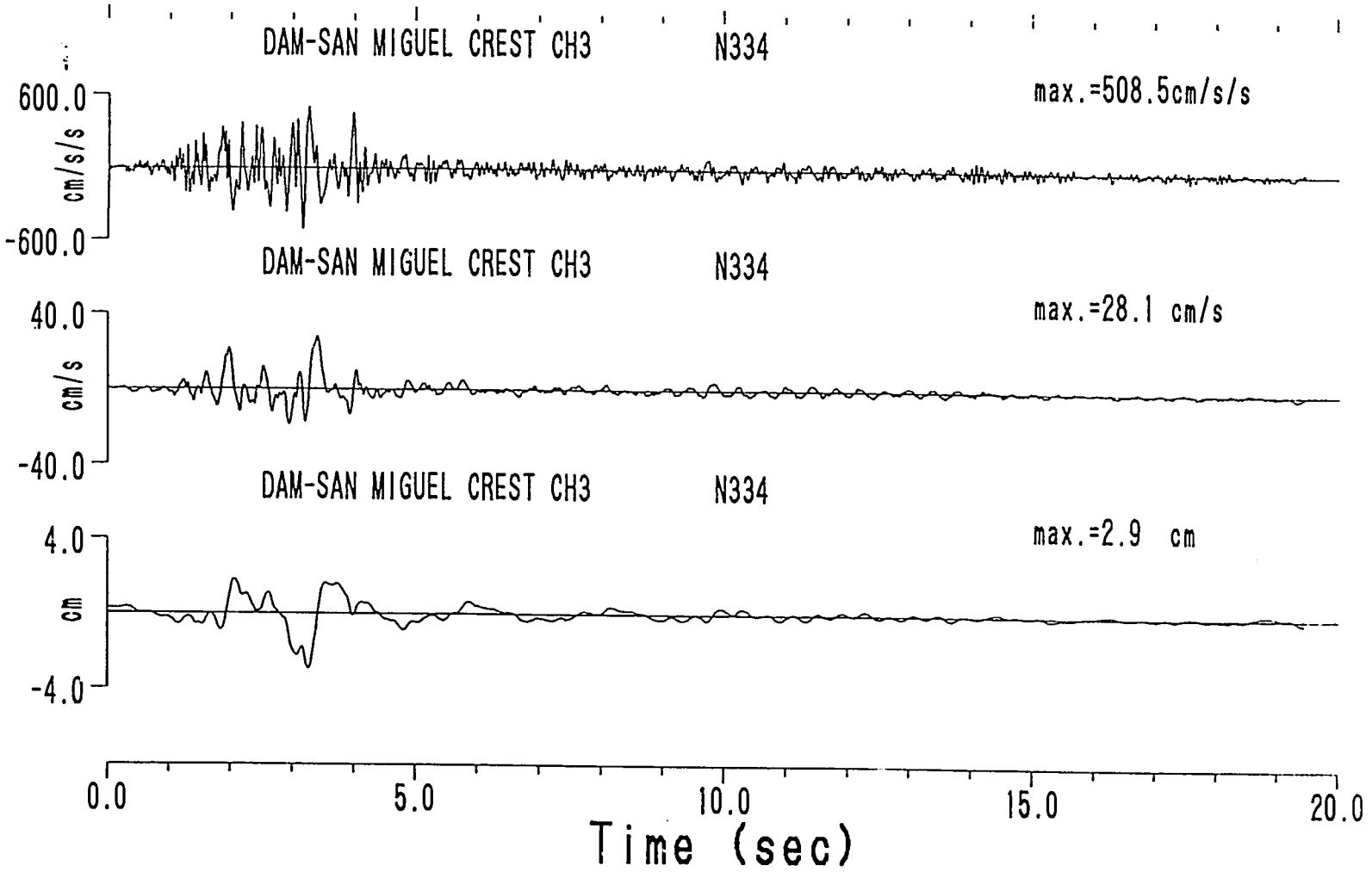



Fig. 5(b-3) Corrected Acceleration, Velocity and Displacement at San Miguel Dam (Crest) during the 1990 Piedras Negras Earthquake.

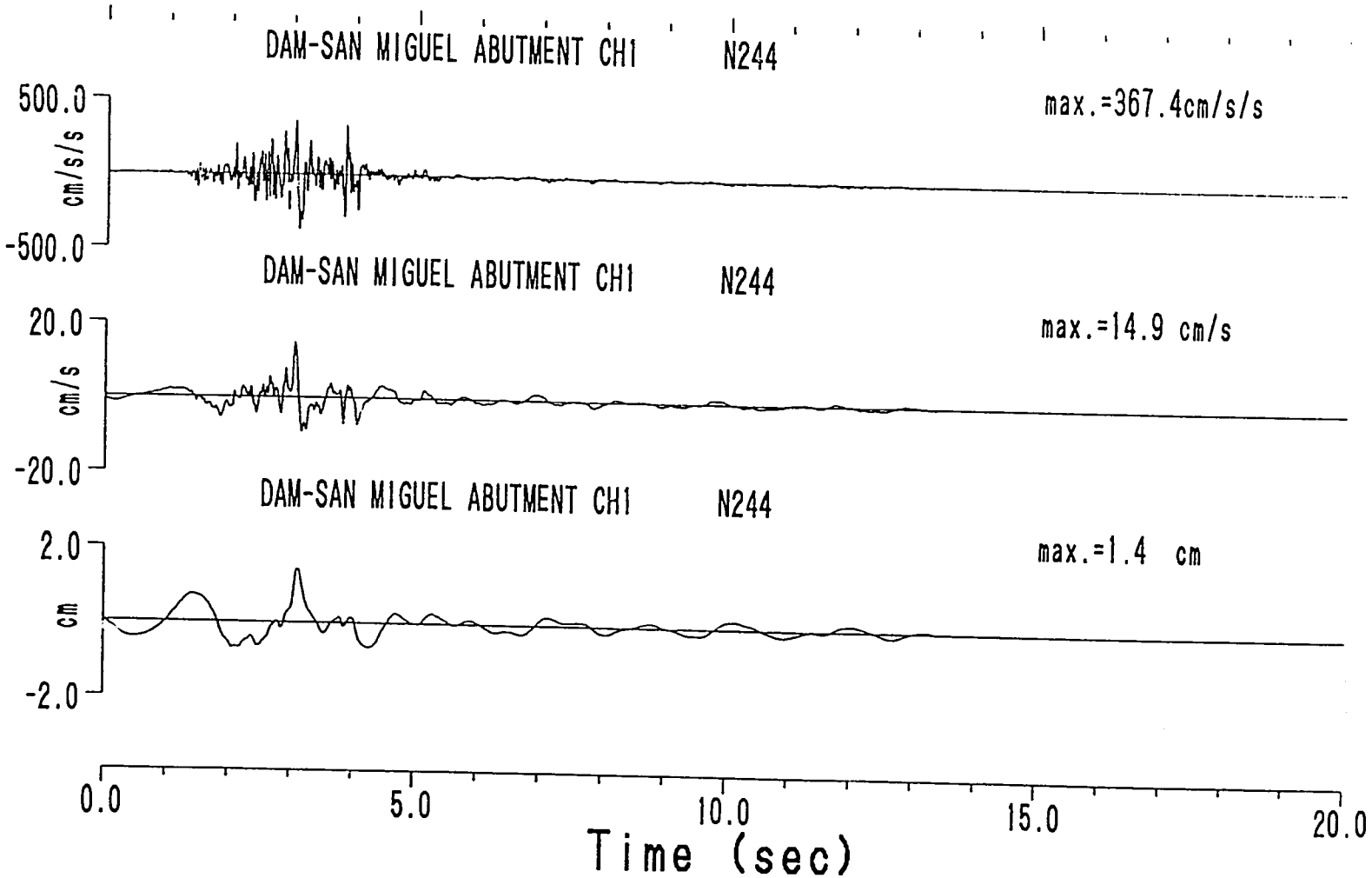



Fig. 5(c-1) Corrected Acceleration, Velocity and Displacement at San Miguel Dam (Abutment) during the 1990 Piedras Negras Earthquake.

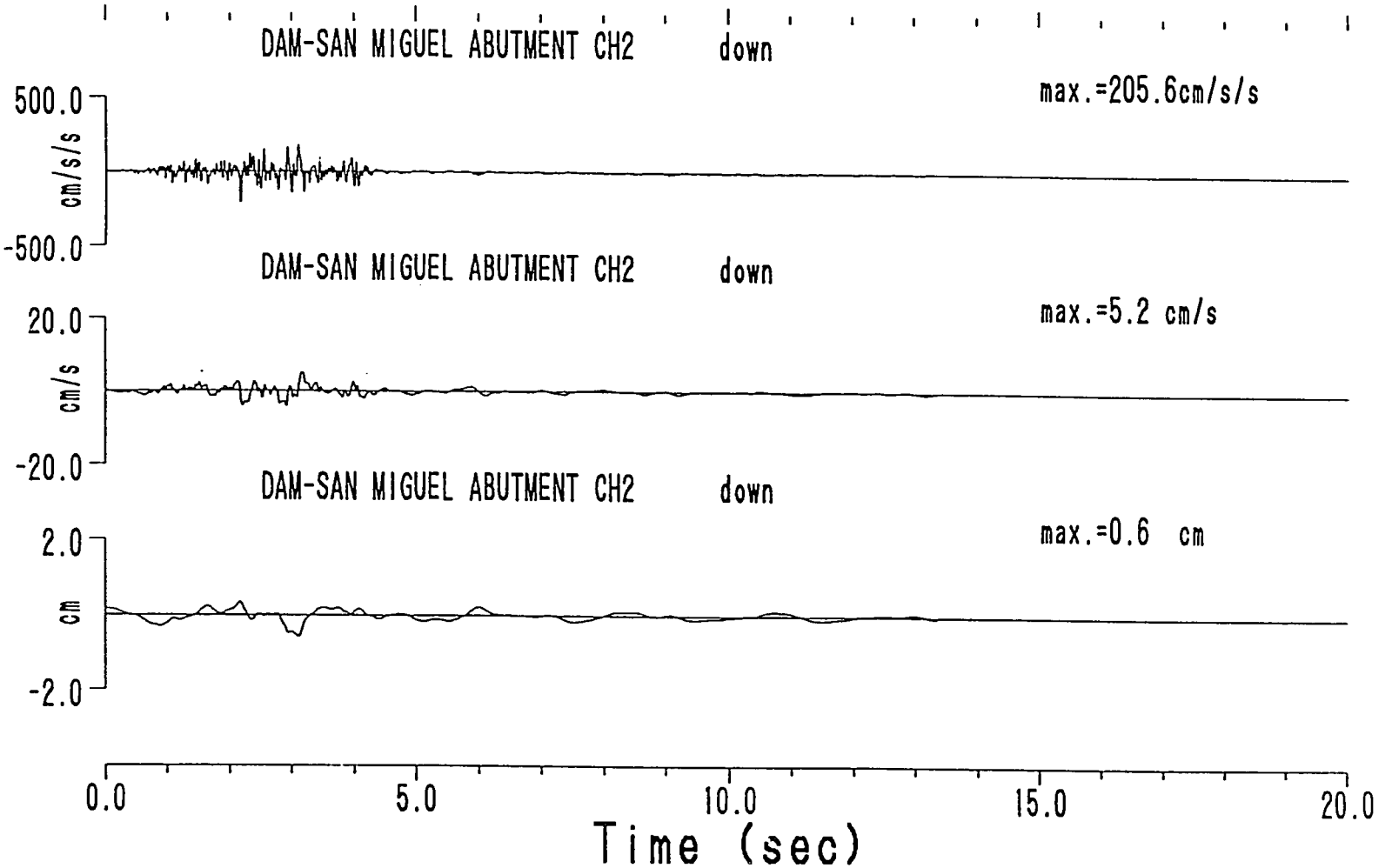



Fig. 5(c-2) Corrected Acceleration, Velocity and Displacement at San Miguel Dam (Abutment) during the 1990 Piedras Negras Earthquake.

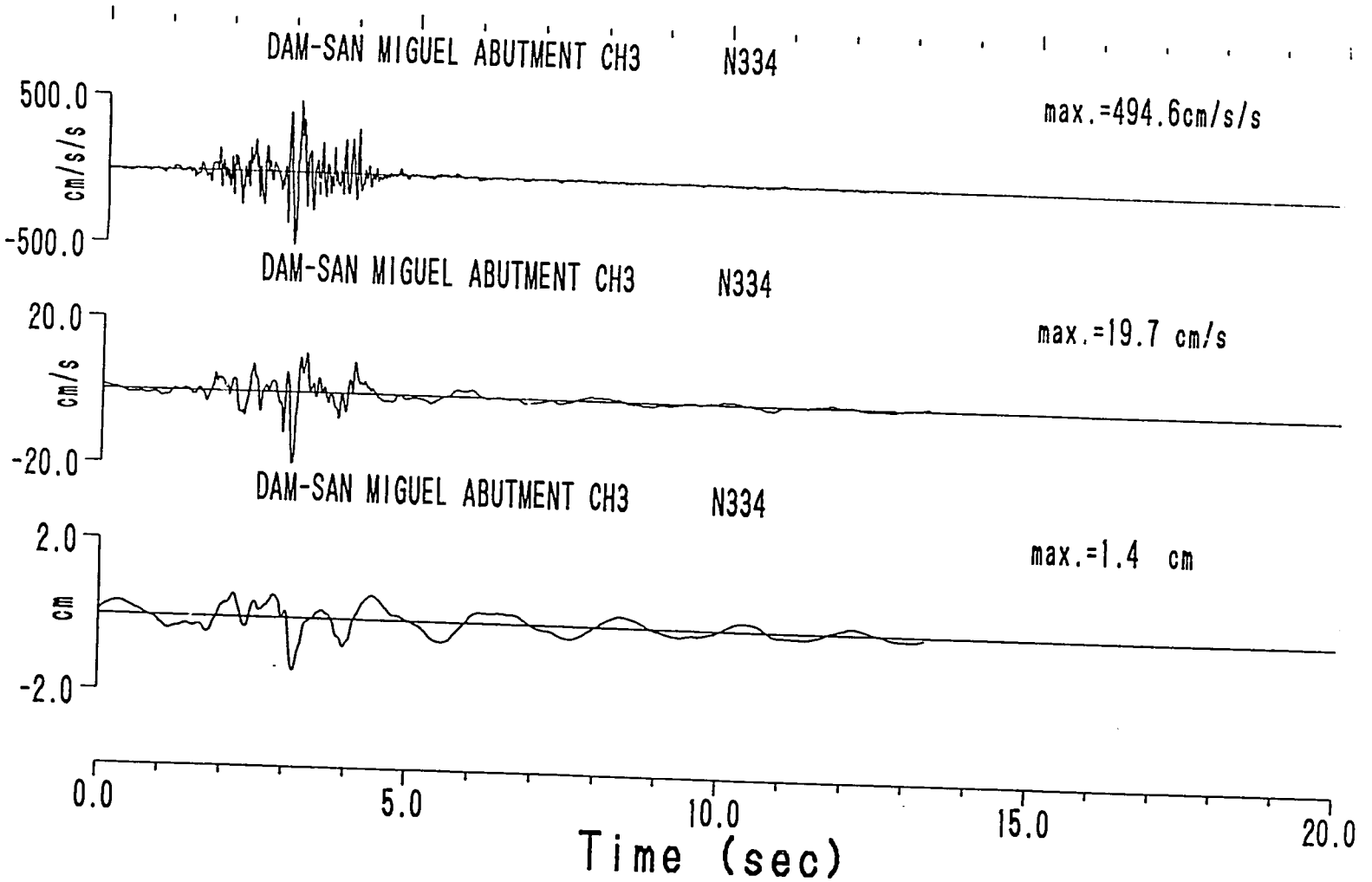



Fig. 5(c-3) Corrected Acceleration, Velocity and Displacement at San Miguel Dam (Abutment) during the 1990 Piedras Negras Earthquake.

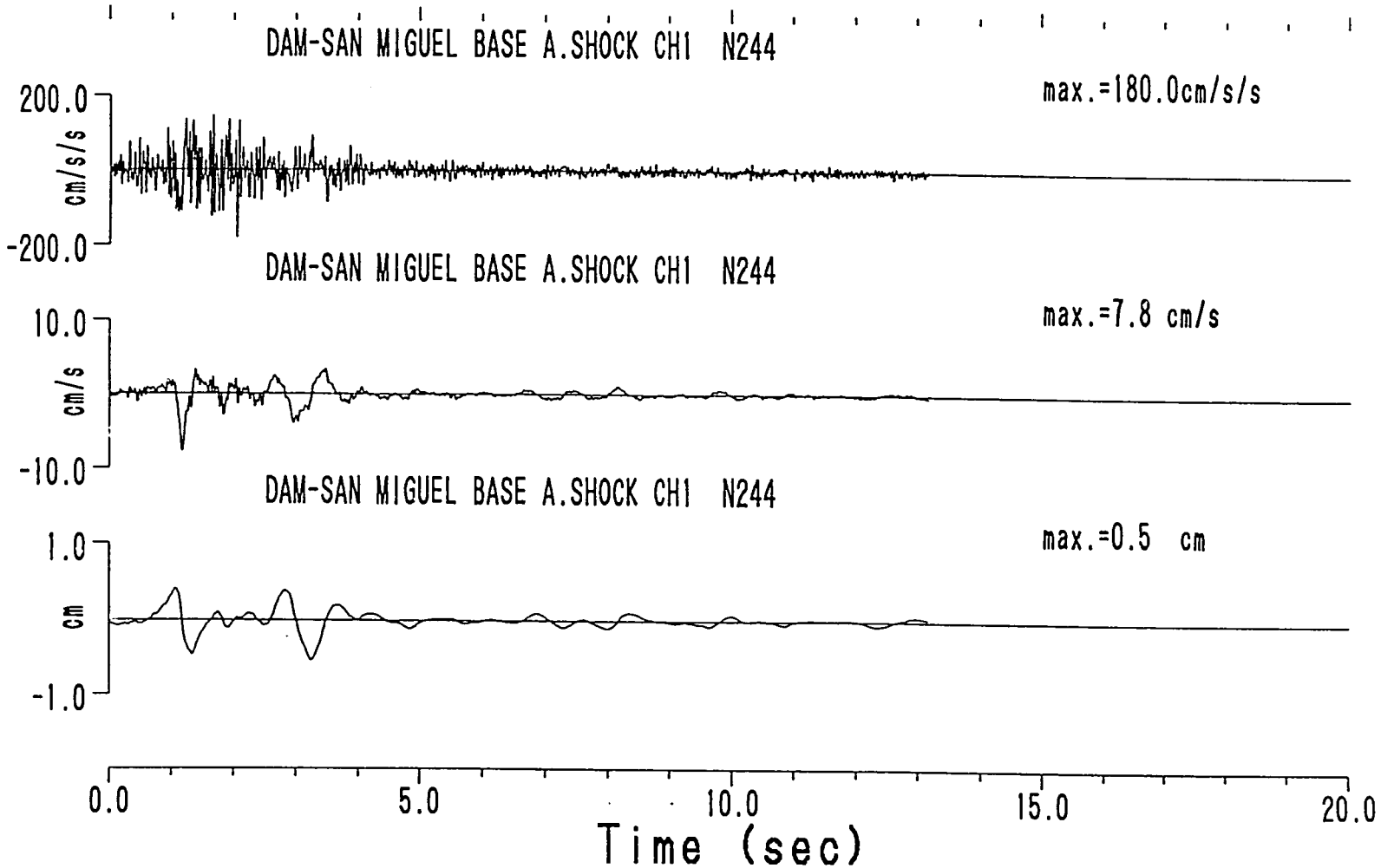



Fig. 5(d-1) Corrected Acceleration, Velocity and Displacement at San Miguel Dam (Base) during an Aftershock of the Piedras Negras Earthquake.

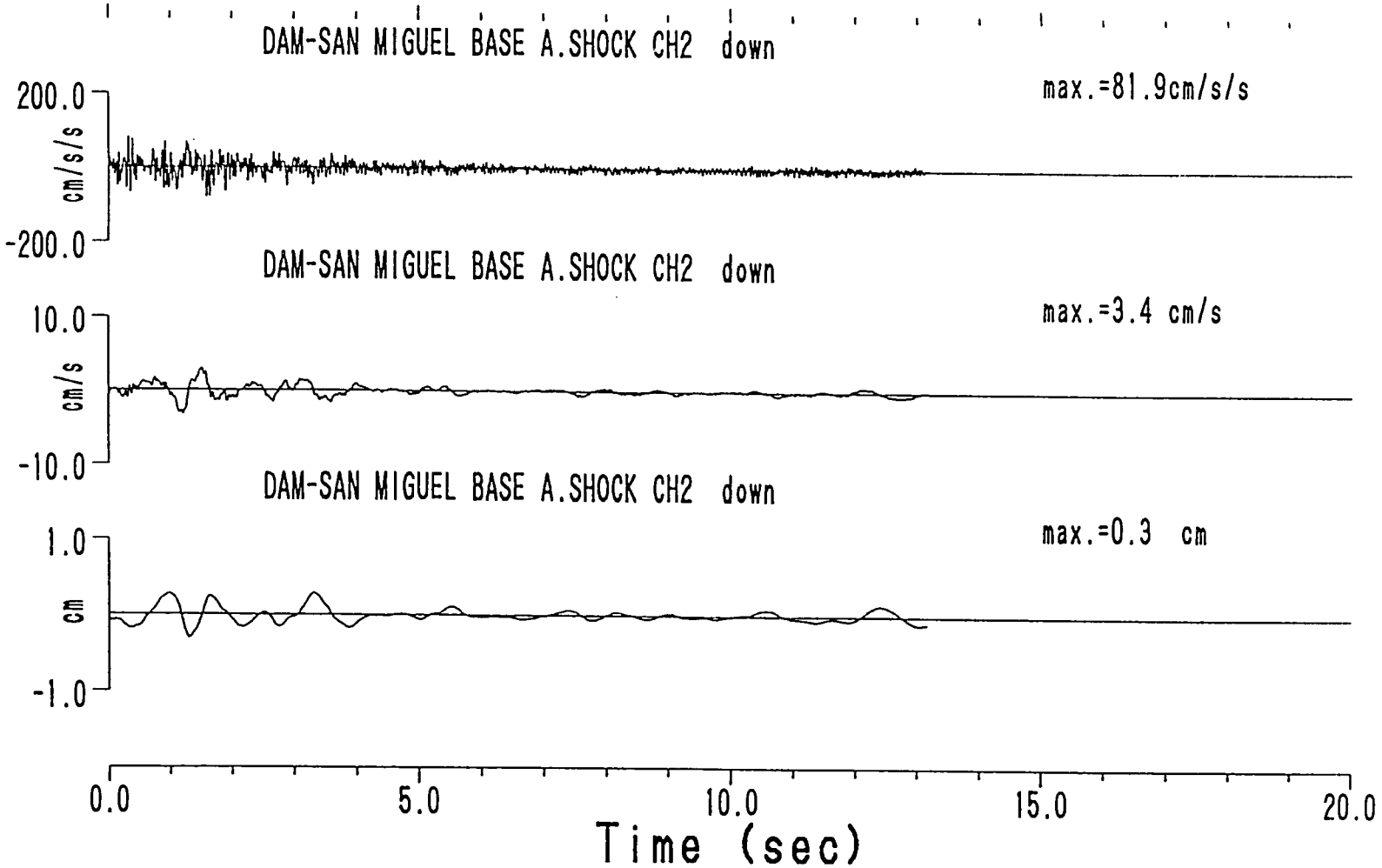



Fig. 5(d-2) Corrected Acceleration, Velocity and Displacement at San Miguel Dam (Base) during an Aftershock of the Piedras Negras Earthquake.

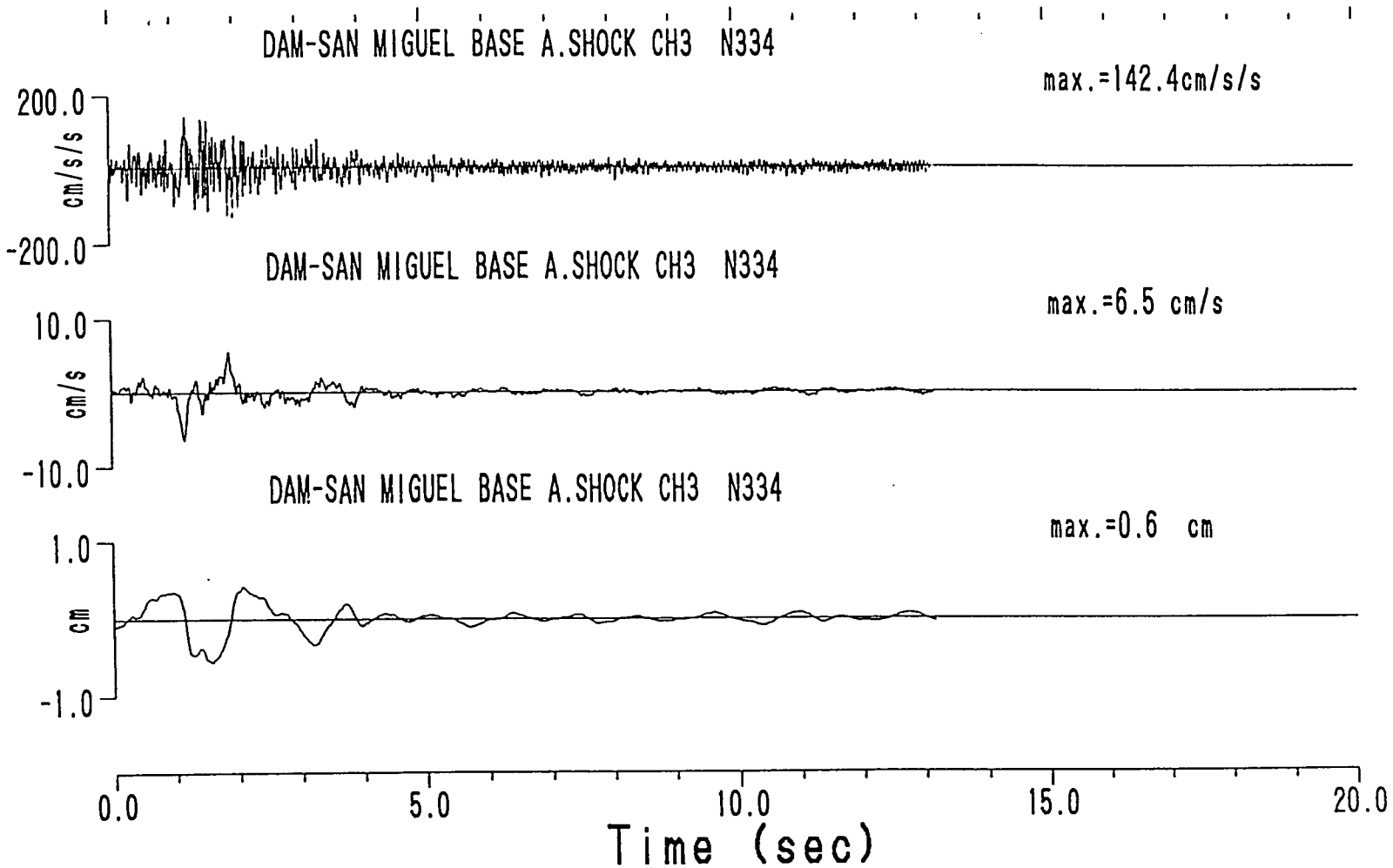



Fig. 5(d-3) Corrected Acceleration, Velocity and Displacement at San Miguel Dam (Base) during an Aftershock of the Piedras Negras Earthquake.

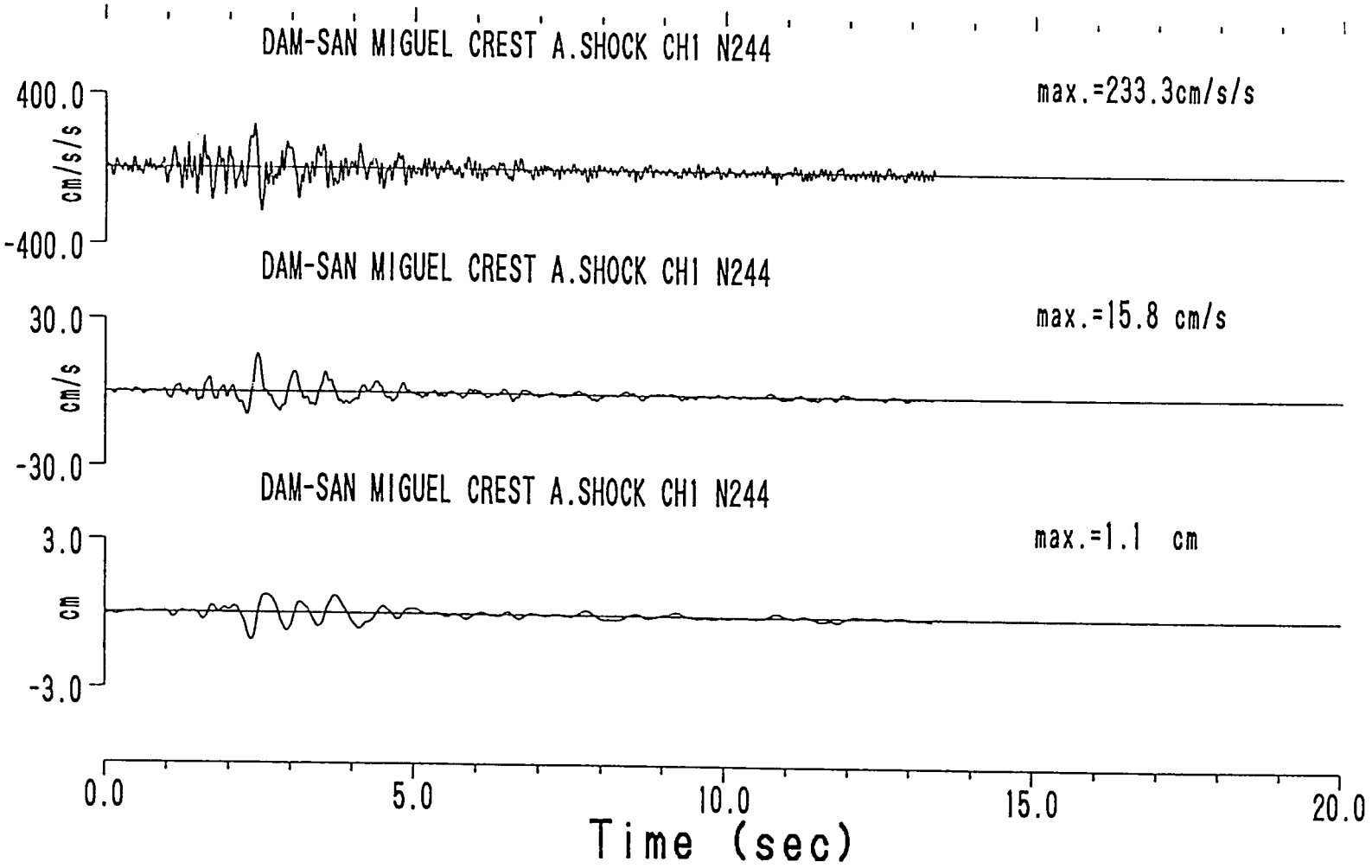



Fig. 5(e-1) Corrected Acceleration, Velocity and Displacement at San Miguel Dam (Crest) during an Aftershock of the Piedras Negras Earthquake.

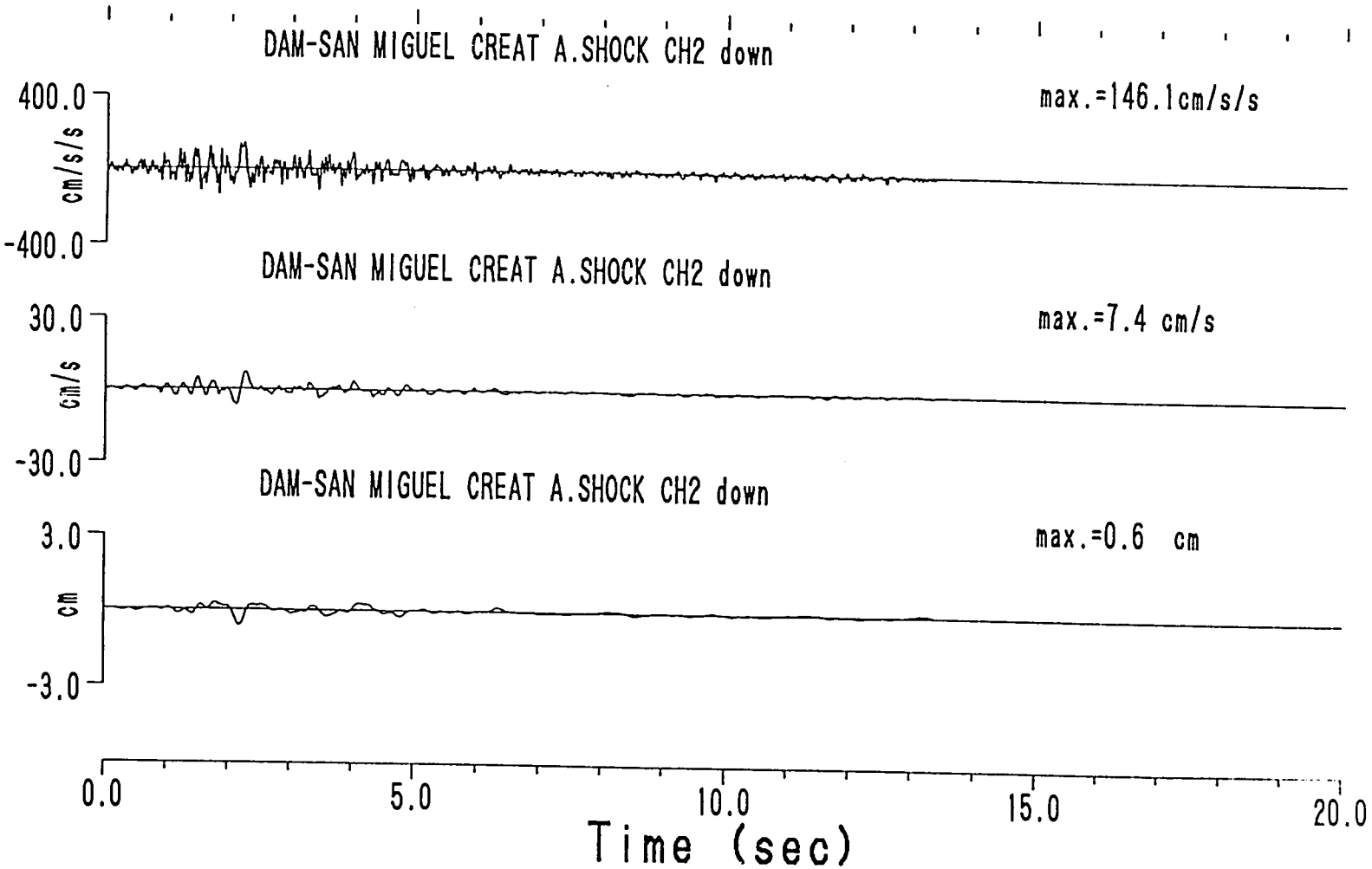



Fig. 5(e-2) Corrected Acceleration, Velocity and Displacement at San Miguel Dam (Crest) during an Aftershock of the Piedras Negras Earthquake.

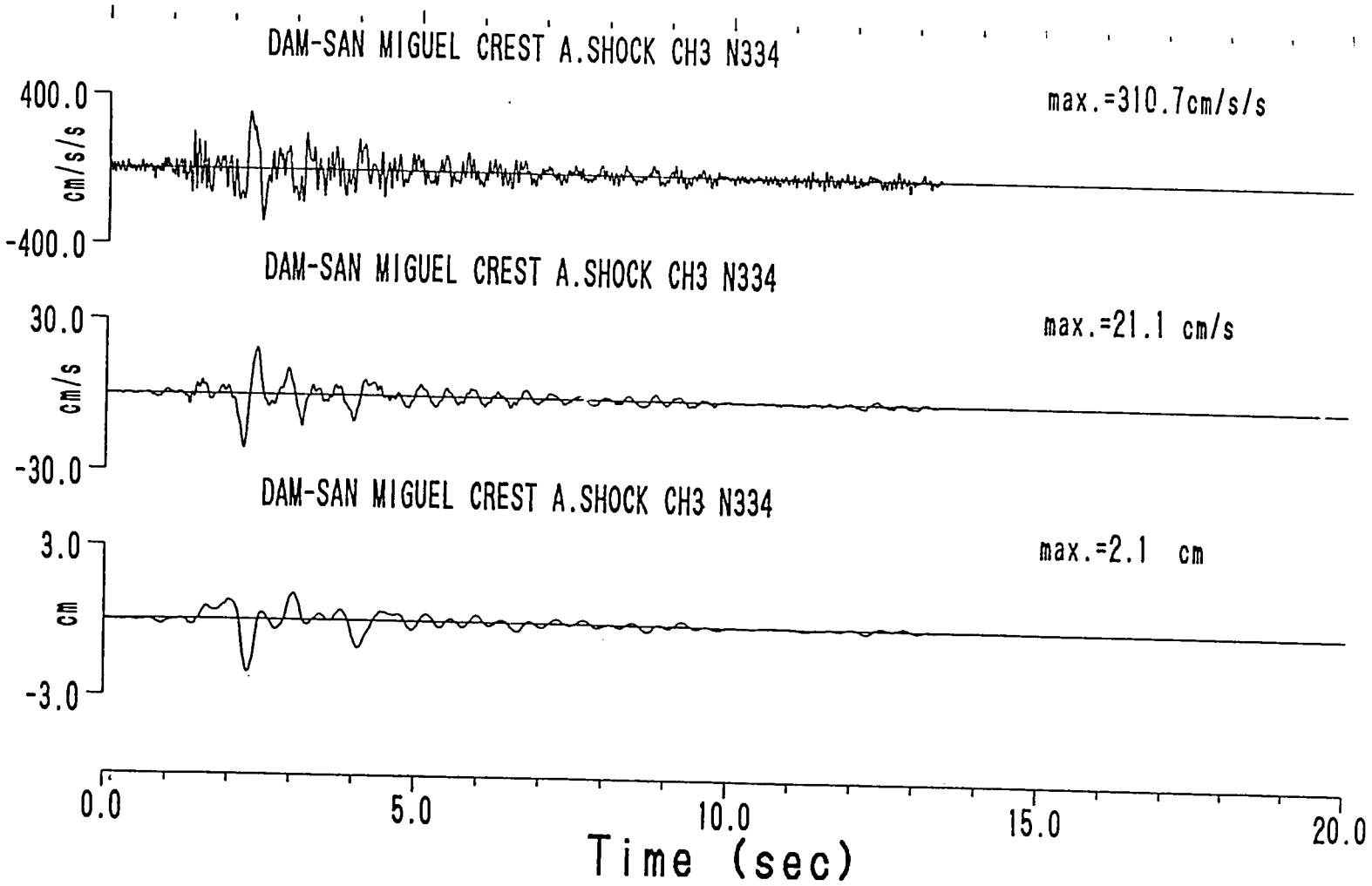



Fig. 5(e-3) Corrected Acceleration, Velocity and Displacement at San Miguel Dam (Crest) during an Aftershock of the Piedras Negras Earthquake.

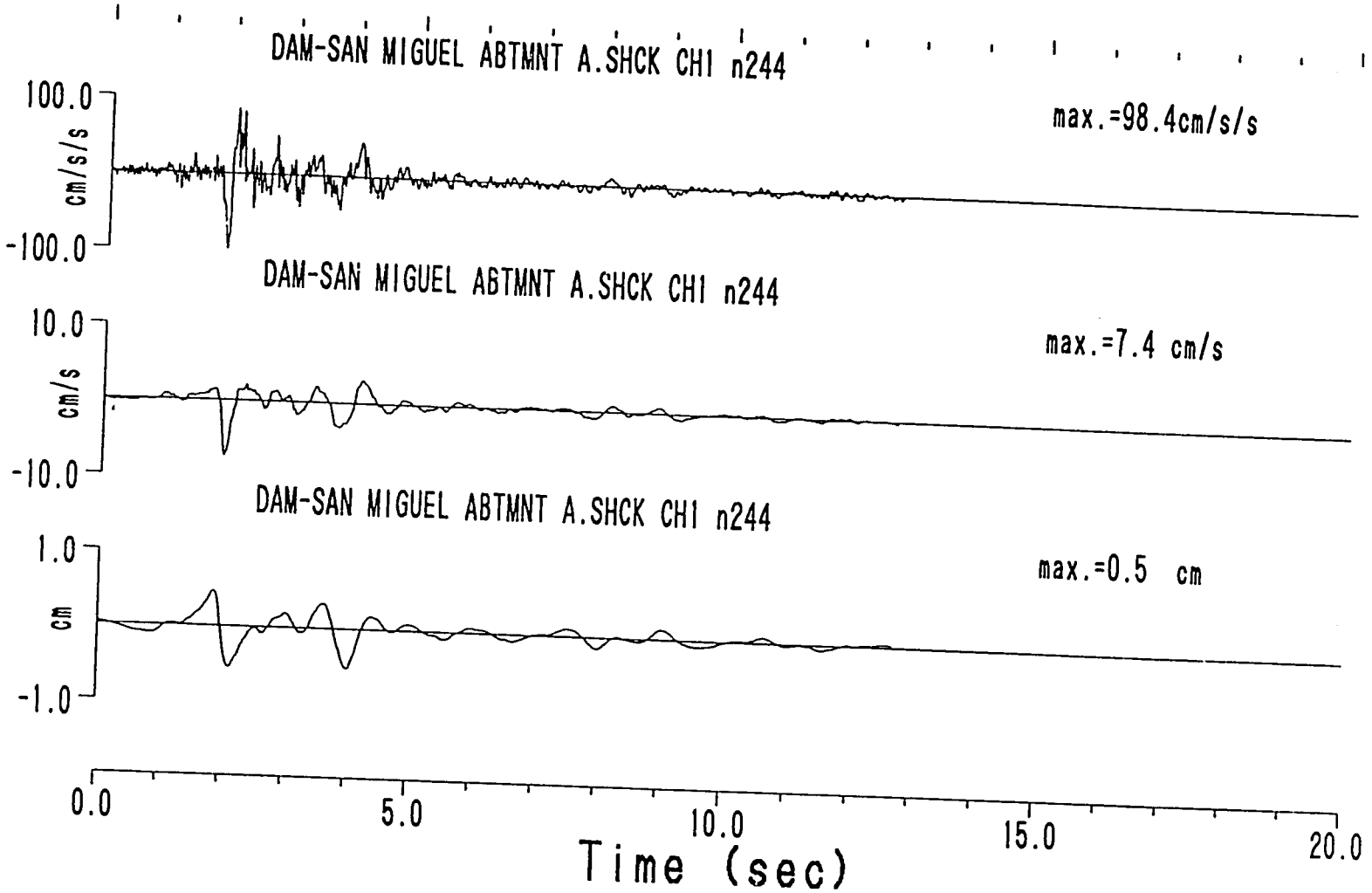



Fig. 5(f-1) Corrected Acceleration, Velocity and Displacement

Fig. 5(f-1) [illegible]
at S-
[illegible] during an Aftershock
[illegible]negras Earthquake.

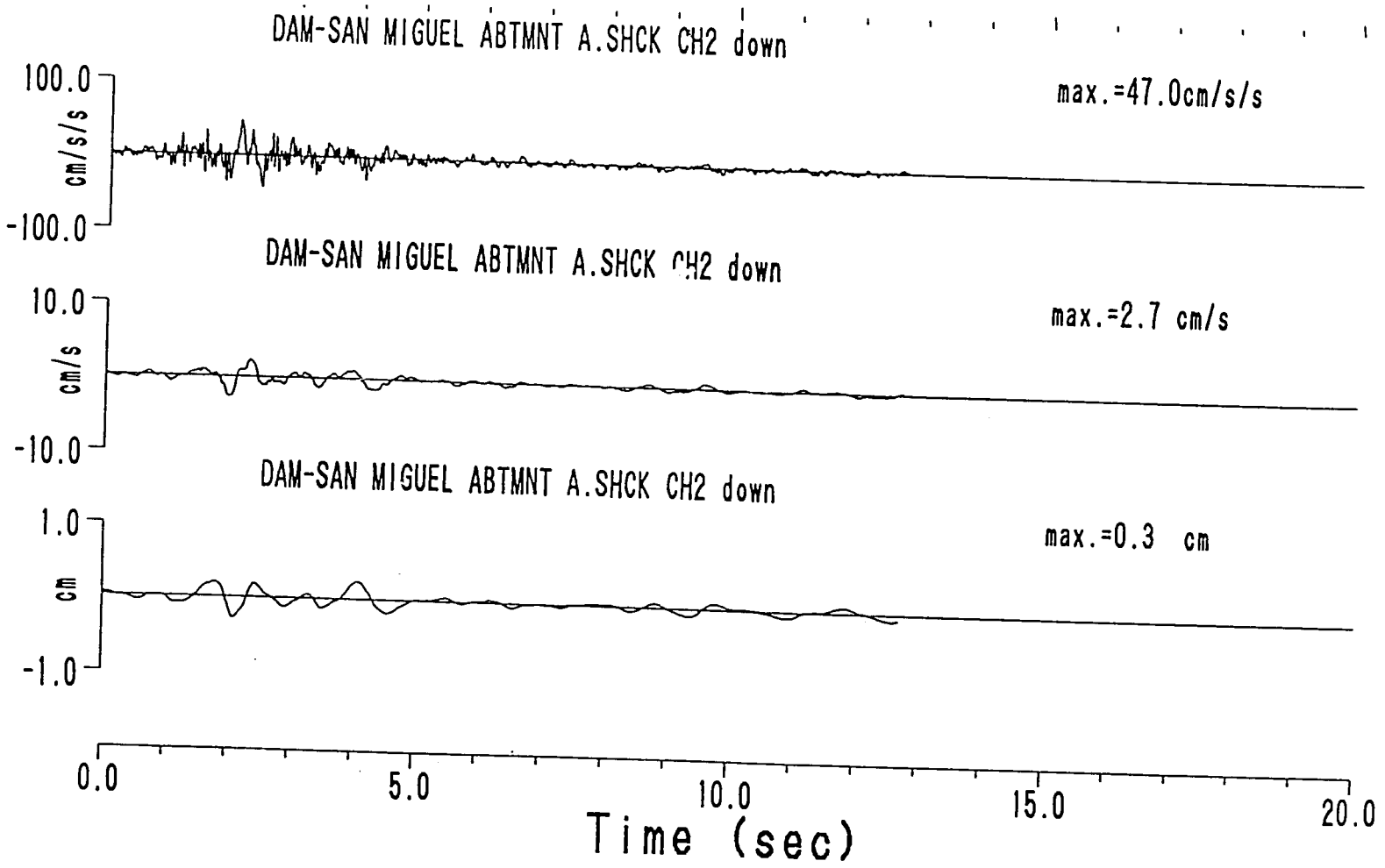



Fig. 5(f-2) Corrected Acceleration, Velocity and Displacement at San Miguel Dam (Abutment) during an Aftershock of the Piedras Negras Earthquake.

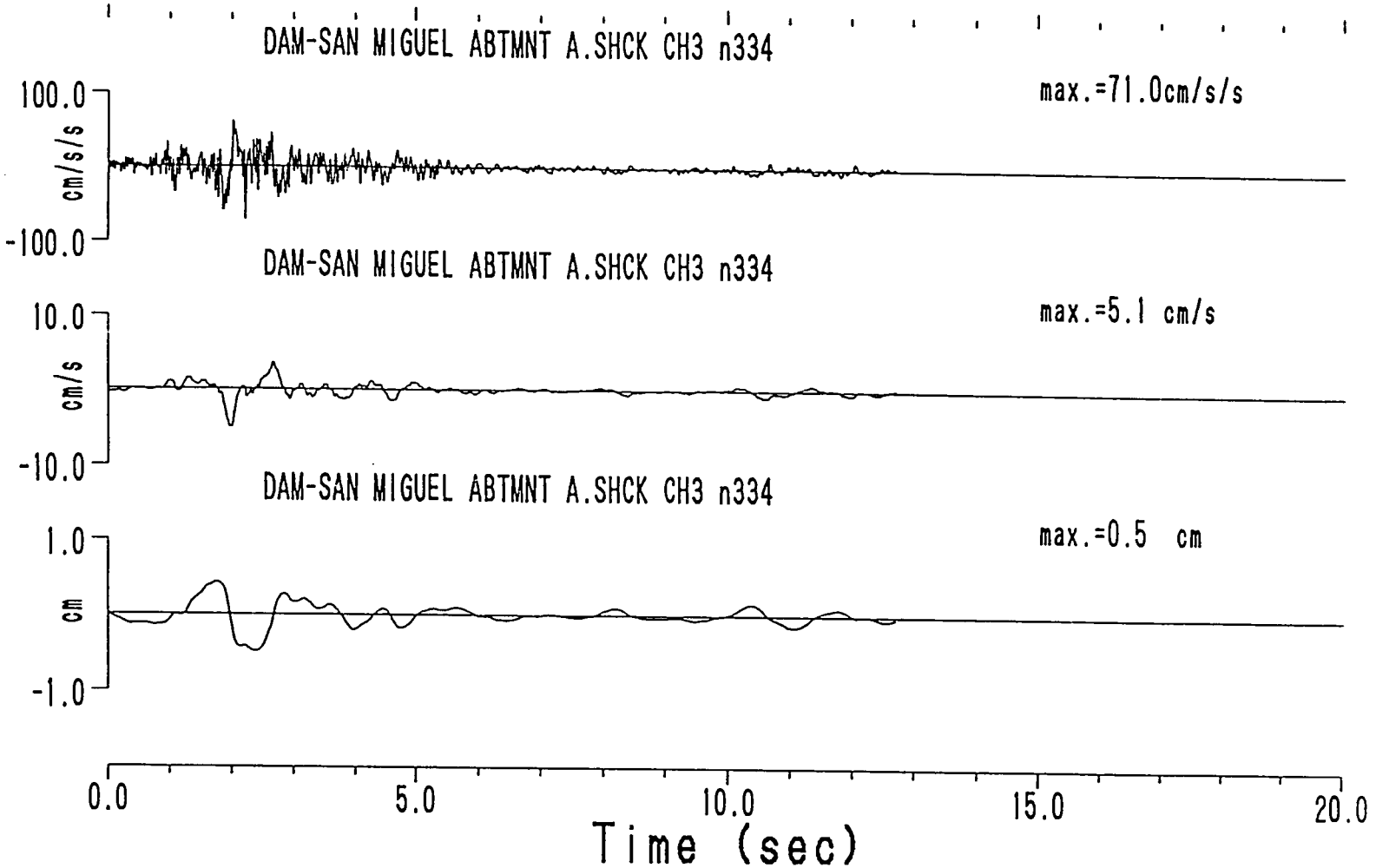



Fig. 5(f-3) Corrected Acceleration, Velocity and Displacement at San Miguel Dam (Abutment) during an Aftershock of the Piedras Negras Earthquake.

of the Piedras Negras Earthquake.

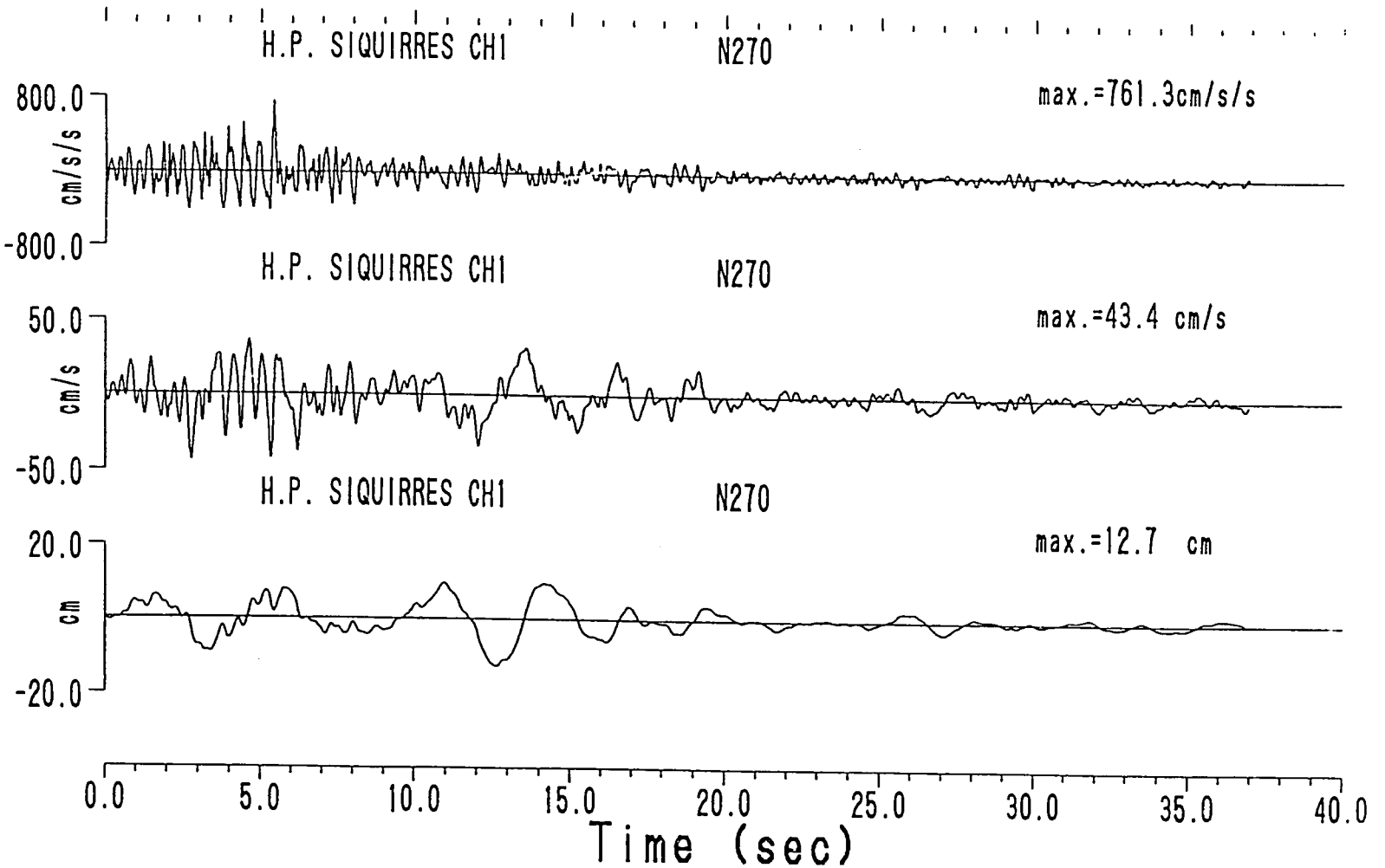



Fig. 5(g-1) Corrected Acceleration, Velocity and Displacement at Siquirres during the 1990 Limon Earthquake.

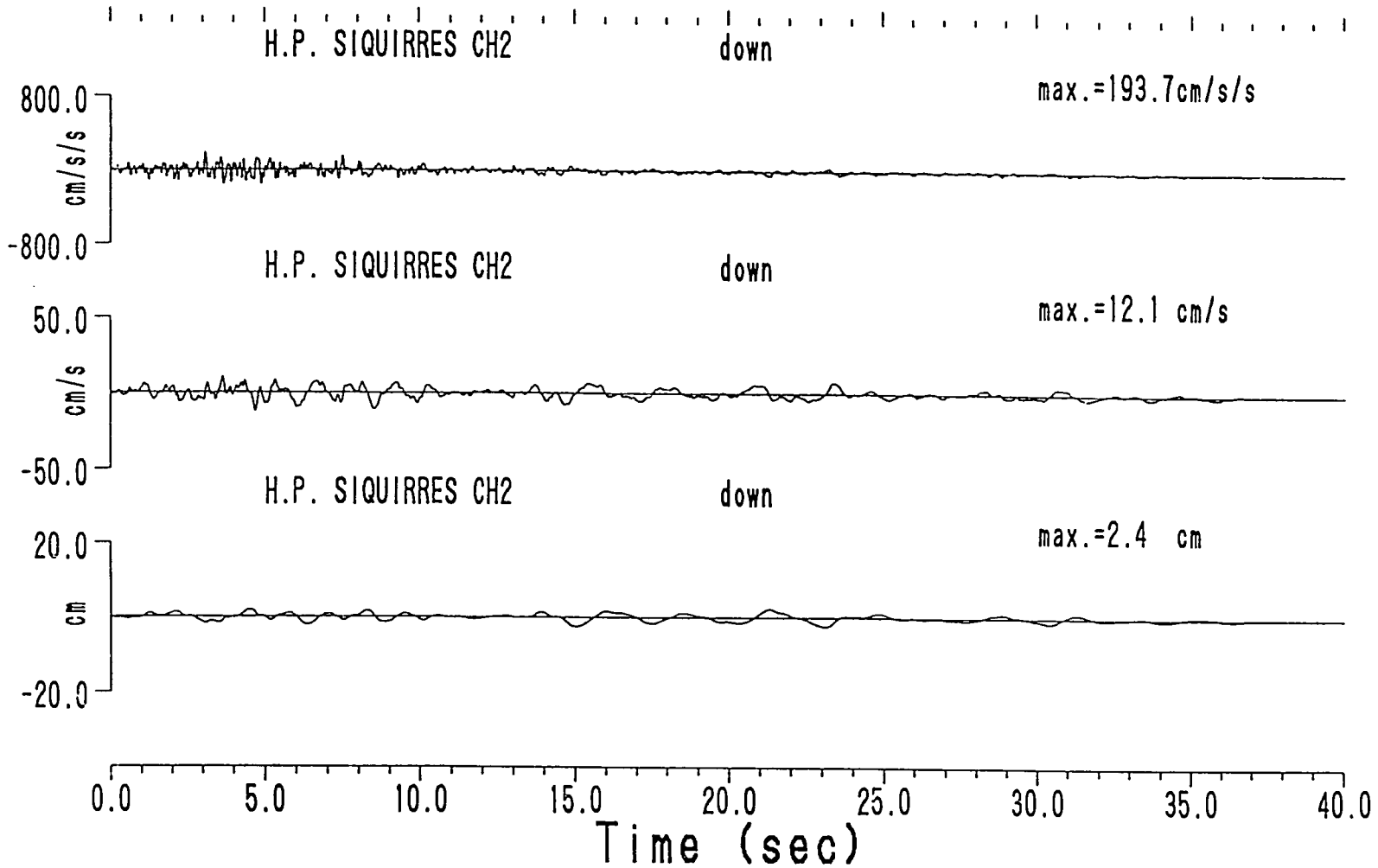



Fig. 5(g-2) Corrected Acceleration, Velocity and Displacement at Siquirres during the 1990 Limon Earthquake.

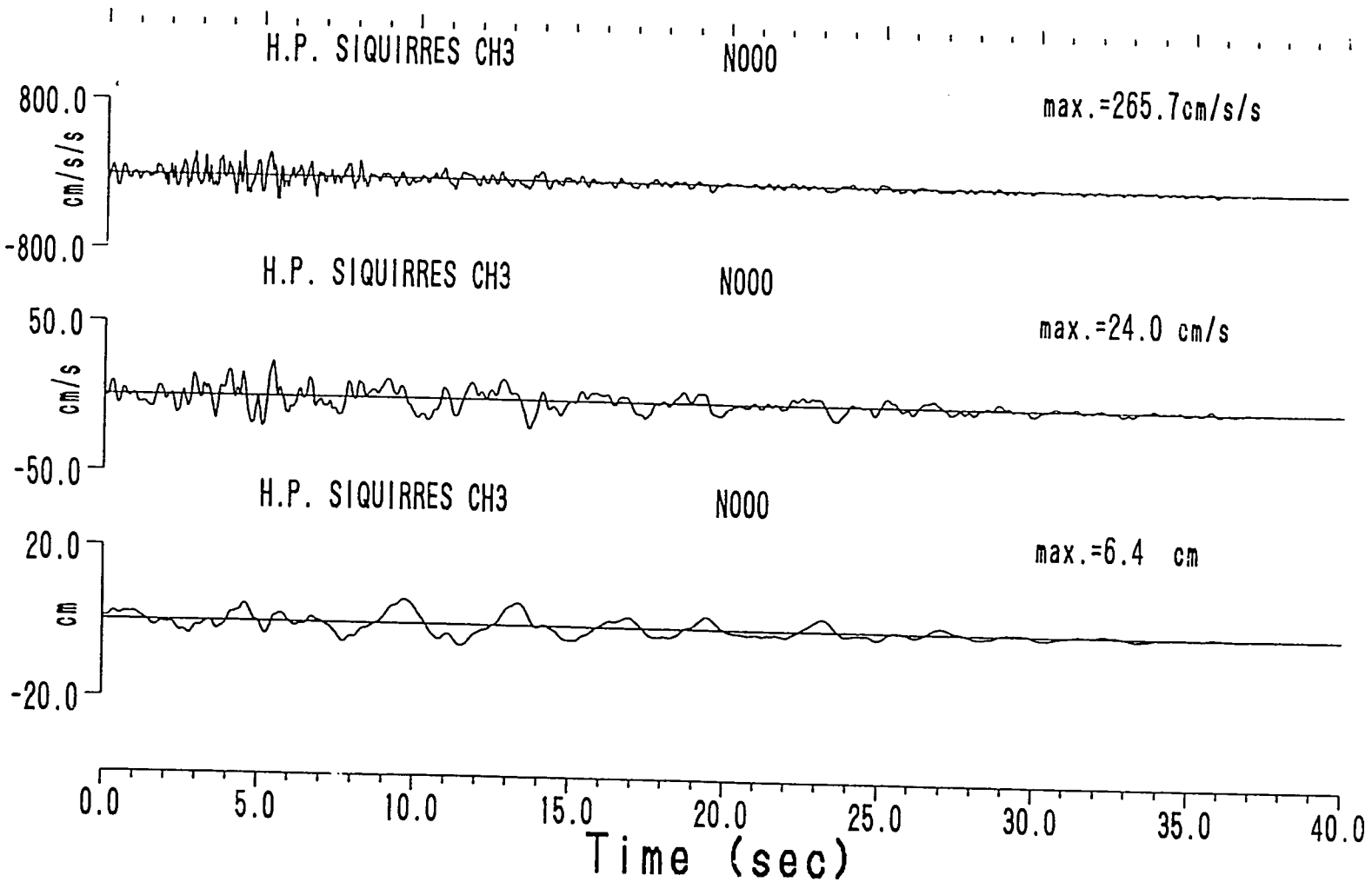



Fig. 5(g-3) Corrected Acceleration, Velocity and Displacement at Siquirres during the 1990 Limon Earthquake.

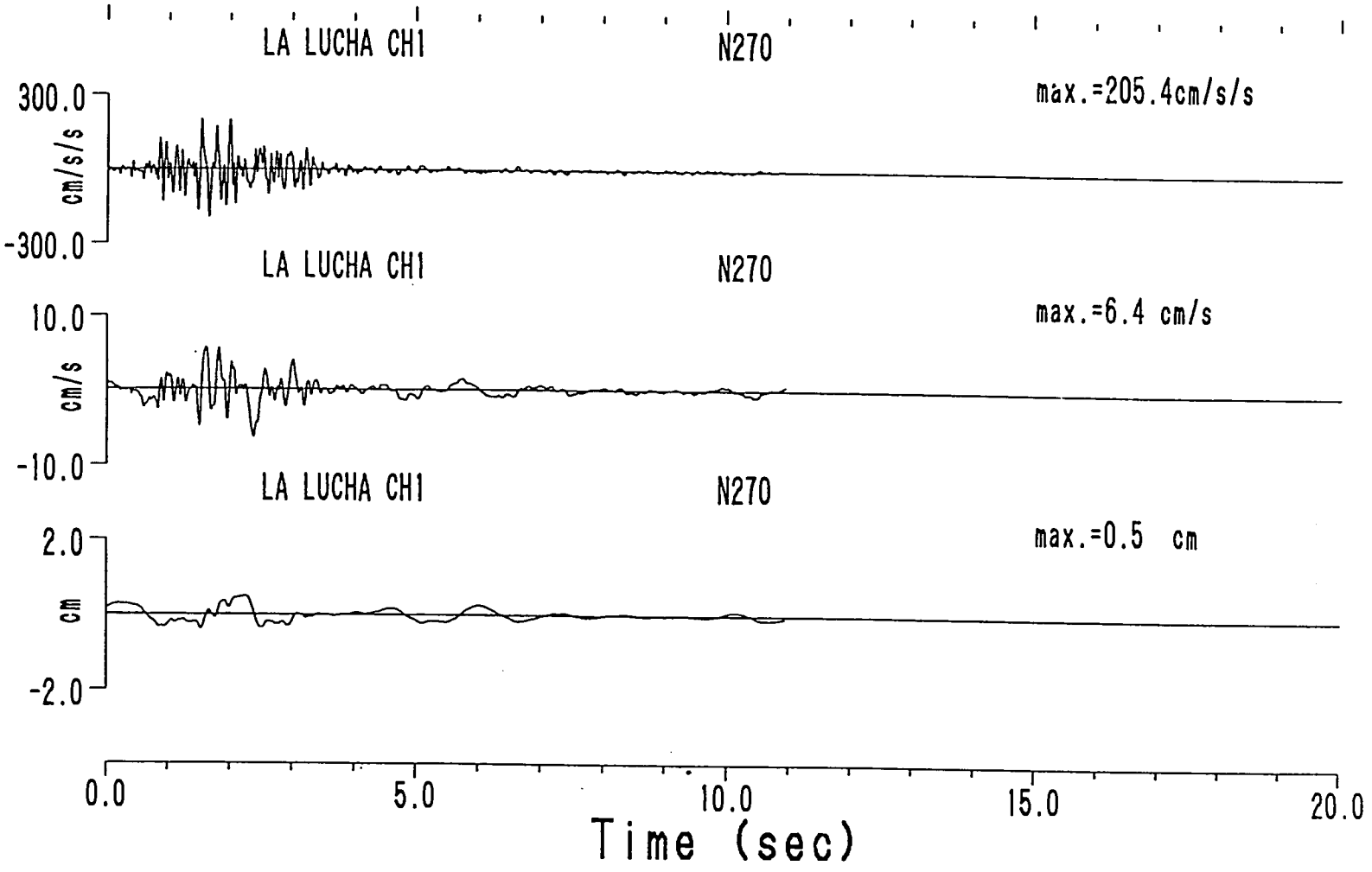



Fig. 5(h-1) Corrected Acceleration, Velocity and Displacement at La Lucha during the 1991 Frailes Earthquake.

at La Lucha during the 1991 Frailes Earthquake.

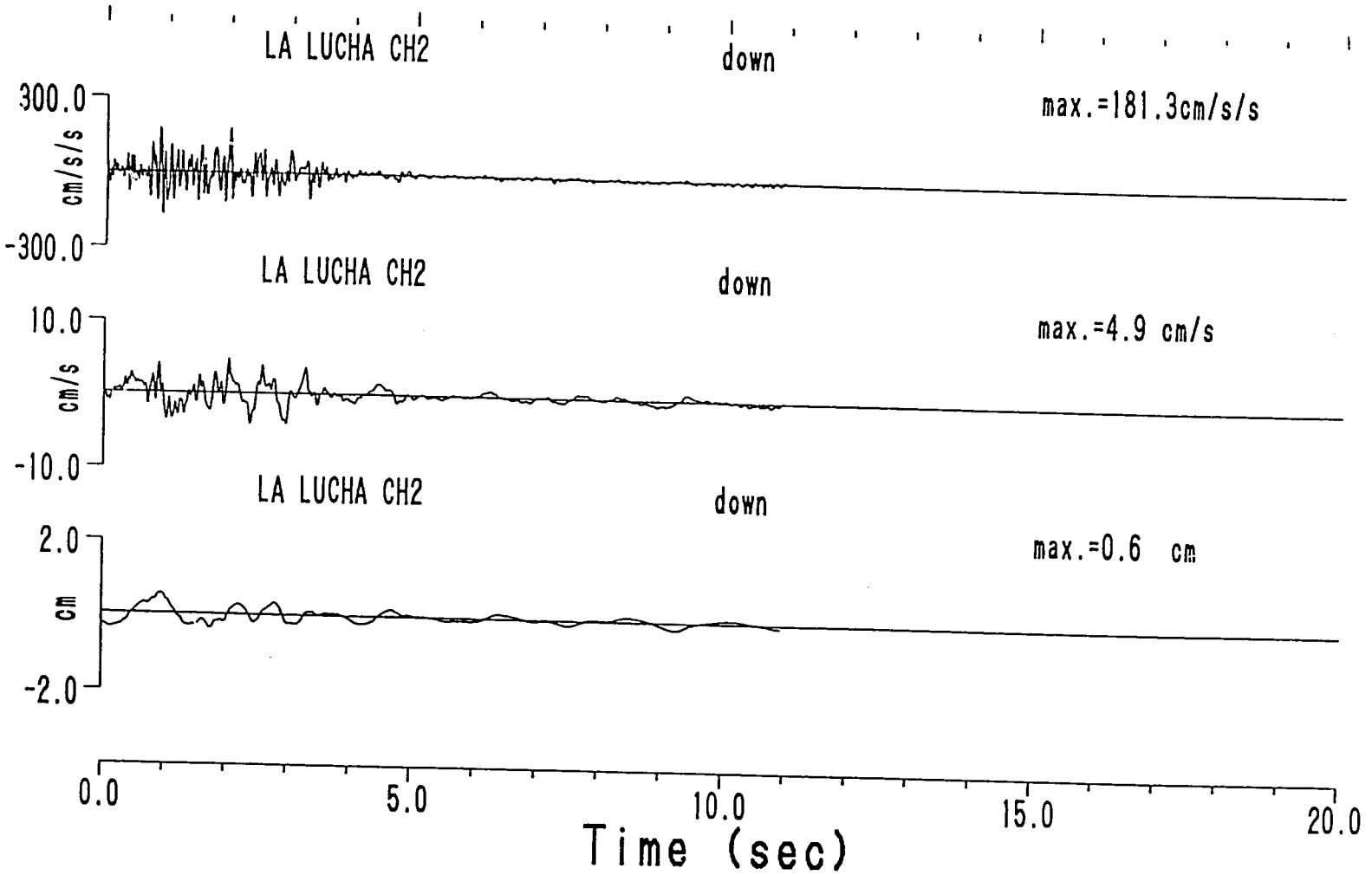



Fig. 5(h-2) Corrected Acceleration, Velocity and Displacement at La Lucha during the 1991 Frailes Earthquake.

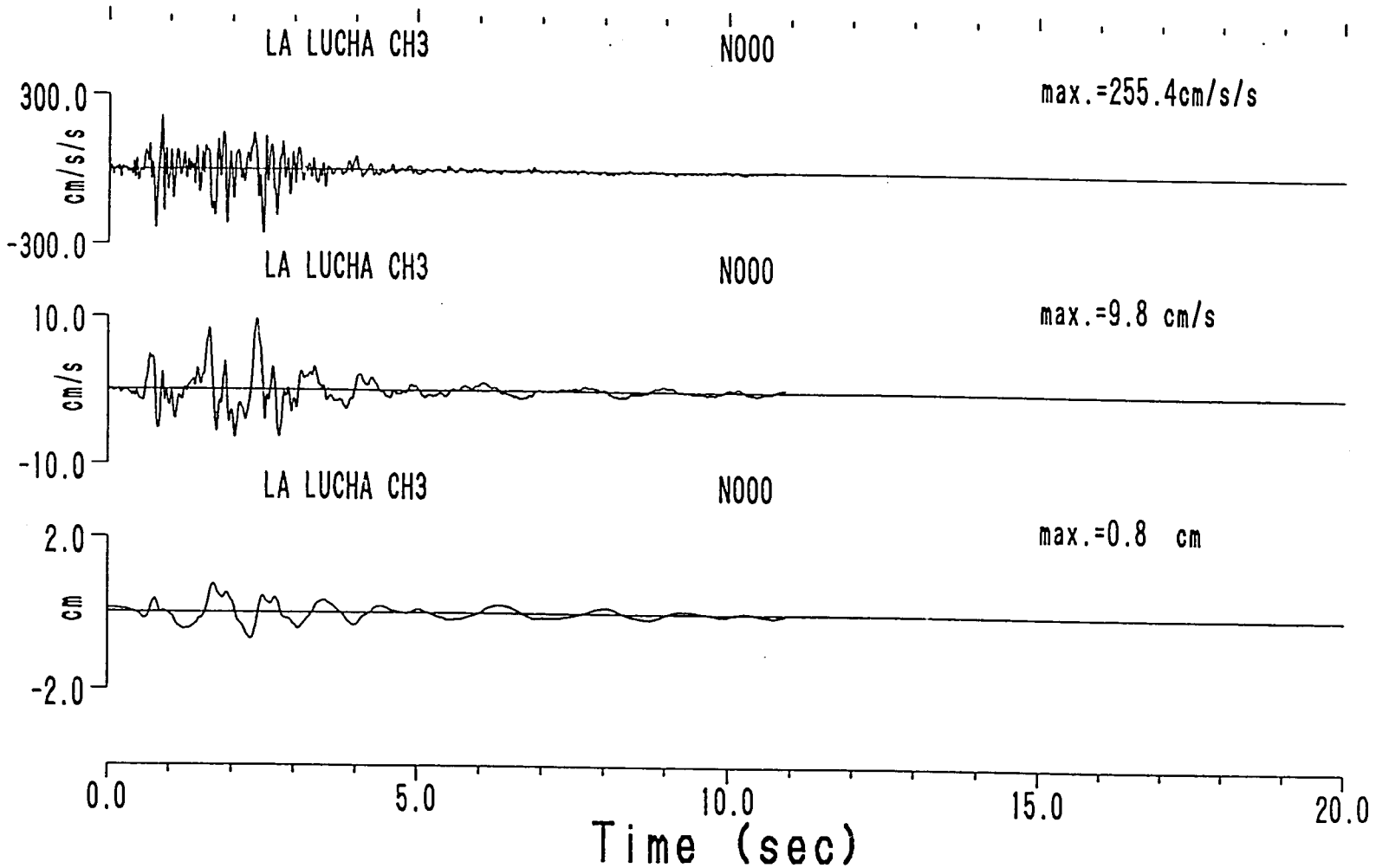



Fig. 5(h-3) Corrected Acceleration, Velocity and Displacement at La Lucha during the 1991 Frailes Earthquake.

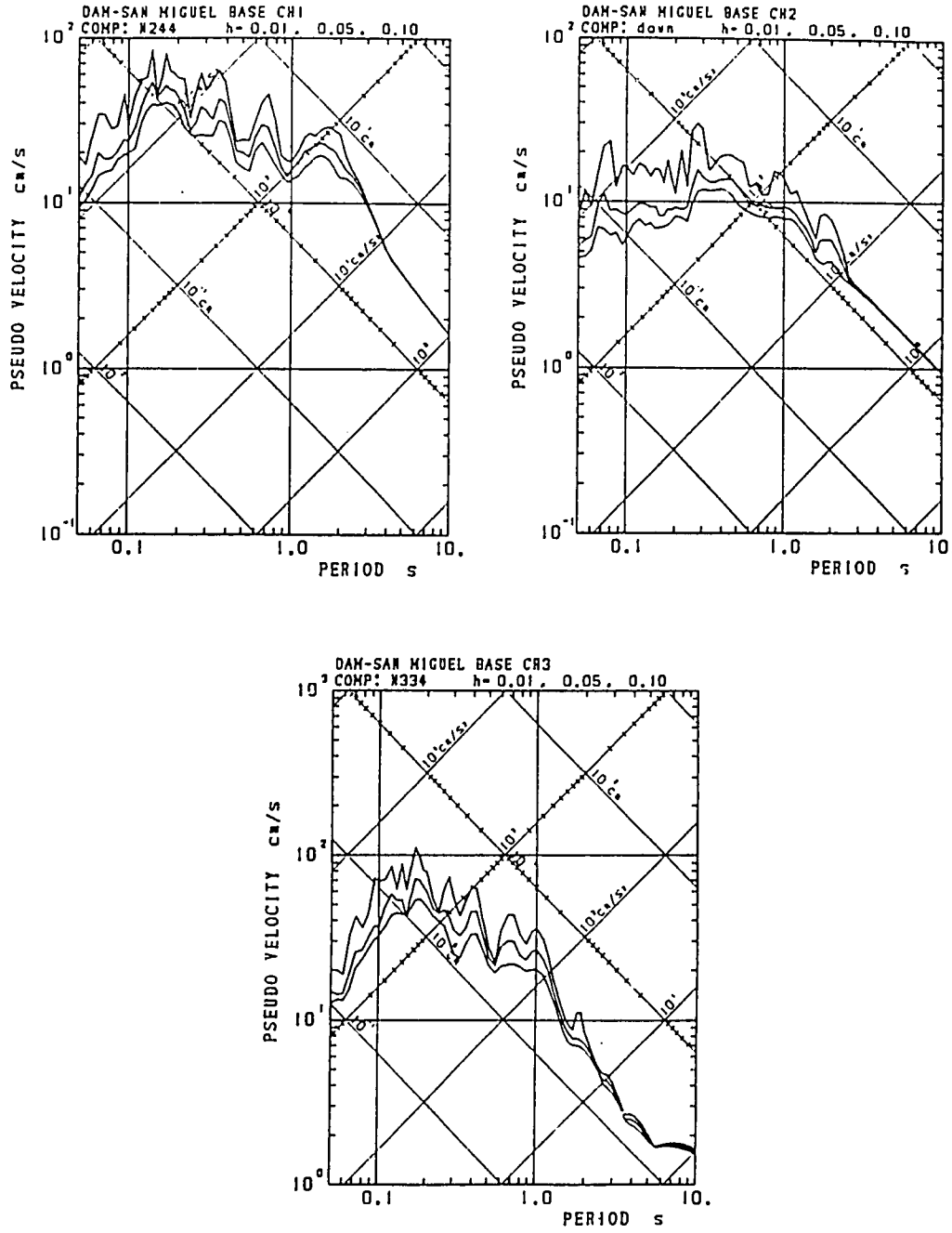



**Fig. 6(a) Response Spectra of the Record at San Miguel Dam (Base) during the 1990 Piedras Negras Earthquake.**



174

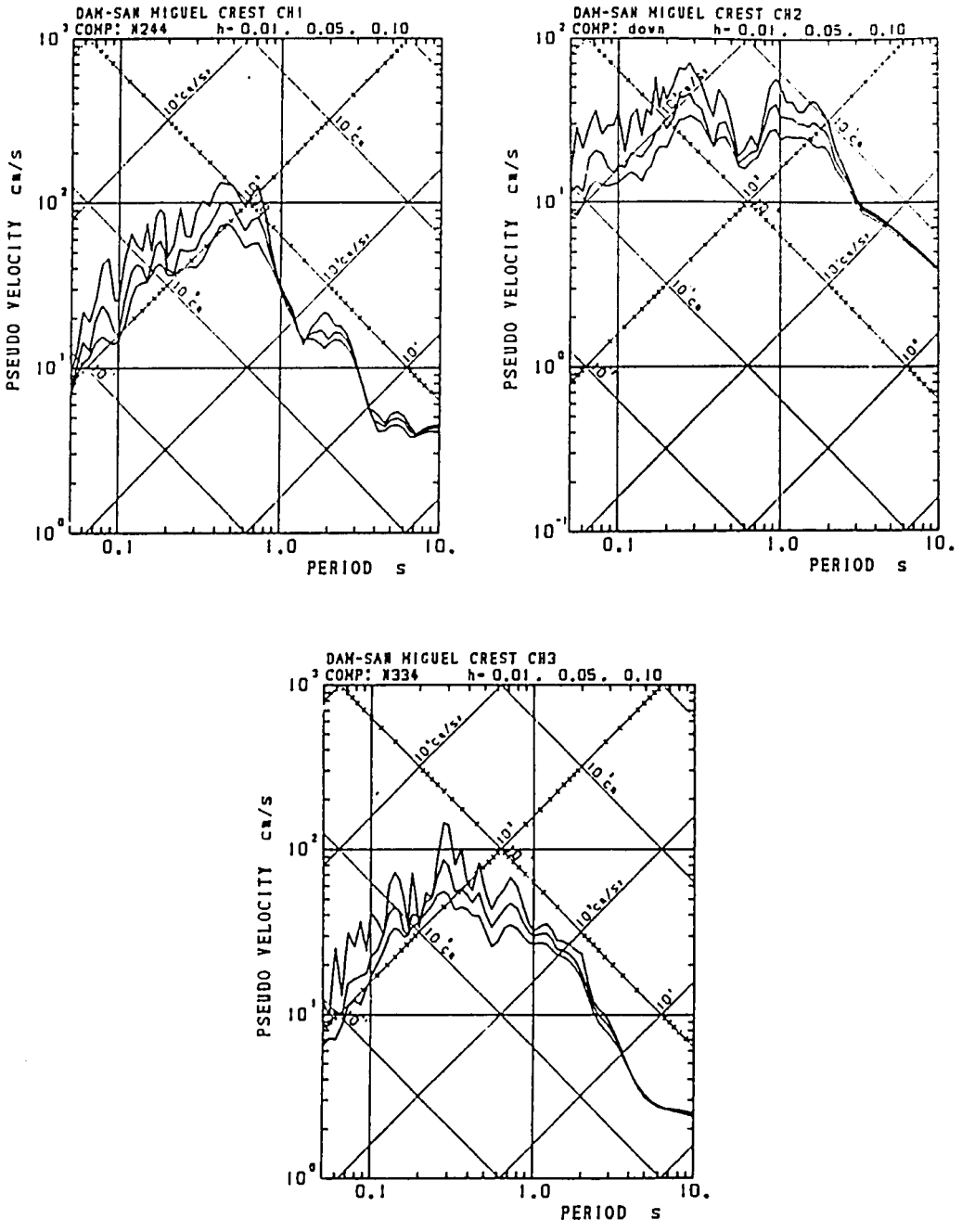



**Fig. 6(b)** **Response Spectra of the Record at San Miguel Dam (Crest) during the 1990 Piedras Negras Earthquake.**



175

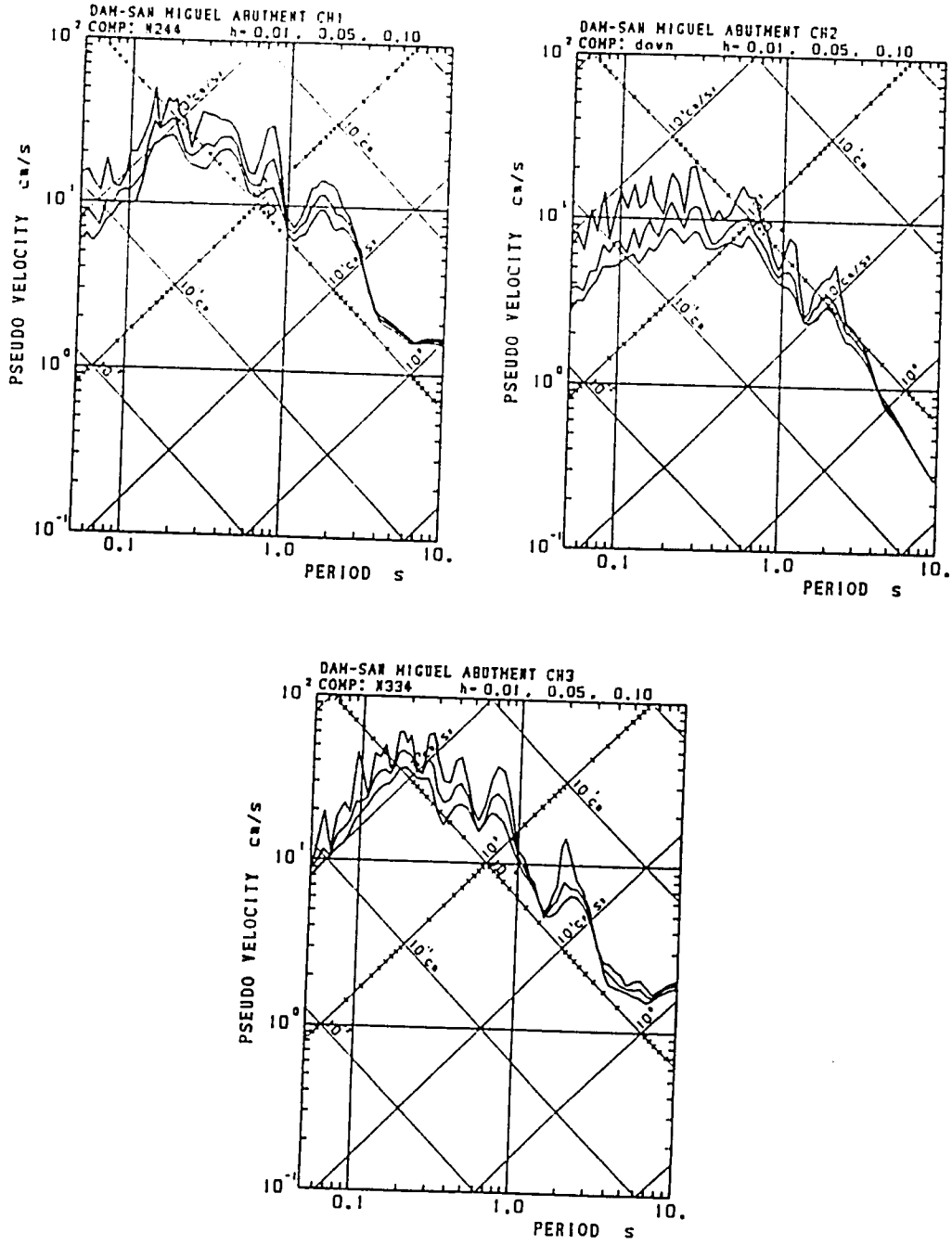



**Fig. 6(c)** **Response Spectra of the Record at San Miguel Dam (Abutment) during the 1990 Piedras Negras Earthquake.**



176

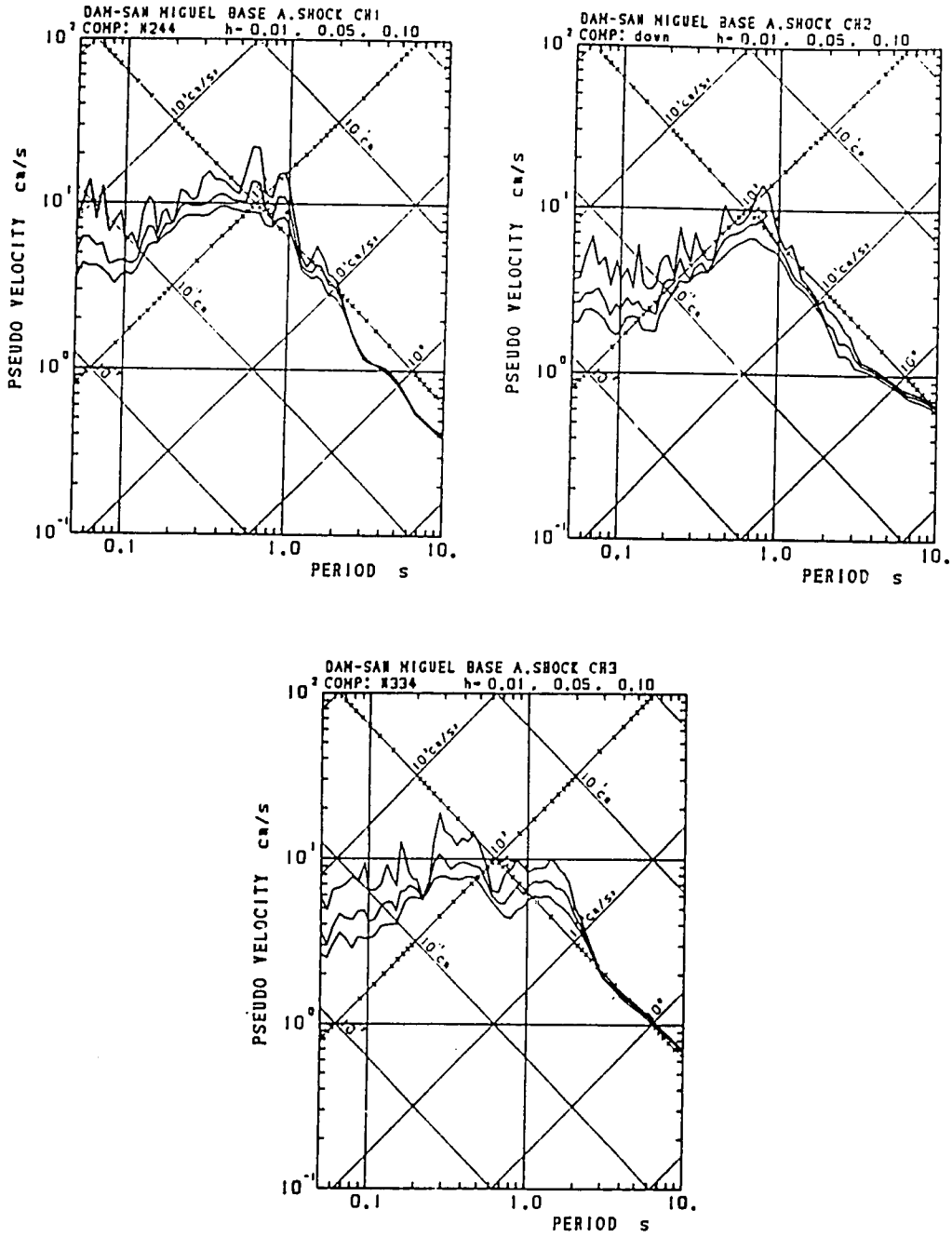



**Fig. 6(d)** **Response Spectra of the Record at San Miguel Dam (Base) during an Aftershock of the Piedras Negras Earthquake.**

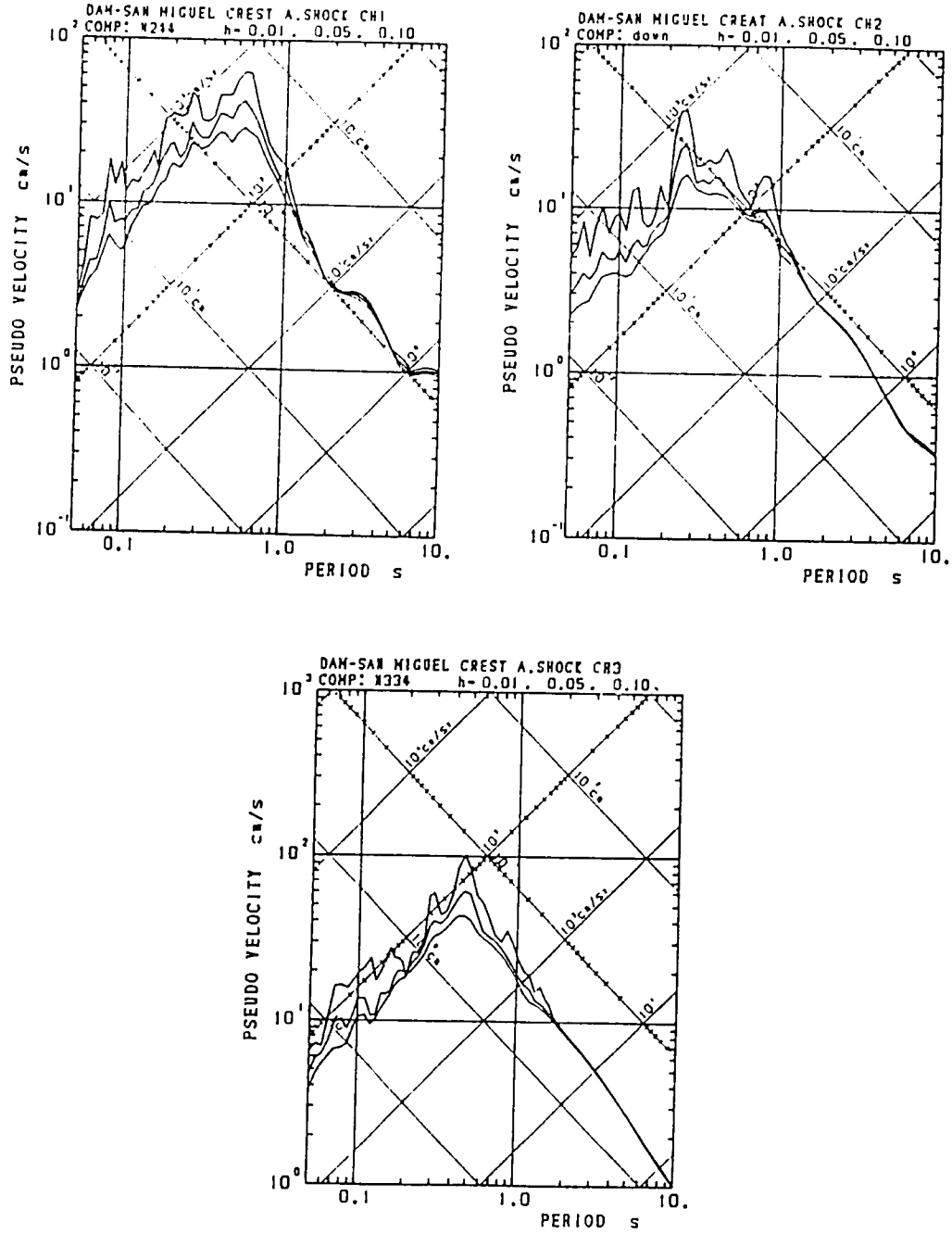



**Fig. 6(e)** **Response Spectra of the Record at San Miguel Dam (Crest) during an Aftershock of the Piedras Negras Earthquake.**

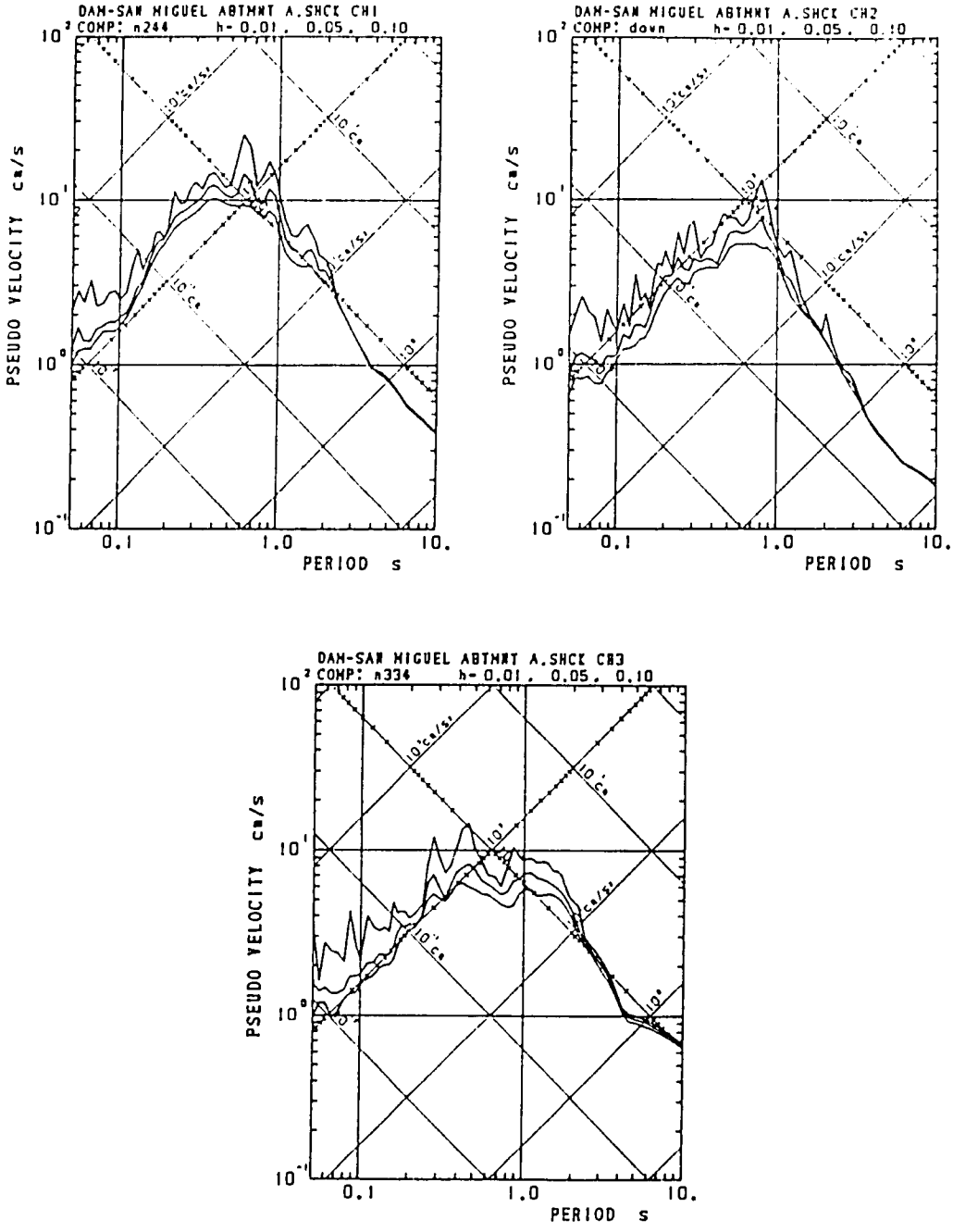



**Fig. 6(f)** **Response Spectra of the Record at San Miguel Dam (Abutment) during an Aftershock of the Piedras Negras Earthquake.**

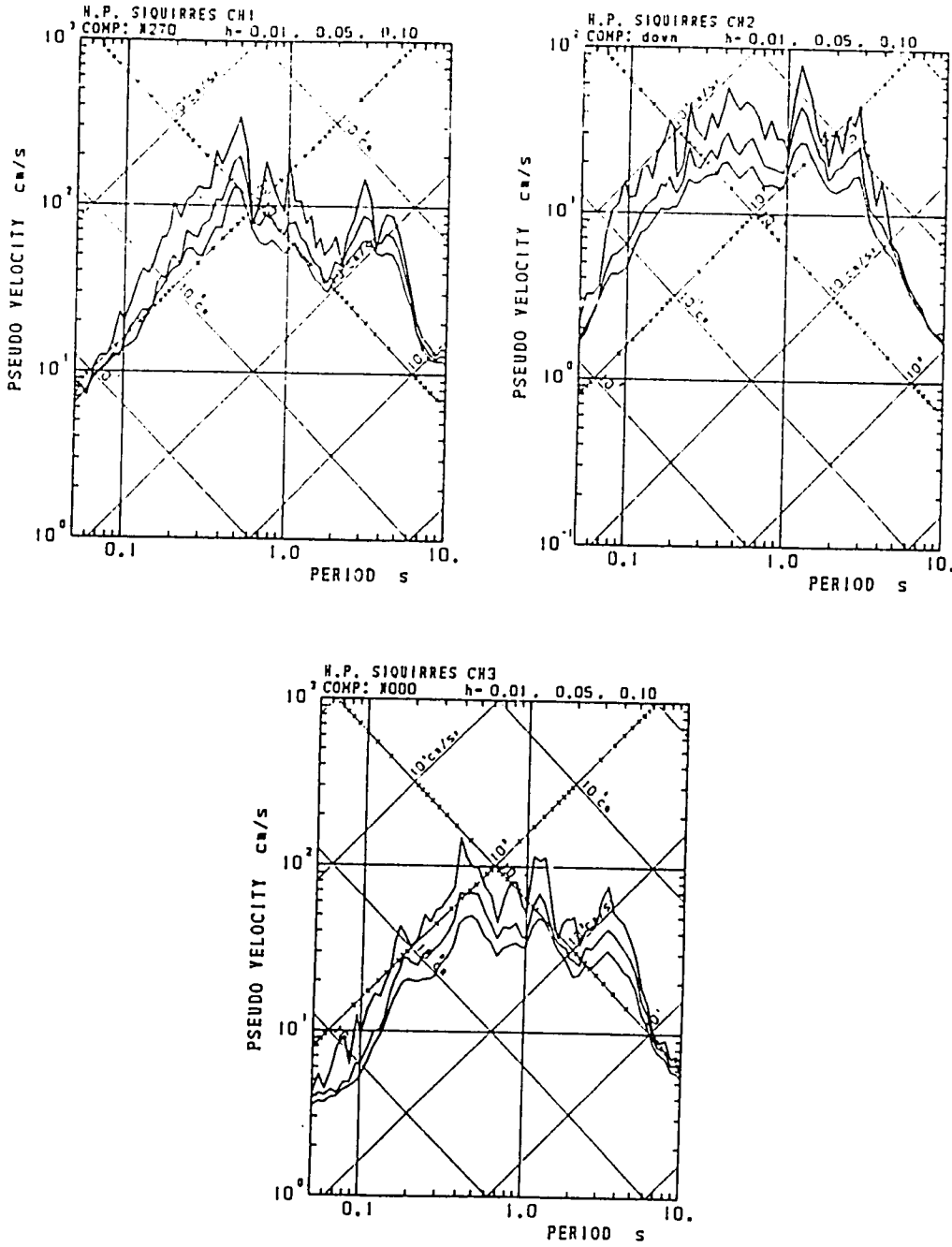



**Fig. 6(g)** **Response Spectra of the Record at Siquirres during the 1990 Limon Earthquake.**

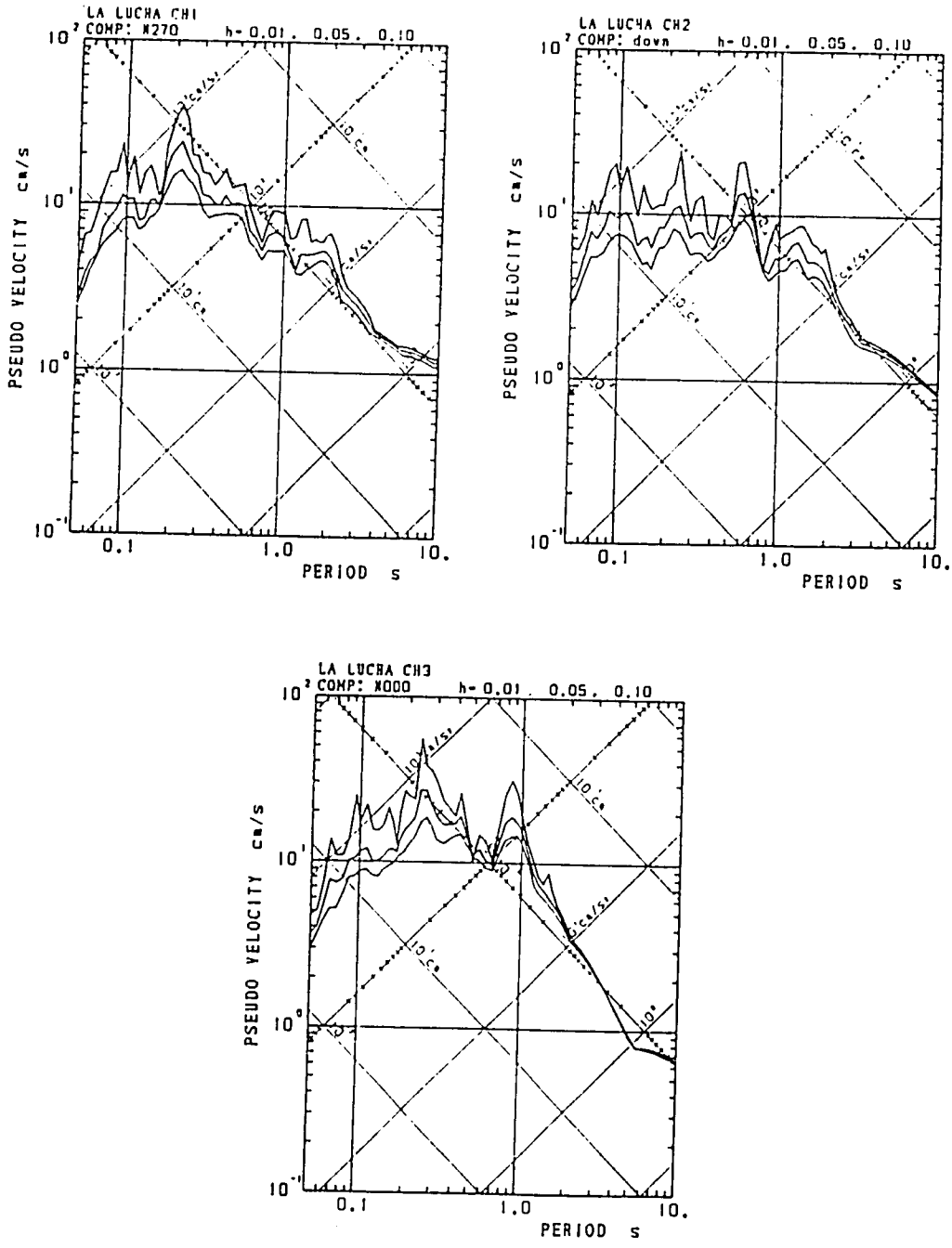



**Fig. 6(h)** **Response Spectra of the Record at La Lucha during the 1991 Frailes Earthquake.**

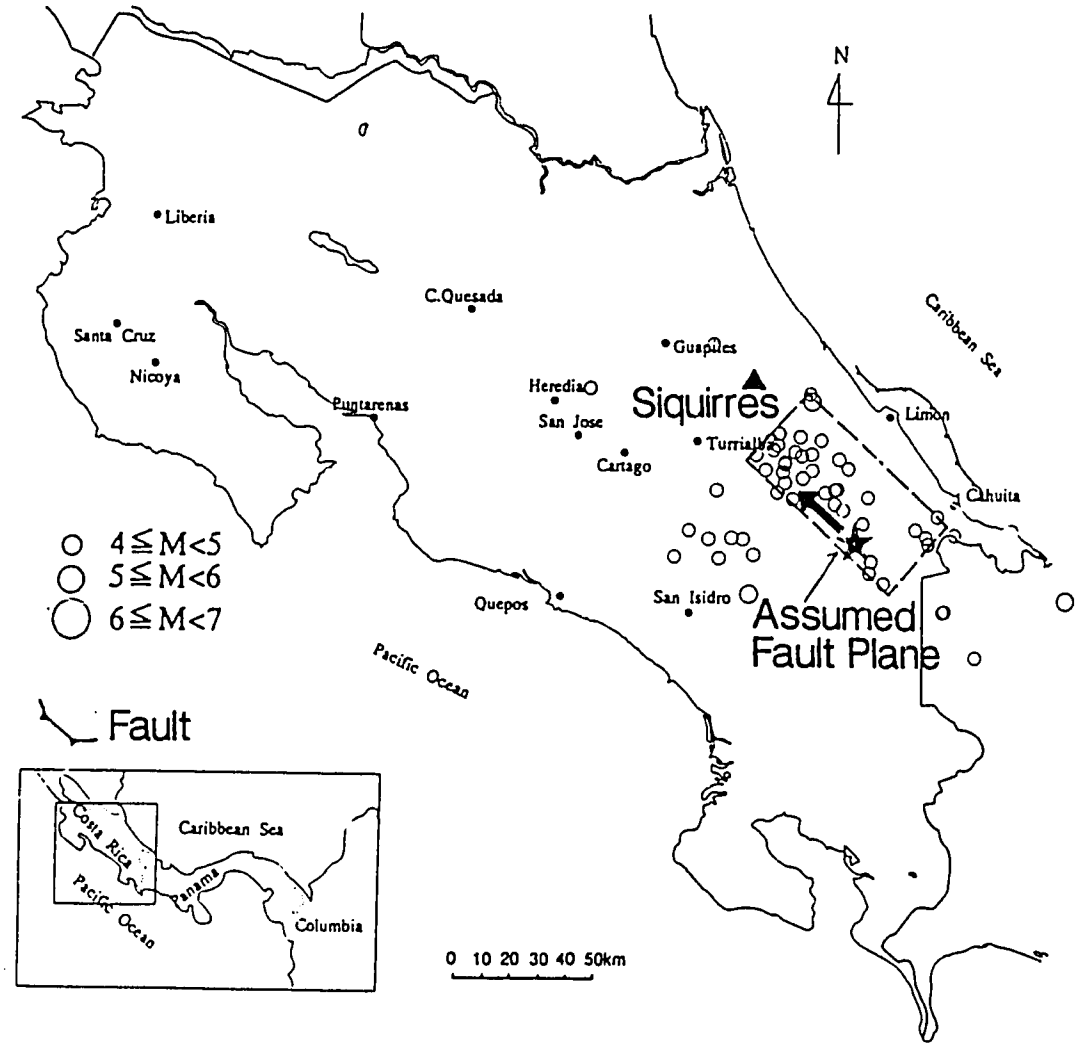



Fig. 7 Aftershock Distribution and Assumed Fault Plane for the 1990 Limon Earthquake.



182

SIQUIRRES

22/04/1991 21:57 GMT

CORRECTED ACCELERATION FILTERED BETWEEN 0.18-0.25 AND 25.0-30.0 HZ
CORRECTED VELOCITY FILTERED BETWEEN 0.18-0.25 AND 25.0-30.0 HZ
CORRECTED DISPLACEMENT FILTERED BETWEEN 0.18-0.25 AND 25.0-30.0 HZ

TIME- 0.01 — 20.00s

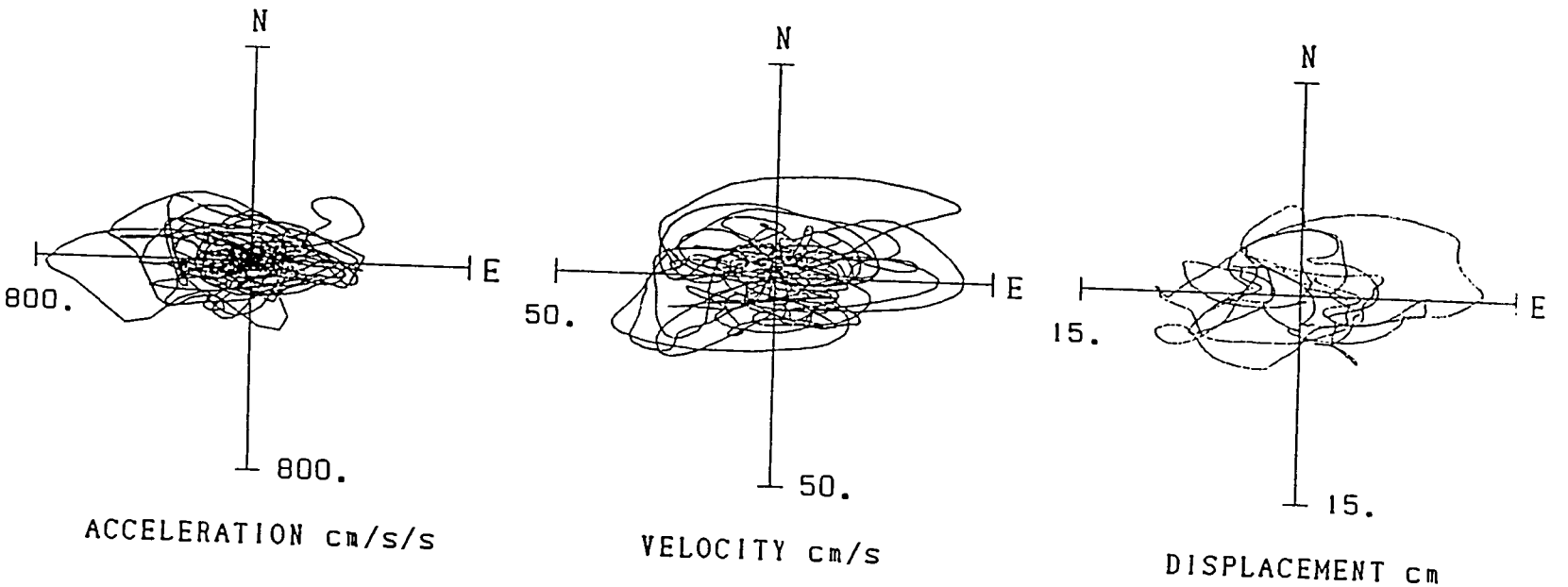



**Fig. 8 Particle Orbits of the Siquirres Record.**

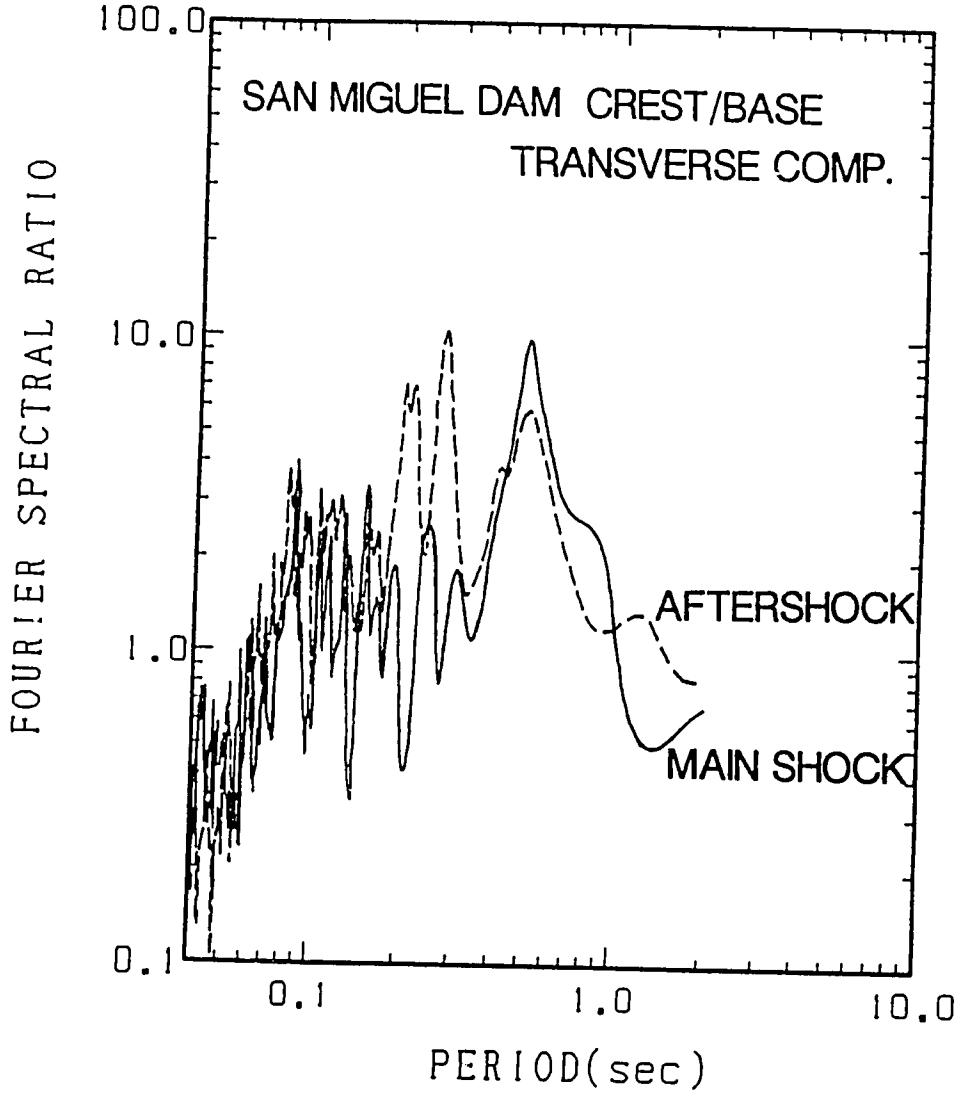



**Fig. 9** Spectral Ratios of Accelerograms (Crest/Base) for Transverse Direction of Dam Axis.

## APPENDIX A DIRECTORY OF DATA FLOPPY DISKETTES

### DISK 1

| FILE NAME | EVENT | SITE NAME | COMP. | CONTENTS OF DATA |
|---|---|---|---|---|
| SIQ1.ORG | APRIL 22, 1991 | SIQUIRRES | N270E | UNCORRECTED ACC. |
| SIQ2.ORG | APRIL 22, 1991 | SIQUIRRES | DOWN | UNCORRECTED ACC. |
| SIQ3.ORG | APRIL 22, 1991 | SIQUIRRES | N000E | UNCORRECTED ACC. |
| LCR1.ORG | AUG. 9, 1991 | LA LUCHA | N270E | UNCORRECTED ACC. |
| LCR2.ORG | AUG. 9, 1991 | LA LUCHA | DOWN | UNCORRECTED ACC. |
| LCR3.ORG | AUG. 9, 1991 | LA LUCHA | N000E | UNCORRECTED ACC. |
| SIQ1.DAT | APRIL 22, 1991 | SIQUIRRES | N270E | CORRECTED ACC., VEL., AND DISP. |
| SIQ2.DAT | APRIL 22, 1991 | SIQUIRRES | DOWN | CORRECTED ACC., VEL., AND DISP. |
| SIQ3.DAT | APRIL 22, 1991 | SIQUIRRES | N000E | CORRECTED ACC., VEL., AND DISP. |
| LCR1.DAT | AUG. 9, 1991 | LA LUCHA | N270E | CORRECTED ACC., VEL., AND DISP. |
| LCR2.DAT | AUG. 9, 1991 | LA LUCHA | DOWN | CORRECTED ACC., VEL., AND DISP. |
| LCR3.DAT | AUG. 9, 1991 | LA LUCHA | N000E | CORRECTED ACC., VEL., AND DISP. |

### DISK 2

| FILE NAME | EVENT | SITE NAME | COMP. | CONTENTS OF DATA |
|---|---|---|---|---|
| SMBM1.ORG | DEC. 22, 1990 17:27 | SAM MIGUEL BASE | N244E | UNCORRECTED ACC. |
| SMBM2.ORG | DEC. 22, 1990 17:27 | SAM MIGUEL BASE | DOWN | UNCORRECTED ACC. |
| SMBM3.ORG | DEC. 22, 1990 17:27 | SAM MIGUEL BASE | N334E | UNCORRECTED ACC. |
| SMCM1.ORG | DEC. 22, 1990 17:27 | SAM MIGUEL CREST | N244E | UNCORRECTED ACC. |
| SMCM2.ORG | DEC. 22, 1990 17:27 | SAM MIGUEL CREST | DOWN | UNCORRECTED ACC. |
| SMCM3.ORG | DEC. 22, 1990 17:27 | SAM MIGUEL CREST | N334E | UNCORRECTED ACC. |
| SMEM1.ORG | DEC. 22, 1990 17:27 | SAM MIGUEL ABUTMENT | N244E | UNCORRECTED ACC. |
| SMEM2.ORG | DEC. 22, 1990 17:27 | SAM MIGUEL ABUTMENT | DOWN | UNCORRECTED ACC. |
| SMEM3.ORG | DEC. 22, 1990 17:27 | SAM MIGUEL ABUTMENT | N334E | UNCORRECTED ACC. |
| SMBR1.ORG | DEC. 22, 1990 17:28 | SAM MIGUEL BASE | N244E | UNCORRECTED ACC. |
| SMBR2.ORG | DEC. 22, 1990 17:28 | SAM MIGUEL BASE | DOWN | UNCORRECTED ACC. |
| SMBR3.ORG | DEC. 22, 1990 17:28 | SAM MIGUEL BASE | N334E | UNCORRECTED ACC. |
| SMCR1.ORG | DEC. 22, 1990 17:28 | SAM MIGUEL CREST | N244E | UNCORRECTED ACC. |
| SMCR2.ORG | DEC. 22, 1990 17:28 | SAM MIGUEL CREST | DOWN | UNCORRECTED ACC. |
| SMCR3.ORG | DEC. 22, 1990 17:28 | SAM MIGUEL CREST | N334E | UNCORRECTED ACC. |
| SMER1.ORG | DEC. 22, 1990 17:28 | SAM MIGUEL ABUTMENT | N244E | UNCORRECTED ACC. |
| SMER2.ORG | DEC. 22, 1990 17:28 | SAM MIGUEL ABUTMENT | DOWN | UNCORRECTED ACC. |
| SMER3.ORG | DEC. 22, 1990 17:28 | SAM MIGUEL ABUTMENT | N334E | UNCORRECTED ACC. |
| SMBM1.DAT | DEC. 22, 1990 17:27 | SAM MIGUEL BASE | N244E | CORRECTED ACC., VEL., AND DISP. |
| SMBM2.DAT | DEC. 22, 1990 17:27 | SAM MIGUEL BASE | DOWN | CORRECTED ACC., VEL., AND DISP. |
| SMBM3.DAT | DEC. 22, 1990 17:27 | SAM MIGUEL BASE | N334E | CORRECTED ACC., VEL., AND DISP. |
| SMCM1.DAT | DEC. 22, 1990 17:27 | SAM MIGUEL CREST | N244E | CORRECTED ACC., VEL., AND DISP. |
| SMCM2.DAT | DEC. 22, 1990 17:27 | SAM MIGUEL CREST | DOWN | CORRECTED ACC., VEL., AND DISP. |
| SMCM3.DAT | DEC. 22, 1990 17:27 | SAM MIGUEL CREST | N334E | CORRECTED ACC., VEL., AND DISP. |
| SMEM1.DAT | DEC. 22, 1990 17:27 | SAM MIGUEL ABUTMENT | N244E | CORRECTED ACC., VEL., AND DISP. |
| SMEM2.DAT | DEC. 22, 1990 17:27 | SAM MIGUEL ABUTMENT | DOWN | CORRECTED ACC., VEL., AND DISP. |
| SMEM3.DAT | DEC. 22, 1990 17:27 | SAM MIGUEL ABUTMENT | N334E | CORRECTED ACC., VEL., AND DISP. |
| SMBR1.DAT | DEC. 22, 1990 17:28 | SAM MIGUEL BASE | N244E | CORRECTED ACC., VEL., AND DISP. |
| SMBR2.DAT | DEC. 22, 1990 17:28 | SAM MIGUEL BASE | DOWN | CORRECTED ACC., VEL., AND DISP. |
| SMBR3.DAT | DEC. 22, 1990 17:28 | SAM MIGUEL BASE | N334E | CORRECTED ACC., VEL., AND DISP. |
| SMCR1.DAT | DEC. 22, 1990 17:28 | SAM MIGUEL CREST | N244E | CORRECTED ACC., VEL., AND DISP. |
| SMCR2.DAT | DEC. 22, 1990 17:28 | SAM MIGUEL CREST | DOWN | CORRECTED ACC., VEL., AND DISP. |
| SMCR3.DAT | DEC. 22, 1990 17:28 | SAM MIGUEL CREST | N334E | CORRECTED ACC., VEL., AND DISP. |
| SMER1.DAT | DEC. 22, 1990 17:28 | SAM MIGUEL ABUTMENT | N244E | CORRECTED ACC., VEL., AND DISP. |
| SMER2.DAT | DEC. 22, 1990 17:28 | SAM MIGUEL ABUTMENT | DOWN | CORRECTED ACC., VEL., AND DISP. |
| SMER3.DAT | DEC. 22, 1990 17:28 | SAM MIGUEL ABUTMENT | N334E | CORRECTED ACC., VEL., AND DISP. |

## APPENDIX B LISTING OF DATA IN FLOPPY DISKETTES

```
UNCORRECTED ACCELERATION (TYPE OF INSTRUMENT: SMA-1)                    PHASE-1
SITE NAME: LA LUCHA                COMPONENT: N270E   TIME: 09/08/1991 09:33 GMT
NO. OF DATA POINTS= 1096  TIME STEP= 0.010 SEC   PEAK ACC.=   230.37 CMS/SEC/SEC
   -2.24    -6.41   -11.88    -7.80    -2.22     0.64     2.61     2.61    -2.87    -8.57
  -11.82   -11.82   -11.81    -6.98    -5.85    -2.55     0.27     2.68     0.45    -5.23
      .        .        .        .        .        .        .        .        .        .
      .        .        .        .        .        .        .        .        .        .
   -1.98    -1.97     0.03     0.91     4.21     7.51    10.12     7.71     2.89     0.49
    4.70     8.00     9.02     7.75     4.86     1.57
```

(a) Uncorrected Acceleration

```
CORRECTED ACCELERATION FILTERED BETWEEN 0.40-0.50 AND 25.0-30.0 HZ       PHASE-2
SITE NAME: LA LUCHA                COMPONENT: N270E   TIME: 09/08/1991 09:33 GMT
NO. OF DATA POINTS= 1096  TIME STEP= 0.010 SEC   PEAK ACC.=   205.41 CMS/SEC/SEC
   -5.21    -8.95    -7.38    -2.52     1.70     3.74     3.16    -0.41    -5.82   -10.24
  -11.45    -9.74    -7.36    -5.52    -2.82     1.08     3.05     1.13    -2.78    -8.20
      .        .        .        .        .        .        .        .        .        .
      .        .        .        .        .        .        .        .        .        .
   -3.48    -2.11    -0.86     1.22     5.30     8.36     6.50     1.55    -0.57     2.11
    5.96     7.39     6.21     3.68     0.81    -1.15
CORRECTED VELOCITY     FILTERED BETWEEN 0.40-0.50 AND 25.0-30.0 HZ       PHASE-3
SITE NAME: LA LUCHA                COMPONENT: N270E   TIME: 09/08/1991 09:33 GMT
NO. OF DATA POINTS= 1096  TIME STEP= 0.010 SEC   PEAK VEL.=     6.360 CMS/SEC
    0.994    0.919    0.833    0.782    0.780    0.809    0.846    0.862    0.831    0.749
    0.638    0.530    0.445    0.381    0.337    0.329    0.352    0.376    0.369    0.316
      .        .        .        .        .        .        .        .        .        .
      .        .        .        .        .        .        .        .        .        .
    0.139    0.111    0.096    0.096    0.126    0.199    0.278    0.319    0.319    0.324
    0.365    0.435    0.504    0.554    0.577    0.574
CORRECTED DISPLACEMENT FILTERED BETWEEN 0.40-0.50 AND 25.0-30.0 HZ       PHASE-4
SITE NAME: LA LUCHA                COMPONENT: N270E   TIME: 09/08/1991 09:33 GMT
NO. OF DATA POINTS= 1096  TIME STEP= 0.010 SEC   PEAK DIS.=    0.4986 CMS
   0.1642   0.1738   0.1826   0.1906   0.1984   0.2063   0.2146   0.2232   0.2317   0.2397
   0.2486   0.2524   0.2573   0.2614   0.2650   0.2683   0.2717   0.2753   0.2791   0.2826
      .        .        .        .        .        .        .        .        .        .
      .        .        .        .        .        .        .        .        .        .
  -0.0966  -0.0953  -0.0943  -0.0934  -0.0923  -0.0907  -0.0882  -0.0852  -0.0820  -0.0788
  -0.0754  -0.0714  -0.0667  -0.0614  -0.0557  -0.0499
```

(b) Corrected Acceleration, Velocity, and Displacement

# 5. *Determinación de la magnitud local $M_L$ a partir de acelerogramas de movimientos fuertes del suelo*

A. F. ESPINOSA
U.S. Geological Survey, Denver, Colorado

## 1. INTRODUCCION

La magnitud local $M_L$, propuesta originalmente por Richter (1935), tiene una relación directa con la parte de la sismología dedicada a los movimientos fuertes del suelo. Esta magnitud toma en consideración los movimientos en el rango de frecuencias que son de interés para el ingeniero, arquitecto, constructor, agencias reguladoras, planificación urbana, estudios de riesgo sísmico, normas de construcción y, en general, para los estudios de riesgos geológicos. La magnitud $M_L$ se evalúa a distancias cortas desde la fuente sísmica. Al corresponder a movimientos medidos a distancias relativamente pequeñas a las trazas en superficie de las fallas, o a distancias hipocentrales o epicentrales cortas, esta magnitud está más relacionada con la intensidad de la agitación del suelo, y por lo tanto del daño producido, que las otras magnitudes. Magnitudes determinadas a distancias telesísmicas, como son la $m_b$ y la $M_s$, proporcionan una medida del tamaño de un terremoto en el campo lejano. $M_s$ se mide a partir de ondas superficiales de periodos de aproximadamente 20 seg. En cambio, $M_L$, la magnitud local, es una medida del tamaño de un terremoto, determinada para periodos cortos y a distancias relativamente pequeñas, a partir de registros de un sismógrafo de torsión Wood-Anderson (Richter, 1935, 1958).

En los últimos años se han realizado muchos estudios sobre la atenuación de los movimientos fuertes del suelo (Espinosa, 1980) y, como ya se ha mencionado, uno de los problemas más importantes, respecto a la base de datos utilizada por muchos investigadores, ha sido el uso indiscriminado de las magnitudes $M_L$, $m_b$ y $M_s$ y la mezcla de dichas magnitudes en una misma base de datos. La falta de sensibilidad de algunos investigadores respecto a este problema fundamental ha contribuido a la confusión en la

*Física de la Tierra* num. 1, 105-129. Ed. Univ. Compl. Madrid, 1989

Best Available Document

utilización debida de los datos. El trabajo de Kanamori y Jennings (1983), Espinosa (1979, 1980), Boore (1980) y Jennings y Kanamori (1983) presenta un esfuerzo importante en el establecimiento de una base de datos homogénea a partir de registros de movimientos fuertes del suelo y en medir, de esta manera, el tamaño de un terremoto en el campo cercano.

El objetivo de este trabajo es el de contribuir al progreso en el tema de los estudios sobre la atenuación de los movimientos fuertes del suelo a distancias cortas de la fuente. Además, se propone en este estudio un procedimiento similar al desarrollado por Richter (1935, 1958) para determinar el tamaño de un terremoto a partir de los acelerogramas de movimientos fuertes. La extensión para distancias muy cercanas de la magnitud local de Richter $M_L$ propuesta por Jennings y Kanamori (1983) se utiliza como punto de partida para refinar las leyes de escala para la magnitud propuestas por Espinosa (1980). Una comparación con datos recientes de movimientos fuertes proporciona una evaluación y comprobación de la ley de escala de la magnitud propuesta a partir directamente de las amplitudes de los acelerogramas. De este estudio, resulta una simplificación considerable en la determinación de la magnitud local $M_L$ a partir de los registros de movimientos fuertes a distancias cortas de la fuente sísmica, y también una simplificación en la construcción de las curvas de atenuación con la utilización de la tabla de valores de $-\log_{10} A_1$ con la distancia incluidos en este trabajo. Como ya sugirió Richter (1935, 1958), al usar los datos de los sismogramas de una estación Wood-Anderson, la forma correcta es medir las amplitudes máximas en cada componente del movimiento del suelo y determinar la magnitud local de cada uno de ellos por separado. A partir de éstos se calcula un valor medio para dicha estación. La magnitud local $M_L$ final que se asigna al terremoto es el valor medio de todas las obtenidas para las diferentes estaciones. La evaluación de $M_L$ será tanto mejor cuanto mayor sea el número de observaciones y más completa la cobertura azimutal. Este es el método adoptado en el estudio presente, como en otros estudios previos de Espinosa (1979, 1980), en lugar del método que utiliza la suma vectorial de las amplitudes de los dos componentes horizontales de los acelerógrafos o la mayor de las dos amplitudes máximas.

El motivo que nos [illegible]ó a realizar esta investigación es la necesidad de determinar el tamaño de terremotos fuertes a partir de datos a distancias cortas e intermedias de la fuente. También nos movió el poder proporcionar un procedimiento simplificado, semejante al de Richter, que permita una determinación rápida de la magnitud local a partir de los movimientos fuertes del suelo y con ello proporcionar una escala que desplace la magnitud de saturación de la $M_L$ a valores mas altos. Esta saturación es debida a las limitaciones del rango dinámico de los instrumentos Wood-Anderson, con lo que la extensión de la escala permitirá evaluar la magnitud local de terremotos grandes y destructores a partir de datos del área de máxima intensidad.

Best Available Document

## 2. ESCALA DE $M_L$ PARA ACELEROGRAMAS HORIZONTALES

En primer lugar se propone una expresión empírica para la determinación de la magnitud local $M_L$ a partir de las aceleraciones horizontales del movimiento fuerte del suelo de la forma

$$M_L = \log_{10} A_{cc} - \log A_1(\Delta) \qquad [1]$$

donde $A_{cc}$ es la amplitud registrada (de cero al máximo) por un acelerógrafo, en cm/seg$^2$, para un terremoto a una distancia dada; $A_1$ es un factor de amplitud deducido empíricamente y que depende de la distancia. Esta ecuación sólo es aplicable a registros de acelerógrafos de componente horizontal de movimientos fuertes del suelo.

Esta ecuación [1] es similar a la propuesta por Richter (1935, 1958) en la forma

$$M_L = \log_{10} A - \log_{10} A_0(\Delta) \qquad [2]$$

donde $A$ es la amplitud registrada en un sismógrafo estándar de torsión Wood-Anderson y $A_0$ es el factor de amplitud deducido empíricamente y dependiente de la distancia para un terremoto particular tomado como «terremoto patrón».

La diferencia entre las ecuaciones [1] y [2] es la siguiente: en primer lugar, las leyes de escala de la magnitud de Richter se propusieron para movimientos del suelo correspondientes a bajos niveles de deformaciones, donde $A$ se mide en mm, mientras que $A_{cc}$ en la ecuación [1] es una medida en cm/seg$^2$ de fuertes agitaciones del suelo correspondiente al niveles altos de deformaciones. En segundo lugar, la selección del «terremoto patrón» para la ecuación [2] corresponde a un terremoto de $M_L = 3$, que se registra con amplitudes máximas de 1 mm, a una distancia de 100 km, mientras que para la ecuación [1] el terremoto patrón corresponde a la magnitud $M_L = 5$ y se registra en un acelerógrafo con una amplitud máxima horizontal de 1 cm/seg$^2$ a una distancia de 82 km. Originalmente, la ecuación [2] se desarrolló a partir de observaciones de registros de sismógrafos de torsión Wood-Anderson.

Kanamori y Jennings (1978) propusieron un procedimiento para determinar la magnitud local realizando una integración de las ecuaciones del movimiento del sismógrafo Wood-Anderson sometidas a una aceleración dada. De esta forma, extendieron las medidas de $M_L$ para movimientos del suelo de altos niveles de deformaciones. Además, Jennings y Kanamori (1983) encontraron algunos problemas con la evaluación de $M_L$, en su forma original, y propusieron una corrección en las tablas de $-\log_{10} A_0$ con la distancia, originalmente publicados por Richter.

En la tabla 1 se encuentran los valores numéricos de $-\log_{10} A_1$ en

Best Available Document

TABLA I

Valores numéricos de las amplitudes $A(\Delta) = -\log_{10} A$, en cm seg$^2$ con la distancia en kilómetros

| Δ | A(Δ) | Δ | A(Δ) | Δ | A(Δ) | Δ | A(Δ) | Δ | A(Δ) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 3.31 | 51 | 4.75 | 121 | 5.26 | 131 | 5.76 | 241 | 6.06 |
| 2 | 3.32 | 52 | 4.76 | 122 | 5.37 | 132 | 5.76 | 242 | 6.06 |
| 3 | 3.33 | 53 | 4.78 | 123 | 5.37 | 133 | 5.77 | 243 | 6.07 |
| 4 | 3.37 | 54 | 4.79 | 124 | 5.38 | 134 | 5.77 | 244 | 6.07 |
| 5 | 3.40 | 55 | 4.80 | 125 | 5.39 | 135 | 5.78 | 245 | 6.08 |
| 6 | 3.45 | 56 | 4.82 | 126 | 5.40 | 136 | 5.78 | 246 | 6.08 |
| 7 | 3.47 | 57 | 4.83 | 127 | 5.40 | 137 | 5.79 | 247 | 6.09 |
| 8 | 3.52 | 58 | 4.84 | 128 | 5.41 | 138 | 5.80 | 248 | 6.09 |
| 9 | 3.55 | 59 | 4.85 | 129 | 5.42 | 139 | 5.80 | 249 | 6.09 |
| 10 | 3.57 | 60 | 4.87 | 130 | 5.43 | 190 | 5.81 | 250 | 6.10 |
| 11 | 3.62 | 61 | 4.88 | 131 | 5.43 | 191 | 5.81 | 251 | 6.10 |
| 12 | 3.66 | 62 | 4.89 | 132 | 5.44 | 192 | 5.82 | 252 | 6.11 |
| 13 | 3.70 | 63 | 4.90 | 133 | 5.45 | 193 | 5.82 | 253 | 6.11 |
| 14 | 3.74 | 64 | 4.91 | 134 | 5.46 | 194 | 5.83 | 254 | 6.12 |
| 15 | 3.78 | 65 | 4.92 | 135 | 5.46 | 195 | 5.83 | 255 | 6.12 |
| 16 | 3.82 | 66 | 4.94 | 136 | 5.47 | 196 | 5.84 | 256 | 6.12 |
| 17 | 3.85 | 67 | 4.95 | 137 | 5.48 | 197 | 5.84 | 257 | 6.13 |
| 18 | 3.89 | 68 | 4.96 | 138 | 5.48 | 198 | 5.85 | 258 | 6.13 |
| 19 | 3.92 | 69 | 4.97 | 139 | 5.49 | 199 | 5.86 | 259 | 6.14 |
| 20 | 3.95 | 70 | 4.98 | 140 | 5.50 | 200 | 5.86 | 260 | 6.14 |
| 21 | 3.98 | 71 | 4.99 | 141 | 5.51 | 201 | 5.87 | 261 | 6.15 |
| 22 | 4.01 | 72 | 5.00 | 142 | 5.51 | 202 | 5.87 | 262 | 6.15 |
| 23 | 4.04 | 73 | 5.01 | 143 | 5.52 | 203 | 5.88 | 263 | 6.15 |
| 24 | 4.06 | 74 | 5.02 | 144 | 5.53 | 204 | 5.88 | 264 | 6.16 |
| 25 | 4.09 | 75 | 5.03 | 145 | 5.53 | 205 | 5.89 | 265 | 6.16 |
| 26 | 4.12 | 76 | 5.04 | 146 | 5.54 | 206 | 5.59 | 266 | 6.17 |
| 27 | 4.14 | 77 | 5.05 | 147 | 5.55 | 207 | 5.90 | 267 | 6.17 |
| 28 | 4.17 | 78 | 5.06 | 148 | 5.55 | 208 | 5.90 | 268 | 6.18 |
| 29 | 4.19 | 79 | 5.07 | 149 | 5.56 | 209 | 5.91 | 269 | 6.18 |
| 30 | 4.21 | 90 | 5.08 | 150 | 5.57 | 210 | 5.91 | 270 | 6.18 |
| 31 | 4.24 | 91 | 5.09 | 151 | 5.57 | 211 | 5.92 | 271 | 6.19 |
| 32 | 4.26 | 92 | 5.10 | 152 | 5.58 | 212 | 5.92 | 272 | 6.19 |
| 33 | 4.28 | 93 | 5.11 | 153 | 5.59 | 213 | 5.93 | 273 | 6.20 |
| 34 | 4.30 | 94 | 5.12 | 154 | 5.59 | 214 | 5.93 | 274 | 6.20 |
| 35 | 4.32 | 95 | 5.13 | 155 | 5.60 | 215 | 5.94 | 275 | 6.20 |
| 36 | 4.34 | 96 | 5.14 | 156 | 5.61 | 216 | 5.94 | 276 | 6.21 |
| 37 | 4.36 | 97 | 5.15 | 157 | 5.61 | 217 | 5.95 | 277 | 6.21 |
| 38 | 4.38 | 98 | 5.16 | 158 | 5.62 | 218 | 5.95 | 278 | 6.22 |
| 39 | 4.40 | 99 | 5.17 | 159 | 5.63 | 219 | 5.96 | 279 | 6.22 |
| 40 | 4.42 | 100 | 5.18 | 160 | 5.63 | 220 | 5.96 | 280 | 6.22 |
| 41 | 4.44 | 101 | 5.19 | 161 | 5.64 | 221 | 5.97 | 281 | 6.23 |
| 42 | 4.46 | 102 | 5.20 | 162 | 5.64 | 222 | 5.97 | 282 | 6.23 |
| 43 | 4.47 | 103 | 5.21 | 163 | 5.65 | 223 | 5.98 | 283 | 6.24 |
| 44 | 4.49 | 104 | 5.22 | 164 | 5.66 | 224 | 5.98 | 284 | 6.24 |
| 45 | 4.51 | 105 | 5.22 | 165 | 5.66 | 225 | 5.99 | 285 | 6.24 |
| 46 | 4.53 | 106 | 5.23 | 166 | 5.67 | 226 | 5.99 | 286 | 6.25 |
| 47 | 4.54 | 107 | 5.24 | 167 | 5.67 | 227 | 5.99 | 287 | 6.25 |

Best Available Document

TABLA 1 (*Continuación*)

| Δ | A(Δ) | Δ | A(Δ) | Δ | A(Δ) | Δ | A(Δ) | Δ | A(Δ) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 48 | 4.56 | 108 | 5.25 | 168 | 5.68 | 228 | 6.00 | 288 | 6.25 |
| 49 | 4.57 | 109 | 5.26 | 169 | 5.69 | 229 | 6.00 | 289 | 6.26 |
| 50 | 4.59 | 110 | 5.27 | 170 | 5.69 | 230 | 6.01 | 290 | 6.26 |
| 51 | 4.61 | 111 | 5.28 | 171 | 5.70 | 231 | 6.01 | 291 | 6.27 |
| 52 | 4.62 | 112 | 5.29 | 172 | 5.70 | 232 | 6.02 | 292 | 6.27 |
| 53 | 4.64 | 113 | 5.29 | 173 | 5.71 | 233 | 6.02 | 293 | 6.27 |
| 54 | 4.65 | 114 | 5.30 | 174 | 5.72 | 234 | 6.03 | 294 | 6.28 |
| 55 | 4.67 | 115 | 5.31 | 175 | 5.72 | 235 | 6.03 | 295 | 6.28 |
| 56 | 4.68 | 116 | 5.32 | 176 | 5.73 | 236 | 6.04 | 296 | 6.29 |
| 57 | 4.69 | 117 | 5.33 | 177 | 5.73 | 237 | 6.04 | 297 | 6.29 |
| 58 | 4.71 | 118 | 5.33 | 178 | 5.74 | 238 | 6.05 | 298 | 6.29 |
| 59 | 4.72 | 119 | 5.34 | 179 | 5.75 | 239 | 6.05 | 299 | 6.30 |
| 60 | 4.74 | 120 | 5.35 | 180 | 5.75 | 240 | 6.05 | 300 | 6.30 |

cm seg$^{-2}$ en función de la distancia para $1 \leqslant \Delta \leqslant 300$ km. Para utilizar esta tabla y la ecuación [1] es necesario conocer la distancia: a) a la falla, b) al epicentro, c) al hipocentro, d) al centro de la fractura y o e) al centro de la zona de réplicas. Utilizando las medidas de la amplitud máxima (de cero al máximo) en milímetros o en centímetros para cada componente del movimiento fuerte del suelo en los acelerogramas y dividiendo estas amplitudes por el correspondiente factor de amplificación del instrumento (en mm g o en cm g) se obtienen las amplitudes medidas en fracciones de g (la aceleración de la gravedad). Para convertir estas magnitudes a cm seg$^{-2}$, éstas se multiplican por 980 cm seg$^{-2}$. La ecuación [1] requiere que la amplitud esté medida en estas unidades; a este valor se le toma el logaritmo en base 10 y se le añade el valor correspondiente de $-\log_{10} A_i(\Delta)$ de acuerdo con la distancia tomado de la tabla 1. El promedio de los dos valores de $M_L$, calculados para cada uno de los dos componentes horizontales del movimiento del suelo, nos da el valor buscado de $M_L$ para una estación. Para obtener el valor medio de $M_L$ para un terremoto se promedian los obtenidos para diversas estaciones.

Espinosa (1980, p. 603, fig. 4b) propone un procedimiento que muestra las limitaciones de los datos de observación en el «límite de aplicabilidad» referido a las distancias (abcisas) y en el «límite de los datos observados» referido a las aceleraciones horizontales (ordenadas). A partir de las correcciones introducidas por Jennings y Kanamori (1983) para los valores de $-\log_{10} A_0(\Delta)$ con la distancia, se ha realizado en este trabajo algo similar. La figura 1 muestra los resultados empíricos de $-\log_{10} A_i$ con la distancia, con una línea continua hasta $\Delta = 10$ km y con una línea a trazos hasta $\Delta = 1$ km. Los datos empíricos analizados en nuestros trabajos previos (Espinosa, 1979, 1980) han limitado la extensión de la evaluación de la magnitud para distancias menores de 10 km. Por lo tanto, hemos usado

Best Available Document

las correcciones propuestas por Jennings y Kanamori (1983) para distancias cortas y hemos calibrado nuestra curva con la suya para $\Delta \leq 10$ km. Los resultados son los representados en la figura 1 con línea continua para el rango de distancias entre 10 km y 1 km. Estos valores corregidos han sido incorporados a la tabla 1, que da los valores de $-\log_{10} A_1$ con la distancia. En la tabla, la distancia viene dada en kilómetros, en incrementos de 1 km, y los valores correspondientes de $-\log_{10} A_1$ en cm seg$^{-2}$

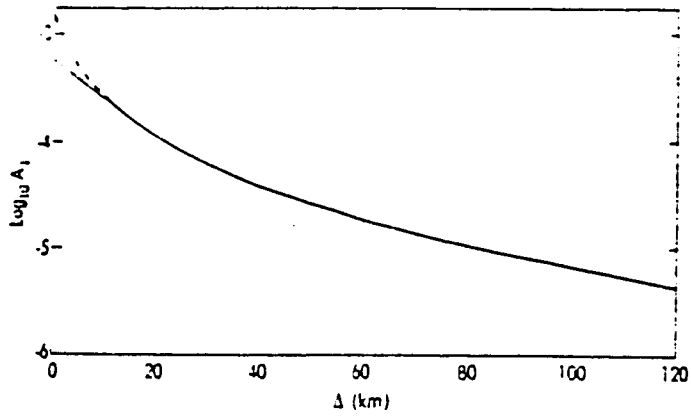



Figura 1. Logaritmo de la amplitud pico horizontal de la aceleración $-\log_{10} A_1$ con la distancia en kilómetros para la determinación de la magnitud local $M_L$ a partir de las amplitudes máximas medidas en los componentes horizontales de los acelerogramas. Valores numéricos vienen en la tabla 1 para $1 \leq \Delta \leq 300$ km.

Debido a que existen nuevos registros de acelerógrafos del terremoto del Imperial Valley del 15 de octubre de 1979 y de otros terremotos registrados a distancias muy pequeñas, se está en la posición de poder comprobar el procedimiento de la determinación de $M_L$ usando directamente las amplitudes máximas medidas en los componentes horizontales de los acelerogramas. Este procedimiento permite determinar el tamaño de un terremoto para distancias cortas de una forma rápida, económica, exacta y superando los efectos de la saturación del rango dinámico de los sismógrafos de torsión Wood-Anderson.

## 3. MAGNITUDES LOCALES $M_L$ DE TERREMOTOS RECIENTES

En este estudio no intentamos resolver de forma definitiva ninguna de las controversias existentes sobre qué tipo de distancia debe utilizarse para determinar la atenuación de la amplitud de los movimientos fuertes del suelo con la distancia. Debido a la naturaleza misma del problema y a la importancia que tiene en la evaluación de la peligrosidad sísmica, con su repercusión directa en el campo de la ingeniería (exigencias de diseño y

Best Available Document

especificaciones de las normas de construcción), y debido a sus aplicaciones a la mitigación de los daños de los terremotos, presentamos nuestros resultados usando las distancias al punto más cercano de la traza de la falla (cuando es posible) y/o la más comúnmente usada distancia epicentral. Nuestro objetivo es presentar un procedimiento simplificado que permita una rápida y exacta determinación de $M_L$ para terremotos grandes y moderados registrados a distancias cortas. El problema de la selección del tipo de distancia se tratará más adelante en este estudio.

Las fuentes de datos usadas en este estudio son: 1) los datos de movimientos fuertes del suelo publicados por el California Institute of Technology (CIT) (Hudson *et al.*, 1969-1976; Kanamori y Jennings, 1978; Jennings y Kanamori, 1983), 2) los publicados por el U.S. Geological Survey (Porcella *et al.*, 1982; Porcella y Switzer, 1983, Porcella, 1983), 3) los publicados por la Office of California Division of Mines and Geology (McJunkin y Ragsdale, 1980; Shakal y McJunkin, 1983), 4) los publicados por Brune *et al.* (1982) y 5) las determinaciones de la magnitud local de los laboratorios sismológicos de Pasadena (PAS) y Berkeley (BRK) por Kanamori y Jennings (1978) y Espinosa (1979, 1980, 1982).

El terremoto del Imperial Valley del 15 de octubre de 1979 es uno de los que han sido registrados con una cobertura azimutal más completa a distancias cercanas e intermedias de la traza de la falla (fig. 2). Espinosa (1980, 1982) ha utilizado los registros de 30 estaciones en Estados Unidos y 7 en Méjico para determinar $M_L$ de los registros de acelerogramas de componente horizontal. Desde esas fechas se dispone de más datos de movimientos fuertes (Porcella *et al.*, 1982, Brune *et al.*, 1982). Además, los cambios en la medida de la amplitud dada en la tabla 3, p. 605, de Espinosa (1980) han sido revisados por Porcella *et al.* (1982).

En la tabla 2 se presentan las aceleraciones horizontales de movimientos fuertes registrados en 45 estaciones de Estados Unidos y en 9 en Méjico. En la misma tabla vienen dadas las magnitudes locales $M_L$ calculadas usando la ecuación [1] y los valores de la tabla 1, y utilizando distancias epicentrales. El valor promedio de $M_L$ para el terremoto del Imperial Valley de 1979 usando todas las estaciones de los Estados Unidos es $6.63 \pm 0.22$, similar al obtenido por Espinosa (1980, 1982) de $6.65 \pm 0.26$ y al de Chávez *et al.* (1982) de $6.63 \pm 0.29$ a partir de registros de sismografos Wood-Anderson.

En la figura 3a se muestran las aceleraciones máximas horizontales para cada estación correspondientes al terremoto del Imperial Valley usando la distancia medida desde cada estación hasta el punto más cercano de la ruptura de la falla, y en la figura 3b usando las distancias epicentrales. En el primer caso, la magnitud local promedio es $5.99 \pm 0.23$, y en el segundo, $6.63 \pm 0.22$. En las dos figuras las curvas se han obtenido usando la ecuación [1] y la tabla 1. Los cuadrados representan dos observaciones, y en los dos casos los datos se ajustan bien a las curvas de atenuación (figs. 3a y 3b). El desplazamiento para la estación de Westmoriland es claramente

Best Available Document

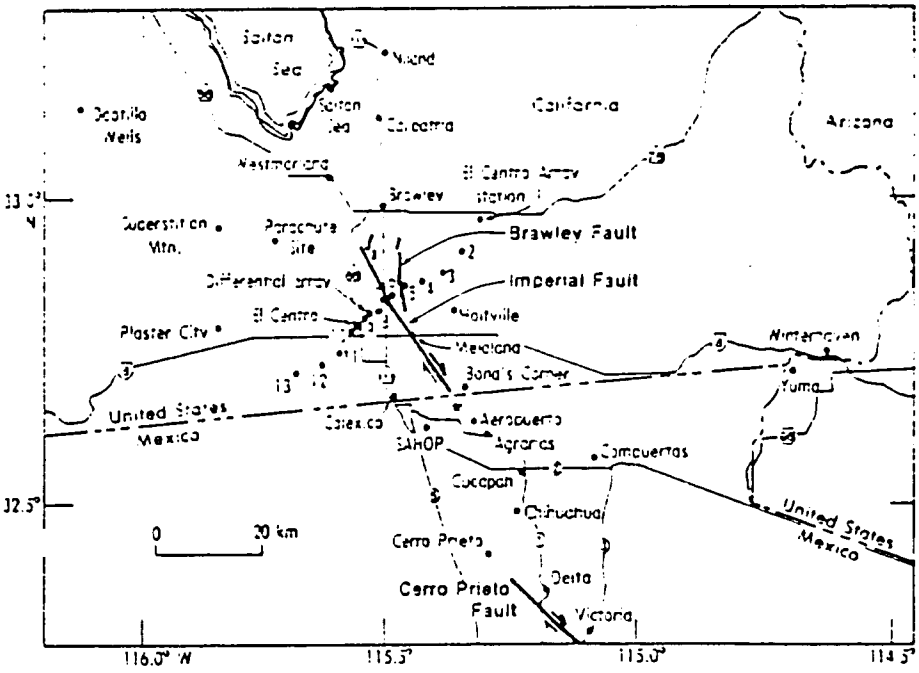



Figura 2. Relación de las fallas Imperial, Brawley y Cerro Prieto con el epicentro del terremoto principal (asterisco). También se muestran las posiciones de las estaciones de acelerógrafos de movimientos fuertes usadas en este estudio. Las identificaciones y aceleraciones horizontales máximas vienen dadas en la tabla 2.

apreciable. El agrupamiento de las lecturas para distancias epicentrales cercanas a 30 km fue ya mencionado por Jennings y Kanamori (1983). Estas dos figuras demuestran cómo los datos observados se ajustan a las curvas de atenuación, tanto si se usa la distancia al punto más cercano de la falla como si se usa la distancia epicentral. Se podría argumentar que las amplitudes observadas en la estación de Westmorland son bajas debido a que el azimut a esa estación corresponde a un plano nodal del patrón de radiación de la fuente sísmica para las ondas *S*. Sin embargo, cuando se utilizan las distancias epicentrales, las observaciones en Westmorland quedan desplazadas hacia distancias mayores y se ajustan a la curva de atenuación para una magnitud local de 6,63. En cualquier caso (figs. 3a y 3b) los datos de observación caen dentro de los límites establecidos por una desviación estándar a partir de la curva promedio de $M_L$. Más aún, los datos de observación en el rango de distancias $1 \leq \Delta \leq 10$ km (fig. 3a) quedan situados dentro de las curvas que corresponden a $M_L$ entre 5,8 y 6,2, separadas de la media por un intervalo de una desviación estándar. En conclusión, para distancias cortas e intermedias los nuevos datos confirman la aplicación de la ley de escala de la magnitud propuesta que viene dada por la ecuación [1]. Los datos representados en las figuras 3a

Best Available Document

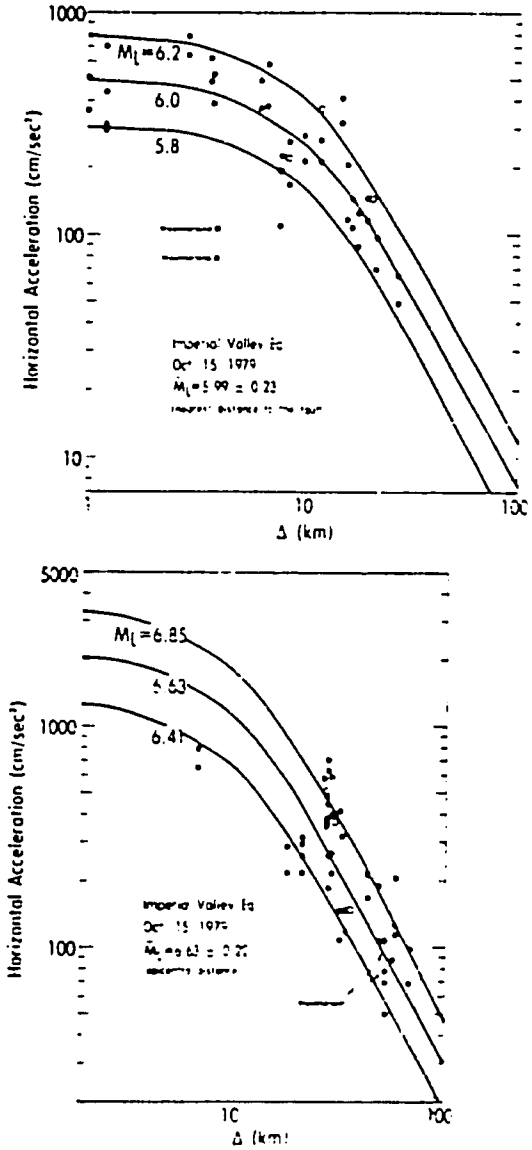



Figura 3.—Comparación de la atenuación media de la aceleración horizontal en cm s$^{-2}$ en función de la distancia en kilómetros para el terremoto de Imperial Valley de 15 de octubre de 1979. a) La línea continua representa las curvas de atenuación obtenidas a partir de la ecuación [1] para una magnitud local media $M_l$ de 5.99 ± 0.23 usando la distancia más corta a la falla. Los círculos negros representan las correspondientes aceleraciones máximas registradas en uno de los componentes horizontales de los instrumentos de movimientos fuertes de cada estación. Los cuadrados representan dos observaciones. b) La línea continua del centro representa la curva de atenuación para $M_l$ = 6.63, y las curvas paralelas son las curvas correspondientes a una desviación estándar de la media.

Best Available Document

TABLA 2

Magnitud local $M_L$, determinada a partir de las aceleraciones horizontales máximas medidas en instrumentos de movimientos fuertes para el terremoto del Imperial Valley del 15 de octubre de 1979. Código de estación, nombre, latitud y longitud tomados de U. S. Geological Survey (1976). Distancias epicentrales, orientación y aceleraciones tomados de Porcella y Mathiesen (1980). Números en paréntesis son distancias al punto más cercano de la traza de la falla Imperial (1940). Distancias epicentrales para las estaciones con códigos desde 5000 tomadas de Brune *et al.* (1980).

| *ID* | *Station Name* | *Lat N* / *Lon W* | *Δ* (km) | *Orien.* (deg) | *Acc* (cm/sec²) | $M_L$ (Acc) |
|---|---|---|---|---|---|---|
| C366 | Meloland | 32.77 | 18(1) | 360 | 313.6 | 6.39 |
| | | 115.45 | | 270 | 294.0 | 6.36 |
| 5028 | El Centro array #7 | 32.83 | 27(1) | 230 | 509.6 | 6.85 |
| | | 115.50 | | 140 | 352.8 | 6.69 |
| 942 | El Centro array #6 | 32.78 | 27(1) | 230 | 441.0 | 6.78 |
| | | 115.49 | | 140 | 705.6 | 6.99 |
| 958 | El Centro array #8 | 32.81 | 27(4) | 230 | 490 | 6.83 |
| | | 115.53 | | 140 | 627.2 | 6.94 |
| 952 | El Centro array #5 | 32.86 | 27(4) | 230 | 392.0 | 6.73 |
| | | 115.47 | | 140 | 548.0 | 6.88 |
| 5165 | El Centro D. A. | 32.80 | 26(5) | 360 | 499.8 | 6.79 |
| | | 115.54 | | 270 | 362.6 | 6.68 |
| 117 | El Centro array #9 | 32.79 | 27(6) | 360 | 392.0 | 6.73 |
| | | 115.55 | | 90 | 264.6 | 6.56 |
| 5060 | Brawley Airport | 32.99 | 42(7) | 315 | 215.6 | 6.79 |
| | | 115.51 | | 225 | 166.6 | 6.68 |
| 5054 | Bonds Corner | 32.69 | 6(7) | 230 | 793.8 | 6.35 |
| | | 115.34 | | 140 | 846.8 | 6.16 |
| 955 | El Centro array #4 | 32.86 | 27(7) | 230 | 372.4 | 6.71 |
| | | 115.43 | | 140 | 597.8 | 6.92 |
| 5055 | Holtville | 32.81 | 20(8) | 315 | 215.6 | 6.28 |
| | | 115.38 | | 225 | 254.8 | 6.36 |
| C260 | El Centro | 32.79 | 27(8) | 360 | 343.0 | 6.68 |
| | | 115.56 | | 90 | 313.6 | 6.64 |
| C335 | El Centro | 32.79 | 27(8) | 92 | 235.2 | 6.51 |
| | | 115.56 | | 2 | 235.2 | 6.51 |
| 412 | El Centro array #10 | 32.78 | 27(9) | 50 | 196.0 | 6.43 |
| | | 115.57 | | 320 | 225.4 | 6.49 |
| 5053 | Calexico F. S. | 32.67 | 15(11) | 315 | 215.6 | 6.11 |
| | | 115.49 | | 225 | 274.4 | 6.22 |
| 5058 | El Centro array #11 | 32.75 | 28(13) | 230 | 372.4 | 6.74 |
| | | 115.59 | | 140 | 372.4 | 6.74 |
| 5057 | El Centro array #3 | 32.89 | 29(13) | 230 | 215.6 | 6.52 |
| | | 115.38 | | 140 | 264.6 | 6.661 |
| C369 | Westmorland | 33.04 | 52(13) | 180 | 107.8 | 6.65 |
| | | 115.62 | | 90 | 78.4 | 6.51 |
| 5051 | Parachute Site | 32.93 | 47(15) | 315 | 196.0 | 6.83 |
| | | 115.70 | | 225 | 107.8 | 6.57 |
| 5115 | El Centro array #2 | 32.92 | 31(6) | 230 | 421.4 | 6.86 |
| | | 115.37 | | 140 | 323.4 | 6.75 |

Best Available Document

TABLA 2 (*Continuación*).

| *ID* | *Station Name* | *Lat. N* *Lon. W* | Δ (*km*) | *Orien.* (*deg*) | *Acc* (*cm sec*$^2$) | $M_L(Acc)$ |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 931 | El Centro array # 12 | 32.72 | 30(18) | 230 | 107.8 | 6.24 |
| | | 115.64 | | 140 | 147.0 | 6.38 |
| 5061 | Calipatria F. S. | 33.13 | 57(21) | 315 | 88.2 | 6.64 |
| | | 115.52 | | 225 | 127.4 | 6.80 |
| 5059 | El Centro array # 13 | 32.71 | 34(22) | 230 | 147.0 | 6.47 |
| | | 115.68 | | 140 | 117.6 | 6.37 |
| 5056 | El Centro array # 1 | 32.96 | 36(22) | 230 | 147.0 | 6.51 |
| | | 115.32 | | 140 | 147.0 | 6.51 |
| 286 | Superstition Mtn. | 32.95 | 58(26) | 135 | 205.8 | 7.02 |
| | | 115.82 | | 45 | 117.6 | 6.78 |
| 5062 | Salton Sea | 33.18 | 66(28) | 315 | 58.8 | 6.59 |
| | | 115.62 | | 225 | 58.8 | 6.59 |
| 5052 | Plaster City | 32.79 | 52(31) | 135 | z68.6 | 6.46 |
| | | 115.86 | | 45 | 49.0 | 6.31 |
| C23 | Niland F. S. | 33.24 | 69(33) | 90 | 98.0 | 6.84 |
| | | 115.51 | | 360 | 68.6 | 6.69 |
| 5066 | Coachella Canal # 4 | 33.36 | 84(47) | 135 | 137.2 | 7.16 |
| | | 115.59 | | 45 | 107.8 | 7.05 |
| 5050 | Ocotillo Wells | 33.14 | 93(59) | 315 | 49.0 | 6.80 |
| | | 116.13 | | 225 | 39.2 | 6.70 |
| 2316 | Yuma | 32.73 | 60(65) | 90 | 29.4 | 6.21 |
| | | 114.70 | | 360 | 29.4 | 6.21 |
| 622 | Winterhaven | 32.74 | 65(71) | 270 | 68.6 | 6.64 |
| | | 114.64 | | 180 | 49.0 | 6.49 |
| 5049 | Borrego Air Ranch | 33.19 | 108(74) | 315 | 39.2 | 6.84 |
| | | 116.28 | | 225 | 29.4 | 6.72 |
| 5047 | Rancho de Anza | 33.35 | 127(92) | 135 | 29.5 | 6.87 |
| | | 116.40 | | 45 | 19.6 | 6.69 |
| 5063 | Coachella Canal # 1 | 33.64 | 131(92) | 135 | 19.6 | 6.72 |
| | | 116.08 | | 45 | 29.4 | 6.90 |
| C21 | Blythe Fire Station | 33.61 | 122(108) | 360 | 19.6 | 6.66 |
| | | 114.71 | | 270 | 19.6 | 6.66 |
| C243 | El Capitan Dam | 32.88 | 142(119) | 1[illegible] | 19.6 | 6.80 |
| | | 116.82 | | [illegible] | 19.6 | 6.80 |
| C284 | Palm Desert | 33.76 | 160(122) | 360 | 19.6 | 6.92 |
| | | 116.41 | | 90 | 29.4 | 7.10 |
| C299 | Palm Springs | 33.84 | 174(136) | 360 | 9.8 | 6.71 |
| | | 116.54 | | 90 | 19.6 | 7.01 |
| C300 | San Diego | 32.72 | 171(153) | 90 | 9.8 | 6.69 |
| | | 117.16 | | 360 | 9.8 | 6.69 |
| 767 | Coronado | 32.68 | 172(155) | 130 | 9.8 | 6.69 |
| | | 117.17 | | 40 | 9.8 | 6.69 |
| 5117 | Coronado | 32.68 | 172(155) | 130 | 9.8 | 6.69 |
| | | 117.17 | | 40 | 9.2 | 6.69 |
| 5073 | Cabazon | 33.92 | 196(158) | 270 | 9.8 | 6.83 |
| | | 116.78 | | 180 | 19.6 | 7.17 |

Best Available Document

TABLA 2 (Continuación)

| ID | Station Name | Lat. N Lon. W | Δ (km) | Orien. (deg) | Acc (cm sec²) | $M_L$ Acc |
|---|---|---|---|---|---|---|
| C331 | Hemet, Stetson Palm F.S. | 33.73 | 195(166) | 360 | 9.8 | 6.82 |
| | | 116.98 | | 270 | 9.8 | 6.82 |
| C312 | Riverside County | 33.98 | 241(205) | 119 | 9.8 | 7.05 |
| | | 117.37 | | 29 | 9.8 | 7.05 |
| 6616 | Aeropuerto | 32.65 | 2 3(1.4) | 45 | 309.7 | |
| | | 115.33 | | 315 | 235.2 | |
| 6613 | Algamas | 32.62 | 3.3(1.3) | 183 | 274.4 | |
| | | 115.30 | | 93 | 22.5 | |
| 6604 | Cerro Prieto | 32.42 | 24(14) | 57 | 146.0 | 6.23 |
| | | 115.30 | | 327 | 163.7 | 6.28 |
| 6621 | Chihuahua | 32.49 | 19(4.7) | 192 | 261.7 | 6.34 |
| | | 115.24 | | 102 | 257.7 | 6.33 |
| 6622 | Compuertas | 32.58 | 23(13) | 195 | 184.2 | 6.30 |
| | | 115.09 | | 105 | 146.0 | 6.20 |
| 6617 | Cucapah | 32.55 | 14(0) | 85 | 303.8 | 6.23 |
| | | 115.23 | | | | |
| 6605 | Delta | 32.36 | 33(11) | 172 | 342.0 | 6.81 |
| | | 115.19 | | 82 | 230.3 | 6.64 |
| 6619 | Mexicalli SAHOP | 32.62 | 13(8.4) | 0 | 304.8 | 6.19 |
| | | 115.42 | | 90 | 449.8 | 6.36 |
| 6610 | Victoria | 32.29 | 44( ) | 75 | 119.6 | 6.57 |
| | | 115.10 | | 345 | 159.7 | 6.69 |

y 3b vienen dados en la tabla 2: los números entre paréntesis representan las distancias a la falla, y sin ellos las distancias epicentrales. Estos datos son comparables con los datos de 24 estaciones analizados por Jennings y Kanamori (1983).

Las aceleraciones horizontales en función de la distancia para varios terremotos registradas entre 1 y 100 km se muestran en las figuras 4 a 7 y 9. En ellas se muestran datos de terremotos de magnitud local similar. En la figura 4 se muestran los datos de la réplica del terremoto de Imperial Valley, ocurrida el 15 de octubre de 1979, 23:19:29 UT, $M_L = 5.76 \pm 0.18$, y del terremoto de Coyote Lake del 6 de agosto de 1979, $M_L = 5.77 \pm 0.11$. Los datos observados se ajustan muy bien a la curva de atenuación teórica para $M_L = 5.76$ dentro de los límites de una desviación estándar. Hay, sin embargo, una excepción en los datos de Calexico F. S., con una aceleración pico de 10.78 cm/seg² para una distancia de 12.2 km. Las aceleraciones se han tomado de Porcella (1983) y no se han comprobado sus valores con los registros originales.

La figura 5 muestra los datos de los terremotos de Parkfield del 27 de junio de 1966, $M_L = 5.91 \pm 0.24$, y de Lytte Creek del 12 de septiembre de 1970, $M_L = 5.90 \pm 0.11$, juntamente con la curva de atenuación para $M_L = 5.9$. Las magnitudes locales revisadas para el terremoto de Parkfield

Best Available Document

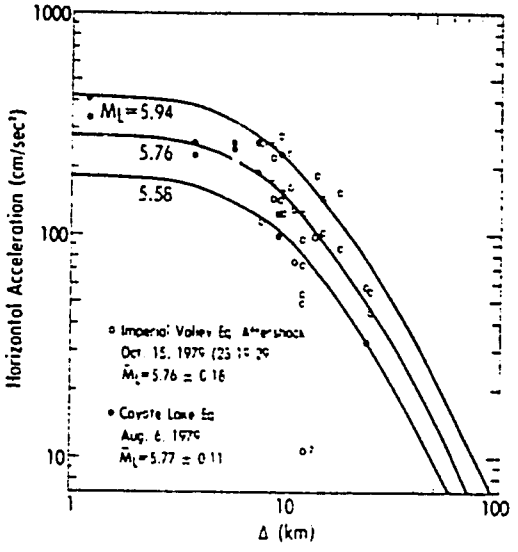



Figura 4.—Comparación de la atenuación media de las aceleraciones horizontales en cm s$^{-2}$ en función de la distancia. La línea continua del centro representa la atenuación para una magnitud local $M_L$ de 5.76. Las líneas paralelas representan las curvas de una desviación estandar de $M_L$ (5.94 y 5.58). Los círculos blancos representan las aceleraciones máximas horizontales de la réplica del terremoto de Imperial Valley, 15 de octubre de 1979, 23:19.29 UT. Los círculos negros representan observaciones del terremoto de Coyote Lake, 6 de agosto de 1979, de $M_L$ = 5.77

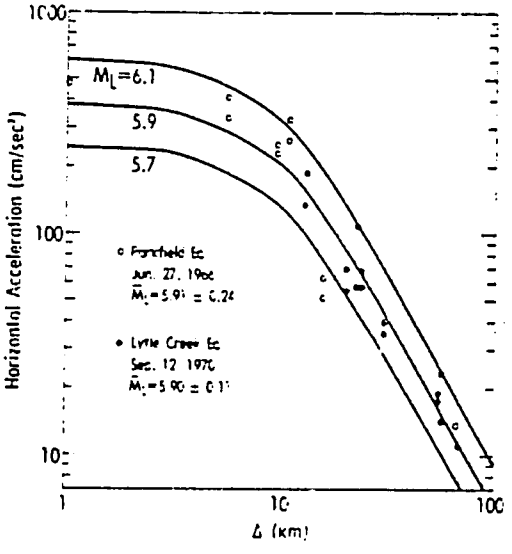



Figura 5.—Comparación de la atenuación media de las aceleraciones horizontales en cm s$^{-2}$ en función de la distancia. Los círculos blancos representan las aceleraciones del terremoto de Parkfield de 27 de junio de 1966, de $M_L$ = 5.91. Los círculos negros representan las aceleraciones del terremoto de Lytle Creek de 12 de septiembre de 1970, de $M_L$ = 5.9

Best Available Document

están dadas en la tabla 6. Esta tabla sustituye la información de la tabla 1 terremoto núm. 50, p. 597 de Espinosa (1980). Usando la información para distancias cortas corregida de la tabla 1, en la determinación de la magnitud, a partir de cada uno de los componentes horizontales del

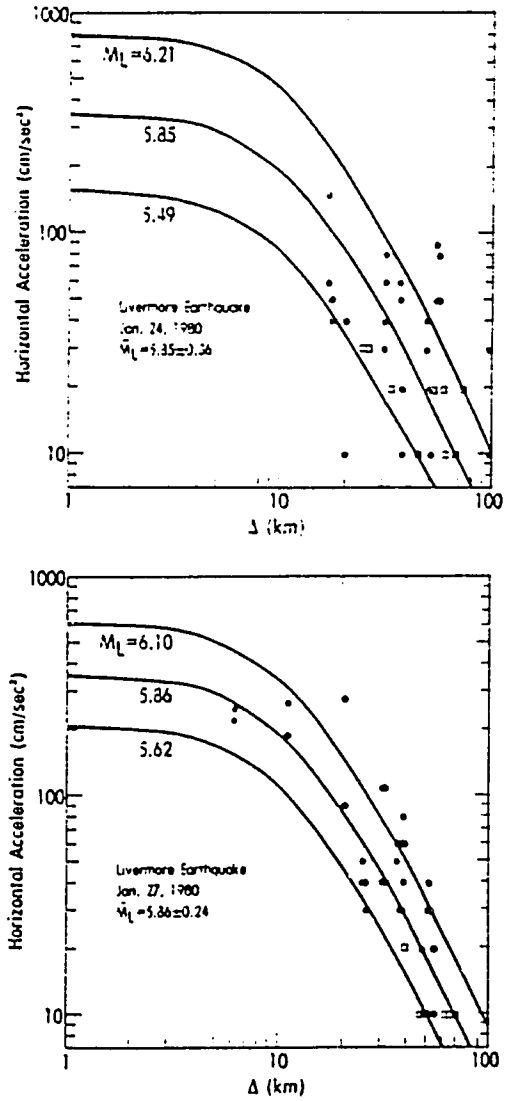



Figura 6.—Comparación de la atenuación media de las aceleraciones horizontales en cm.s$^{-2}$ en función de la distancia en kilómetros para los terremotos de Livermore del 24 de enero de 1980 (a) y 27 de enero de 1980 (b). La línea continua del centro representa la curva media de atenuación para un valor dado de $M_L$. Los círculos negros representan las aceleraciones máximas en uno de los componentes horizontales. Los cuadrados representan dos observaciones.

movimiento en el rango de distancias $0.08 \leqslant \Delta \leqslant 15.4$ km resulta una determinación más estable del valor de $M_L$. Los datos del terremoto de Lytte Creek están también representados en la figura 5, ya que complementan las observaciones para el rango de distancias $13 \leqslant \Delta \leqslant 59$ km, correspondientes a una magnitud de $M_L = 5.9$. Los datos de ambos terremotos, como puede verse en la figura 5, quedan entre los márgenes de la curva teórica y una desviación estándar.

Busquemos ahora una comparación entre este procedimiento, tanto para la evaluación de $M_L$ como de la atenuación de los movimientos fuertes del suelo, y el utilizado por algunos investigadores de tomar solamente el mayor de los máximos de la aceleración en cada estación. Los datos observados para los terremotos de Livermore del 24 y 27 de enero de 1980 (Boore, comunicación personal) proporcionan una oportunidad para establecer esta comparación con los datos presentados por McJunkin y Ragsdale (1980). Utilizando sólo el mayor de los máximos (fig. 6) para estos dos terremotos se obtienen valores de $M_L$ para el 24 de enero de $5.85 \pm 0.36$ (fig. 6a) y para el 27 de enero de $5.85 \pm 0.36$. Sin embargo, si se utilizan los máximos de los dos componentes horizontales, las magnitudes obtenidas son las siguientes: 24 de enero, $5.72 \pm 0.6$, y 27 de enero, $5.86 \pm 0.24$ (fig. 6b). Los datos de las aceleraciones máximas para los componentes horizontales del movimiento del suelo para cada estación de estos dos terremotos están representadas en las figuras 6a y 6b, junto con las curvas de atenuación. Los datos observados caen dentro de los limites de una

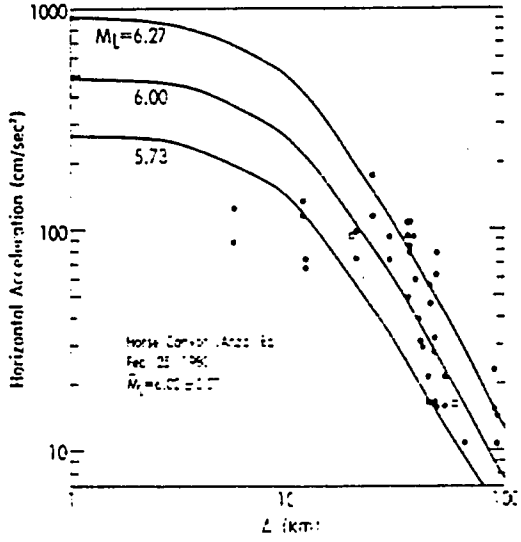



Figura 7.—Comparación de las atenuaciones medias de las aceleraciones horizontales en cm/s² en función de la distancia en kilómetros. La línea continua del centro representa la atenuación para $M_L = 6.0$. Las curvas paralelas representan las curvas de una desviación estándar de la media (6.27 y 5.73).

Best Available Document

desviación estándar de la curva teórica. De este análisis se sigue que es preferible usar los máximos de las aceleraciones de los dos componentes horizontales de los instrumentos de movimientos fuertes.

La figura 7 muestra las aceleraciones máximas horizontales registradas en función de las distancias para el terremoto de Horse Canyon del 25 de febrero de 1980, $M_L = 6.02 \pm 0.27$. La línea continua representa la curva de atenuación predicha por la ecuacioin [1]. Las otras dos curvas representan los límites de una desviación estándar determinada a partir de los datos observados.

Otro terremoto importante es el de Coalinga, California, del 2 de mayo de 1983 (fig. 8), $M_S = 6.5$ y $m_b = 5.2$ (NEIS, USGS, PDE 18-83), que ha sido registrado en 58 acelerógrafos. En la figura 8 se muestra la localización del epicentro (marcado con una estrella) y la situación de las estaciones con acelerógrafos. El recuadro muestra el despliegue (*array*) de acelerógrafos de Parkfield.

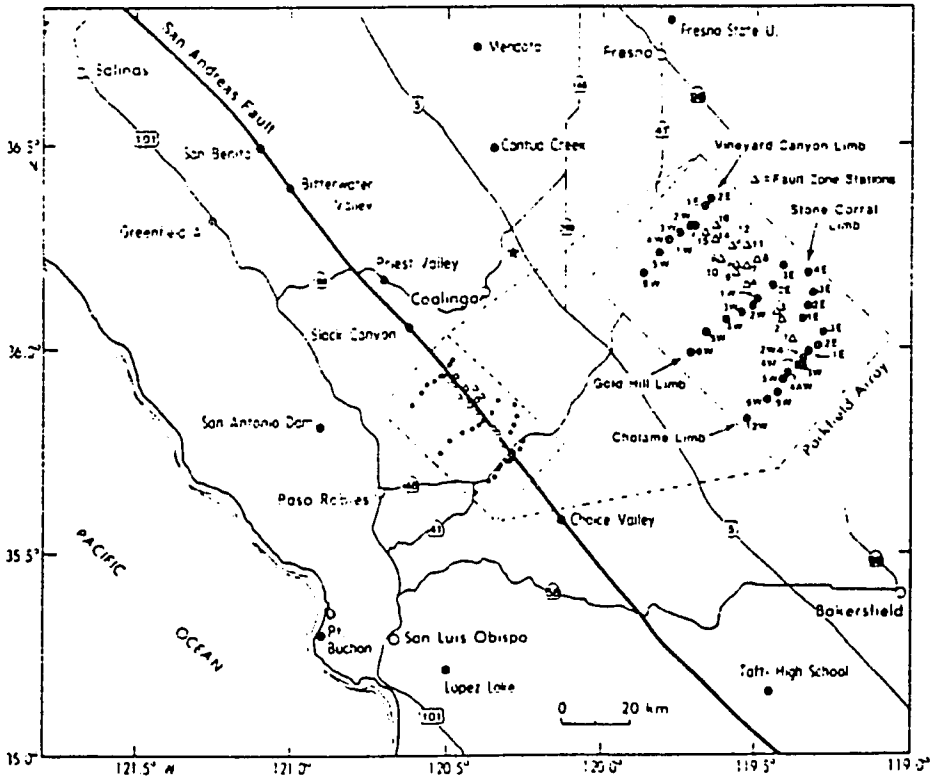



Figura 8. – Localización del epicentro para el terremoto de Coalinga, California, del 2 de mayo de 1983 (asterisco) y de las estaciones de movimientos fuertes. Nombres de las estaciones, coordenadas geográficas, aceleraciones horizontales y distancias epicentrales están dadas en la tabla 3. El recuadro muestra las redes de acelerógrafos (*arrays*) de California Division of Mines and Geology Parkfield (según Shakal y McJunkin, 1983, modificado).

Best Available Document

La magnitud local $M_L$ para este terremoto es de $6.53 \pm 0.19$, determinada a partir de las 58 estaciones. La determinación de $M_L$ dada por BRK es de 6.5. En este caso, para determinar $M_L$ sólo se puede usar la distancia epicentral, ya que no existieron rupturas en superficie o fallas bien identificadas en las proximidades del epicentro. Los datos de la aceleración horizontal (Shakal y McJunkin, 1983) están representados en la figura 9, juntamente con la curva teórica de atenuación y los límites de una desviación estándar (0.19 unidades de $M_L$). Los círculos negros representan una observación, los cuadrados dos y los triángulos tres. Puede apreciarse una tendencia de los datos a agruparse en el rango de distancias de 40 a 60 km. Jennings y Kanamori (1983) han mostrado que un efecto similar a este tipo de agrupamiento aparece cuando se utilizan distancias epicentrales o hipocentrales en otros terremotos.

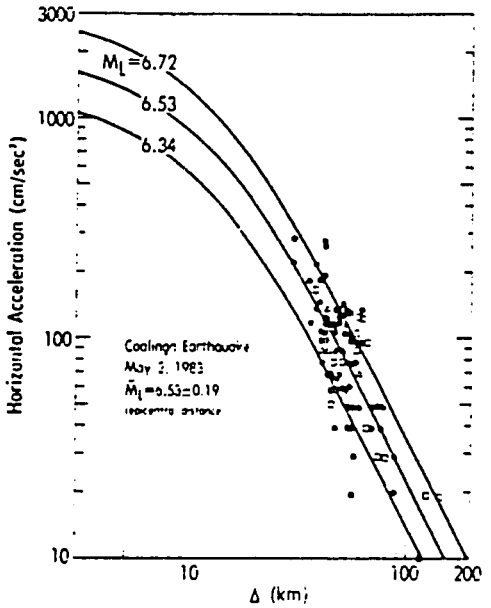



Figura 9 —Comparación de la atenuación media de las aceleraciones horizontales en cm s⁻² en función de la distancia epicentral en kilómetros. La línea continua del centro representa la curva para un terremoto de $M_L = 6.53$. Las curvas paralelas representan las curvas a una desviación estandar de la media (6.72 y 6.34). Los datos observados estan contenidos entre dichas curvas

## 4. ATENUACION DE MOVIMIENTOS FUERTES Y SELECCION DE LA DISTANCIA

El procedimiento propuesto en este trabajo para determinar la magnitud local $M_L$ a partir de los registros de los componentes horizontales de

Best Available Document

movimientos fuertes es rápido y directo. Usando la ecuación [1] y los valores numéricos para $-\log_{10} A_1(\Delta)$ de la tabla 1, se pueden también obtener las curvas de atenuación para las aceleraciones de movimientos fuertes en el rango de distancias de $1 \leqslant \Delta \leqslant 300$ km para un terremoto de un valor dado de $M_L$. La figura 10 muestra las curvas de atenuación para terremotos de magnitud local de 5.5 a 7.0. Estas curvas se evaluaron rápidamente y con precisión usando la expresión

$$\log A_{cc} = M_L - \log_{10} A_1$$

Estas curvas representan la atenuación media de las aceleraciones del movimiento fuerte del suelo en función de la distancia.

Como ya se ha dicho más arriba, la magnitud local $M_L$ es una medida del tamaño de un terremoto medida para periodos cortos y a distancias cercanas a la fuente. La magnitud local propuesta por Richter (1935) tiene una relevancia directa en el campo de la sismología de movimientos fuertes y la ingeniería sísmica. La escala de magnitud local se desarrolló utilizando registros de amplitudes en la ventana de frecuencias que interesa directamente a los problemas de los criterios de diseño sísmico, las especificaciones de las normas para la construcción, los períodos naturales de vibración de estructuras y para cualquier prueba dinámica o estática de simulación de estructuras críticas. Por lo tanto, el impacto de la atenuación sísmica en el trabajo de ingenieros, arquitectos, agencias reguladoras, planificadores urbanos y en los estudios de riesgo sísmico, zonación sísmica y riesgos geológicos es de gran importancia en el problema de la mitigación de los daños producidos por terremotos.

Existen numerosas publicaciones que tratan del problema de la atenuación de las aceleraciones, una descripción breve se puede encontrar en Espinosa (1980) y no se repetirá aquí. En muchas de estas publicaciones los valores de las magnitudes $M_L$ y $M_s$ se han mezclado indiscriminadamente para obtener las curvas medias de atenuación. Este problema, desgraciadamente, mezcla una información fundamental que tiene que ver directamente con el ancho de banda de frecuencias para el que las magnitudes están evaluadas con el efecto de la distancia a la fuente sísmica. Es bien conocido que las frecuencias altas se atenúan rápidamente, con la excepción de algunos terremotos en zonas de subducción que han generado registros con frecuencias altas, larga duración y amplitudes altas a distancias epicentrales grandes (Saragoni, 1982; Cloud and Pérez, 1973). La magnitud de ondas superficiales $M_s$ se mide usualmente a períodos de 20 seg y a distancias telesísmicas. La magnitud de ondas internas $m_b$ se mide a partir de amplitudes de la onda $P$ de aproximadamente 1 seg de período de ondas registradas también a distancias telesísmicas. La magnitud local $M_L$, propuesta por Richter (1935), y su evaluación usando registros de movimientos fuertes propuesta por Kanamori y Jennings (1978), Jennings y Kanamori (1979), Espinosa (1979, 1980, 1982) y Jennings y Kanamori

Best Available Document

(1983), toma en consideración el rango de frecuencias y distancias desde la fuente, que está relacionado con la intensidad de la agitación del suelo (problema del campo cercano) y con la intensidad de la escala modificada de Mercalli o de cualquier otra escala de intensidad sismica. Está por lo tanto mejor relacionada con los daños estructurales que las magnitudes determinadas a partir de datos a distancias telesismicas (problema del campo lejano).

Además, $M_L$ puede ser usada como magnitud de calibración a la que pueden referirse otras escalas de magnitud regional. La razón para calibrar las leyes de escala de otras magnitudes deducidas en otros regimenes tectónicos en los Estados Unidos o en otras partes del mundo, sirve para permitir una mejor comparación entre terremotos de distinto tamaño en regiones diferentes y, por lo tanto, proporciona una aplicación uniforme de las prácticas de las normas de construcción para todos los paises y una escala unificada de magnitud.

Un ejemplo de la comparación entre las magnitudes $M_L$ y $M_s$ puede verse en los valores obtenidos para los terremotos de Livermore, California, del 24 y 27 de enero de 1980.

| | $M_L(BRK)$ | $M_s(USGS)$ | $M_L$(*este estudio*) |
|---|---|---|---|
| 24-1-80 | 5.5 | 5.9 | $5.62 \pm 0.36$ |
| 27-1-80 | 5.8 | 5.0 | $5.86 \pm 0.24$ |

Los datos de las aceleraciones utilizados en la determinación de $M_L$ proceden de U.S. Geological Survey y de California Division of Mines and Geology. El procedimiento descrito aqui no requiere el análisis de los acelerogramas o la integración de los registros digitalizados. Sólo requiere los valores de las amplitudes máximas en la forma en la que las proporcionan las agencias mencionadas, evitando cualquier duplicación de esfuerzos y haciendo de la determinación de $M_L$ o de la atenuacion un procedimiento de simple rutina.

En las curvas de atenuación representadas en las figuras 3, 4, 5, 6, 7, 9 y 10 hay una implicacion en las tendencias paralelas para las partes correspondientes a distancias cortas de estas curvas. Los datos observados para distancias cortas (figs. 3a, 4 y 5) están de excelente acuerdo con los valores de las aceleraciones horizontales pico predichas por las curvas de atenuación media de $M_L$ y los límites de una desviación estandar. Además, también se da un acuerdo muy bueno en la comparación para cada componente instrumental en cada estación, de las magnitudes locales determinadas por el conjunto de datos del presente estudio y el previo de Espinosa (1980) con los valores determinados por Kanamori y Jennings (1978) y Jennings y Kanamori (1983).

Best Available Document

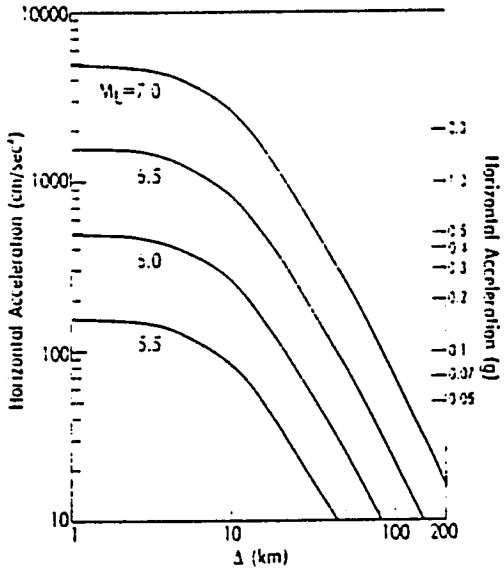



Figura 10.—Curvas de atenuación de la ley de escala de la magnitud local $M_L$. Aceleraciones horizontales en cm s$^{-2}$ en función de la distancia en kilómetros para $5.5 \leq M_L \leq 7.0$. Estas curvas se han deducido de la ecuación [1] y de los valores numéricos de $\log_{10} A_1$ de la tabla 1.

La aplicabilidad y validez de nuestro método queda claramente demostrada en los resultados (figs. 3, 4, 5, 6, 7 y 9). El requisito intrínseco en la ley de escala de la magnitud de Richter (1935, 1958), según la ecuación [2], implica que un orden de magnitud (por ejemplo de $M_L = 5$ a $M_L = 6$) incrementa la amplitud en diez veces a la misma distancia. De la misma manera, la ley de escala propuesta aquí y comprobada con éxito para la magnitud local según la ecuación [1] a partir de las aceleraciones horizontales de los movimientos fuertes, satisface las condiciones de la magnitud de Richter.

Cuando se usan datos de acelerógrafos juntamente con la ecuación [1] se supera el problema de la saturación de la magnitud local debida a las limitaciones del rango dinámico de los sismógrafos de torsión Wood-Anderson (Espinosa, 1980) y su evaluación se incrementa en uno o más órdenes de magnitud. De esta forma, el procedimiento presentado en este estudio, que es compatible con los valores de $M_L$ determinados a partir de los registros de sismógrafos Wood-Anderson y especialmente con el concepto fundamental propuesto por Richter (1935) y las correcciones para el campo próximo de los valores de $-\log_{10} A_0$ propuestas por Jennings y Kanamori (1983), permite una rápida y sencilla evaluación de $M_L$ para distancias cercanas a la fuente para terremotos moderados y grandes.

Como ya se ha mostrado antes en este trabajo, en la evaluación de $M_L$

Best Available Document

se puede utilizar cualquier tipo de distancia que sea más apropiada para cada estudio particular. El tema de la selección del tipo de distancia es controvertido y no entraremos aquí en cuál debe usarse. Sin embargo, si presentaremos los resultados de la determinación de $M_L$ con distintos tipos de distancias y la repercusión que esto tiene en la evaluación del tamaño de un terremoto.

En la tabla 3 se presentan las magnitudes locales evaluadas por Jenning y Kanamori (1983) identificadas como $M_L(J-K)$. También se dan en esta tabla los valores de $M_L$ determinados con la ecuación [1] usando las aceleraciones horizontales del terremoto de Imperial Valley de la tabla 2. Las cuatro distancias dadas son: $\Delta_1$, la distancia más corta a la traza de la falla; $\Delta_2$, la distancia epicentral; $\Delta_3$, la distancia hipocentral, y $\Delta_4$, la distancia al centro de la zona de fractura.

Resulta evidente a partir de la tabla 3 que la magnitud media asignada al terremoto de Imperial Valley depende del tipo de distancias utilizadas para determinar su tamaño. Si se usa la distancia más corta a la traza de la falla se obtiene $M_L=6.0$; para la distancia epicentral, $M_L=6.6$; para la hipocentral, $M_L=6.7$, y para la distancia al centro de la zona de fractura, $M_L=6.3$. De esta forma, dependiendo de la distancia seleccionada resulta una variación en $M_L$ de 0.7. No es el propósito de este trabajo el resolver el problema de la selección de distancias. Sin embargo, es nuestra intención mostrar otros problemas que se pueden introducir al cambiar de forma indiscriminada la selección de distancias en el proceso de evaluar la magnitud local. Para distancias cortas, la selección de distancias juega un papel importante no sólo en la determinación del tamaño de un terremoto, sino también en la evaluación de la atenuación de los movimientos fuertes necesitada en las prácticas de la construcción. Por lo tanto, el proceso de selección de distancias debe ser considerado en cada caso de acuerdo con las características de las aplicaciones específicas.

Desde el punto de vista práctico, se puede justificar el uso de las distancias epicentrales, ya que éstas son el parámetro más fácilmente accesible. En cuanto sea posible, sin embargo, se deben utilizar las distancias al punto más cercano de la falla. Esto no siempre es posible, ya que son muy numerosos los terremotos de los que no se dispone de información sobre la ruptura de la falla en superficie. De esta forma, muchas veces es necesario tomar una decisión sobre la distancia a utilizar en la determinación de la magnitud local. Un ejemplo de esta situación es el caso del terremoto de Coalinga. Hay también otros problemas en el uso indiscriminado de una u otra distancia. El problema que se ha mencionado aquí es el de la introducción de inconsistencias e inhomogeneidades en la base de datos.

Los resultados presentados en la tabla 3, usando distintas distancias, ponen de relieve la necesidad de usar un tipo de distancias como estándar y las otras para estudios especiales. Debido a la forma en que se atenúan los movimientos fuertes del suelo con la distancia para terremotos de

Best Available Document

TABLA 3

Comparación de $M_L$ determinadas usando ecuación (1) y determinadas por Jennings y Kanamori (1983). Las distancias usadas son: $\Delta_1$, distancia al punto más cercano de la traza de la falla; $\Delta_2$, distancia epicentral; $\Delta_3$, distancia hipocentral; $\Delta_4$, distancia al centro de la zona de fractura. Valores medios de $M_L$ y desviaciones estándar al final de la tabla. Datos adicionales tomados de Espinosa (1980, tabla 4) y Espinosa (1982, tabla 46).

| *Station* | *Orien.* (deg) | $\Delta_1$ (km) | $M_L$ | $M_L$ (km) | $\Delta_2$ J&K | $M_L$ | $M_L$ (km) | $\Delta_3$ J&K | $M_L$ | $M_L$ (km) | $\Delta_4$ J&K | $M_L$ | $M_L$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| El Centro #7 | 230 | 0.6 | 6.47 | 6.02 | 28.0 | 7.09 | 6.87 | 30.0 | 7.17 | 6.92 | 10.0 | 6.57 | 6.28 |
| | 140 | | 6.28 | 5.86 | | 7.00 | 6.71 | | 6.90 | 6.76 | | 6.38 | 6.12 |
| El Centro #6 | 230 | 1.2 | 6.28 | 5.95 | 28.0 | 6.90 | 6.79 | 30.0 | 6.98 | 6.85 | 11.0 | 6.40 | 6.26 |
| | 140 | | 6.25 | 6.16 | | 6.87 | 6.99 | | 6.95 | 7.06 | | 6.37 | 6.47 |
| Meloland | 360 | 1.2 | 6.25 | 5.82 | 21.0 | 6.89 | 6.48 | 24.0 | 6.71 | 6.56 | 3.0 | 6.25 | 5.83 |
| | 270 | | 6.33 | 5.78 | | 6.59 | 6.45 | | 6.79 | 6.53 | | 6.33 | 5.80 |
| Bonds Corner | 230 | 2.9 | 6.29 | 6.23 | 7.4 | 6.34 | 6.37 | 14.0 | 6.47 | 6.64 | 11.0 | 6.41 | 6.52 |
| | 140 | | 6.26 | 6.14 | | 6.31 | 6.28 | | 6.44 | 6.55 | | 6.38 | 6.43 |
| El Centro #8 | 230 | 3.7 | 6.09 | 6.06 | 28.0 | 6.71 | 6.86 | 30.0 | 6.79 | 6.90 | 10.0 | 6.19 | 6.26 |
| | 140 | | 6.19 | 6.17 | | 6.81 | 6.96 | | 6.89 | 7.01 | | 6.29 | 6.37 |
| El Centro #5 | 230 | 3.8 | 6.37 | 5.96 | 29.0 | 7.03 | 6.78 | 31.0 | 7.11 | 6.83 | 11.0 | 6.49 | 6.21 |
| | 140 | | 6.11 | 6.11 | | 6.77 | 6.93 | | 6.85 | 6.98 | | 6.23 | 6.36 |
| Westmorland | 180 | 4.0 | 5.61 | 5.40 | 52.0 | 6.85 | 6.65 | 53.0 | 6.87 | 6.67 | 34.0 | 6.47 | 6.33 |
| | 90 | | 5.65 | 5.33 | | 6.89 | 6.51 | | 6.91 | 6.54 | | 6.51 | 6.19 |
| El Centro D. A. | 360 | 6.3 | 6.22 | 6.01 | 28.0 | 6.82 | 6.87 | 30.0 | 6.90 | 6.91 | 12.0 | 6.34 | 6.36 |
| | 270 | | 6.17 | 6.15 | | 6.76 | 6.73 | | 6.84 | 6.77 | | 6.28 | 6.22 |
| El Centro # | 230 | 6.6 | 6.26 | 6.02 | 28.0 | 6.85 | 6.74 | 30.0 | 6.93 | 6.78 | 12.0 | 6.37 | 6.23 |
| | 140 | | 6.25 | 6.23 | | 6.83 | 6.94 | | 6.91 | 6.99 | | 6.35 | 6.44 |
| Parachute | 315 | 7.8 | 5.80 | 5.81 | 48.0 | 6.91 | 6.85 | 50.0 | 6.95 | 6.88 | 31.0 | 6.49 | 6.53 |
| | 225 | | 5.70 | 5.55 | | 6.80 | 6.59 | | 6.84 | 6.62 | | 6.38 | 6.27 |
| El Centro #10 | 50 | 8.0 | 6.02 | 5.80 | 28.0 | 6.58 | 6.46 | 31.0 | 6.70 | 6.53 | 13.0 | 6.12 | 6.00 |
| | 320 | | 6.19 | 5.87 | | 6.75 | 6.52 | | 6.87 | 6.59 | | 6.29 | 6.06 |
| Brawley | 315 | 8.6 | 6.07 | 5.88 | 43.0 | 7.06 | 6.81 | 45.0 | 7.16 | 6.84 | 26.0 | 6.54 | 6.45 |
| | 225 | | 5.96 | 5.77 | | 6.95 | 6.70 | | 6.99 | 6.73 | | 6.43 | 6.34 |

Best Available Document

| | | | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Holtville | 315 | 8.6 | 6.04 | 5.88 | 21.0 | 6.31 | 6.31 | 24.0 | 6.43 | 6.39 | 8.8 | 6.04 | 5.88 |
| | 225 | | 6.19 | 5.96 | | 6.46 | 6.39 | | 6.58 | 6.47 | | 6.19 | 5.96 |
| Calexico | 315 | 10.0 | 5.88 | 5.90 | 18.0 | 6.04 | 6.22 | 21.0 | 6.12 | 6.31 | 11.0 | 5.90 | 5.95 |
| | 225 | | 5.93 | 6.01 | | 6.09 | 6.32 | | 6.17 | 6.42 | | 5.95 | 6.06 |
| El Centro # 11 | 230 | 12.0 | 6.12 | 6.23 | 30.0 | 6.68 | 6.78 | 32.0 | 6.76 | 6.83 | 15.0 | 6.18 | 6.35 |
| | 140 | | 6.19 | 6.23 | | 6.75 | 6.78 | | 6.83 | 6.83 | | 6.25 | 6.35 |
| El Centro # 3 | 230 | 12.0 | 6.01 | 5.99 | 29.0 | 6.53 | 6.52 | 31.0 | 6.61 | 6.57 | 15.0 | 6.07 | 6.11 |
| | 140 | | 6.21 | 6.08 | | 6.73 | 6.61 | | 6.81 | 6.66 | | 6.27 | 6.20 |
| El Centro # 2 | 230 | 15.0 | 5.94 | 6.41 | 32.0 | 6.52 | 6.88 | 34.0 | 6.60 | 6.92 | 18.0 | 6.00 | 6.51 |
| | 140 | | 6.27 | 6.29 | | 6.85 | 6.77 | | 6.93 | 6.81 | | 6.33 | 6.40 |
| Superstition Mtn. | 135 | 16.0 | 5.49 | 6.13 | 58.0 | 6.63 | 7.02 | 59.0 | 6.65 | 7.03 | 42.0 | 6.31 | 6.77 |
| | 45 | | 5.28 | 5.89 | | 6.42 | 6.78 | | 6.44 | 6.79 | | 6.10 | 6.53 |
| El Centro # 12 | 230 | 17.0 | 5.92 | 5.88 | 32.0 | 6.46 | 6.29 | 34.0 | 6.54 | 6.33 | 20.0 | 5.98 | 5.98 |
| | 140 | | 5.94 | 6.02 | | 6.45 | 6.43 | | 6.56 | 6.47 | | 6.00 | 6.12 |
| Calipatria | 315 | 18.0 | 5.80 | 5.84 | 57.0 | 6.88 | 6.64 | 58.0 | 6.90 | 6.66 | 41.0 | 6.56 | 6.38 |
| | 225 | | 5.74 | 5.99 | | 6.83 | 6.80 | | 6.85 | 6.82 | | 6.51 | 6.54 |
| El Centro # 13 | 230 | 20.0 | 5.80 | 6.12 | 34.0 | 6.34 | 6.47 | 36.0 | 6.40 | 6.51 | 22.0 | 5.86 | 6.18 |
| | 140 | | 6.00 | 6.02 | | 6.56 | 6.37 | | 6.62 | 6.41 | | 6.08 | 6.08 |
| El Centro # 1 | 230 | 21.0 | 5.70 | 6.15 | 35.0 | 6.21 | 6.49 | 37.0 | 6.30 | 6.53 | 24.0 | 5.82 | 6.23 |
| | 140 | | 5.90 | 6.15 | | 6.46 | 6.49 | | 6.50 | 6.53 | | 6.02 | 6.23 |
| Niland | 90 | 22.0 | 5.93 | 6.00 | 67.0 | 6.95 | 6.82 | 68.0 | 6.95 | 6.83 | 51.0 | 6.77 | 6.60 |
| | 360 | | 5.61 | 5.85 | | 6.63 | 6.67 | | 6.63 | 6.68 | | 6.45 | 6.45 |
| Plaster City | 135 | 28.0 | 5.79 | 6.01 | 52.0 | 6.41 | 6.46 | 53.0 | 6.43 | 6.48 | 38.0 | 6.13 | 6.22 |
| | 45 | | 5.57 | 5.86 | | 6.19 | 6.31 | | 6.21 | 6.33 | | 5.91 | 6.07 |
| $M_L$ | | | 6.01 ±0.26 | 5.99 ±0.23 | | 6.64 ±0.26 | 6.63 ±0.22 | | 6.72 ±0.25 | 6.69 ±0.20 | | 6.26 ±0.27 | 6.26 ±0.21 |

Best Available Document

distinto tamaño (fig. 10), en cada caso se obtienen valores distintos de $M_L$ (tabla 3).

## Agradecimientos

El autor agradece a D. Boore y R. Porcella el haber proporcionado algunos de los datos usados en este trabajo. También agradece la ayuda de John Michael en la representación de los datos y corrección del texto. P. C. Jennings proporcionó la determinación de $M_L$ de una estación para el terremoto de Kern County. También agradece a O. Nuttli y W. Hays por sus valiosas sugerencias.

## BIBLIOGRAFIA

Boore, D. M. (1980): On the attenuation of peak velocity. *Proc. World Conf. Earthquake Eng., 7th.* Vol. II. Turkish National Committee on Earthquake Engineering, Istanbul, Turkey, 577-584.

Brune, J. N.; F. L. Vernon, III, R. S. Simons, J. Prince y E. Mena (1982): Strong-motion data recorded in Mexico during the main shock, en *The Imperial Valley, California, Earthquake of October 15, 1979, U.S. Geol. Surv. Profess. Paper 1254*, 319-349.

Chávez, D.; J. González, A. Reyes; M. Medina, C. Duarte, J. N. Brune, F. L. Vernon, III, R. Simons, L. K. Hutton, P. T. German y C. E. Johnson (1982): Main-shock location and magnitude determination using combined U.S. and Mexican data, en *The Imperial Valley, California, Earthquake of October 15, 1979, U.S. Geol. Surv. Profess. Paper 1254*, 51-54.

Espinosa, A. F. (1979): Horizontal particle velocity and its relation to magnitude in the Western United States. *Bull. Seism. Soc. Am. 69*, 2037-2061.

—— (1980): Attenuation of strong horizontal ground accelerations in the Western United States and their relation to $M_L$. *Bull. Seism. Soc. Am.* 70, 583-616.

—— (1981): Seismic wave attenuation in conterminous United States. *U.S.Geol. Surv. Open-File Rept. 81-167*, 32 pp.

—— (1982): $M_L$ and $M_0$ determination from strong-motion accelerograms and expected intensity distribution, en *The Imperial Valley, California, Earthquake of October 15, 1979, U.S. Geol. Surv. Profess. Paper 1254*, 433-438.

Jennings, P. C., y H. Kanamori (1979): Determination of local magnitude, $M_L$, from seismoscope record. *Bull. Seism. Soc. Am.* 69, 1267-1288.

—— (1983): Effect of distance on local magnitudes found from strong-motion records. *Bull. Seism. Soc. Am.* 73, 265-280.

Kanamori, H., y P. C. Jennings (1978): Determination of local magnitude, $M_L$, from strong-motion accelerograms. *Bull. Seism. Soc. Am.* 68, 471-485.

McJunkin, R. D., y J. T. Ragsdale (1980): Strong-motion records from the Livermore Earthquake of 24 and 26 January 1980. *Preliminary Report 28, Office of Strong-Motion Studies*, California Division of Mines and Geology, 91 pp.

Porcella, R. L. (1983): Revised strong-motion data, Part II. *U.S. Geol. Surv. Circular 854-C*, 1-7.

Porcella, R. L.; B. Matthiesen y R. P. Maley (1982): Strong-motion data recorded in the United States, en *The Imperial Valley, California, Earthquake of October 15, 1979, U.S. Geol. Surv. Profess. Paper 1254*, 289-318.

Best Available Document

Porcella, R. L., y J. C. Switzer (1983): Recent strong-motion records. *U.S. Geol. Surv. Circular 854-B*, 1-6.

Richter, C. F. (1935): An instrumental earthquake magnitude scale. *Bull. Seism. Soc. Am.* 25, 1-32.

—— (1958): *Elementary Seismology*. Freeman, San Francisco, 483 pp.

Shakal, A. F., y R. D. McJunkin (1983): Preliminary summary of CDMG strong-motion records from the 2 May 1983, Coalinga, California. *Reports OSMS 83-5.2 Earthquake, Office of Strong-Motion Studies*. California Division of Mines and Geology, 49 pp.

Best Available Document

# APENDICE D

# Tabla ASCII

| Binario | Hex | Decimal | Carácter | Código | Símbolo | Descripción |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 00000000 | 00 | 0 | | ^@ | NUL | Nulo |
| 00000001 | 01 | 1 | ☺ | ^A | SOH | Principio de cabecera |
| 00000010 | 02 | 2 | ☻ | ^B | STX | Principio de texto |
| 00000011 | 03 | 3 | ♥ | ^C | ETX | Fin de texto |
| 00000100 | 04 | 4 | ♦ | ^D | EOT | Fin de transmisión |
| 00000101 | 05 | 5 | ♣ | ^E | ENQ | Petición |
| 00000110 | 06 | 6 | ♠ | ^F | ACK | Reconocimiento |
| 00000111 | 07 | 7 | • | ^G | BEL | Timbre |
| 00001000 | 08 | 8 | ◘ | ^H | BS | Backspace |
| 00001001 | 09 | 9 | ○ | ^I | SH | Tabulacion horizontal |
| 00001010 | 0A | 10 | ◙ | ^J | LF | Salto de linea |
| 00001011 | 0B | 11 | ♂ | ^K | VT | Tabulacion vertical |
| 00001100 | 0C | 12 | ♀ | ^L | FF | Salto de página |
| 00001101 | 0D | 13 | ♪ | ^M | CR | Salto de carro |
| 00001110 | 0E | 14 | ♫ | ^N | SO | Desplazamiento externo |
| 00001111 | 0F | 15 | ☼ | ^O | SI | Desplazamiento interno |
| 00010000 | 10 | 16 | ► | ^P | DLE | Escape del enlace de datos |
| 00010001 | 11 | 17 | ◄ | ^Q | DC1 | Control unidad 1 |

Best Available Document

siga

# LA AMENAZA DE TERREMOTOS EN EL ISTMO DE PANAMA

Eduardo Camacho
Departamento de Física e
Instituto de Geociencias
UNIVERSIDAD DE PANAMA

Panamá, marzo de 1993.

## RESUMEN

En el presente trabajo se tratan aspectos muy importantes que hay que tomar en cuenta al momento de evaluar la amenaza sismica en el Istmo de Panamá, como son, la dificultad de obtener tiempos de retorno claros para la mayoria de las zonas fuente, a excepción de Azuero-Soná; lo dificil que es, la mayoria de las veces, determinar las posibles fallas que hayan podido causar los eventos, como ocurre en la zona del Darién, y la ocurrencia de tsunamies o maremotos en ambas costas del Istmo.

Además se ha realizado una sintesis actualizada de las zonas fuente y la sismicidad del Istmo de Panamá, que incluye los últimos resultado obtenidos por la red sismologica de la Universidad de Panamá.

Best Available Document

En especial es necesario mencionar las evidencias sismológicas que demuestran una nueva zona sismogenética que hemos denominado Panamá Central, localizada entre 8.5 N y 9.5 N, y de 80.2 W a 79.4 W, la cual muestra una actividad microsismica bastante importante y que parece estar dominada por un alineamiento que corre paralelo al Canal de Panamá y parece sugerir la existencia de una falla o discontinuidad del Canal, tal como fue propuesto por Case (1974).

## INTRODUCCION

El Istmo de Panamá está ubicado en una microplaca tectónica la cual se conoce como el Bloque de Panamá (Kellog et al.,1985, 1989). En base a la sismicidad y a determinaciones de mecanismos focales el Istmo de Panamá se ha subdivido en siete zonas sismo-tectónicas principales, cada una con sus estructuras y sismicidad característica.

Cada año quedan menos zonas del istmo sin habitar y la densidad de población en sus ciudades aumenta rapidamente junto con el incremento vertiginoso de edificaciones e infraestructuras lo

que ha hecho que la industria de la construccion se halla constituido en uno de los pilares mas fuertes y dinámicos de su economia. Desafortunadamente, muchas de estas obras se han construido sobre zonas de relleno costero, manglares y/o pantanos, sin tomar las medidas suficientes que mitiguen el impacto de un sismo sobre ellas. Esto tal vez se deba a que, a

pesar que el Istmo de Panamá ha sido sacudido por sismos destructores en varias ocasiones: 1621, 1882, 1913, 1934 y 1991, la actividad sismica es relativamente más baja que en otras áreas vecinas de América Central y Suramérica, concentrándose esta principalmente en las regiones fronterizas con Colombia y Costa Rica (Fig 1), las cuales su mayor parte estan prácticamente despobladas.

A pesar de lo dicho anteriormente, eventos recientes muy cercanos a nuestras fronteras como, el evento del Valle de la Estrella de 22 de abril de 1991 Ms=7.5, en Costa Rica y el evento de Murindó del 18 de octubre de 1992 Ms=7.2, en Colombia, nos recuerdan que Panamá esta ubicado dentro de una región sismicamente activa, en donde existen estructuras capaces de generar sismos grandes que producirian daños desvastadores, de ocurrir cercanos a zonaa con mayor concentración de poblacion e infraestructuras.

## AMBIENTE TECTONICO Y ZONAS FUENTE

El Bloque de Panamá está rodeado por cuatro grandes placas tectonicas: la Placa Caribe, al norte; la Placa de Nazca, al sur; la Placa del Coco, al suroeste y la Placa Suramericana, al este.

El limite norte esta conformado por una zona de cabalgamiento conocida como el Cinturón Deformado del Norte de Panamá (Bowin,

1976; Case et al., 1980; Bowland, 1984; Stephan et al., 1988; Silver et al., 1990). El limite occidental lo conforma una zona de falla sinestral, que atravieza el valle central de Costa Rica conectádose en el Caribe con el Cinturón Deformado del Norte de Panamá, y en el Pacifico con la zona de Fractura de Costa Rica (Barrit, S., y J., P., Berrangé, 1987; Weinberg, 1992; Frisch, 1992; Guendel y Pacheco, 1992). El limite sur lo forman dos zonas de convergencia, El Cinturón Deformado del Sur de Panamá y la Fosa de Colombia conectados entre si por una falla transformante

sinestral localizada al sur del Golfo de Panamá (Hardy et al., 1990; Hardy comunicación personal, 1991; Kolarsky, 1992). El limite oriental del Bloque de Panamá no esta muy bien definido ya que la zona del Darien y el Atrato denominada el Cinturón Deformado del Este de Panamá (Case, 1980; Kolarsky,1992) o zona de sutura Panamá-Suramérica (Vergara, 1988), es una zona de deformación difusa. Este limite generalmente se sitúa en el borde oriental de la cuenca del Atrato-San Juan (Case et. al., 1971; Pindell y Dewey, 1982); mientras Duque-Caro (1985) y Toussaint y Restrepo (1986) localizan este limite en el flanco oeste de la Cordillera Occidental de Colombia. Duque-Caro (1990) propone que el limite Este de esta zona lo constituye la falla de Uramita, que es una falla de rumbo sinestral con un componente de transpresión, cuya extension norte coincide con el trazo de la falla del Atrato; mientras Toussaint y

Restrepo (1986) y Restrepo y Toussaint (1988) consideran que este lo constituye un cabalgamiento con vergencia hacia el E. que pasa por las cercanias del Dabeiba siguiendo al sur por la zona del Carmen de Atrato para girar luego hacia el suroeste en dirección de la Bahia de Buenaventura, en el Pacifico. En estos dos modelos la idea del punto triple queda descartada ya que las placas Caribe, Nazca y Suramericana parecen estar separadas por el Bloque de Panamá y el Bloque Norandino a lo largo de cabalgamientos y fallas de rumbo. Los mecanismos focales preliminares del evento de Murindó del 18 de octubre de 1992 (NEIC, 1992), parecen confirmar la propuesta de Duque-Caro (1990), ver Fig. 2.

De acuerdo a la sismicidad histórica (Acres, 1982; Viquez y Toral, 1987; Camacho y Viquez, 1992), la sismicidad instrumental, mecanismos focales (Fig. 3) y siguiendo criterios tectónicos, el Istmo de Panamá se ha dividido en siete provincias sismotectónicas principales (Fig. 4), la zona de Fractura de Panamá, el Cinturon Deformado del Sur de Panamá, el Golfo de Chiriqui, la zona de Azuero-Soná, la zona de Panamá Central, el Cinturon Deformado del Darién, y el Cinturón Deformado del Norte de Panamá.

Coincidiendo con Kolarski (1992) hemos preferido emplear el termino cinturón deformado en vez de cadenas de pliegues cabalgamientos para denominar algunas de estas zonas, porque

algunas de estas estructuras pueden acomodar desplazamientos laterales izquierdos significativos.

**Cinturón Deformado del Sur de Panamá.**

Esta zona se extiende al sur del Istmo de Panamá, bordeando su margen continental Pacifico y ha sido estudiado por Moore et al., (1985); Heil y Silver (1987); Heil (1988); McKay (1989); McKay y Moore (1990) y Hardy (1990), utilizando perfiles sismicos multicanal.

En esta zona la placa de Nazca se subduce de manera asismica y oblicua (rumbo N71W), con un ángulo muy bajo (Silver et al., 1990) por debajo del bloque de Panamá. No existe hasta el momento ningún tipo de mecanismo focal inverso o normal en esta zona, a excepción del correspondiente al evento de Montijo del 6 de marzo de 1991, que sugiere ser normal por lo cual se piensa que las placas en esta zona estan débilmente acopladas y la mayoria de la convergencia es asismica.

**Zona de Fractura de Panamá.**

La zona de Fractura de Panamá constituye el limite entre las placas del Coco y Nazca. Esta es una falla transformante océanica

de tipo dextral que se extiende entre 81.5 -83.0 W y desde cerca del Ecuador hasta los 6 N., donde se bifurca y se extiende como una serie de serranias y valles submarinos (Molnar y Sykes, 1969, Londsdale y Klitgord, 1978, Lowrie et al., 1979; Adamek, 1986,

1988), hasta subducir asismica y oblicuamente, con un ángulo muy bajo alrededor de los 7.4 N. Los mecanismos focales de esta zona son todos del tipo lateral derecho (Molnar y Sykes, 1969; Wolters, 1986; Adamek, 1986, 1988; Vergara, 1988; Camacho 1990; 1991).

Zona del Golfo de Chiriqui.

El Golfo de Chiriqui está ubicado en la margen continental suroeste del Istmo de Panamá. Esta es una región donde ocurre la subducción oblicua y asismica de ángulo bajo de parte de la Dorsal

del Coco y de las extensiones septentrionales de la Zona de Fractura de Panamá (Heil y Silver, 1987; Heil, 1988; Kolarski 1990).

Las extensiones norte de la Zona de Fractura de Panamá, prosiguen en tierra con un rumbo NNW-SSE (Barrit y Berrangé, 1987; Camacho, 1990, 1991). A un nivel superior existen una serie de fallas paralelas de rumbo sinistral que corren tanto en tierra como debajo del fondo marino con rumbo WNW-ESE (Kolarski & Mann,

1990). Una de estas fallas, conocida como la falla de Chiriqui o Celmira se cree que es una extensión de la falla longitudinal de Costa Rica (Okaya y Ben Avraham, 1987; Corrigan et al., 1990). Alrededor del 98 % de los mecanismos focales para esta zona son del tipo lateral derecho o lateral izquierdo, algunos con componentes normales o inversas.

Zona de Azuero-Soná.

Esta zona esta localizada en la parte sur del Bloque de Panamá y comprende las peninsulas de Azuero y Soná.

La mayoria de la sismicidad de esta zona esta asociada a una serie de fallas paralelas de rumbo sinestral, como la falla de Tonosi y la de Torio-Guanico-Lobaina-San Rafael, esta última también se conoce como la falla de Azuero-Soná (Mann & Corrigan, 1990). Estos mismos autores consideran esta última falla como una extensión de la falla longitudianal de Costa Rica también conocida como la falla Celmira-Ballena. Todos los mecanismos focales conocidos de esta zona, con excepción del sismo de Montijo del 6 de marzo de 1991, que parece estar relacionado con el Cinturón Deformado del Sur de Panamá, son del tipo transcurrente.

Al este de la peninsula de Azuero y al norte del Cinturón deformado del Sur de Panamá Hardy et. al (1990) han encontrado una falla de rumbo, que ellos consideran constituye parte del lImite sur del Bloque de Panamá, con lo cual el limite convergente al sur
de Panamá estaria interrumpido al sur del Golfo de Panamá por un limite transformante. Estos mismos autores también proponen que entre los 78 50' y los 80 30' esta falla transformante sinistral se bifurca y continúa en tierra, a traves de la peninsula de Azuero, como parte de una ámplia zona de deformación sinistral, con rumbo NW-SE. El que esta falla pueda ser el limite sur del

Bloque de Panamá parece verse confirmado por recientes mediciones geodésicas utilizando GPS, las cuales muestran movimiento Este-Oeste entre el Bloque de Panamá y una estación ubicada en la Placa de Nazca. sugiriendo un probable movimiento sinistral transcurrente al sur de Panamá (Vega et al., 1991).

No existen mecanismos focales de esta zona por lo cual es dificil confirmar el tipo de movimiento de las fallas de esta región.

Zona del Darién.

Esta zona también se conoce como el Cinturón Deformado del

Este de Panamá (Case, 1980; Kolarski, 1992), Terreno Cuna (Toussaint y Restrepo, 1989; Restrepo y Toussaint, 1989) o la Zona de Sutura de Panamá-Surámerica (Vergara 1988a). Ella comprende la región del Istmo de Panamá que se haya al este de los 79 W. Se caracteriza por ser muy compleja y por poseer una sismicidad muy difusa.

De acuerdo a Toussaint et al., (1987) y Touissant y Restrepo (1988) esta zona y la región del Baudó en Colombia constituyen un terreno alóctono que está adherido al Bloque Norandino.

Muchas de las fallas de esta region han sido inferidas o detectadas mediante el uso de sensores remotos y la teledetección.

Estas incluyen fallas normales como las de Chucunaque y el Atrato (Toussaint, 1987), fallas de rumbo sinistrales como las de Sambú y
Jaqué, que corren en tierra con rumbo subparalelo a la costa Pacífica y otras con igual rumbo ENW-ESE que corren mar afuera, en
la región sureste del Golfo de Panamá, hasta atravesar el Archipiélago de las Perlas (Toussaint et al., 1987; Mann y Corrigan, 1990; Kolarski, 1992). Otras son fallas inversas como la fallas Ungía y del Pirre, que corren con rumbo NE a lo largo

Best Available Document

de la
región montañosa fronteriza con Colombia (Mann y Corrigan, 1990) y la de Utria que corre paralela a la costa Pacífica de Colombia hasta internarse en Panamá (Toussaint et al.,, 1987). También existen fallas activas, como la Chararé, que no se sabe aún a que tipo pertenecen.

Los mecanismos focales de los eventos en esta zona son de lo más variado habiendo de tipo inverso, normal y lateral izquierdo (Pennington, 1981; Wolters, 1986; Adamek, 1987).

Zona de Panamá Central.

Basándose en datos batimétricos, topográficos, patrones de fallamiento, localización de fuentes termales, sismicidad y gravimetría algunos autores sugieren que esta región es el asiento
de un gran límite tectónico profundo que corta el Istmo de Panamá en dos y al cual han denominado la Discontinuidad del Canal (Case, 1974; 1980; Lowrie et al., 1982) y que no es más que el viejo

límite oriental que tuvo la Placa del Coco en el Mioceno. Esta es una zona difusa predominantemente de fallamiento normal discontinuo que varían de rumbo de entre N40E a N70E. Corrigan y Mann (1985)

Best Available Document

han propuesto que estas fallas tal vez constituyen la terminación de las fallas de rumbo sinistrales de la Zona del Darién. En esta región también existe una falla de rumbo sinestral, la Falla de Las Perlas o San Miguel, que se extiende con rumbo NNW-SSE desde el el Archipiélago de las Perlas, atravesando la Bahia de Panamá, hasta la región del Canal de Panamá.

El único mecanismo focal que se cuenta de esta zona es del tipo inverso con algo de lateral izquierdo que corresponde al sismo del 20 de enero de 1971.

Zona del Caribe.

Esta zona esta constituida en gran parte por el Cinturón Deformado del Norte de Panamá. Este es una zona de plieges y sistemas de fallas inversas de ángulo bajo que circunda la margen Caribe de Panamá, desde el Golfo de Urabá, en la frontera con Colombia hasta el noroeste de Puerto Limón en Costa Rica. Este cinturon tiene forma de arco cambiando cerca de los 81 25 W de un rumbo Noreste, en la zona Central, a uno Este- Oeste, en el zona Occidental. De acuerdo a Bowland (1984) este cambio de rumbo coincide con un cambio en el estilo estructural del frente de deformación. Al menos en la zona Oriental el cinturón de plieges

Best Available Document

cabalgamientos es bilateral (Silver et al., 1990). A lo largo de la zona Occidental, el frente de deformación esta definido por una estructura en forma de cuña cuya porción más angosta contiene

reflectores discontinuos y contorsionados. El cinturón aflora en tierra firme como la Cuenca de Limón-Bocas del Toro, en la zona Sur Caribe de Costa Rica y Noroeste de Panamá (Case et al., 1984). Frente a las costas de Costa Rica el frente del cabalgamiento corre paralelo a ella (Montero et al., 1991).

Stefan (1988) y Silver et al. (1990) consideran que la deformacion del Bloque de Panamá na producido la ancha banda de pliegues y cabalgamientos frente a su margen norte. Estos forman parte de una serie de cabalgamientos en el Caribe, ninguno de los cuales está asociado a volcanismo activo o a una zona de Benioff.

Estudios recientes (Camacho y Viquez, 1992) han demostrado que esta zona se divide sismicamente en tres segmentos bien definidos: Occidental, Central y Oriental, siendo los dos de los extremos bastante activos mientras el segmento central muestra una sismicidad muy baja y carente de eventos grandes, al menos durante los últimos 500 años.

Suarez et al, (1993) opinan que el régimen tectónico en esta zona se complica más debido a la subducción de la Cresta del Coco

Best Available Document

a traves de la Fosa Centroamericana. Este proceso interrumpe la subducción normal de la Placa del Coco y transfiere parte de este movimiento relativo a la región transarco endonde esta deformación es absorbida como un acortamiento cortical (Jacob et al., 1991).

Los eventos de la zona Caribe son en su gran mayoría del tipo inverso, pero algunos poseen componentes transcurrentes, como ha sido demostrado por Wolters (1986), MacCafrey (comunicación personal, 1986), Adamek (1986, 1987) y (Jacob et al., 1991).

## SISMICIDAD HISTORICA E INSTRUMENTAL

La sismicidad histórica del Istmo de Panamá ha sido estudiada por varios autores, principalmente con el propósito inicial de evaluar la sismicidad alrededor del Canal de Panamá y futuras rutas alternas (Mac Donald y Johnson, 1913; Kirkpatrik, 1920, 1931; Jorgensen, 1966; Blume, 1967; Leeds, 1978). En los últimos diez años la sismicidad histórica ha recibido un gran impulso con estudios como los de Acres (1982), Viquez y Toral (1987), Mendoza y Nishenko(1989) y Camacho y Viquez (1992), los cuales han

Best Available Document

permitido definir de una mejor manera las zonas fuente del Istmo de Panamá. En estas zonas han ocurrido los siguiente eventos de importancia:

### Cinturón Deformado del Sur de Panamá

La simicidad en esta zona es muy baja, tal vez debido al caracter asísmico de su subducción. Probablemente eventos causados

por la subducción en esta zona son el del 3 de junio de 1945 (Ms=7.0, PAS) y con epicentro en las tierras altas de Chiriqui, que por los reportes de intensidad parece no ser de foco somero, el ISC estima su profundidad en 80 km; el evento del 28 de mayo de 1914
(Ms=7.2, PAS), al sur de Azuero; el evento del 6 de enero de 1951 (Ms=7.0 PAS) frente a la costa suroriental de Azuero y cuyo foco fue reportado por todas las agencia como mayor a los 70 km; y el 29 de marzo de 1925 (Ms=7.5, PAS) en el Darién y con profundidad de 60 km, que tal vez se deba a la subducción en el extremo norte de la fosa de Colombia.

### Fractura de Panamá

Esta zona muestra una gran actividad sísmica, Con muchos eventos entre 6.0 y 7.0 Ms. Esta zona ha sido sacudida durante el presnte siglo por dos eventos con Ms>7.0, el 20 de agosto de 1927

y el 18 de septiembre de 1962, que ha sido el último. Vergara (1989) ha estimado el tiempo medio de retorno para eventos de esta zona con Ms>7.0 en 12.43 años.

**Golfo de Chiriquí**

Esta zona ha sido sacudida por eventos grandes (Ms 7.0) en 1871 y 1934. En la decada del 30 sucedieron en esta zona varios eventos con intensidades entre 6 y 6.5 alcanzándose, en alguno de ellos, intensidades de hasta VI en David. Es importante mencionar que desde el sismo del 18 de julio de 1934 esta zona no ha sido

sacudida por un evento tan fuerte como este (Ms=7.4, Pacheco y Sykes, 1992). Si el evento del 26 de junio de 1871 fuese el evento antecesor al del 18 de julio de 1934, el periodo de retorno para eventos con Ms=7.4 estaria alrededor de los 63 años y la magnitud más grande para esta región podria ser Ms=7.4.

El último evento que causó daños en esta zona ocurrió el 1 de julio de 1979 (Ms=6.5, PDE). Su foco está localizado a unos 20 km al NW de Puerto Armuelles a una profundidad de 12 km (Adamek, 1986). Este mismo autor obtuvo un mecanismo focal normal para este evento.

**Azuero-Soná:**

La zona de Azuero-Soná ha sido sacudida por eventos grandes o destructores en 1516, 1803, 1845, 1883, 1913, 1943, 1956, y 1960. Esta es la única región sismogenética de Panamá en la cual se ha podido establecer un valor aproximado de 43 + 8 años para el tiempo de retorno de los sismos mayores a Ms>6.5 (Viquez y toral, 1987). Vergara (1989) ha estimado este tiempo en 44.70 años.

El último evento fuerte on epicentro en esta zona tuvo lugar

el 2 de mayo de 1943 (Ms=7.1, PAS) al sur de Punta Mala y probablemente tuvo origen en la falla transformante que esta al sur del Golfo de Panamá. El evento más reciente que ha causado daños en esta zona ocurrió el 12 de mayo de 1960 y tal vez fué

causado por la falla de Guanico, que es una extensión de la falla transformante al sur del Golfo de Panamá.

El Darién:

Esta región ha sido sacudida por eventos fuertes el 8 de marzo de 1883, el cual parece haber sido el antecesor del evento de

Murindó del 18 de octubre de 1992 (Ms=7.3, PDE), el 13 de julio de 1974 (Ms=7.3, PDE) y el 11 de julio de 1976 (Ms=7.0, PAS). Estos dos eventos tuvieron una profundidad de foco menor a los 15

km. Registros de sismicidad recientes indican que la falla de Chararé (ver Fig. 5) en el extremo occidental de esta zona, esta muy activa.

La magnitud máxima para eventos en esta zona debe de estar alrededor de Ms=7.3. Vergara (1989) estima, para esta zona un tiempo medio de retorno para eventos con Ms>7.0 en 15.8 años y una magnitud máxima de Ms=7.2, con una probabilidad de excedencia del 90% en 50 años.

Panamá Central

La sismicidad en esta zona es muy baja y esta históricamente sólo ha dado origen a un evento destructor, el 2 de abril de 1621, el cual causó daños en la Ciudad de Panamá, en donde la intensidad alcanzó los VII MM (Viquez y Toral, 1987), y sus réplicas se sintieron, de forma casi diaria, de mayo hasta agosto. Otros evento
que se han originado en esta zona causando alarma en la población y daños menores ocurrieron, el 30 de julio de 1930 (Ms=5.4), sentido en las ciudades de Panamá y Colón con intensidad de VI MM y originado tal vez por la falla de Chame, pero también es posible que su foco este un poco más profundo; y el 20 de enero de 1971 (Ms=5.6, PDE), originado por la falla de Las Perlas y que fue sentido en la Ciudad de Panamá con una intensidad de VI MM.

A pesar de lo anteriormente dicho resultados obtenidos en

los últimos seis meses después de haberse instalado el registro digital en la red sismológica de la Universidad de Panamá parecen indicar que esta zona no está tan inactiva y sugieren la posible existencia de la discontinuidad o falla del canal. (ver Fig. 5). Consideramos que la magnitud máxima para esta zona esta entre Ms=6.0-6.2.

**El Caribe:**

Al revisar los archivos de BHP y en base a estudios recientes de sismicidad histórica (Camacho y Viquez, 1992) nos permiten afirmar que esta zona es mucho más activa de lo que se pensaba anteriormente.

El Segmento Oriental ha sido sacudido por un evento muy fuerte, que causó muchos daños a las obras del Canal Fránces y en menor grado a edificaciones en Colón y Panamá el 7 de septiembre de 1882 (Viquez y Toral, 1987; Mendoza y Nishenko, 1989; Camacho y Viquez, 1992).

Anteriormente también se pensaba que el Segmento Oriental era mucho más activo que el segmento Occidental, Camacho y Viquez (1992) han demostrado que al menos cuatro evento con Ms 7.[illegible] han sacudido esta ultima zona durante los ultimo 200 años, 1812,

Best Available Document

1904,

1916 y 1991.

**El sismo de Bocas del Toro del 24 de abril de 1916:**

Sobre el origen del evento del 24 de abril de 1916 a las 08h 01m 44s U.T.C. (Reid, 1916) y con una Ms=7.2 (Pacheco y Sykes, 1992) existe una gran incertidumbre, ya que para las mismas fechas hubo reportes de daños en Nicoya, en la costa pacifica de Costa Rica y ademas no hay reporte de tsunamies para este evento. Suárez et al., (1993) se basan en estos dos últimos puntos para sugerir que este evento puede haber sido causado por la subducción en el Pacifico de Costa Rica. El que no haya reportes de tsunamie asociados a este evento no es extraño, ya que en otras áreas del Caribe han ocurrido eventos aún mayores, como el de 1843 en Guadalupe (Ms=7.5-8.0), igualmente producidos por una falla inversa de ángulo bajo, y no se observó un tsunami (Bernard y Lambert, 1988).

Miyamura (1980) reporta que en periódicos costarricences de la época se informa de dos fuertes sismos a las 02:26 a.m. y a las 02:28 a.m.del 24 de abril de 1916, Realizando una revisión de los archivos de BHP y releyendo documentos de la época anotamos lo

Best Available Document

siguiente: los instrumentos de Balboa (BHP) registraron un evento

a las " 03:02:30 a.m. lo suficientemente violento para hacer saltar las plumillas.....despues de haberse registrado una amplitud de 88.0 mm.. Su intensidad varía entre los III y IV R. F. " (BHP, 1916; The Canal Record, 1916), En David "personas fueron
despertadas por el sismo" (The Star & Herald, 1916a). En Bocas del
Toro "un violento temblor a las 03:02 a.m. del lunes 24 de abril".
(The Star & Herald, 1916b). "Durante el lunes y el martes se sintieron muchos temblores" (Reid, 1916). Según Kirkpatrik (1920)

"en Bocas del Toro el sismo fue lo suficientemente fuerte para voltear objetos". Revisando los archivos de BHP observamos que este evento y los que siguieron el 26 de abril vienen de una misma zona al NW de BHP, ya que sus distancias epicentrales son bastante parecidas, aunque el del 24 de abril parece tener un foco un poco más profundo. El Old Dominion Observatory asignó un epicentro de 10 N y 82 W para este evento.

En base a lo que se conoce de la geologia y tectónica de la zona, empleando los tiempos P-O reportados por BHP, los tiempos de viaje de la onda P a diferentes profundidades (Jeffreys y Bullen, 1967), la distribución de las intensidades y asumiendo

un foco entre 15.0 y 40.0 km, en el segmento del Cinturón Deformado del

Norte de Panamá ubicado frente a la Laguna de Chiriquí y la Isla Escudo de Veraguas, en Bocas del Toro, estimamos que los focos de los eventos del 24 y 26 de abril de 1916 estan entre los 2.6 y 2.9 grados de Balboa, en la zona del Cinturón Deformado del Norte de Panamá que va de 82.1 W a los 81.5 W. y de 9.1 N a 9.6 N. Estimamos que el evento del 24 tuvo su epicentro al NE de la Peninsula de Valiente. En esta misma región hubo otro evento el 19 de enero de 1929 Ms=6.6 (UPP) el cual fue sentido por la población. Hay que tener en cuenta que aún hoy la costa de la Peninsula de Valiente y el Golfo de los Mosquitos esta prácticamente despoblada por lo cual tal vez hubo tsunamies de tipo local de los cuales no hay reportes.

Las duraciones de registro en los Bosch-Omori de 100 kg de BHP, para los eventos del mes de abril de 1916 sugieren que el evento del 24 de abril fue mayor que el del 26 de abril.

El último evento grande en el segmento occidental del Cinturón Deformado del Norte de Panamá ocurrió el 22 de abril de 1991 (Ms=7.5, PDE). Para este segmento los periodos de retorno para eventos mayores a Ms7.0 en el subsegmento occidental puede ser de 82 años y para el subsegmento oriental un poco mas

Best Available Document

grandes. La magnitud mas grande para esta subregión puede estar alrededor de los Ms=7.5.

El segmento oriental tiene periodos de retorno muy largos para eventos mayores a Ms=7.0, en el rango de los cientos de años, y su
magnitud máxima podria ser MS=7.9. El último evento grande en esta región ocurrio el 7 de septiembre de 1882.

Considerando el Cinturón Deformado del Norte de Panamá como un todo Vergara (1989) estimo que el periódo de retorno para eventos con Ms>7.5 es de 176.8 años.

Como puede inferirse de loa anteriormente descrito las zonas fronterizas de Panamá, son las que presentan una sismicidad mas definida y frecuente, junto con la zona de Fractura de Panamá al sur del Golfo de Chiriqui (Figura 1.). El resto del pais, parece presentar una sismicidad baja y difusa.

Es muy dificil determinar peirodos de retorno para la mayoria de las zonas fuente en el Istmo de Panamá, ya que no muestran una periodicidad bien definida, a excepción de la zona de Azuero -Soná.

Resultados preliminares de la red de registro digital donada

por los gobiernos de Suecia y Noruega sugieren que en el istmo ocurren eventos más profundos de lo que anteriormente se creia y que la sismicidad en Panamá es mucho más complicada de lo que se pensaba anteriormente.

## TSUNAMIES

Otro aspecto que hay que tener muy en cuenta al momento de evaluar la amenaza sismica es la ocurrencia de terremotos. El istmo ha sido afectado por tsunamies de tipo local en varias ocasiones.

Ejemplos de esto lo encontramos en el Caribe en 1822, 1882, 1916 y
1991; en el Golfo de Chiriqui en 1934 y 1962 y con toda probabilidad en la Bahia de Panamá en 1621.

## ATENUACION

Para el Bloque de Panamá se han desarrollado varias formulas de atenuación (Acres, 1982; Vergara, 1988b). Entre ellas la experiencia nos ha demostrado que la de Acres (1982) es mejor como primera aporximación.

Aplicando análisis de regresión múltiple a la atenuación de la intensidad en 32 localidades, para seis eventos del presente siglo

en Panamá Acres (1982) obtuvo la relación siguiente:

$$Ir = 13.76 + 0.91\ Io - 2.80\ Ln\ (r + 100) \qquad (1)$$

en donde r es la distancia epicentral en kilómetros e Io es la intensidad epicentral. Esta relación tiene una desviación estándard de 0.37. La Io puede obtenerse a partir de

$$Io = 1.58Ms - 3.0 \qquad (2)$$

Es importante destacar que esta atenuación es considerablemente mas lenta que en California, aunque Vergara (1988b) indica que las atenuaciones en el Cinturón Deformado del Norte de Panama y la zona del Darién son más rápidas que en la zona de Azuero y la Zona de Fractura de Panamá. Estudios preliminares recientes de coda Q para la cuenca del Canal de Panamá sugieren que la atenuación en esta zona es muy similar a la del Estado de
Washington en el oeste de los Estados Unidos, por lo cual las atenuaciones son mayora a las predichas por Acres (1982) para todo el Bloque de Panamá (Camacho, 1993).

## CONCLUSIONES

Como hemos visto el Istmo de Panamá se encuentra situado sobre una microplaca con limites más o menos bien definidos que

se ha denominado el Bloque de Panamá.

La sismicidad en el istmo se da principalmente en los limites
del Blrque de Panamá, pero también existe cierta sismicidad intraplaca que ha producido alguno eventos destructivos históricamente, como es el caso de los eventos de 1913 en Azuero, 1621 en la Bahia de Panamá y 1934 en el Golfo de Chiriqui.

El que la sismicidad.en el istmo sea relativamente más baja que en el resto de Centroámerica no quiere decir que estemos exentos de sufrir catástrofes sismicas como la última del 22 de

abril de 1991 en Bocas del Toro. Eventos recientes cercanos a nuestras fronteras y ubicados en los limites del Bloque de Panamá,
como los sismos del 22 de abril de 1991 y el 18 de octubre de 1992, nos recuerdan que el istmo esta situado en una zona con actividad simica importante.

## AGRADECIMIETOS

Este trabajo no se hubiese podido realizar sin la valiosa ayuda de C. Lindholm, investigador de NORSAR y A. Tapia, del Instituto de Geociencias de la Universidad de Panamá, por lo cual

les estamos muy agradecidos.

## REFERENCIAS

Acres International Limited (Dappolonia), (1984). Evaluación sismológica del proyecto hidroeléctrico Tabasará.

Adamek, S., (1986). Earthquake studies in the Panam-Costa Rica region, M A Thesis University of Texas at Austin, 210 pp. (inédita).

Adamek, S., C. Frohlich & W., Pennington (1988). Seismicity of the Caribbean-Nazca boundary: Constraints on microplate tectonics of the Panama region. J. Geophys. REs. 93, 2053-2075.

Barrit, S., y J., P., Berrangé (1987). Interpretation of a gravity survey of the Osa Peninsula an environs, southern Costa Rica, Overseas Geology and Mineral Resources 64, British Geologal Survey, London, England,19 pp.

Balboa Heigths Panama (1916). Carta de F., Wilson al Canal Record, mayo 1. 2 pp.

Bernard, P., y J., Lambert (1988). Subduction and seismic hazard in the Northern Lesser Antilles: Revision of historical seismicity, Bull. Seism. Soc. Am. 78, 1965-1983.

Blume, J. A., and Associates Research Division (1967). Compilation of seismic data: Panama and adjoining land and

sea areas, NVO- 99-22, prepared fro the Atlantic-Pacific Interocanic Canal Commisssion, Contract AT (26-1) -99, 40 pp.

Bowin, C. O. (1976). The Caribbean: Gravity field and plate tectonics, Spec. Pap. Geol. Soc. Am. Bull., 169 pp.

Bowland,C., L., (1984). Seismic stratigraphy and structure of the Western Colombia Basin, Caribbean Sea, Tesis de Master, Univ. de Texas, Austin, 248 pp. (inédita).

Camacho, E., (1990). Reevaluación del sismo de Puerto Armuelles del 18 de julio de 1934, Memorias del VII Congreso Geológico de América Central, San José, Costa Rica.

Camacho, E., (1991). The Puerto Armuelles earthquake (southwestern Panama) of July 18, 1934, Rev., Geol., Amer., Central 13, 1-13.

Camacho, E., (1991). El catálogo de sismos históricos de la República de Panamá (1516-1990), Report of the first technical Workshop Seismic Hazard Project, February 4-8, 1991, Panama City, Panama, 167 pp.

Camacho, E., y V., Viquez (1992). Historical seismicity of the

North Panama Deformed Belt, I. P. G. H. Seismic Hazard Project,

60 pp. (inédito).

Case, J., E., L., G., Durán, A., López y W., R., Moore (1971). Tectonic ivestigations in Western Colombia and Eastern Panama, Geol. Soc. Am. Bull., 82, 2685-2712.

Best Available Document

Case, J., (1974). Oceanic crust forms basement of Eastern Panama, Geol. Soc. Am. Bull., 85, 645-652.

Case, J. E. & T. L. Holcombe (1980). Geologic-tectonic Map of the Caribbean Region, U. S. Geol. Surv. Misc. Invest. Map, I-1100, escala 1:2,500,000.

Corrigan, J., y P., Mann, (1985). Neotectonics of Panama, 1: Major fault systems, Geol. Soc. Am., Abstracts (resumen).

Corrigan J., P. Mann, J. Ingle (1990). Forearc response to subduction of the Cocos Ridge, Panama-Costa Rica. Geol. Soc. Am. Bull. 102, 628-652.

Duque-Caro, G., (1985). La cuenca del Atrato en el bloque del Chocó (Suramérica Norocidental) y sus implicaciones estratigráficas y estructurales (Resumen), Memorias del VI Congreso Latinoaméricano de Geologia, Bogotá, Colombia 1, 61.

Duque Caro, G., (1990). The Chocó Block in the northwestern corner of South America: Structural tectonostratigraphic, and paleo- geographic implications, J. South. Am. Earth Science 3, 71-84.

Frisch, W., Meschede, M., y M., Sick, (1992). Origin of the Central American ophiolites: Evidence from paleomagnetic results, Geol., Soc., Am., Bull., 104, 1301-1314.

Guendel, F., y J., Pacheco, (1992). The 1990-1991 sequence across

Best Available Document

Costa Rica: Evidence for the existence of a Micro-plate boundary connecting the Panama Deformed Belt and the Middle america Trench, EOS Transactions, Am. Geophys. Union 73, 399 (resumen).

Hardy N.C., R.P. Heath & G.K. Westbrook (1990). A complex plate boundary south of the Gulf of Panama (abstract). EOS Transactions, Am. Geophys. Union 71, 1593.

Heil, D., (1988). Response on an accretionary prism to transform ridge collision south of Panama. M S, Thesis University of California Santa Cruz, 88 pp (inédita).

Heil D.J., & E. Silver (1987). Forearc uplift south of Panama. A result of transform ridge subduction. Geol. Soc. Am. Abstracts Prog 19, 698.

Jacob, K., J., Pacheco, G., Santana (1991). Seismology and tectonics in: Costa Rica earthquake of April 22, 1991, Reconnaissance report, Earthquake Spectra Suplemment to Volume 7, 15-33.

Jeffreys, H., y K., E., Bullen (1967). Seismological Tables, Brit. Asoc. Adv. Sci., 50 pp.

Jorgensen, K., M., (1966). Seismological History of the canal Zone and Panama, Panama Canal Company, Metereological and Hydrographic Branch 12, 12pp., 1map

Kellog, J., J., Ogujiofor. & D., R., Kansakar (1985). Cenozoic

Best Available Document

242

tectonics of the Panama and North Andes blocks, Mem. 6th Lat. Am. Geol. Congr., Bogotá, Colombia 1-40.

Kellog, J., T., Dixon, & R., Neilan (1989). CASA Central and South America GPS Geodesy, EOS Transactions American Geophysical Union 70, 649-656.

Kirkpatrik, R., Z., (1920). Earthquakes in Panama up to January 1,

1920, Bull. Seism. Soc. Am. 10, 120-128.

Kirkpatrik, R., Z., (1931).Earthquakes in Panama, The Military

engineer 23, No 132, 544-545.

Kolarski R.,A., & P. Mann(1990). Combined effects of active

underthrusting and strike slip on forearc structur: Pacific Margin of southwest Panama. EOS Transactions 71, 1593.

Kolarski, R., A., (1992). Late Cretaceous-Cenozoic tectonica and

sedimentation in Southern Central America: Costa Rica and Panama, Universidad de Texas en Austin, Tesis de Maestria

347 pp. (inédita).

Leeds, D., J., (1978). Panama Seismic History, Conferencia Centroamericana de Ingenieria Sismica, San salvador, El Salvador, January 9-12 (inédito).

Best Available Document

Lonsdale, P., y K., D., Klitgord, (1978(. Structure and tectonic history of the eastern Panama Basin, Geol. Soc. Am. Bull., 89, 981-999.

Lowrie., A., T., Aitken, P., Grimm, y L., McRaney (1979). Fossil spreading center and faults within the Panama Fracture Zone, Mar. Geophys. Res., 4, 153-166.

Lowrie, A., J., Stewart, R., H., Stewart, T., J., Van Andel y L., McRaney, (1982). Location of the eastern boundary of the Cocos Plate during the Miocene, Marine Geology 40, 201-219.

MacKay, M., (1989). Accretionary response to trench sedeiment variation along the south Panama margin, M S. Thesis, The University of Tulsa, 44 pp. (inédita).

Mac Kay, M., y G., F., Moore (1990). Variation in deformation of the South Panama Accretionary Prism: Response to oblique subduction and trench sediment variation, Tectonics 9, 683-698.

Mac Donald, D., F., y W., C., Johnson (1913). Isthmian Earthquakes.
The Canal Record 2, 144-148.

Mann P., & J. Corrigan (1990). Model for late Neogene deformation in Panama. Geology 18, 558-562.

Mendoza C. & S. Nishenko (1989). The north Panama earthquake of & September 1882: Evidence for active underthrusting. Bull.

Best Available Document

Seism. Soc. Am. 79, 1264-1269.

Miyamura, S., (1980). Sismicidad de Costa Rica, Editorial Universidad de Costa Rica, San José, Costa Rica, 190 pp.

Molnar, P., y L., R., Sykes, (1969). Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanisms and seismicity, Geol., Soc., Am., Bull., 80, 1639-1684.

Montero, W., L., Ponce, M., Pardo, J., Dominguez, I., Boschini, W., Rojas, G., Suárez y E., Camacho (1991). The Limón, Costa Rica Earthquake of April 22, 1991 (Ms=7.5). Seismicity, focal mechanism and tectonic implications, EOS, Transactions American Geophysical Union 72, 301.

Moore, G., D., Kellog, E., Silver, J., Tagudin, D., Heil, T., Shipley y D., Hussong (1985). structure of the south Panama continental margin: A zone of oblique convergence, EOS 44, 1087.

NEIC (1992). Earthquake Data Report 43, U. S. Geological Survey, 51pp.

Okaya, D., y Z., Ben-Avraham (1987). Structure of the continental margin of southwestern Panama, Geol. Soc. Am. 99, 792-802.

Pacheco, J., y L., Sykes (1992). Seismic moment catalog of large shallow earthquakes, 1900 to 1989. Bull. Seism. Soc. Am. 82, 1306-1349.

Pennington, W., (1981). Subduction of the eastern Panama basin and

Best Available Document

the seismotectonics of northwestern South America, J. Geophys.,

Res., 86, 10753-10770.

Pindell, J., y J., F., Dewey (1982). Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico / Caribbean area, Tectonics 1, 179-212.

Reid, H., F., (1916). Note on the earthquakes at Almirante,

Republic of Panama, in april 1916, Bull. Seism. Soc Am. 6, 27-30

Restrepo, J., J., y J., F., Toussaint (1988). Terrane and

continental accretion in the Colombian Andes, Episodes 11, 189- 193.

Restrepo, J., J., y H., Toussaint (1989). Terrenos Alóctonos en los Andes Colombianos; explicación de algunas paradojas geológicas, V Congreso Colombiano de Geologia, Bucaramanga, Colombia, INGEOMINAS.

Silver, E., A., D., L., Reed, J., L., Tagudin y D., L., Heil

(1990). Implications of the North and South Panama Thrut Belts for the origin of the Panama Orocline, Tectonics 9, 261-281.

Silver, E., A., J., Galewsky, & K., D., McIntosh (1991). Tectonic setting of the April 22, 1991 Costa Rica Earthquake. EOS Transactions American Geophysical Union 72, 300.

Stefan, J. F., R. Blanchet & B. Mercier De Lepinay (1988). Northern and southern Caribbean festoons (Panama, Colombia-Venezuela and Hispaniola - Puerto Rico), interpreted as

Best Available Document

pseudo-subductions induced by the East-West shortening or the pericaribbean

continental frame, en F. C. Wezel (ed.): Developments in Geotectonics 21, The origin of arcs, Elsevier, Amsterdam, 530 pp

Suarez, G., y otros (1992). The Limón earthquake of 22 april, 1991 (Mw=7.7): Evidence of a back-arc thrusting and collisional tectonics in a subduction zone, J. Geophys., Res., (en prensa).

The Canal Record (1916), vol IX, números 36 y 37.

The Star and Herald (1916a). 26 de abril, Panamá, Panamá

The Star and Herald (1916b). 29 de abril, Panamá, Panamá.

Toussaint, J., F., y J., J., Restrepo (1986). Limites de placas y

acortamientos recientes entre los paralelos 5 N y 8 N - Andes Colombianos, Symp. Megafaults of South America, San Juan, Argentina, 1-8.

Toussaint, J., F., M., Mercado & J., J., Restrepo (1987). Megafallas del Noroccidente Suramericano, Publicacion Especial N10-1987, Instituto de Ciencias Naturales y Ecologia, Universidad Nacional de Colombia, Medellin, Colombia, 15 pp.

Toussaint, H., F., y J., J., Restrepo (1989). Acreciones sucesivas en Colombia. Un nuevo modelo de evolución geológica, V Congreso Colombiano de Geologia, Bucaramanga,

Best Available Document

Colombia, INGEOMINAS.

Vega V., J., Kellog & J., Freymuller (1991). Relative motions of South America; the Caribbean and Panama determined by CASA GPS measurements,EOS Transactions American Geophysical Union 72, 115.

Vergara, A., (1988a). Tectonic patterns of the Panama Block deduced from seismicity, gravitational data and earthquake mechanisms: implications to the seismic hazard, Tectonophysics 154, 253-267.

Vergara, A., (1988b). Seismicity of the Panama Block. II: Spatial attenuation of seismic intensities, Tectonophysics 156, 225-237.

Vergara, A., (1989). Assesment of earthquake hazard in Panama based on seismotectonic regionalization, Natural Hazards 2, 115-131.

Viquez, V., y J., Toral (1987). Sismicidad histórica sentida en el Istmo de Panamá, Geofisica 27, 135-165

Weinberg, R., F., (1992). Neotectonic development of western Nicaragua, Tectonics 11, 1010-1017.

Wolters, B., (1986). Seismicity and tectonics os southern Central America and adjacent regions with special attention to the surroundings of Panama. Tectonophysics 128, 21-46.

Best Available Document

## LEYENDA DE LAS FIGURAS

Figura 1. Sismicidad en el Istmo de Panamá de 1904 a 1992

Figura 2. Sismo de Murindó del 18/10/92 (Ms7.3) y réplicas

Figura 3. Mecanismo Focales Tipicos en el Istmo de Panamá.

Figura 4. Zonas sismotectónicas de Panamá

Figura 5. Sismicidad en la Cuenca del Canal y Bahia de Panamá de mayo a octubre de 1992.

Best Available Document

SISMICIDAD DEL ISTMO DE PANAMA DE 1904 HASTA MAYO DE 1992

EV TOT:3650

EV SEL:2442

M=2

M=3

M=4

M=5

M=6

NONE +

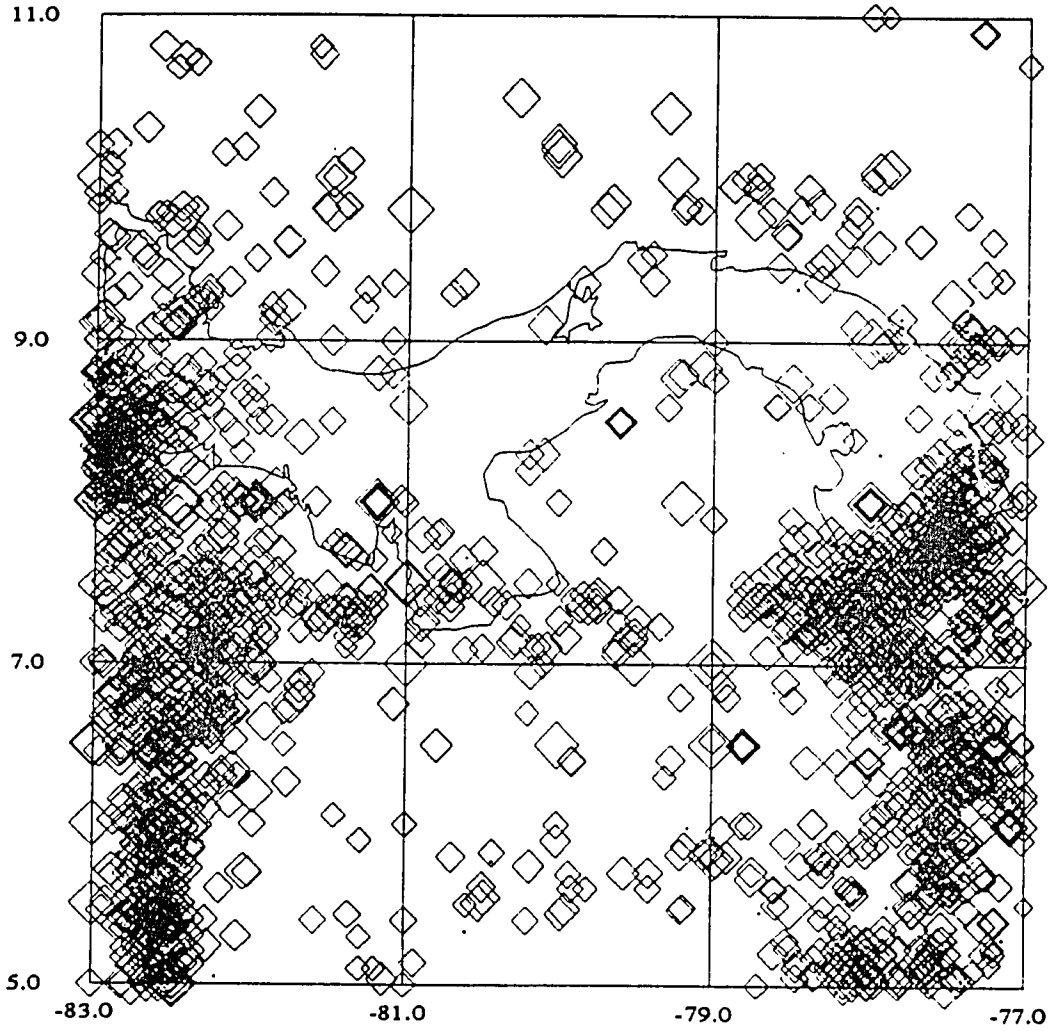



FIG 1

Best Available Document

SISMICID..D DEL ATRATO 15/10/92-28/10/92

EV TOT: 52

EV SEL: 19

M=2

M=3

M=4

M=5

M=6

NONE +

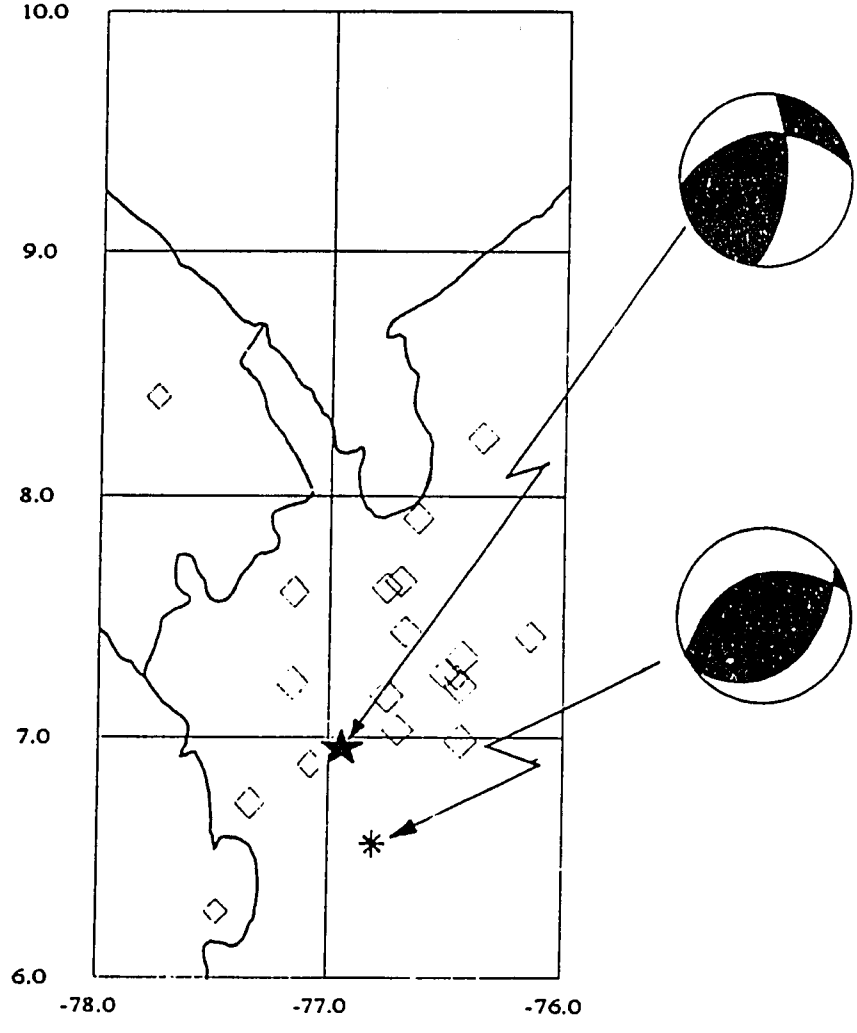



FIG 2

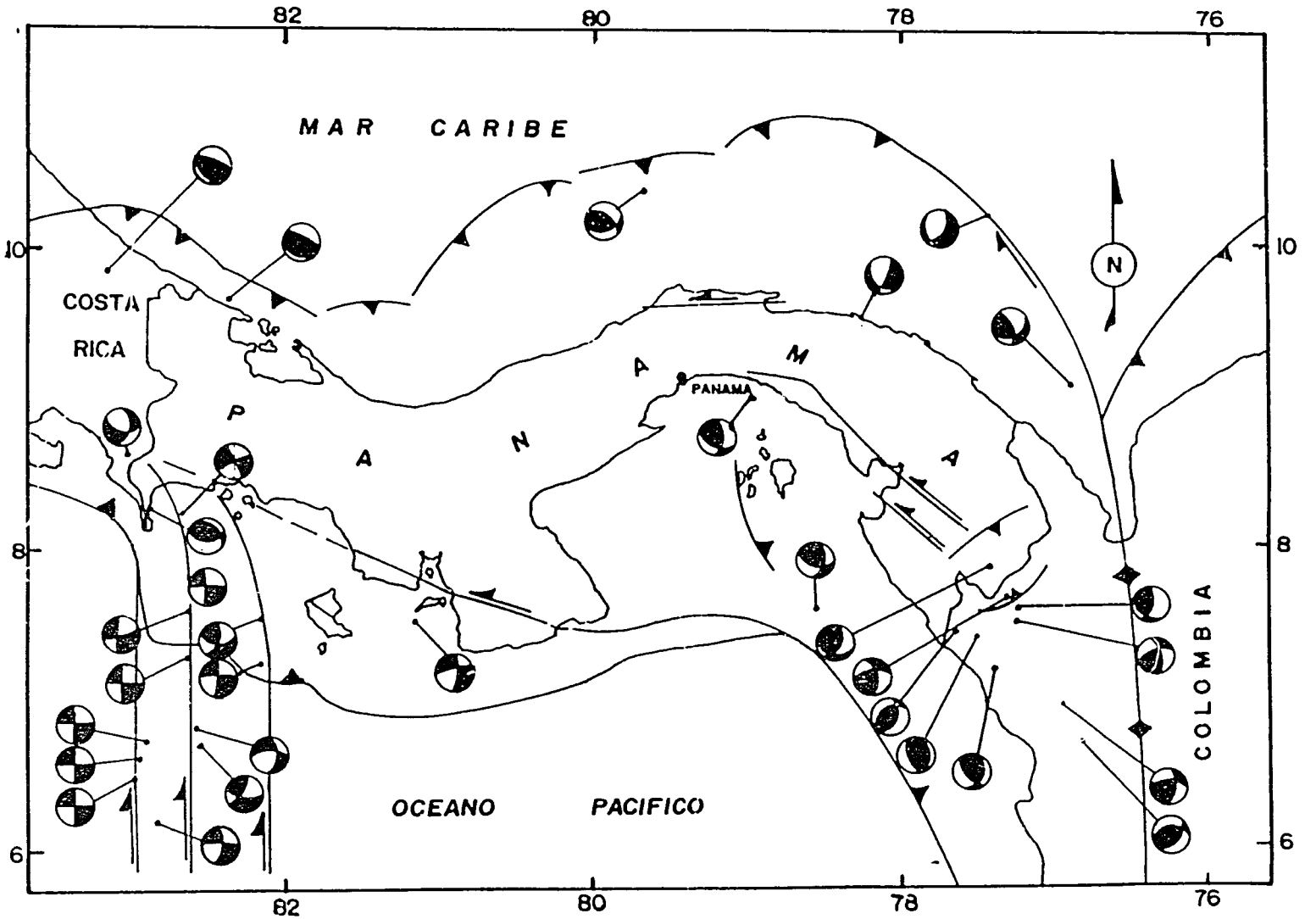

82
80
78
76
10
8
6
MAR CARIBE
COSTA RICA
PANAMA
P A N A M A
N
COLOMBIA
OCEANO PACIFICO

FIG 3

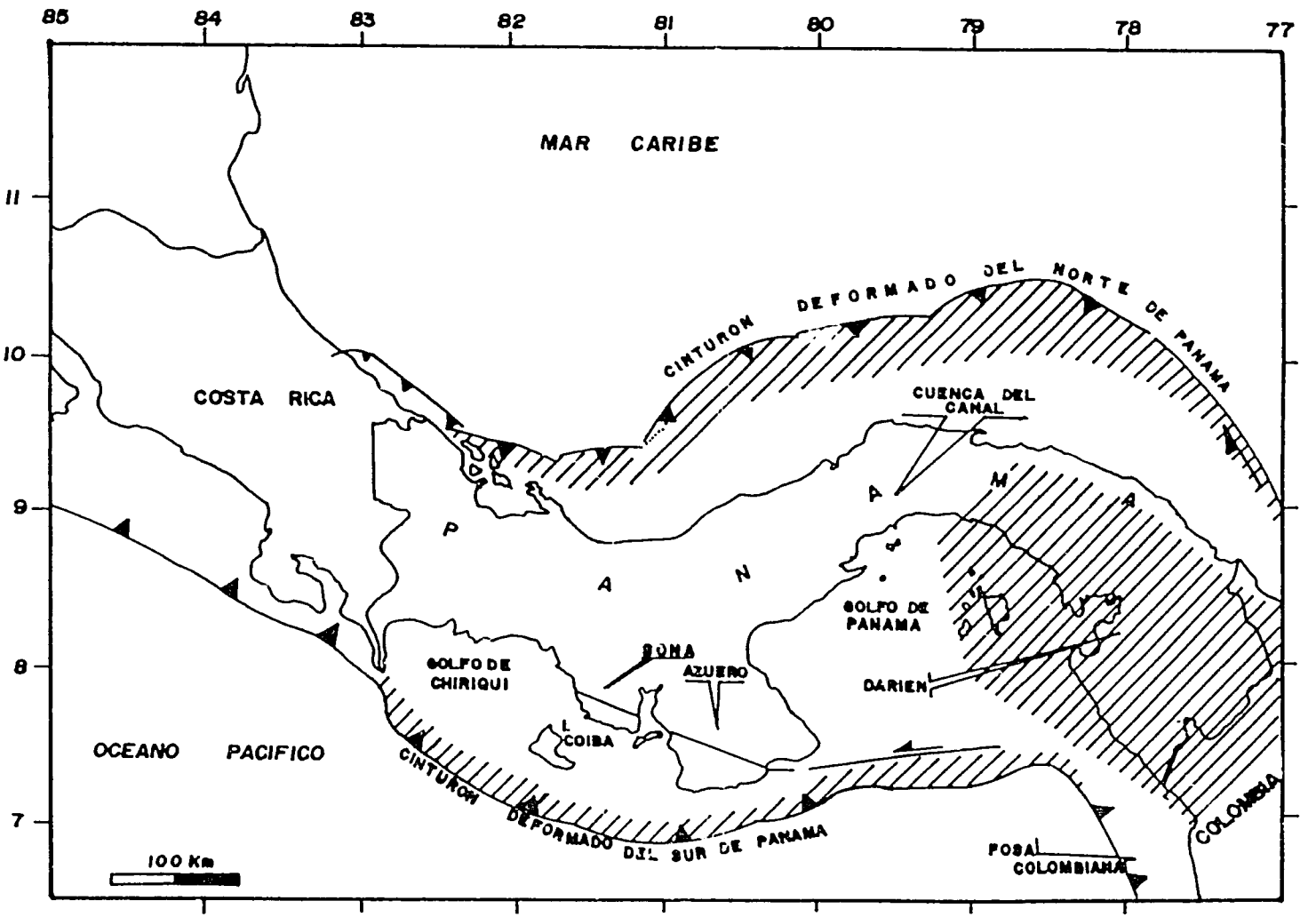

85
84
83
82
81
80
79
78
77
11
10
9
8
7
MAR CARIBE
COSTA RICA
CINTURON DEFORMADO DEL NORTE DE PANAMA
CUENCA DEL CANAL
P A N A M A
GOLFO DE PANAMA
GOLFO DE CHIRIQUI
BOMA
AZUERO
DARIEN
L. COIBA
OCEANO PACIFICO
CINTURON DEFORMADO DEL SUR DE PANAMA
POSAL COLOMBIANA
COLOMBIA
100 Km

FIG 4

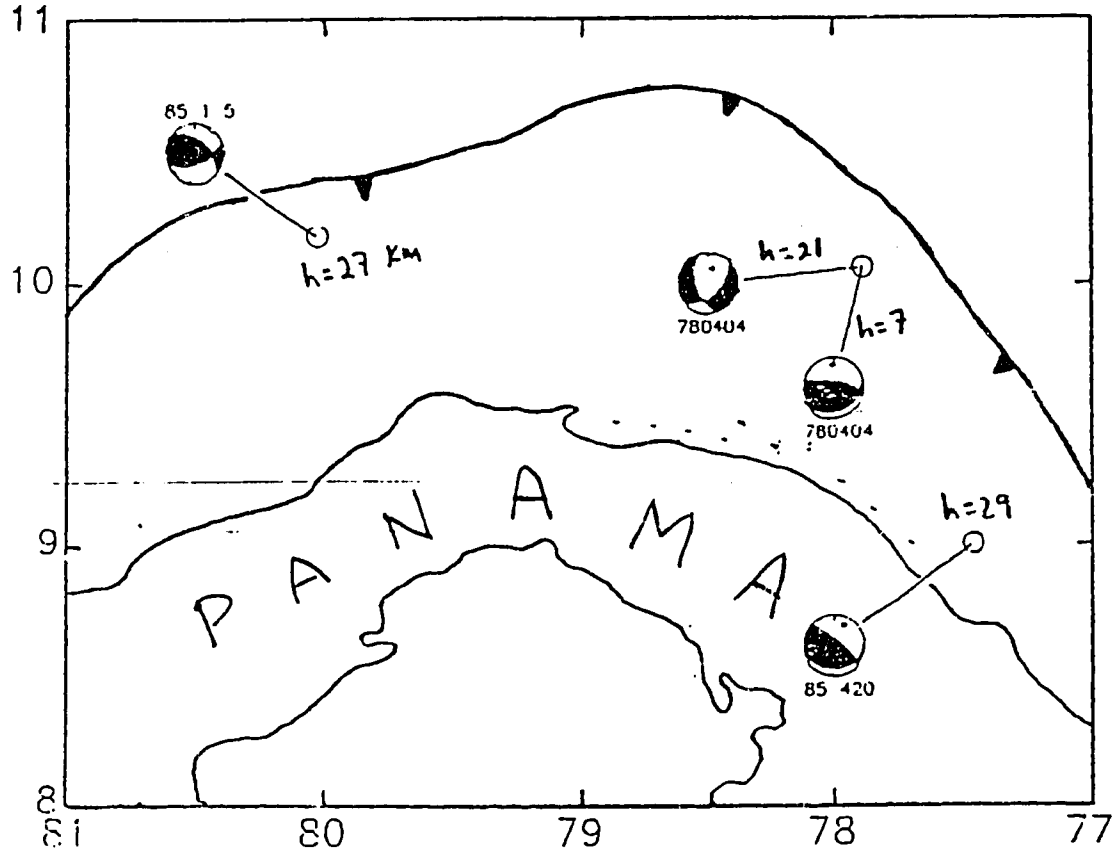

11
10
9
8
81
80
79
78
77
85 1 5
h=27 KM
h=21
780404
h=7
780404
h=29
85 420
PANAMA

FIG. 5

SISMICIDAD DE LA CUENCA DEL CANAL DE 06/92 A 03/93

EV TOT: 586

EV SEL: 97

M=2

M=3

M=4

M=5

M=6

NONE +

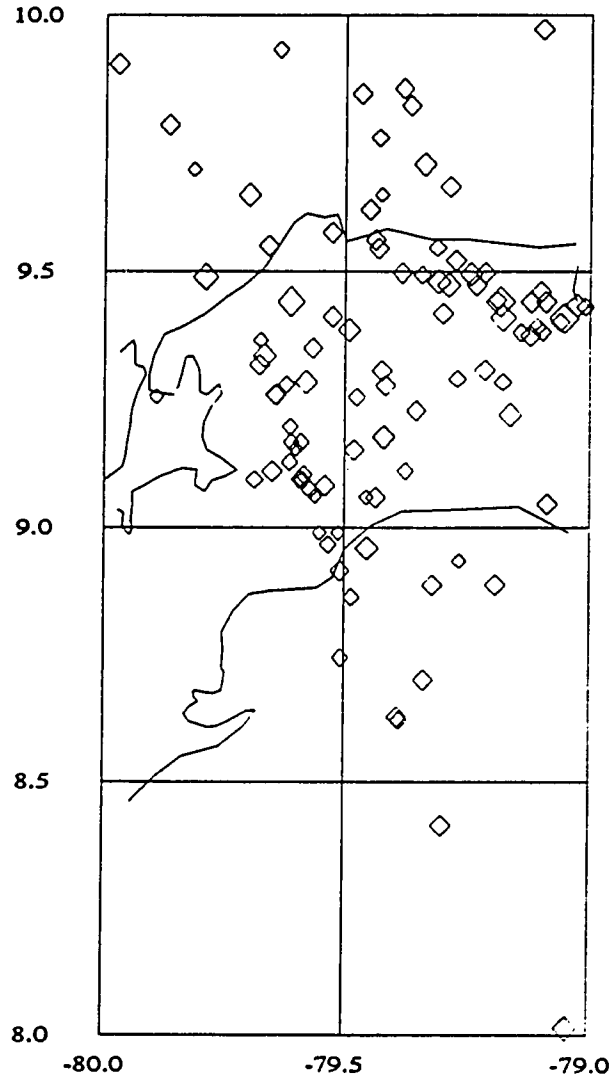



FIG 6

# ELEMENTS OF SEISMIC HAZARD ANALYSIS: ESTIMATING SEISMICITY FROM EARTHQUAKE BULLETINS

Dr. David Steinberg
Department of Statistics
Tel Aviv University

presented at the
Regional Workshop on Seismic Hazard Assessment
San José, Costa Rica
March 22-26, 1993

**Abstract**

Earthquake bulletins provide essential data for estimating the seismicity of faults and source zones. These estimates are important input parameters to seismic hazard assessments. This report reviews and summarizes statistical techniques that are useful in estimating seismicity.

## 1 SEISMIC HAZARD ANALYSIS

Throughout recorded history, devestating earthquakes have taken a great toll in lost lives and damage to property. We cannot prevent earthquakes nor predict, with any accuracy, when they will occur. We can, however, markedly reduce the consequences of earthquakes. Much of the destruction and death toll from a major earthquake result from the collapse of buildings that were not strong enough to withstand the seismic shock. Engineers, equipped with knowledge of the ground motion that might occur at a site, can design structures that will minimize seismic risk. The goal of seismic hazard analysis is to provide an assessment of ground motion that will serve as an engineering guide.



256

There are two basic approaches to seismic hazard analysis: deterministic assessment and probabilistic assessment. In both approaches, one begins by defining the relevant seismic source zones. In the deterministic approach, an informed judgment is made for each source as to the largest seismic event thought to be plausible. Then the consequences of that event for the site under study are determined, including maximum ground acceleration, velocity, and displacement, and the frequency-response spectrum. Then the different source zones are compared to determine the worst-case values of each parameter at the site.

Probabilistic seismic hazard analysis goes a step beyond the deterministic analysis by accounting, in addition, for the likelihood that different seismic events will occur. Probabilistic assessment requires a full characterization of seismicity for each source zone: the events that might occur and the expected length of time, or return period, between such events, as well as the maximum event. The next step in the probabilistic analysis is to determine the possible consequences at the site, with their associated probabilities. The end result for each site response parameter is a graph of annual probability of occurrence as a function of the level of the parameter. To take peak ground acceleration as an example, one graphs annual occurrence probability as a function acceleration. Cornell (1968) developed the methodology for calculating the annual occurrence probabilities from the seismological inputs and McGuire (1976) implemented the ideas in software. The Cornell-McGuire approach enjoys wide acceptance for use in probabilistic seismic hazard assessment.

In this report I will focus on the complete description of seismicity needed for probabilistic hazard assessment. The report is organized as follows. Section 2 describes the data that are typically compiled in an earthquake bulletin. Section 3 presents the Gutenberg-Richter (GR) relation, which is the fundamental description of seismicity. Section 4 describes some simple statistical tools that can be used in an initial screening analysis of a bulletin. Section 5 comments on the definition of seismic source zones. Section 6 is devoted to determination of the minimal and maximal magnitudes for a source. Section 7 describes estimation of the "$b$-value" in the GR relation. Section 8 discusses estimation of return periods for given magnitudes. Some concluding remarks appear in Section 9.

# 2 EARTHQUAKE BULLETINS

It is extremely important to devote some words to the content of the bulletin itself before reviewing techniques for analyzing the information in the bulletin. The most important part of the analyses is the data base to which they are applied. A good bulletin will enable a valid assessment of seismicity; an incomplete bulletin may lead to biased estimates and invalid conclusions. No statistical techniques can offset fundamental problems with the bulletin itself; they should be applied only to a reliable bulletin.

The task of compiling an earthquake bulletin begins with the deployment of a seismographic network, together with necessary communications equipment and computer hardware and soft-

ware. The network records seismic events and provides the raw data for the bulletin. The bulletin itself should then contain summary information on each earthquake, including phase arrivals recorded with their onset times, magnitude, hypocenter location, time of occurrence, and goodness of fit, as measured, say, by the root mean squared error of the arrival time residuals. It is also highly desirable to provide error limits for the hypocenter parameters. Buland (1976) presented the basic statistical methodology for deriving error limits and it is concisely summarized in Lee and Stewart (1981). Rabinowitz and Steinberg (1990) presented an algorithm to guide the configuration of the network itself so as to provide precise hypocenter estimates.

# 3 THE GUTENBERG-RICHTER RELATION

Gutenberg and Richter (1954) proposed the basic law that describes seismicity for faults and source zones. Let $N(m)$ denote the number of events whose magnitude is greater than or equal to $m$. Gutenberg and Richter observed that

$$\log N(m) \approx a - bm, \tag{1}$$

where $a$ and $b$ are parameters specific to the source zone. It is common practice to take the logarithms to the base 10. The GR relation has been found to hold empirically for a wide variety of fault zones. Figure 1 shows a plot of $\log N(m)$ versus $m$ for earthquakes that occurred in the Central Valley of Costa Rica during 1992. The bars on the plot show (on a log scale) the actual number of events at each magnitude (to a resolution of 0.1) and the +'s show the cumulative number $N(m)$.

Equation (1) is assumed to be valid for magnitudes in the range $m_0 \leq m \leq m_{max}$, where $m_0$ is the "completeness threshold" and $m_{max}$ is the maximal magnitude assumed to be possible for the zone. The reason for including $m_0$ is that low magnitude events will not be detected by the network. The relation holds only for those magnitudes where detection is complete, and $m_0$ is taken to be the minimum magnitude with complete detection.

The return period refers to the typical amount of time between successive events at or above a given magnitude. Return periods are easily obtained from the Gutenberg-Richter relation provided the frequencies are scaled to the desired unit of time, usually one year. Note that the GR relation can apply to an arbitrary period of observation. To obtain an annual form of the GR relation, one need only divide the frequencies $N(m)$ by the number of years of data available ($T$). The value of $a$ in the GR relation will then be scaled to a per annum basis; the $b$-value is not changed by the scaling. Now $N(m)$ will reflect the number of events per year at or above magnitude $m$, so the return period for magnitude $m$, $RP(m)$, is given by

$$RP(m) = 1/N(m) \approx 10^{-a+bm}. \tag{2}$$

The three parameters that characterize the seismicity of the zone are: $a$, $b$, and $m_{max}$. Subsequent sections consider the estimation of each of these parameters.

# 4 INITIAL BULLETIN SCREENING

It is useful to do some initial screening of the data in an earthquake bulletin before engaging in any formal analyses. In particular, the bulletin should be screened to remove any foreshocks or aftershocks, to look for swarms, and to check for completeness of recording. I will discuss methods to check for completeness in Section 6.

The reason for removing foreshocks and aftershocks is that their presence in the data can invalidate equation (1) by increasing the relative number of events at magnitudes just below that of the main shock. From the standpoint of hazard analysis, the primary threat will be posed by the main shock anyway, so it is reasonable to take only the main shock as the contributor to the hazard assessment.

Swarms are sequences of earthquakes which appear in much larger number than during typical periods. Thus the occurrence of swarms indicates periods of unusually high seismicity. Swarm activity contradicts a basic assumption underlying seismic hazard assessment – that seismic activity is essentially constant across time. Thus special care must be taken in analyzing the hazard if swarms are present. A simple graphical check is useful in looking for swarms. Simply divide the time axis into equal periods and plot the number of events above a given magnitude threshold during each time period. Swarms, if present, should stand out as unusually high event counts. Figure 2 shows a plot for the Central Valley of Costa Rica for 1992, with the year divided into two month intervals. No counts stand out as unusually high, so no swarm activity is indicated.

The most interesting feature of Figure 2 is that the counts for the first four months of 1992 are rather low. Several explanations are possible. (1) The network detectability improved near the end of April, resulting in an increase in detected events. (2) There is annual variation, with fewer events in winter and early spring. Of course, with just one year of data in hand, it is impossible to seriously examine this hypothesis. (3) There was an unusual reduction in seismicity in the first four months of 1992. As with the previous hypothesis, one would need data from previous years, as well, to examine this hypothesis.

When is an observed count sufficiently high to warrant suspicion as a swarm or sufficiently low to indicate a reduction in activity or detection? A simple statistical rule can provide some guidance. It is common to assume that the number of events occurring in a unit of time follows a Poisson distribution with mean $\lambda$. The standard deviation of the Poisson distribution is $\sqrt{\lambda}$. Thus about 97.5% of the observed counts should be less than $\lambda + 2\sqrt{\lambda}$. Counts exceeding this limit might be regarded as possible evidence of swarm activity. Similarly, about 97.5% of the counts should exceed $\lambda - 2\sqrt{\lambda}$. Counts below this limit are fairly strong evidence of a decrease in activity or detection.

The recorded bulletin data can be used to estimate $\lambda$ by $\hat{\lambda}$, the average count per time period. The limits can then be calculated using $\hat{\lambda}$. Ideally one would like to use counts from at least 10 time periods to estimate $\lambda$. The Poisson process model assumes temporal stability, *i.e.* that the mean number of earthquakes does not change over time. It is important to check that the data

used to estimate $\lambda$ are consistent with this stability assumption. Often the plot of earthquake counts versus time period will suggest that the counts are not stable. However, the counts should be expected to fluctuate over time and it is desirable to back up the visual impression with a formal statistical test. A simple test is to see whether any of the recent counts falls outside the calculated limits. For example, I have already observed that the recorded counts for the Central Valley of Costa Rica for 1992, shown in Figure 2, do not appear stable. The average bimonthly count is $\hat{\lambda} = 55.3$ and the estimated standard deviation is $\sqrt{55.3} = 7.4$. Thus the calculated limits are 38.5 and 70.1. Since four of the six bimonthly counts fall outside these limits, there is clear evidence of changes in activity and/or recording during 1992.

# 5 SEISMIC SOURCE ZONES

An important part of a seismic hazard study is the definition of seismic source zones. The definition of source zones should reflect all available knowledge of geology and tectonics for the region under study. Ideally, each source zone should be seismically homogeneous, with common tectonic structure and seismicity parameters. Thus, for example, a known fault might constitute a zone.

What role should an earthquake bulletin play in the definition of seismic source zones? The bulletin can be used to generate a map of epicenters which will show which areas are most active seismically. In areas where there is substantial geologic information, the epicenters can be correlated with fault maps to verify which faults are most active. Faults that have very low seismicity might be combined into larger surrounding seismic zones without much effect on the outcome of a hazard assessment. In areas where knowledge of the underlying geology is weak, the epicenter map can itself be the basis for defining seismic zones.

Different zones will typically have differing seismicity and a separate analysis of seismicity should be undertaken for each zone. Thus it will always be important to be able to associate events with particular zones, so as to accurately assess their seismicity. It is important to remember that most epicenters are not determined precisely; there is always some level of error in estimated epicenters. If the errors are large, one should not expect the bulletin to provide sharply defined zones, nor to uniquely determine the zone in which an event occurs. See Buland (1976) or Lee and Stewart (1981) for methods to assess the degree of error. It is possible to develop statistical techniques that specifically take epicenter uncertainty into account. For the purpose of this report, though, we merely caution the analyst to be aware of this potential problem.

# 6 MINIMUM AND MAXIMUM MAGNITUDES

An important issue in bulletin analysis is to determine the minimum and maximum magnitudes for a seismic zone. We discuss below methods to determine these parameters.

## 6.1 Minimum Magnitude

As noted in Section 3, the minimum magnitude $m_0$ is related to the phenomenon of incomplete recording of events at low magnitudes. Including events at such magnitudes can bias seismicity estimates. So it is important to assess the threshold level at which it can be assumed that all events have been recorded. Typically, the minimum magnitude can be expected to drop whenever the seismographic network is improved. So $m_0$ can also be a time dependent parameter.

There are two basic methods to assess $m_0$. The first method exploits the Gutenberg-Richter relation (see Section 3) and looks for the minimal magnitude above which the frequency-magnitude plot appears linear. The second method, which follows the ideas of Stepp (1971), examines each magnitude, or range of magnitudes, to see how far back in time recording is complete. The two methods complement one another: the first method fixes the time period, then attempts to assess the minimum magnitude for that time period. Different time periods can be used to follow changes in $m_0$ over time. The second method fixes the magnitude window and then attempts to determine the appropriate time limit.

Consider first using the frequency-magnitude plot to determine $m_0$. Figure 1 shows a plot for events recorded in all of 1992 in the Central Valley of Costa Rica. The idea is to use the cumulative counts (the +'s) to determine $m_0$ for this period. The line should be determined first by looking at the larger magnitudes, where one may safely assume that reporting is complete. For magnitudes above 3, the +'s form a reasonably well-defined straight line. At lower magnitudes, the +'s begin to "bend" off the line. Certainly by magnitude 2.2 the line has begun to curve, but it is difficult to state exactly what is the completeness threshold. From the plot, one might fix the threshold at just about any point between magnitude 2.4 through 2.7. Including some borderline magnitudes at which reporting is incomplete can bias the estimates of the b-value and the recurrence intervals. Thus I would recommend making the conservative choice of 2.7 in this case. One can also make use of the observed number of events at each magnitude (the bars in Figure 1). These individual counts should also decrease linearly in $m$, but they are not as smooth as the cumulative counts and so often do not clearly indicate a good choice for $m_0$. For the data in Figure 1, the individual counts actually begin to *decrease* for magnitudes below 2.7, which suggests that $m_0$ should not be any lower than 2.7.

Has the threshold magnitude changed over time? Recall that Figure 2 showed that the number of events reported during the first four months of 1992 was substantially lower than the observed counts for May through December of that year. One possible explanation is a change in the completeness threshold. Figures 3 and 4 show frequency-magnitude plots for the first half and last half of 1992, respectively, for the Central Valley of Costa Rica. For the latter half of the year, a conservative estimate of $m_0$ is 2.5. For the former half of the year, only a small number of events above magnitude 3 were recorded. Since the threshold magnitude is only slightly below 3, it is difficult to accurately assess $m_0$ for this time window. This plot illustrates one difficulty of the technique – it is important to have a reasonable number of earthquakes (at least 40) above $m_0$ to provide a reasonable fix on the straight line.

The second method, following on the work of Stepp (1971), is to take a particular magnitude, or range of magnitudes, and plot the number of events as a function of time. The simplest way to do this is to divide the time axis into roughly equal intervals (say months, or two-month periods) and plot the number of events in each period. The number of events should remain roughly the same over the period in which reporting is complete, but should drop off at earlier time periods. When is the decrease sharp enough to exceed mere statistical variations? One can again apply the criterion suggested in Section 4: if the average number of events per time period during the complete reporting period is $\lambda$, then about 97.5% of the counts should exceed $\lambda - 2\sqrt{\lambda}$. The most recent time periods can be used to estimate $\lambda$ and the criterion can then be applied to see when the counts become so low that they indicate incomplete reporting.

Figures 5, 6, and 7 show such plots for three different magnitude groups for the Central Valley of Costa Rica. The plot for events of magnitude 3 and above looks quite stable for the last ten months of 1992, but the count for the first two months of the year is low. The average count for the last ten months is 17.2, and taking this as an estimate of $\lambda$, we find that the count for January-February is too low to be easily explained by statistical variations. Thus it might be that March should be taken as the completeness threshold for this group. Of course, one should remember that other explanations, such as annual cycles, are also possible and should be investigated before immediately assuming that the low count results from underreporting. Often it will be helpful to add more data from earlier time periods.

Figure 6 shows a plot for events of magnitude 2.5 through magnitude 2.9. The counts for the first four months are low, but so is the count for November-December. So it is difficult to fix a clear time limit here. Figure 7 shows a plot for events of magnitude 2 through magnitude 2.4. Again the first four months have low counts and one might conclude that the bulletin is complete for these magnitudes for the last eight months. However, recall that our previous analysis clearly indicated that the bulletin is incomplete for this magnitude range. If the recording were complete, then there should be many more events in this range than in the 2.5-2.9 range. But that is not the case. Unfortunately, Figure 7 hides this important fact because it only plots events in the given magnitude range. The plot does suggest that the degree of recording for this range has been stable during the last eight months of 1992, but stability does not necessarily mean completeness.

I recommend using both of these plots together. The frequency-magnitude plot is most effective for determining $m_0$ and will avoid the pitfall illustrated by Figure 7 of mistaking stable recording for completeness. The event count versus time plots are especially useful for identifying time points at which the completeness threshold may have changed. This information can then be a guide to choosing separate time windows for which to prepare a frequency-magnitude plot.

## 6.2 Maximum Magnitude

The maximum magnitude for a fault zone is often a critical parameter for seismic hazard analysis. Direct analysis of an earthquake bulletin is unlikely to provide a good estimate of maximum magnitude, because the bulletin will typically cover a much shorter time period than the re-

currence interval of the maximum magnitude earthquake. As such, it is especially important to incorporate additional information, both historical and geological, that can extend the time frame for assessing the maximum. Certainly the maximum magnitude should be greater than or equal to the largest magnitude assessed for historical events. Geological evidence such as large displacements along a fault can also be valuable evidence in determining maximum magnitude.

Some researchers have developed empirical relationships between the assessed maximum magnitude and various geological and tectonic features of the fault. These relationships can also provide a useful guide for determining maximum magnitude. See, for example, the works by Slemmons (1977), Wells *et al.* (1989), Wells and Coppersmith (1992) and Wyss (1979).

# 7 ESTIMATING THE $b$-VALUE

The $b$-value in the Gutenberg-Richter relation (equation 1) characterizes the relative frequency of large magnitude versus small magnitude earthquakes. The larger the value of $b$, the smaller the relative proportion of large events.

The most common method used by seismologists to estimate $b$ is to fit a straight line to the frequency-magnitude plot and to take the slope of that line as an estimate of $b$. The line can be fit by least squares and this estimation scheme may be weighted to account for the different variances associated with the log cumulative counts at different magnitudes.

Although fitting a line to the frequency-magnitude plot has intuitive appeal, it is not a particularly good way to estimate the $b$-value. A better idea is to follow the statistical scheme known as *maximum likelihood* which was developed by Sir R. A. Fisher in the 1920's and has since been shown to be a highly efficient method of estimation in many problems (Cox and Hinkley, 1974). In the development that follows, I will briefly describe the method of maximum likelihood and then show how to apply it to the problem of estimating the $b$-value.

Maximum likelihood is a general method for estimating the parameters in a population from which data have been sampled. The first step is to compute the probability function for the data. The probability distribution treats the parameters as known quantities and the data as unknown variables. Fisher then ingeniously observed that the role of the terms could be reversed, treating the (now observed) data as known and the parameters as unknown. The resulting function could then be maximized over the possible parameter values, yielding their *maximum likelihood estimates.* These estimates have the intuitive appeal that they maximize the probability associated with the observed data.

Application of maximum likelihood to estimation of the $b$-value rests on the fact that a straight line relationship in the frequency-magnitude plot is equivalent to stating that the magnitudes, in the completely observed range, follow an exponential distribution whose probability density function is given by

$$f(m) = \beta \exp[-\beta(m - m_0)], \qquad m > m_0. \tag{3}$$

The scale parameter $\beta$ of the exponential distribution is related to the $b$-value by the equation



263

$\beta = b \ln 10 \approx 2.303b$. For now, let us assume that there is no upper magnitude limit. I will comment later on how an upper limit affects the results.

The frequency-magnitude plot provides a convenient graphical method to check this distributional assumption and it is advisable to look at the plot before computing the estimate. Also, note that the estimate will depend on the completeness threshold $m_0$ and the frequency-magnitude plot is an important tool in determining $m_0$.

The joint probability density function for all the observed magnitudes is formed by multiplying the density for each separate magnitude, to obtain

$$f(m_1, \ldots, m_N) = \beta^N \exp[-\beta \Sigma(m_i - m_0)]. \tag{4}$$

Maximizing this function over $\beta$ gives the maximum likelihood estimate

$$\hat{\beta} = \frac{1}{\bar{m} - m_0} \tag{5}$$

where $\bar{m} = \Sigma m_i / N$ is the average of all the magnitudes that equal or exceed the completeness threshold $m_0$. The maximum likelihood estimate for the $b$-value is then

$$\hat{b} = \hat{\beta} / \ln 10. \tag{6}$$

There is also a straightforward formula for the standard deviation of $\hat{b}$. The theoretical standard deviation is

$$SD(\hat{b}) = b / \sqrt{N(m_0)}, \tag{7}$$

where $N(m_0)$ is the number of events at or above the completeness threshold and $b$ is the true $b$-value. In practice, we can estimate the standard deviation by

$$SD(\hat{b}) \approx \hat{b} / \sqrt{N(m_0)}. \tag{8}$$

Note that the standard deviation decreases as the square root of the "effective sample size" $N(m_0)$. For a $b$-value of about 1, a sample size of 100 will enable us to estimate $b$ to a precision of about 0.1. Guttorp (1987) showed that when $b$ is estimated by the slope of a least squares line fit to the frequency-magnitude plot, the standard deviation can be 4 to 5 times as large as that of $\hat{b}$. Thus the same sample of 100 might lead to precision of only 0.4. In this respect, the maximum likelihood estimator $\hat{b}$ makes much more efficient use of the magnitude data.

Aki (1965) showed that $\hat{b}$ is the maximum likelihood estimate of $b$ and observed that it was first proposed in seismology by Utsu in 1964. It has also been advocated by Weichert (1980) and Bender (1983). The latter articles also considered some possible modifications to the estimator. Both of them showed how to take account of an assumed maximum magnitude. The resulting maximum likelihood equation does not have a closed form solution and must be solved numerically. However, in most practical settings, the estimate of $b$ will be changed only slightly

by inclusion of the maximum magnitude. That is because the maximum magnitude will typically be far out in the tail of the exponential density function. In such cases, it is reasonable to use the simple estimate given above.

Weichert (1980) and Bender (1983) also considered the effect on $\hat{b}$ of the resolution with which magnitude is measured. As with the inclusion of a maximum magnitude, it is possible to modify the probability function to account for the resolution of the data and then apply maximum likelihood. Again the resulting equation has no closed form solution but can be solved numerically. The importance of this modification depends on the resolution to which the magnitudes are measured. With a resolution of 0.1, as would be found in modern instrumental systems, Bender (1983) concluded that the resulting modification of $\hat{b}$ would be almost negligible. She stated that the modification was important only when resolution was much lower, for example if magnitudes were obtained from historical events by empirical calibration of intensities.

Weichert (1980) also showed how to apply maximum likelihood to situations in which the period of complete data differs as a function of magnitude. This is a common situation in practice, where historical data may provide a long period of complete recording of large magnitude events, but only recent, instrumental, data are complete for small or moderate magnitudes. Weichert's derivation shows how to take full account of good historical data in estimating the $b$-value.

# 8 ESTIMATING RETURN PERIODS

The return period $RP(m)$ for magnitude $m$ is the expected length of time between successive events of magnitude at or above $m$. As noted in Section 3, the Gutenberg-Richter relation implies that $RP(m) = 10^{-a+bm}$ years, where $a$ reflects annualized frequencies. The return period can then be estimated by

$$\widehat{RP}(m) = 10^{-\hat{a}+\hat{b}m}, \tag{9}$$

where $\hat{a}$ and $\hat{b}$ are maximum likelihood estimates of the parameters in the GR relation.

As noted in the last section, the maximum likelihood estimate of the $b$-value is

$$\hat{b} = \frac{1}{(\bar{m} - m_0)\ln 10}$$

where $\bar{m} = \Sigma m_i/N$ is the average of all the magnitudes that equal or exceed the completeness threshold $m_0$. The maximum likelihood estimate of $a$, scaled to reflect annual frequencies, is

$$\hat{a} = \hat{b}m_0 + \log[N(m_0)/T], \tag{10}$$

where $m_0$ is the completeness threshold and $T$ is the number of years of data available. Note that the estimate of $a$ assures equality of the GR relation for the annualized frequency at $m_0$:

$$N(m_0)/T = 10^{\hat{a}-\hat{b}m_0}.$$



365

Substituting in the above estimates of $a$ and $b$ we find that the estimate of the return period (in years) for events of magnitude $m$ and above is

$$\widehat{RP}(m) = \frac{T}{N(m_0)} 10^{\hat{b}(m-m_0)}. \tag{11}$$

Again, $m_0$ is the completeness threshold, $N(m_0)$ is the number of events in the bulletin of magnitude $m_0$ or greater, and $T$ is the number of years of data available.

An approximate standard deviation for $\widehat{RP}(m)$ is given by

$$\mathrm{SD}(\widehat{RP}(m)) = \frac{\widehat{RP}(m)(1 + \hat{b}(m - m_0)\ln 10)}{\sqrt{N(m_0)}}. \tag{12}$$

This formula is based on a Taylor series expansion of $\widehat{RP}(m)$ about $N(m_0)$ and about $b$, formulas for the standard deviations of these quantitiies, and simple data-based estimates of those standard deviations.

# 9 SUMMARY

Estimates of seismicity are essential ingredients to seismic hazard analysis. This paper has provided an overview of statistical methods that can be used to estimate seismicity. The first, and most important, step in applying these methods is to assemble a complete and reliable bulletin of seismic events. Once this has been accomplished, good methods are available for screening the bulletin, for guiding the choice of seismic zones, and for estimating the seismicity parameters of each zone.

# REFERENCES


Aki, K. (1965). "Maximum likelihood estimate of $b$ in the formula $\log N = a - bM$ and its confidence limits," *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, Tokyo University, **43**, 237-239.

Bender, B. (1983). "Maximum likelihood estimation of $b$ values for magnitude grouped data," *Bulletin of the Seismological Society of America*, **73**, 831-851.

Buland, R. (1976). "The mechanics of locating earthquakes," *Bulletin of the Seismological Society of America*, **66**, 173-187.

Cornell, C. A. (1968). "Engineering risk in seismic risk analysis," *Bulletin of the Seismological Society of America*, **54**, 1583-1606.

Cox, D. R. and Hinkley, D. V. *Theoretical Statistics*, London: Chapman and Hall.

Gutenberg, B. and Richter, C. F. (1954). *Seismicity of the Earth and Associated Phenomena, 2nd Edition*, Princeton, NJ: Princeton University Press.

Guttorp, P. (1987). "On least-squares estimation of $b$ values," *Bulletin of the Seismological Society of America*, **77**, 2115-2124.

Lee, W. H. K. and Stewart, S. W. (1981). *Principles and Applications of Microearthquake Networks*, New York: Academic Press.

McGuire, R. K. (1976). *EQRISK: Evaluation of Earthquake Risk to Site. FORTRAN Computer Program for Seismic Risk Analysis*, U.S. Geological Survey, Open-File Report 76-67, 90 pp.

Rabinowitz, N. and Steinberg, D. M. (1990). "Optimal configuration of a seismographic network: A statistical approach," *Bulletin of the Seismological Society of America*, **80**, 187-196.

Slemmons, D. B. (1977). "Faults and earthquake magnitudes," U.S. Army Corps of Engineers, Waterways Experiment Station, Misc. Papers S-73-1, Report 6.

Stepp, J. C. (1971). *An Investigation of Earthquake Risk in the Puget Sound Area by Use of the Type I Distribution of Largest Extremes*, unpublished doctoral dissertation, Pennsylvania State University.

Weichert, D. H. (1980). "Estimation of the earthquake recurrence parameters for unequal observation periods for different magnitudes," *Bulletin of the Seismological Society of America*, **70**, 1337-1346.

Wells, D. L. *et al.* (1989). "New earthquake magnitude and fault rupture parameters: Part II. Maximum and average relationships" *Seismological Research Letters*, **60**.

Wells, D. L. and Coppersmith, K. J. (1992). "Analysis of empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture area, and surface displacement," *Seismological Research Letters*, **63**.

Wyss, M. (1979). "Estimating maximum expectable magnitude of earthquakes from fault dimensions," *Geology*, **7**, 336-340.



Best Available Document

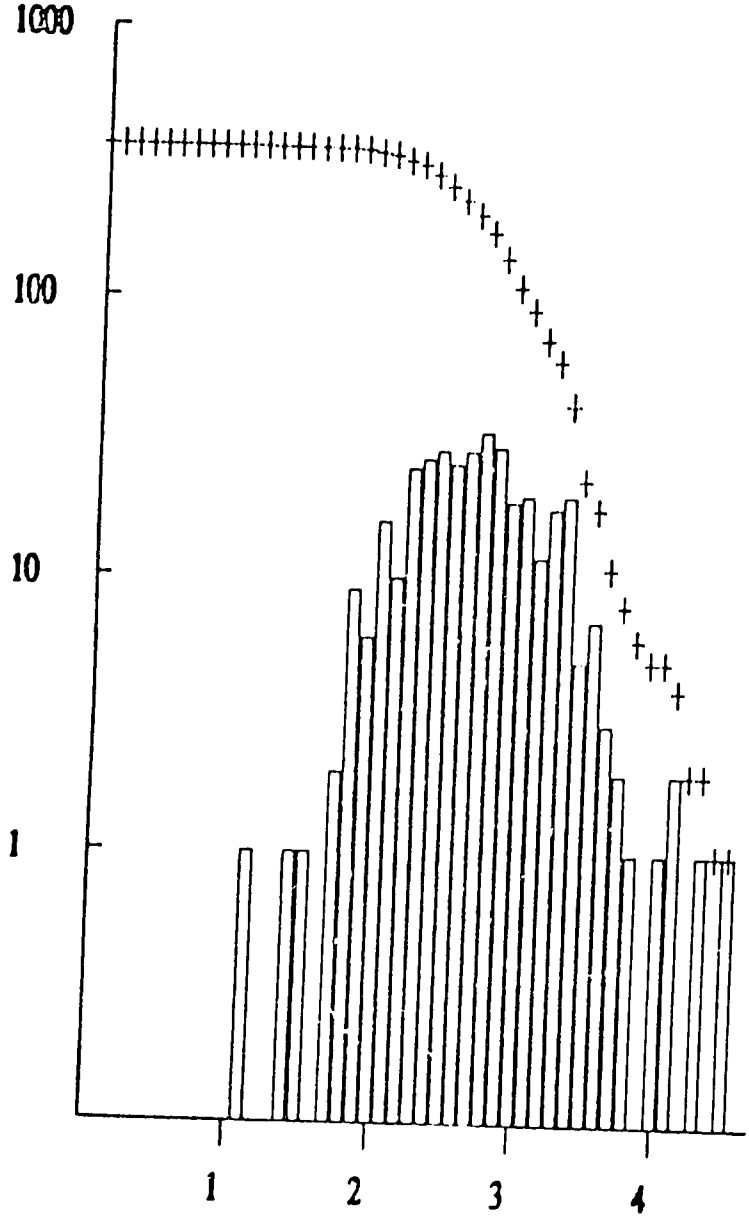



Figure 1: Frequency-magnitude plot of earthquakes in the Central Valley of Costa Rica during 1992. Magnitude (m) is displayed on the horizontal axis. The vertical axis plots, on a log scale, the number of events N(m). The bars show the number of events with magnitude m and the +'s show the number of events of magnitude greater than or equal to m.

Best Available Document

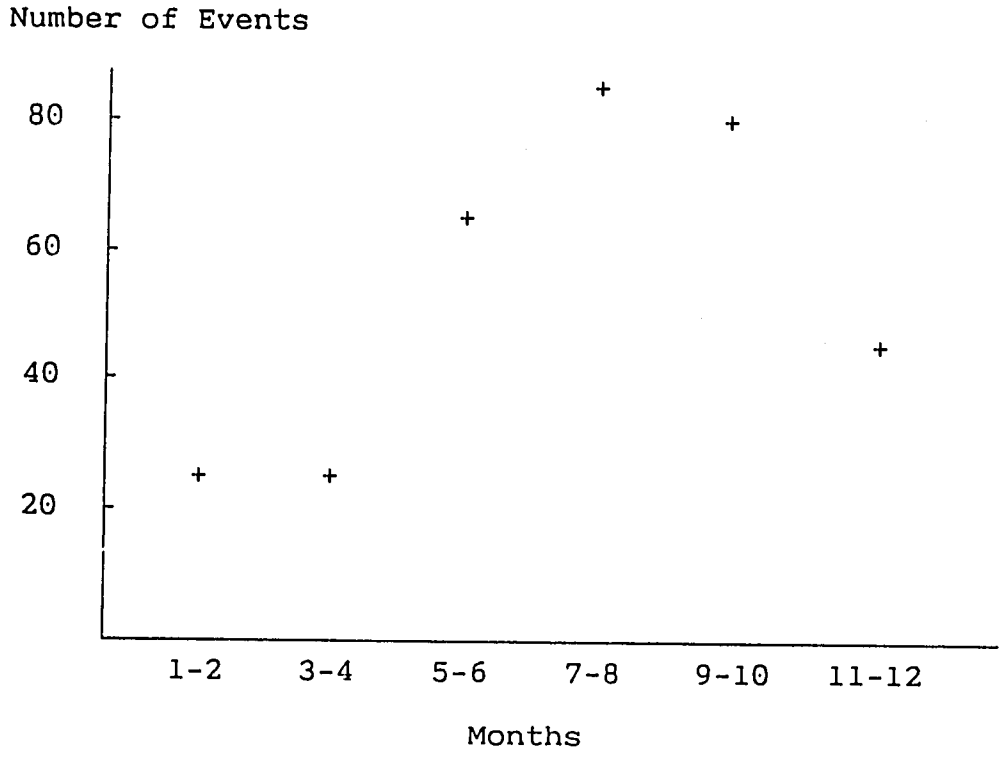



Figure 2: Number of earthquakes in the Central Valley of Costa Rica for bi-monthly intervals in 1992. All events with magnitude at least 2.0 are included in the plot.

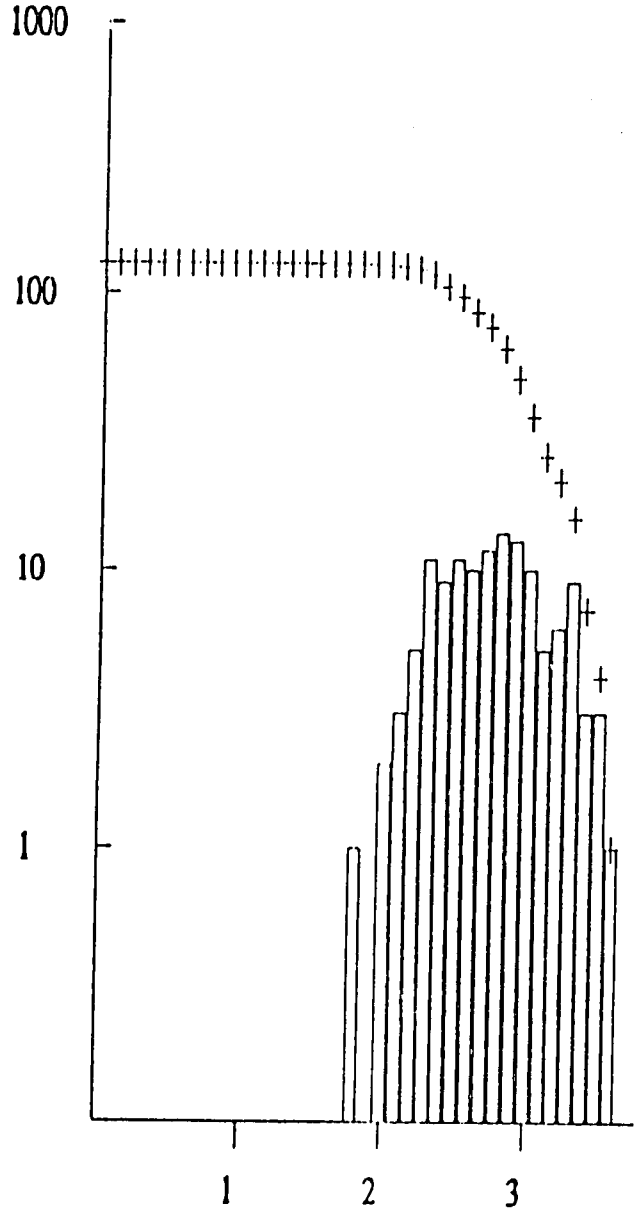



Figure 3: Frequency-magnitude plot of earthquakes in the Central Valley of Costa Rica during January-June, 1992. Magnitude (m) is displayed on the horizontal axis. The vertical axis plots, on a log scale, the number of events N(m). The bars show the number of events with magnitude m and the +'s show the number of events of magnitude greater than or equal to m.

Best Available Document

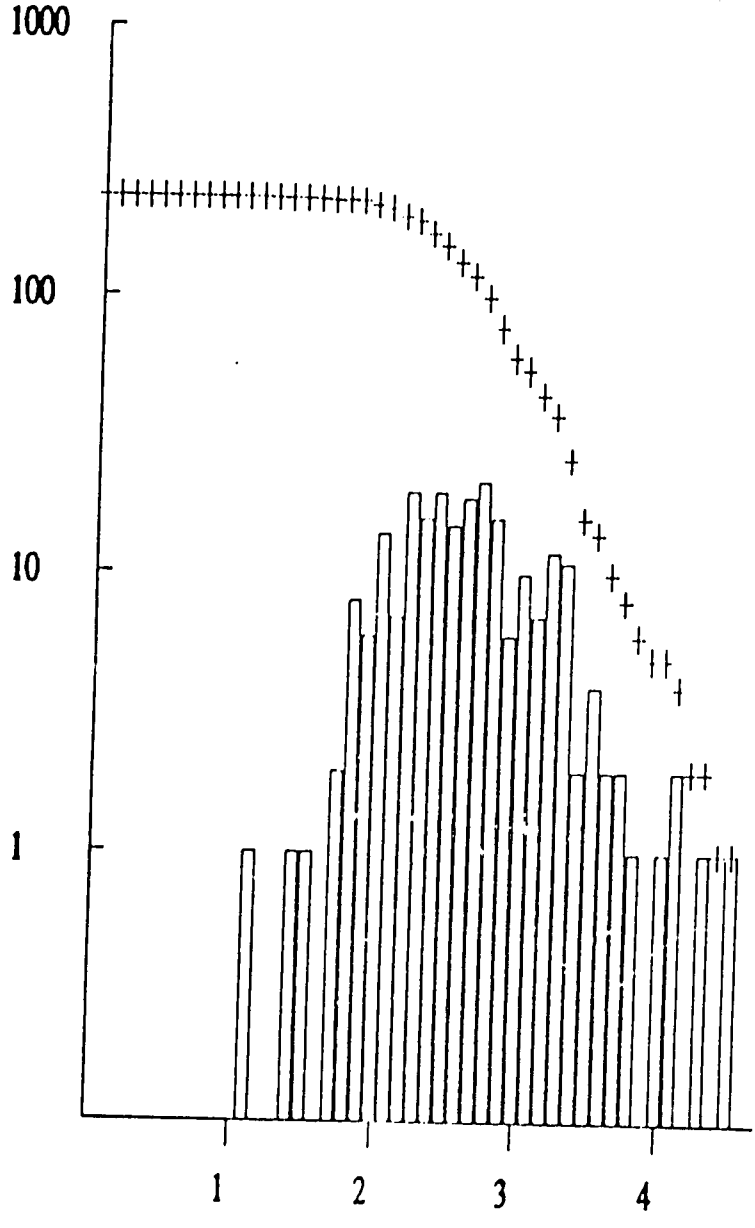



Figure 4: Frequency-magnitude plot of earthquakes in the Central Valley of Costa Rica during July-December, 199[illegible]. Magnitude (m) is displayed on the horizontal axis. The vertical axis plots, on a log scale, the number of events N(m). The bars show the number of events with magnitude m and the +'s show the number of events of magnitude greater than or equal to m.

Best Available Document

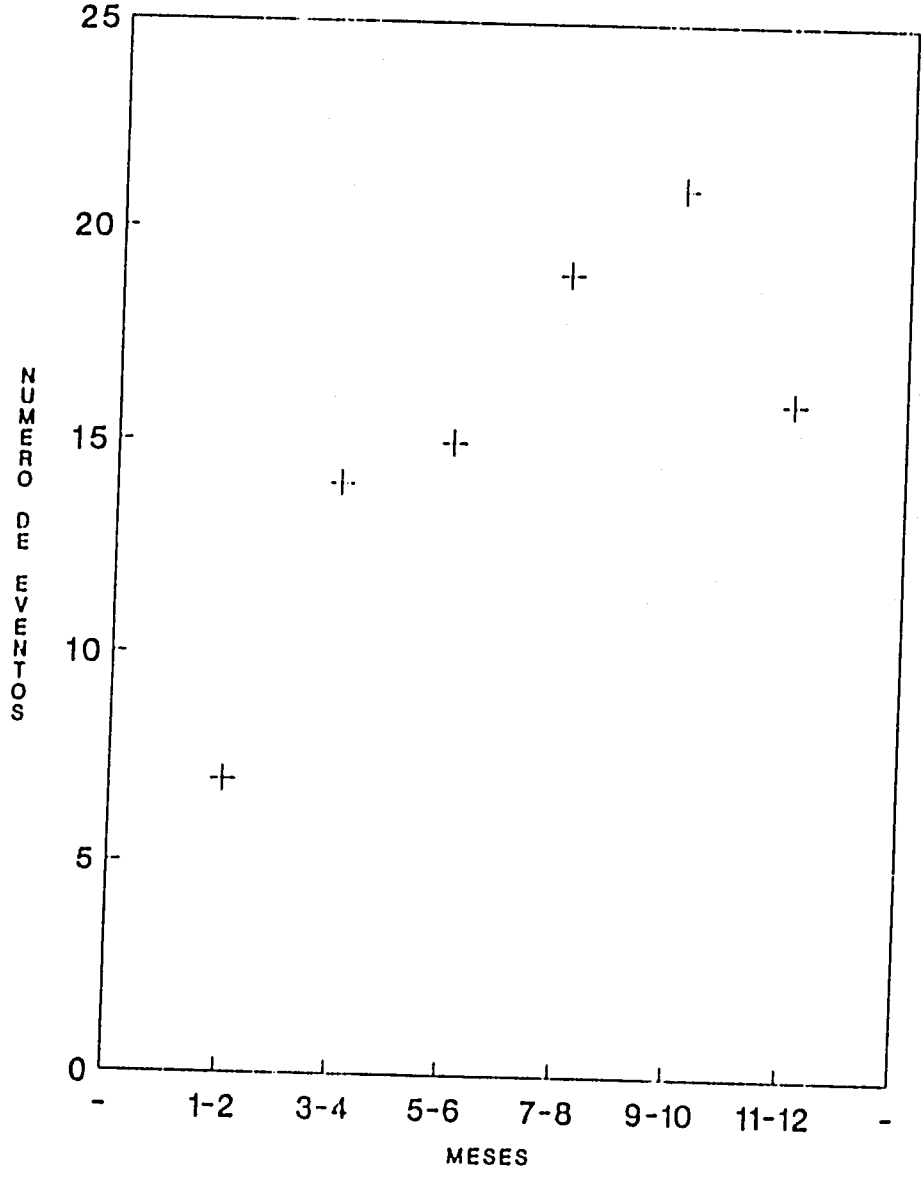



Figure 5: Number of earthquakes of magnitude 3.0 and greater in the Central Valley of Costa Rica for bi-monthly intervals in 1992.

Best Available Document

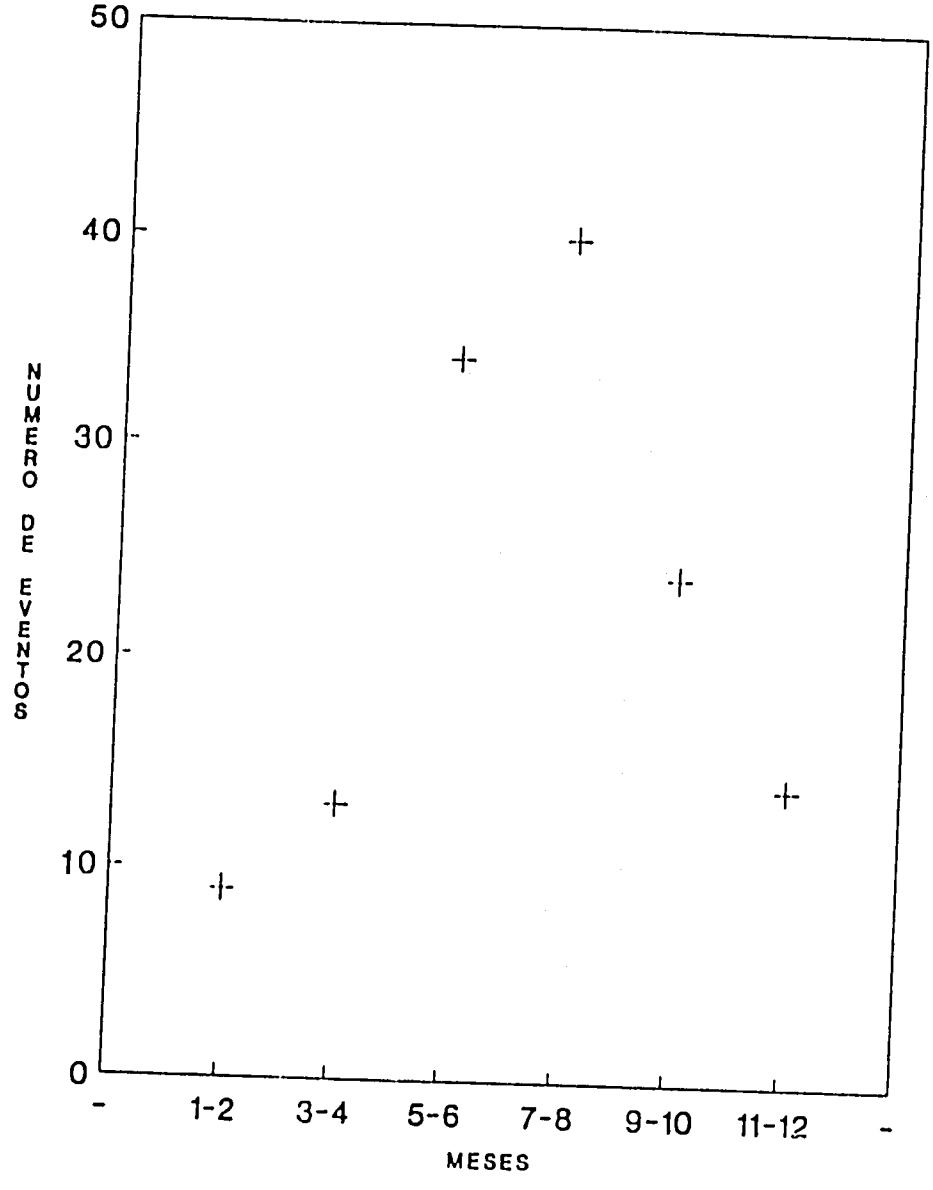



Figure 6: Number of earthquakes with magnitudes in the range 2.5-2.9 in the Central Valley of Costa Rica for bi-monthly intervals in 1992.

Best Available Document

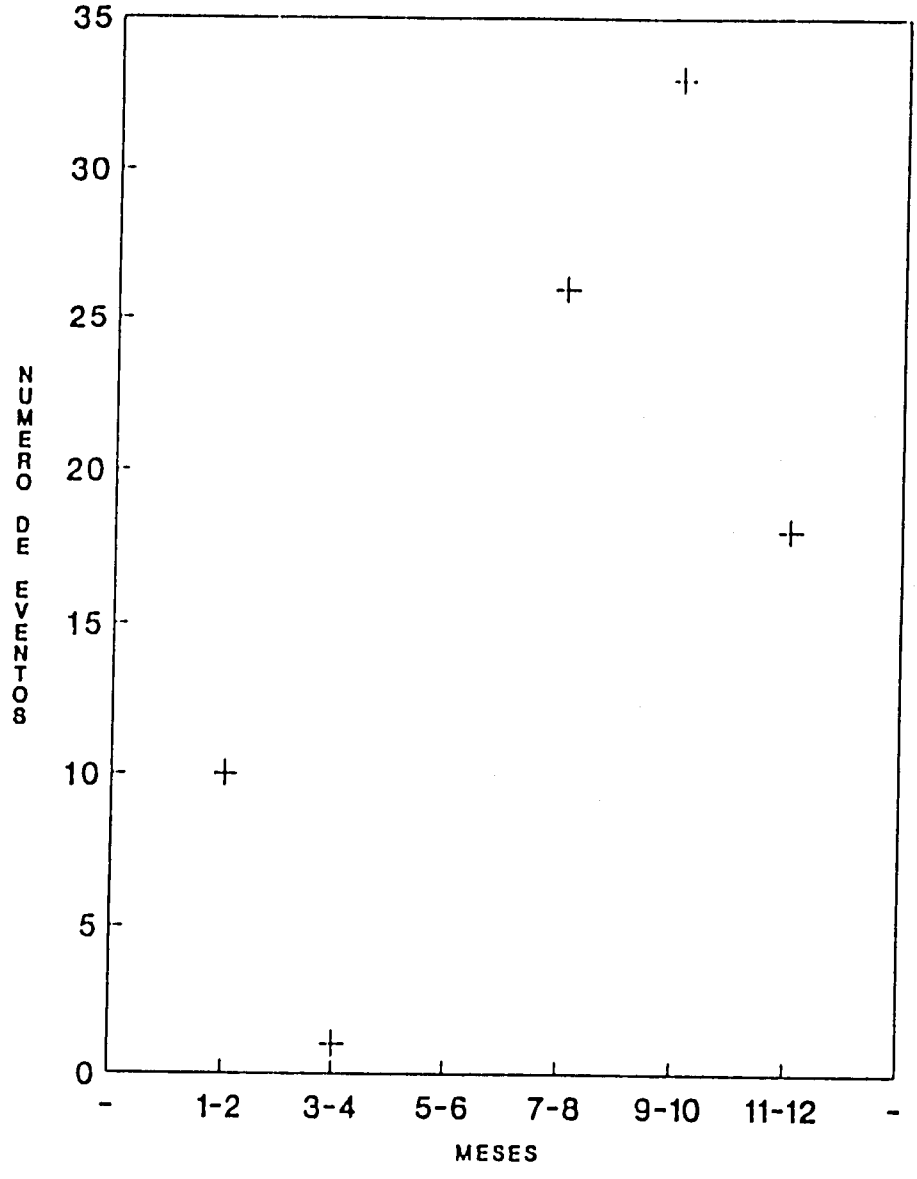



Figure 7: Number of earthquakes with magnitudes in the range 2.0-2.4 in the Central Valley of Costa Rica for bi-monthly intervals in 1992.

Reproducible Document