Zeitschrift: Bulletin für angewandte Geologie

Herausgeber: Schweizerische Vereinigung der Petroleum-Geologen und –Ingenieure; Schweizerische Fachgruppe für Ingenieur-Geologie

Band: 2 (1997)

Heft: 1

Artikel: Neues Bild der Erdbebengefährdung aufgrund seismischer Mikrozonierung : Beispiel St. Galler Rheintal

Autor: Beer, Christoph

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-219958

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 05.07.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

Bull. angew. Geol.	Vol. 2	Nr. 1	3 -21	Juni 1997

Neues Bild der Erdbebengefährdung aufgrund seismischer Mikrozonierung - Beispiel St. Galler Rheintal

mit 10 Figuren

CHRISTOPH BEER*

Zusammenfassung 3
Résumé 4
1. Einleitung 4
1.1 Erdbebengefährdung in der Schweiz 4
1.2 Beispiele für das Schadenausmass 5
1.3 Erdbebengefährdung im Vergleich mit anderen Naturgefahren 5
1.4 Bestehende Gefährdungskarten und Baunormen 5
2. Methode der seismischen Mikrozonierung 6
2.1 Generelles Vorgehen 6
2.2 Vorgehen zur Bestimmung der regionalen seismischen Gefährdung 7
2.2.1 Definition der seismischen Gefährdung 7
2.2.2 Methodische Ansätze für Gefährdungsstudien 7
2.2.3 Schematische Schritte der probabilistischen Gefährdungsanalyse 8
2.3 Ermittlung der lokalen, intensitätsbeeinflussenden Bodenparameter 9
2.3.1 Intensitätskorrekturwerte und deren Gewichtung 9
2.3.2 Gefährdung durch weitere Sekundäreffekte 12
3. Resultate und Umsetzung in die Gefährdungsanalyse 12
3.1 Einfluss der standortsspezifischen Bodenparameter 12
3.2 Seismische-Mikrozonierung des St. Galler Rheintales 15
3.2.1 Geologie des Untersuchungsgebietes 15
3.2.2 Folgerungen für die Erdbebengefährdung des St. Galler Rheintales 15
4. Diskussion und Folgerungen 19
4.1 Standortsbedingte Unterschiede in den makroseismischen Intensitäten 19
4.2 Relevante Einflussgrössen 19
4.3 Methode der Mikrozonierung 20

Zusammenfassung

Die wichtigsten Grundlagen für die Erarbeitung von Erdbeben-Zonierungskarten bilden der Katalog der Erdbebenbeobachtungen, die makroseismischen Karten und möglichst detaillierte geologische und geotechnische Unterlagen über das Untersuchungsgebiet.
Korrelationsanalysen der Abweichung zwischen den beobachteten Intensitäten vom regional berechneten Durchschnitt mit den standortsspezifischen Bodenparameter ergeben Hinweise auf die Sensitivität und Signifikanz der einzelnen Parameter.
Die Analysen zeigen, dass Lockergesteinsablagerungen die Intensitäten wesentlich verstärken im Gegensatz zum Felsgestein. Kritisch hinsichtlich der Erdbebenerschütterung verhalten sich insbesondere feinkörnige, siltig - feinsandige lockergelagerte Sedimente. Grobkörnige und dichter gelagerte Lockergesteine heben sich vom regionalen Mittel kaum ab, weil sie u.a. dem überwiegenden Bodentyp entsprechen. Entscheidenden Einfluss hat die Lage des Grundwasserspiegels. Die Lockergesteinsmächtigkeit übt vor allem im dominierenden Frequenzbereich beachtlichen Einfluss auf die lokale Bodenerschütterung aus.

* Beer & Büchi, Sulgenrain 8, CH-3007 Bern

Für die seismische Mikrozonierung werden den geologischen Bodeneigenschaften Korrekturwerte zugeordnet, gegeneinander gewichtet und der regional berechneten Gefährdung überlagert. Die umfassende Gefährdungsanalyse beinhaltet auch die Abschätzung weiterer Sekundäreffekte von Erdbeben, wie die Gefährdung durch Setzungen, Bodenverflüssigung oder induzierten Hangbewegungen.
Die Gefährdungszonierung im St. Galler Rheintal zeigt, dass die MSK-Intensitäten lokal in einem Bereich von 2 bis 3 Einheiten variieren können, bedingt durch die geologischen Eigenschaften des Untergrundes.

Résumé
Le catalogue des observations de séismes ainsi que les cartes macroséismiques, associées à des données géologiques et géotechniques aussi détaillées que possibles sur le terrain étudié, forment les principales bases pour l'élaboration de cartes de zonation séismiques.
L'analyse des aberrations d'intensité observées par rapport à la moyenne régionale calculée et corrélées aux paramètres de sols donne des indication sur la sensibilité et la signification de ces paramètres.
Ces analyses montrent que les dépôts de sédiments meubles, contrairement aux roches ignées, augmentent fortement les intensités séismiques. Ce sont surtout les sédiment meubles fins, silteux à gréseux et peut denses qui se comportent de façon critique lors de tremblement de terre. Les dépôts meubles grossiers et plus compactés correspondent au type de sol prépondérant et, par ce fait, ne se détachent guère de la moyenne régionale. L'épaisseur du sédiment meuble influence le tremblement local du sol et du sous-sol, surtout aux fréquences dominantes. De plus, les tremplements locaux sont influencés par la position de la nappe phréatique.
Pour la microzonation séismique, des valeurs de correction sont assignées aux caractéristiques géologiques des sols, lesquelles sont surimposées à la moyenne régionale calculée. L'analyse universelle des dangers comporte aussi l'évaluation des effets secondaires des tremblements de terre, tels que les tassements, liquéfactions et glissements induits.
La zonation des dangers de la vallée du Rhin à St. Gall montre que la variation des intensités MSK, qui peut atteindre localement 2 à 3 unités, est due aux propriétés géologiques du sous-sol.

1. Einleitung

Rezente Erdbebenkatastrophen wie in Mexiko City 1985 (Beck & Hall 1986), Armenien 1988 (Wyllie und Filson 1989) und Kobe 1995 haben frühere Beobachtungen (Caracas 1967, s. Seed & Alonso 1974) bestätigt, dass ein enger Zusammenhang zwischen dem Grad der Erdbebenerschütterung und den physikalischen Eigenschaften des Untergrundes besteht.

1.1 Erdebebengefährdung in der Schweiz

Die Schweiz gehört im europäischen Vergleich zu den Ländern mit erhöhter Erdbebenaktivität. Die Liste der stärksten historischen Erdbeben der Schweiz (Auszug aus dem SED Erdbebenkatalog; Sägesser & Mayer-Rosa 1978) und die Seismizitätskarte der historischen Erdbeben in der Schweiz von 1300 bis 1993 (Rüttener 1995) zeigen die besonders gefährdeten Regionen:

- das Mittel- und Oberwallis
- die Region um Basel
- eine Region, die sich von der Innerschweiz über Glarus bis nach Graubünden hinzieht

eine etwas geringere Gefährdung ist zu erwarten für:

- das Gebiet, das vom Bodensee dem Rhein bis nach Schaffhausen folgt und sich dann in südlicher Richtung bis nach Zürich fortsetzt
- das Engadin
- die Region Neuenburgersee
- das Berner Oberland

1.2 Beispiele für das Schadenausmass

Studien des Schweizerischen Pools für Erdbebenversicherung (Schaad 1988) und des Bundesamtes für Zivilschutz (1994, 1995) zeigen, dass mit enormen Schäden zu rechnen ist. Würde sich zum Beispiel das Basler Beben von 1356 (Magnitude 7 auf der Richterskala) heute ereignen, so wäre mit einer Schadenssumme von ca. 50 Milliarden SFr. zu rechnen. Das Erdbeben von Visp 1855 würde heute einen Schaden in der Höhe von ca. 10 Milliarden SFr. verursachen. Dabei handelt es sich um reine Gebäudeschäden; Schäden an Infrastruktureinrichtungen, Folgekosten von Toten und Verletzten, Kosten von Produktionsausfällen, sowie allfällige Kosten aus Umweltschäden sind darin nicht enthalten. So würden die Gesamtschäden vermutlich 2 bis 3 mal grösser ausfallen als die reinen Gebäudeschäden.

1.3 Erdbebengefährdung im Vergleich mit anderen Naturgefahren

Die Erdbebengefahr stellt für die Schweiz potentiell die weitaus wichtigste Naturgefahr dar. Die vergleichende Übersicht über die Naturkatastrophen (Fig. 1) zeigt, dass vom jährlich gewichteten Risiko für die Schweiz das Erdbebenrisiko fast die Hälfte einnimmt. Demgegenüber beträgt beispielsweise der Risikoanteil durch Sturm ca. 8%, durch Hochwasser 16% und durch Massenbewegungen 1% (Bundesamt für Zivilschutz 1995).
Gemessen am zu erwartenden Schaden kann, mit relativ bescheidenen raumplanerischen und bautechnischen Mitteln, das Erdbebenrisiko drastisch vermindert werden. Grundlage zur Umsetzung der Baunormen und für die Raumplanung ist die Erdbeben-Gefahrenzonierung bzw. Mikrozonierung.

1.4 Bestehende Gefährdungskarten und Baunormen

Die Erdbebengefährdungskarten in der Schweiz (Sägesser & Mayer-Rosa 1978) beruhen auf der probabilistischen Methode zur Berechnung der regionalen Gefährdung (Cornell 1968). Hierbei wird die Gefährdung z.B. als Übertretenswahrscheinlichkeit einer bestimmten Bodenerschütterung (Intensität, Beschleunigung) in einem gegebenen Zeitintervall definiert. Dabei liefert der Erdbebenkatalog der historischen Beben die Grundlage zu diesen statistischen Aussagen.

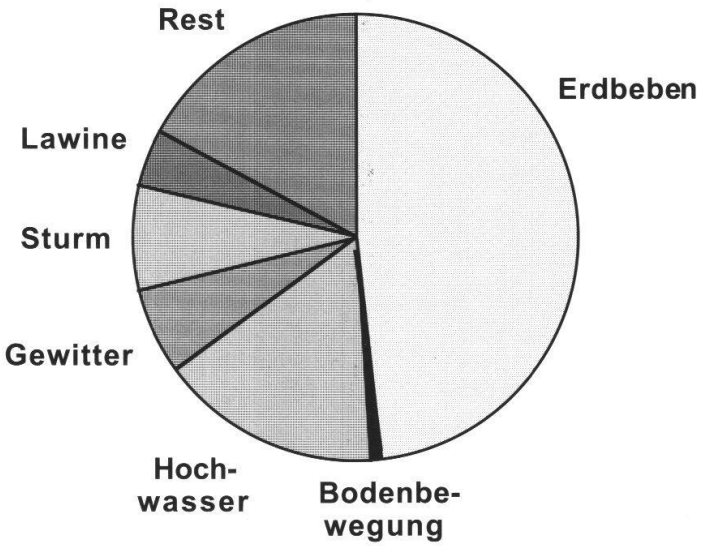

Fig. 1:
Vergleichende Übersicht über die Naturkatastrophen der Schweiz. Dargestellt ist das gewichtete Risiko (15 Mrd. SFr. pro Jahr) (Bundesamt für Zivilschutz 1995).

Die spezifische Erdbebengefährdung eines Gebietes ist also bis anhin nur durch die regional gemittelte Gefährdung, welche die grossräumige Seismizität und mittlere Abminderung (für „mittlere" Bodentypen) berücksichtigt, definiert worden. Da die schweizerischen Baunormen (SIA 1989) sich auf die erwähnte Gefährdungsstudie abstützt, sind sie ebenfalls nur auf die regional gemittelte Gefährdung ausgelegt und berücksichtigen das durch die lokalen geologischen Verhältnisse stark veränderte Gefährdungsbild noch nicht.

2. Methode der seismischen Mikrozonierung

2.1 Generelles Vorgehen

Analysen verschiedener Erdbeben haben gezeigt, dass neben der Distanz zum Epizentrum der lokale Untergrund eine dominierende Rolle in der Stärke der Bodenerschütterungen spielt. Die Amplituden sowie der Frequenzinhalt und die Dauer der Erschütterung von seismischen Signalen werden wesentlich durch die lokalen geotechnischen Verhältnisse beeinflusst. So können Schäden an identischen Bauwerken innerhalb räumlich relativ enger Grenzen stark variieren.

Die makroseismischen Informationen, die die Auswirkungen eines Bebens auf Personen, Gebäude und Umwelt beschreiben, sind abhängig von der Stärke des Erdbebens (Abminderung), des Einflusses des Weges sowie des Einflusses des lo-

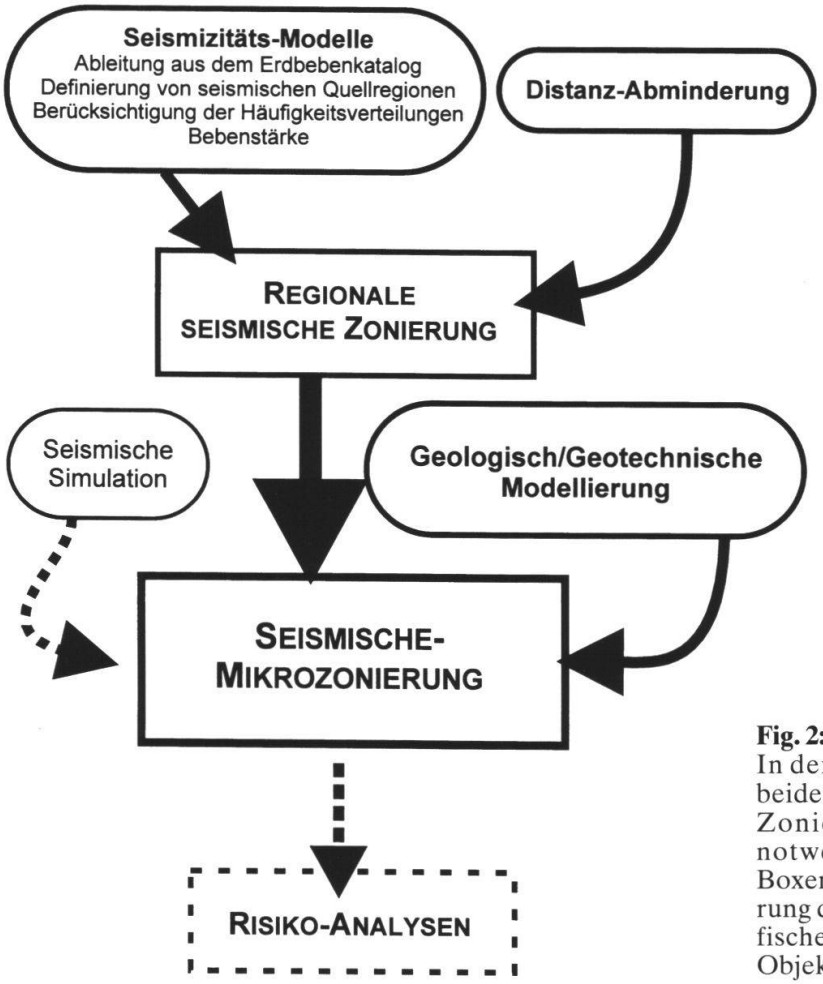

Fig. 2:
In den rechteckigen Boxen sind die beiden Hauptschritte der seismischen Zonierung dargestellt sowie die notwendigen Eingabedaten (runde Boxen). Das Resultat der Mikrozonierung dient der Risikoanalyse an spezifischen Standorten oder für spezielle Objekte.

kalen Untergrundes (selektive Filterung). Es wird nun versucht, den Einfluss des lokalen Untergrundes von demjenigen des Weges zu trennen und soweit als möglich zu quantifizieren (Beer 1996).
Dies wird mit einem Vorgehen (s. Fig. 2 und 4) in 5 Stufen erreicht.

1. Die Beziehung zwischen Erschütterungsstärke und Distanz zum Epizentrum des Bebens wird modelliert, wobei über alle Beobachtungen gemittelt wird. In diesem Schritt wird somit das regional gemittelte Feld der Intensitäten beschrieben.
2. Die Abweichungen zwischen dem im ersten Schritt gewonnenen regionalen Modell und den beobachteten Intensitätswerten werden ermittelt.
3. Die gefundenen Abweichungen werden nach geeigneten Bodenparametern klassiert und die (meist mittleren) Abweichungen einer Klasse berechnet.
   Bei der systematischen Untersuchung der gefundenen lokalen Intensitätsanomalien werden bodenspezifische Eigenschaften mit seismischen Anomalien korreliert, der Einfluss (abmindernde oder verstärkende Tendenz) abgeschätzt sowie die einzelnen Bodenparameter zueinander gewichtet.
4. Ist der Einfluss bekannt, können den relevanten Bodenparametern aus der akquirierten Datengrundlage Intensitätskorrekturwerte gemäss ihrem seismischen Verhalten zugeordnet werden. Die ermittelten Abweichungen werden in Form von Korrekturwerten entsprechend dem geologischen Modell des Untersuchungsgebietes gewichtet und zugeordnet.
5. Wird der regionalen seismischen Gefährdungskarte die Karte der Intensitätskorrekturwerte überlagert, resultiert eine Gefährdungskarte, welche lokale geotechnische Charakteristiken berücksichtigt («korrigierte seismische Gefährdung»).

Die Erdbeben-Mikrozonierung ist also eine Erdbeben-Gefahrenkarte, welche die lokale Gefährdung in einem kleinräumigen Auflösungsmassstab (1:25'000 oder kleiner) darstellt.

2.2 Vorgehen zur Bestimmung der regionalen seismischen Gefährdung

2.2.1 Definition der seismischen Gefährdung

Die seismische Gefährdung ist definiert als die Wahrscheinlichkeit des Auftretens einer Bodenbewegung an einem bestimmten Ort und innerhalb einer zu definierenden Zeitperiode. Die Bodenbewegung wird dabei meist in Intensitätswerten oder in Beschleunigungen und Spektren angegeben. Die Zeitperiode kann abhängig sein vom Verwendungszweck der Gefährdungsstudie.

2.2.2 Methodische Ansätze für Gefährdungsstudien

In Gefährdungsstudien wird unterschieden zwischen den deterministischen und den probabilistischen Methoden.
Mit deterministischen Methoden wird die auftretende Bodenbewegung an einem bestimmten Ort für ein vorgegebenes Erdbeben berechnet. Dies findet vor allem dann Verwendung, wenn die Auswirkungen eines definierten Bebens an einem gegebenen Ort untersucht werden, oder wenn für einen gegebenen Ort die maximal auftretenden Bodenbewegungen interessieren.
Die probabilistischen Methoden versuchen, alle vorhandenen Informationen über das Auftreten von Erdbeben und deren Auswirkungen zu berücksichtigen. Es werden alle Erdbeben, die einen Einfluss auf den zu untersuchenden Ort haben, miteinbezogen, wobei sowohl deren zufälliges Auftreten in Raum und Zeit als auch

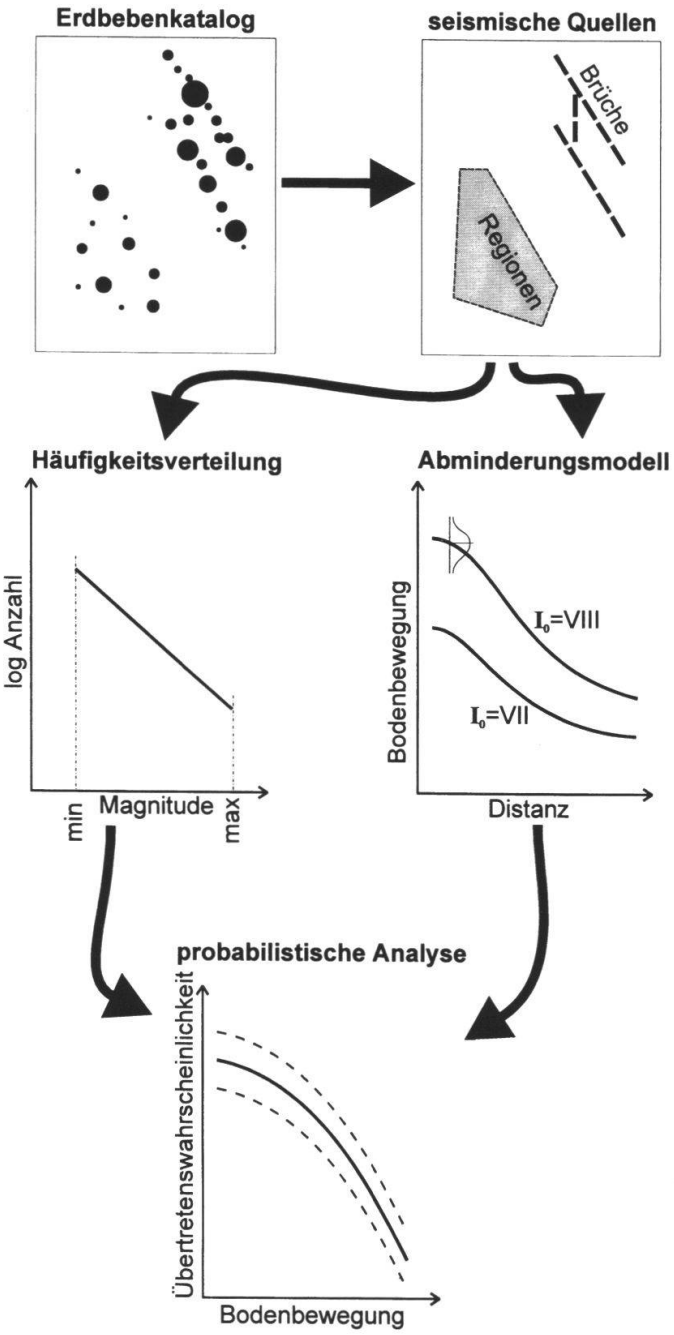

Fig. 3: Schematische Darstellung der regionalen Gefährdungsberechnung (umgezeichnet nach Cornell 1968)

deren Unsicherheiten berücksichtigt werden.

2.2.3 Schematische Schritte der probabilistischen Gefährdungsanalyse

In Figur 3 sind die schematisch wichtigsten Schritte der probabilistischen seismischen Gefährdungsanalyse (Rüttener 1995) dargestellt:

1. Ausgangspunkt jeder Studie ist ein möglichst umfassender Erdbebenkatalog. Aufgrund der räumlichen Verteilung der Erdbeben und seismotektonischer Überlegungen werden seismische Quellregionen und/oder aktive Brüche definiert. Der probabilistische Ansatz geht davon aus, dass ein Erdbeben mit der gleichen Wahrscheinlichkeit irgendwo in einer Quellregion oder entlang eines Bruches auftreten kann.
2. Um die Gefährdung an einem Punkt probabilistisch zu berechnen, sind Modelle über die Aktivität (Seismizität) der einzelnen Regionen und Brüche sowie über deren Auswirkungen (Bodenbewegungen) notwendig. Dazu dienen Häufigkeitsverteilungen und Abminderungsmodelle jeder einzelnen seismischen Quelle.
3. Die Aktivität einer seismischen Quelle (oder eines Bruches) wird durch eine Häufigkeitsverteilung beschrieben. Dieser liegt die Annahme zugrunde, dass die Anzahl der Erdbeben, die eine gewisse Stärke übersteigen, einem logarithmischen linearen Gesetz folgt (Gutenberg & Richter 1956).
4. Die Auswirkungen eines Erdbebens an der Erdoberfläche werden durch eine Abminderungsrelation beschrieben. Für die vorliegenden Untersuchungen wurde als Messgrösse der Bodenbewegung die makroseismische Intensität (MSK-Skala) gewählt. Die Intensität hat den Vorteil, dass sie auch für historische Erdbeben bestimmt werden kann, für welche keine instrumentellen Aufzeichnungen vorliegen. Zudem ist die Datendichte in der Schweiz für Intensitäten wesentlich höher als für Starkbeben-Aufzeichnungen. Die Abminderungskurven

geben für ein Erdbeben mit gegebener Grösse in Abhängigkeit der Distanz, die zu erwartenden Intensitäten an.

Zur Berechnung der regionalen seismischen Gefährdung werden Modelle benötigt, welche die Ausbreitung der durch ein Beben verursachten Bodenerschütterungen mit zunehmender Distanz beschreiben. Datengrundlage bilden v.a. die stärkeren makroseismisch untersuchten, historischen Daten im Erdbebenkatalog des Schweizerischen Erdbebendienstes.
Für die Modellierung des Abminderungsverhaltens kann das folgende Verfahren angewendet werden: Mit zunehmender Distanz werden zuerst die Isoseisten (Linien gleicher Intensität) für jedes Erdbeben bestimmt. Danach kann über die Bestimmung der eingeschlossenen Fläche ein Radius berechnet werden, der einem Kreis mit gleichem Flächeninhalt entspricht. Aus allen berechneten Äquivalenzflächen der einzelnen Erdbeben wird mit einer Least Square Approximation die Herdtiefe und der Abminderungskoeffizient der Abminderungsrelation nach Sponheuer (1960) bestimmt:

$$I_{beob} = I_0 - 3\log\left(\frac{\sqrt{r^2 + h^2}}{h}\right) - \alpha\left(\sqrt{r^2 + h^2} - h\right)$$

I_{beob} = beobachtete Intensität
I_0 = Epizentralintensität
r = Distanz zwischen Epizentrum und Standort
h = Herdtiefe
α = Abminderungskoeffizient

5. In einem letzten Schritt wird eine probabilistische Analyse der an einem Ort möglichen Bodenbewegungen durchgeführt. Dazu wird heute u.a. das Programm Seisrisk III (Bender & Perkins 1987) verwendet. Dieses Programm beruht auf der von Cornell (1968) entwickelten Methode, wobei wesentliche Verbesserungen bei der Behandlung von Unsicherheiten eingebaut worden sind.

2.3 Ermittlung der lokalen, intensitätsbeeinflussenden Bodenparameter

2.3.1 Intensitätskorrekturwerte und deren Gewichtung

Mittels aufwendiger Korrelationen der lokalen, beobachteten Intensitätsabweichungen ΔI vom regional gemittelten Intensitätsfeld mit den zahlreichen Bodenparameter werden die systematischen Zusammenhänge untersucht (s. Fig. 4).

$$\Delta I = I_{obs} - I_{calc}$$

ΔI = Intensitätsabweichung
I_{obs} = am Standort effektiv beobachtete Intensität
I_{calc} = regional berechnete Intensitätsabweichung für das entsprechende Erdbeben

Je nach Verfügbarkeit der Grundlagedaten, des Darstellungsmassstabes, der räumlichen Gliederung der geologisch/geotechnischen Einheiten und des geplanten Aufwandes in die Gefährdungsanalyse werden als Ausgangsbasis unterschiedlich komplexe Bodenmodelle gewählt.
Nach der Korrelationsanalyse aller im Bodenmodell enthaltenen Parameter mit den statistischen Grössen der Intensitätsabweichungen ΔI werden nur diejenigen

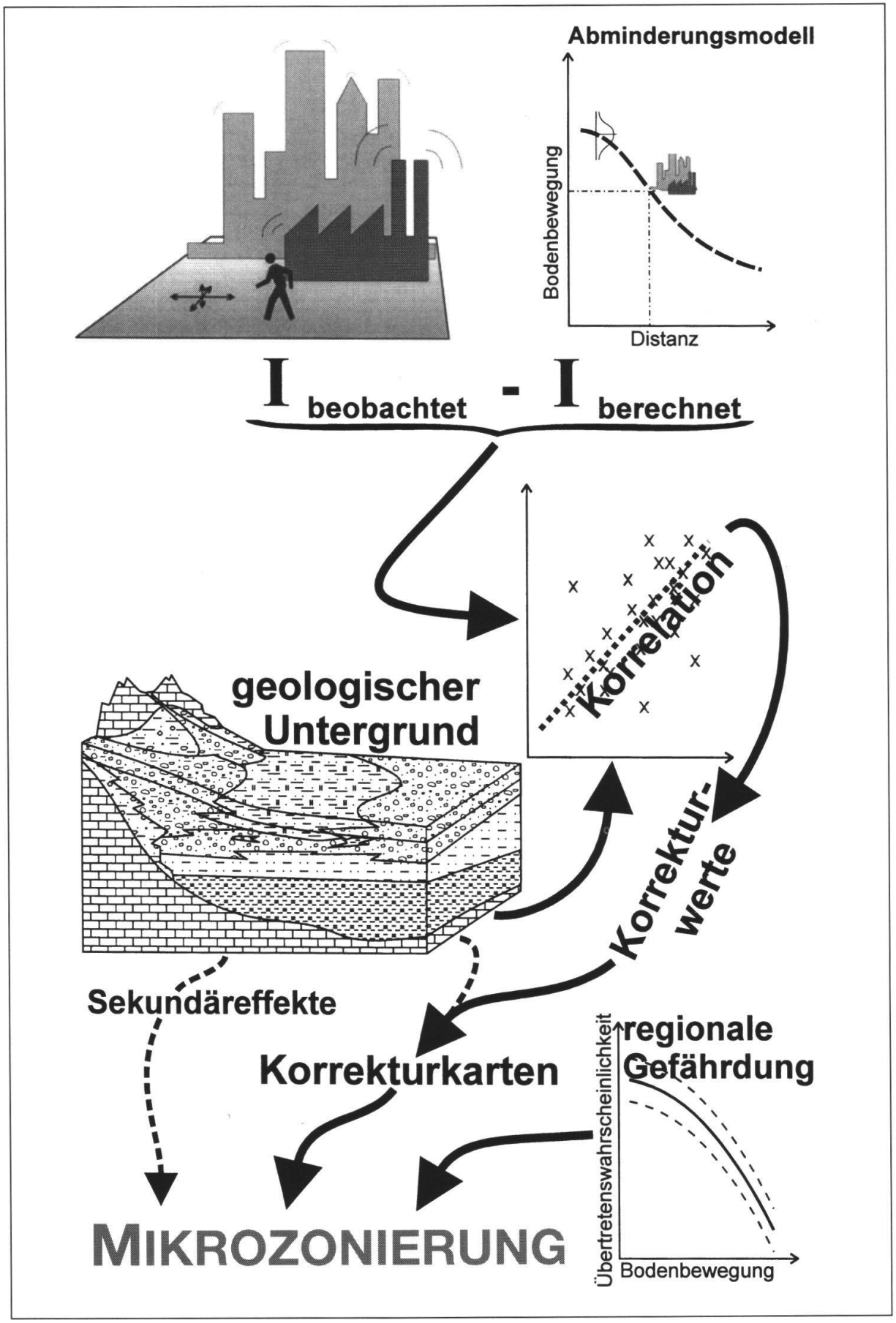

Fig. 4: Schema der seismischen Mikrozonierung

Standortsparameter weiter verwendet, welche eine offensichtliche Korrelation aufweisen und in relevanter Dichte für das Bodenmodell zur Verfügung stehen.
Um das Mass der Gewichtung der einzelnen Einflussgrössen zu ermitteln, werden die Mediane (und/oder getrimmten Mittelwerte) der jeweiligen klassierten Parameterwerte rangkorreliert.
Dadurch, dass alle in Frage kommenden Realisierungen (von $\Delta I / P$) durch Rangzahlen ersetzt werden und von diesen Rangzahlen der Korrelationskoeffizient berechnet wird, gewinnt man ein relativ robustes Mass der Abhängigkeit, welches weniger anfällig ist auf Extremwerte.

Es gilt für den Korrekturwert $k_{\Delta I,P(c)}$ und die Gewichtung $w_{\Delta I,P}$ resp. $w_{P(c)}$:

$$k_{\Delta I,P(c)} = \overline{\Delta I}_{P(c)} = \frac{1}{o-u}\sum_{j=u}^{o}\Delta i_j$$

$$w_{\Delta I,P} = \frac{\sum_{j=1}^{n}\Delta i_j p_j - \frac{1}{n}\left(\sum_{j=1}^{n}\Delta i_j\right) * \left(\sum_{j=1}^{n} p_j\right)}{\sqrt{\left[\sum_{j=1}^{n}\Delta i_j^2 - \frac{1}{n}\left(\sum_{j=1}^{n}\Delta i_j\right)^2\right] * \left[\sum_{j=1}^{n} p_j^2 - \frac{1}{n}\left(\sum_{j=1}^{n} p_j\right)^2\right]}}$$

$$w_{P(c)} = \frac{\sum_{i=1}^{n}\left(\Delta i_j - \overline{\Delta i}\right)\left(k_j - \overline{k}\right)}{\sqrt{\sum_{j=1}^{n}\left(\Delta i_j - \overline{\Delta i}\right)^2 \sum_{j=1}^{n}\left(k_j - \overline{k}\right)^2}}$$

$k_{\Delta I,P(c)}$ = Korrekturwert für den Parameter P innerhalb der Parameterklasse $P(c)$
$w_{\Delta I,P}$ = Gewichtungsfaktor für den Parameter P
$w_{P(c)}$ = Gewichtungsfaktor des Korrekturwertes der Parameterklasse $P(c)$
u = kleinster Wert innerhalb der Parameterklasse $P(c)$
o = grösster Wert innerhalb der Parameterklasse $P(c)$
n = berücksichtigte Ereignisse

Bei mehreren bodenspezifischen Einflussgrössen wird deren gegenseitige Beeinflussung und deren Gewichtung bezüglich der lokalen Gefährdung untersucht und in die Korrekturwerte eingerechnet.

Die lokale Intensitätsabweichung ΔI, beeinflusst durch mehrere Parameter P an einem bestimmten Standort S, kann hiernach wie folgt beschrieben werden:

$$\Delta I_S(P) \approx \sum_{i=1}^{n}\frac{1}{w_{\max}} w_i * f(k)_i$$

$\Delta I_S(P)$ = lokale Intensitätsabweichung ΔI, beeinflusst durch die Parameter P am Standort S
w = Gewichtungsfaktor
k = Korrekturfaktor
$f(k)$ = Abhängigkeitsbeziehung ΔI von k
i = Anzahl berücksichtigter Parameter

2.3.2 Gefährdung durch weitere Sekundäreffekte

Die Effekte eines Erdbebens können sich im Baugrund auf verschiedene Weise manifestieren. Grundsätzlich können sogenannte Primär- und Sekundäreffekte unterschieden werden (s. Studer & Ziegler 1986):

Primär (Effekte, welche unmittelbar durch die Erdbebenerschütterung verursacht werden):
- Verwerfung (Zerreissen)
- Erschütterung

Sekundär (Effekte, welche indirekt durch eine bestimmte Reaktion des Bodens infolge Erdbebenerschütterung verursacht werden; lokal, standortspezifisch):
- Setzungen, Untergrundsversagen
- Bodenverflüssigung
- Hanginstabilitäten (Felsstürze, Steinschlag, Erdrutsche)
- Amplifizierung (Verstärkung, Abminderung , Filterung , Resonanz)

In der Intensitätsmessung sind diese sekundären Effekte meist nicht mitberücksichtigt; sie sind sehr spezifisch an die lokalen Untergrundsverhältnisse und auftretenden Bodenbewegungen gebunden.

Die Bodenbewegungen können mit den folgenden Grössen beschrieben werden (s. Bachmann 1995), wobei die letzten drei, die für Bauwerksschäden relevanten physikalischen Grössen darstellen:
- Verschiebung [m]
- Geschwindigkeit [m/s]
- Beschleunigung [m/s^2]
- Frequenz [Hz]
- Dauer der Starkbebenphase [s]

Eine umfassende Erdbeben-Gefährdungsanalyse umfasst also nebst der reinen Darstellung der Gefährdung durch Bodenerschütterungen auch eine Untersuchung der Gefährdung durch Sekundäreffekte.

3. Resultate und Umsetzung in die Gefährdungsanalyse

3.1 Einfluss der standortsspezifischen Bodenparameter

Wenn man hinsichtlich der nachfolgenden Mikrozonierung die Art der Grundlagen berücksichtigt, die üblicherweise in genügender Dichte von einem Untersuchungsgebiet verfügbar sind, so kann als Resultat zahlreicher Untersuchungen (Beer 1996) zusammenfassend festgestellt werden, dass die folgenden Eigenschaften des geologischen Untergrundes grossen Einfluss auf die Erschütterungsfähigkeit haben:
- die Lage des Grundwasserspiegels
- die geotechnischen Eigenschaften der oberflächennahen Lockergesteine (0 bis ca. 25 m)
- die vorherrschende Korngrössenfraktion der unterlagernden Sedimente bis in eine Tiefe von 100 m
- die Gesamtmächtigkeit der Lockergesteinsschicht

Bei der Korngrössenzusammensetzung der obersten Bodenschichten (bis ca. 20 m) sind feinkörnige Sedimente mit erhöhtem Siltgehalt besonders kritisch, während-

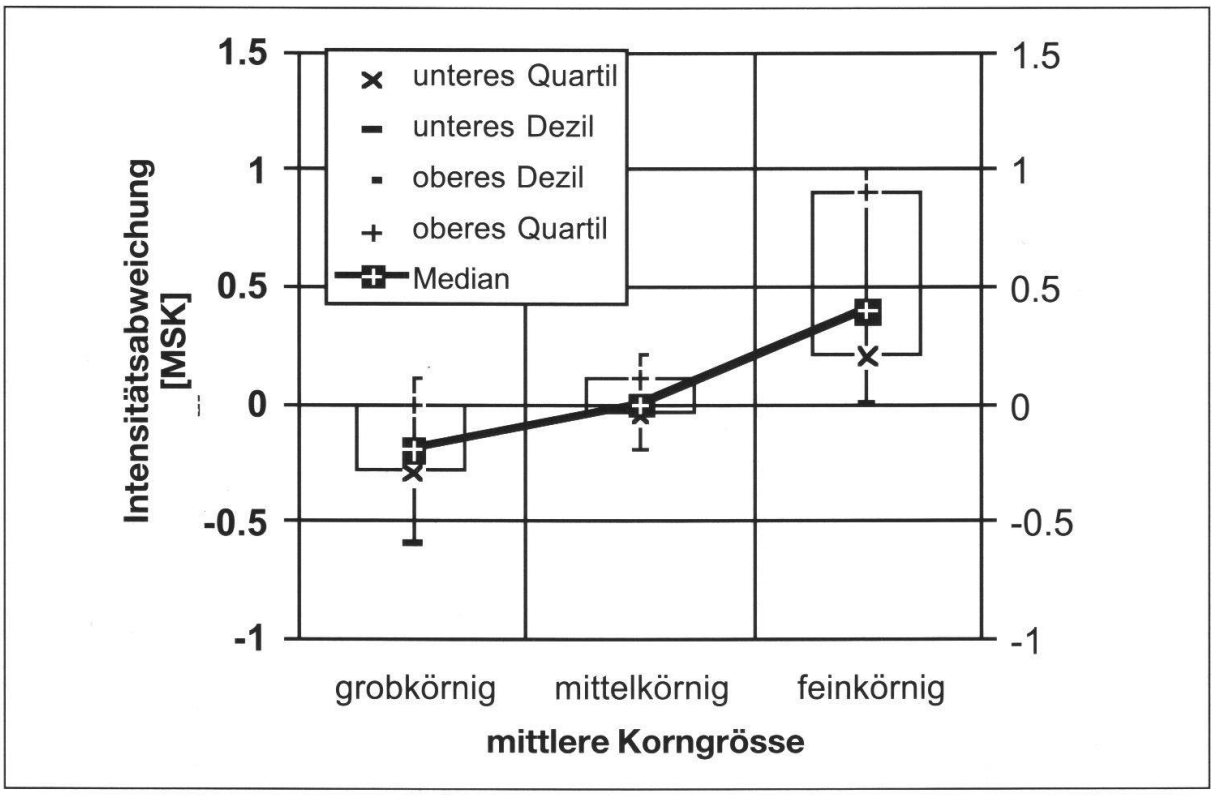

Fig. 5: Verteilung der Intensitätsabweichung von 793 Beobachtungen verglichen mit der mittleren Korngrösse der unterlagernden Lockergesteinsschichten (20 bis 100 m Tiefe).
- grobkörnig = mittlerer Korndurchmesser > 2 mm
- mittelkörnig = mittlerer Korndurchmesser zwischen 0.2 bis 2 mm sowie Wechsellagerungen von grobkörnigen wie auch feinkörnigen Sedimenten
- feinkörnig = mittlerer Korndurchmesser < 0.2 mm

dem Kiese mit mehr als 50% der Korngrössenfraktion 2.0 - 60 mm sich bei seismischer Anregung eher günstig verhalten.
Ähnliches Verhalten zeigt auch die zusammengefasste Klassierung der unterlagernden Lockergesteinsschichten (in 20 bis 100 m Tiefe). Bestehen sie vorwiegend aus Lehmen, Silten oder Feinsanden, so wirkt sich dies verstärkend auf die Erschütterung aus, wobei eine Unterlagerung von vorwiegend sauberen Kiesen keine Verstärkung bewirkt. Figur 5 zeigt die Abweichung der Intensitäten vom regionalen Mittel von 793 Erdbebenbeobachtungen in Funktion der mittleren Korngrösse der unterlagernden Lockergesteinsschichten. Es ist ein deutlicher Anstieg der Intensitätsabweichung von grobkörnig zu feinkörnig zu sehen.
Wird wie in Figur 6 die Verteilung der Intensitätsabweichungen mit der Gesamtmächtigkeit der Lockergesteine verglichen, so zeigt sich, dass deutliche Verstärkungen vor allem im Bereich ab 20 bis 200 m auftreten. Der verstärkende Effekt in diesem Mächtigkeitsbereich liegt auch darin begründet, dass diejenigen Frequenzen vorherrschend verstärkt werden, welche den Bauwerksresonanzen der häufigsten, niederstöckigen Gebäude auf dem Talboden entsprechen. Hohe Gebäude haben dabei grundsätzlich eine tiefere Eigenfrequenz als kleinere.
Die zum Teil starken Intensitätsabweichungen bei Lockergesteinsmächtigkeiten von weniger als 5 m ist ein Hinweis auf die im Übergang von Lockergesteinsablagerungen zum Fels auftretenden, intensitätsverstärkenden Randeffekte. Dies haben

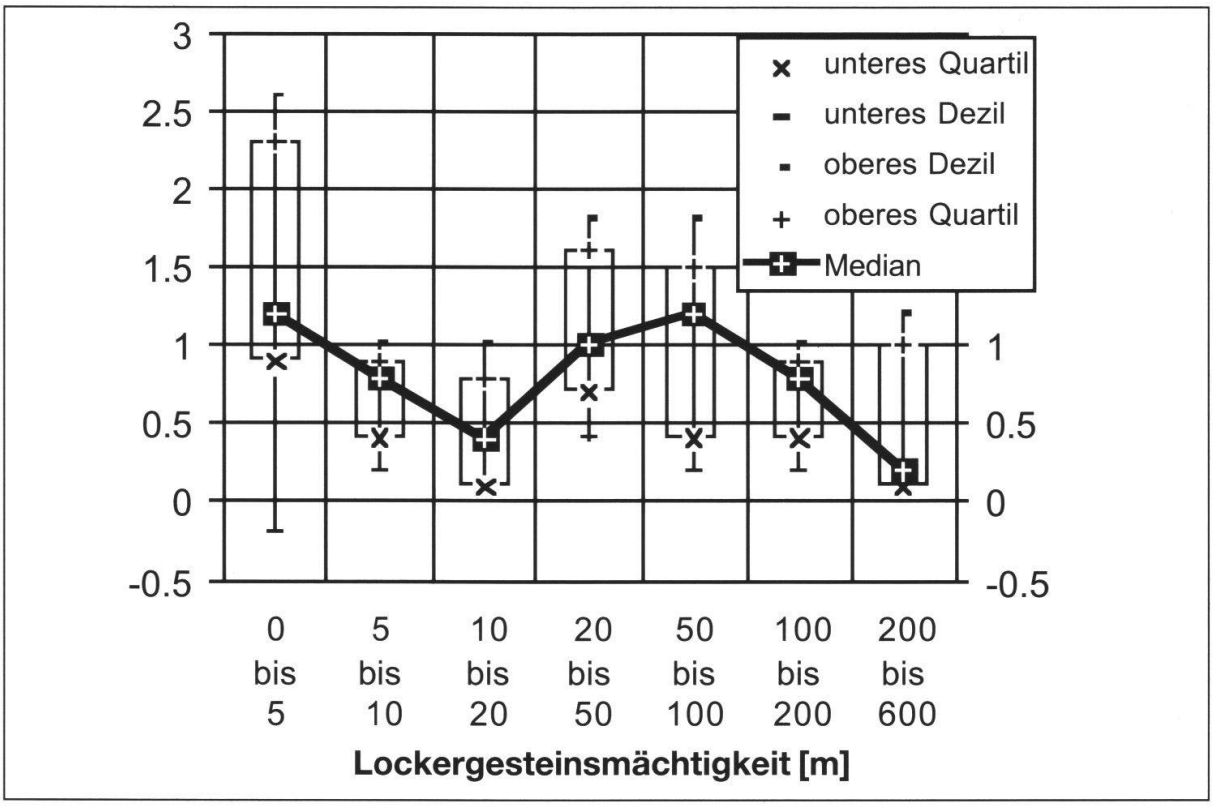

Fig. 6: Verteilung der Intensitätsabweichungen verglichen mit der Gesamtmächtigkeit der Lockergesteine

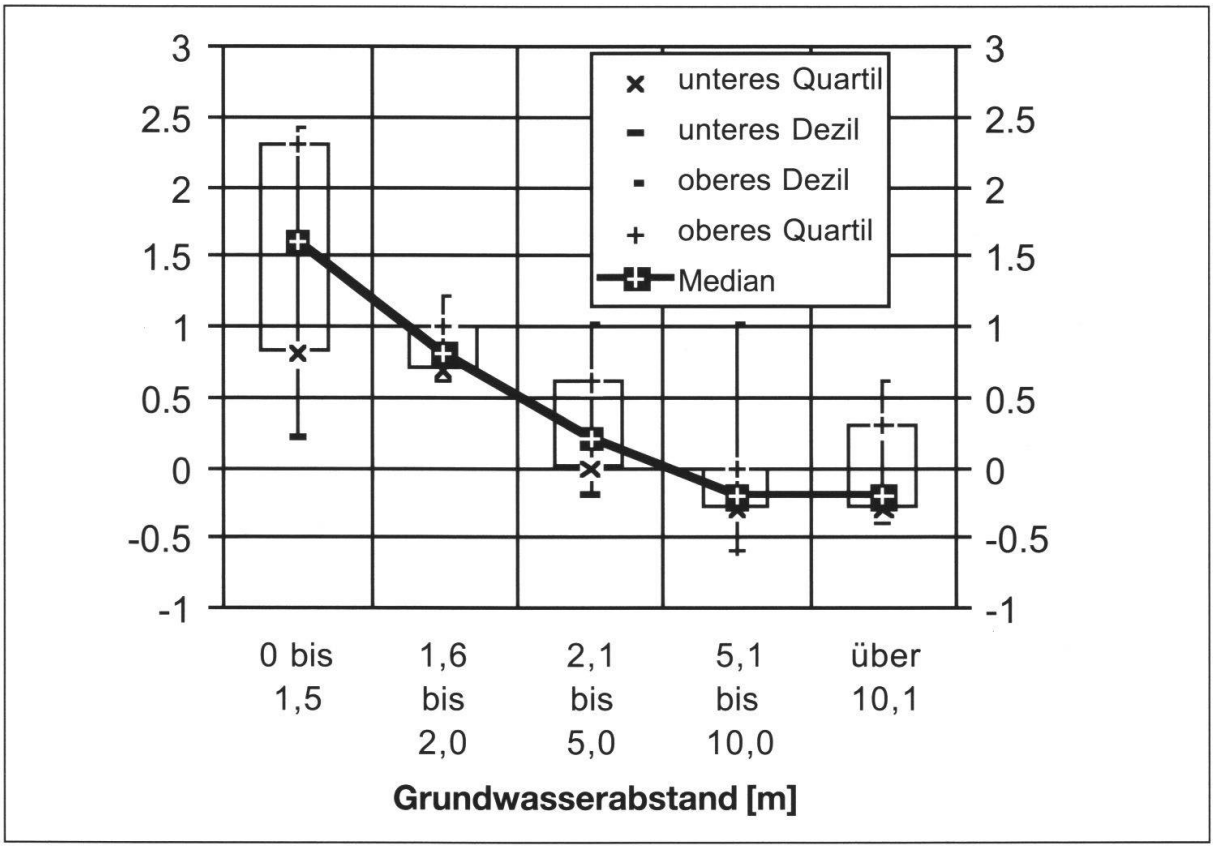

Fig. 7: Verteilung der Intensitätsabweichungen verglichen mit dem kleinsten Terrainabstand des mittleren Grundwasserspiegels

zweidimensionale Modellierungen entlang von Talquerprofilen bei Vétroz und Bramois (VS) gezeigt (Mayer-Rosa et al. 1996).
Die Verteilung der Intensitätsabweichungen von 320 Erdbebenbeobachtungen in Abhängigkeit des mittleren Grundwasserspiegels ist in Fig. 7 dargestellt. Der verstärkende Einfluss wirkt sich vor allem bei oberflächennahem Grundwasserspiegel (0 bis 5 m) relativ stark aus. Die lokalen Abweichungen können hier Werte bis über II (MSK-Intensitätsskala) betragen.

3.2 Seismische-Mikrozonierung des St. Galler Rheintales

3.2.1 Geologie des Untersuchungsgebietes

Das St. Galler Rheintal ist glazial stark übertieft. Die vom Gletscher ausgeschliffenen Becken weisen oft Tiefen von 200 m, in wenigen Bereichen sogar Tiefen über 500 m auf. An wenigen Stellen liegt auf der Felsoberfläche eine dünne Schicht mit siltig - sandigem Kies, welche als Grundmoräne interpretiert wird (Eberle 1987). Darüber liegt ein Schichtpaket mit Wechsellagerungen von Tonen, Silten und Feinsanden, welches eine Mächtigkeit von mehreren hundert Metern aufweist. Diese feingeschichteten Sedimente entsprechen Seebodenablagerungen und distalen Deltaablagerungen. Sie werden von proximalen Deltaschüttungen überlagert, welche vorwiegend aus Grobsanden und stark sandigen Kiesen bestehen.
Über den feinkörnigen Seeablagerungen liegen Flussablagerungen, grobsandige Kiese mit grösseren Steinen. Diese Flussablagerungen sind gegen den Talrand hin mit Hinterwasserablagerungen, Verlandungssedimenten und Bachschuttkegeln kompliziert verzahnt (Fig. 9). Feinkörnige Sedimente, wie leicht kiesige Sande und graue Lehme, welche oft zusammen mit Torf oder bräunlichem Lehm mit hohem organischen Anteil auftreten, überwiegen hier.
Die Bachschuttkegel am Übergang zum Talhang bestehen aus sandigen Kiesen und Grobsanden. Bei Salez - Sennwald liegen bis zu 40 m mächtige Bergsturztrümmer grösstenteils direkt auf feinkörnigen Seeablagerungen.
Betrachtet man die Lockergesteinsfüllung des St. Galler Rheintales in einem Tallängsprofil, so stellt man fest, dass die Mächtigkeit der zuoberst aufliegenden Flussschotter talabwärts allmählich ausdünnen; das heisst, die Oberfläche der unterlagernden, feinkörnigen Seeablagerungen trifft man talabwärts in zunehmend geringerer Tiefe an.

3.2.2 Folgerungen für die Erdbebengefährdung des St. Galler Rheintales

Intensitäten

Die regional gemittelte Intensität (MSK), die in der Region Salez - Buchs in 100 Jahren mit 90% Wahrscheinlichkeit nicht überschritten wird (Wahrscheinlichkeit des 1000-jährigen Erdbebens) liegt zwischen VII und VIII.
Als Ergebnis der differenzierteren Gefährdungsanalyse können für diese Region die nachstehenden Folgerungen gezogen werden :

- Nebst den Zonen auf Fels besteht an den Talflanken auf kiesigen Moränen und auf den lehmarmen Schuttfächern der zahlreichen Seitenbäche, gegenüber der regional gemittelten Erdbebengefährdung, praktisch keine erhöhte, lokale Abweichung. Es sind eher leicht geringere Intensitätswerte zu erwarten (dI = 0 bis - 1.0).
- Wesentliche Erhöhungen der makroseismischen Intensität (dI = +0.5 bis +1.5) sind in Gebieten der feinkörnigen Hinterwasserablagerungen und Verlandungs-

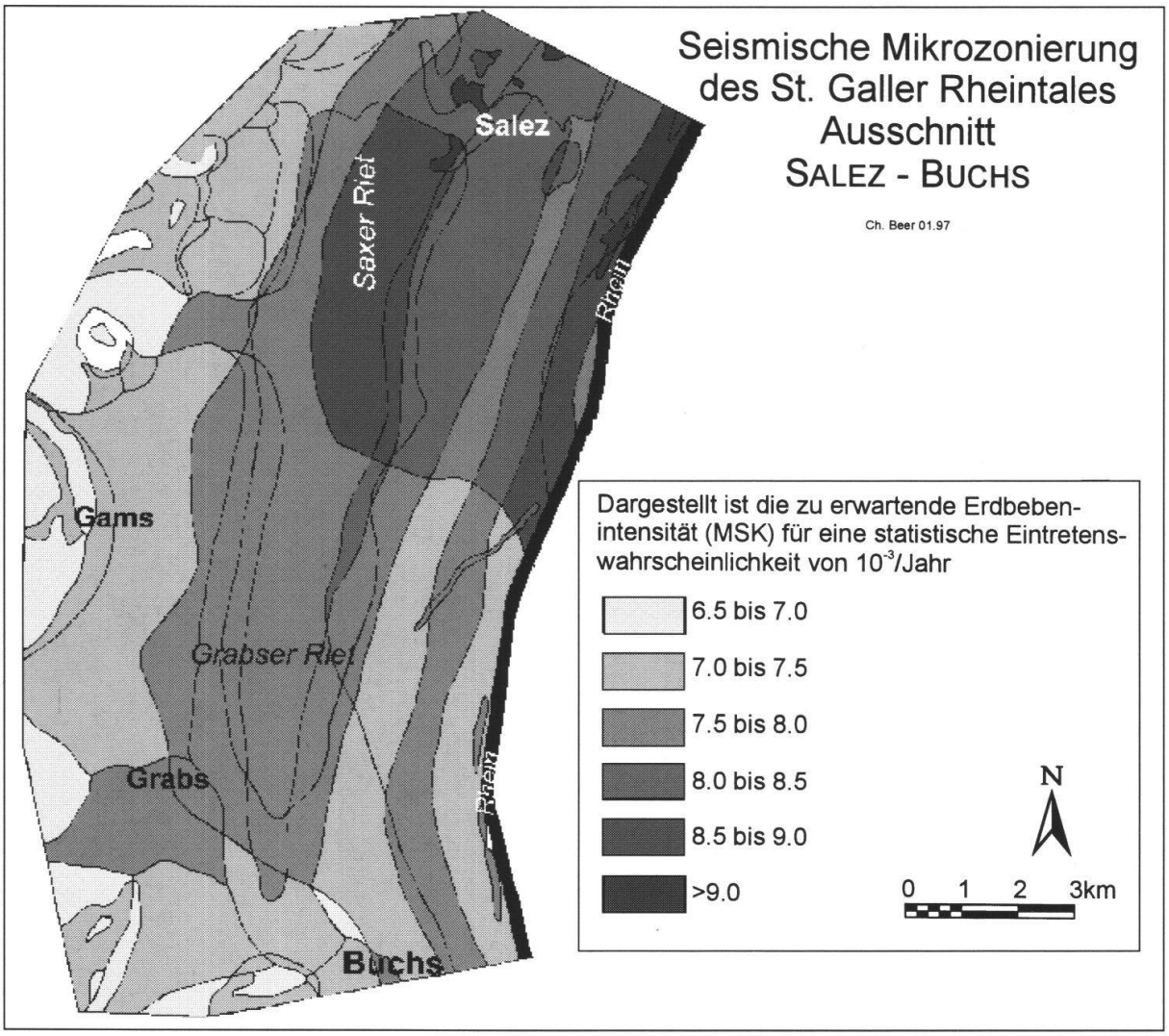

Fig. 8: Seismische Mikrozonierung der Region Salez - Buchs

sedimenten zu erwarten, wie zum Beispiel im Vaduzer Riet, im Grabser, Gamser und Saxer Riet sowie im Isenriet (zwischen Montlingen und Widnau).

- Der relativ hohe Grundwasserspiegel bewirkt im gesamten flachen Bereich des Talbodens eine Erhöhung der Intensität, wobei sie über den jungen Flussschottern (vor allem entlang des alten Rheinlaufes) moderater (dI = 0 bis +0.5) als über den Rietgebieten (dI = +1.0 bis über +1.5) ausfällt.
- Die Lockergesteinsmächtigkeit übt vor allem im zentralen Bereich des Rheintales verstärkenden Einfluss (frequenzselektiv) auf die Erdbebengefährdung aus.
- Der verstärkende Einfluss der unterlagernden Schichten spielt aufgrund der ausdünnenden Schottermächtigkeit, welche über den feinkörnigen Seeablagerungen liegt, ab der Höhe Vaduz talabwärts eine zunehmend wichtigere Rolle. Der beobachtete Effekt ist eine Zunahme der Intensitäten (wie auch in Figur 8 ersichtlich ist). Ab Vaduz Richtung N ist eine moderate Erhöhung (über +0.5 [MSK]) der makroseismischen Intensitäten, ab Haag bis zum Bodensee eine entscheidende Erhöhung (durchschnittlich über +1.0, stellenweise über +1.5 [MSK]), zu erwarten.

Die Figur 8 zeigt den Kartenausschnitt der seismischen Mikrozonierung der Regi-

on Salez - Buchs. Dargestellt sind die makroseismischen Intensitäten für die statistische Eintretenswahrscheinlichkeit von 10^{-3}/Jahr. Die Karte weist vor allem im Gebiet des Saxer Riets und streifenweise entlang des Rheins auf stark erhöhte Werte hin. Im Saxer Riet sind dafür vor allem die z. T. torfhaltigen, feinkörnigen Stillwasserablagerungen und der fast an der Terrainoberfläche befindliche Grundwasserspiegel verantwortlich. Hinzu kommt die Unterlagerung von mächtigen feinsandigen bis tonigen Seeablagerungen.
Eher tiefere Werte, dem regionalen Mittel entsprechend, sind über den Schottern zwischen Buchs und Haag-Bendern zu erwarten, wenn der Grundwasserspiegel nicht allzu hoch steht. Ähnliches Verhalten zeigen die lehmarmen Schuttfächer an der westlichen Talflanke bei Grabs, Gams und Frümsen. Unter den regional ermittelten Gefährdungsdurchschnitt kommen die Felsgebiete, die Moränen- und moränenartigen Ablagerungen sowie die vereinzelten trockenen Gehängeschuttablagerungen des westlichen Talhanges zu liegen.
Anhand für den jeweiligen Gebietsabschnitt repräsentativen Talquerschnitt kann entlang des geologischen Querprofils die Veränderung der Intensität zusätzlich in einem feineren Massstab berechnet und dargestellt werden (Fig. 9).

Bodenverflüssigung

Bodenverflüssigung kann bei stärkeren Erdbeben in wassergesättigten sandigen und siltigen Böden vorkommen. Die Gefährdung für Bauwerke besteht darin, dass sie in den Baugrund einsinken oder sich zur Seite neigen können. Unterirdische Bauwerke können aufschwimmen.
Das Verflüssigungspotential kann durch Laborversuche berechnet oder durch Feldversuche bestimmt werden (s. Studer & Ziegler 1986).
Bei der Berechnung des Verflüssigungspotentials wird in einem ersten Schritt, die durch das Erdbeben verursachte zyklische Schubspannung τ für verschiedene Tie-

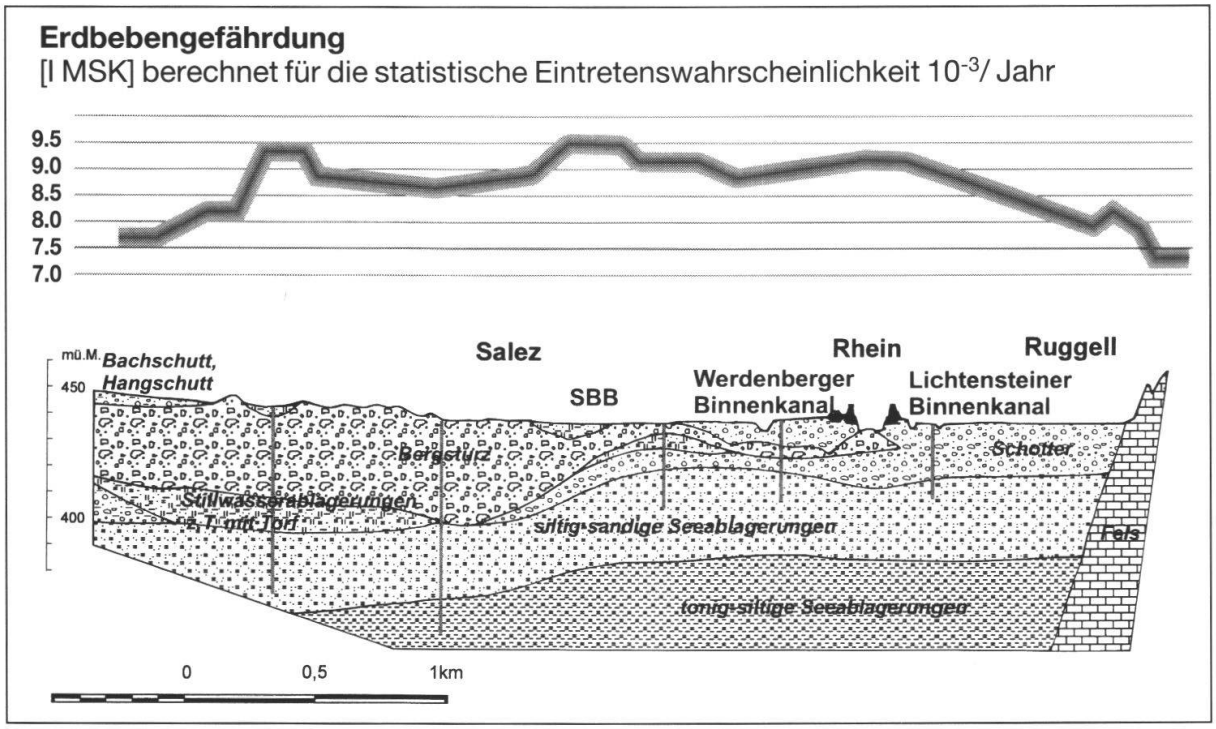

Fig. 9: Zu erwartende Intensitäten für ein Erdbeben mit der Wahrscheinlichkeit 10^{-3}/Jahr entlang des geologischen Talquerprofils bei Salez - Ruggell

fen berechnet sowie deren aequivalente Anzahl harmonischer Schwingungen bestimmt.
Im zweiten Schritt wird die zyklische Schubspannung bestimmt, die zur Verflüssigung führt.
Um zu erkennen, ob im Baugrund Zonen vorliegen, in denen mit Verflüssigung gerechnet werden muss, vergleicht man die berechneten Schubspannungen mit denjenigen, die für die Verflüssigung erforderlich sind. Mit Hilfe eines Diagrammes, in welchem die Schubspannungen gegen die Tiefe aufgetragen sind, lassen sich die gefährdeten Bereiche rasch ermitteln.

Die Bestimmung des Verflüssigungspotentials im Felde beruht auf dem Prinzip der Korrelation der Bodenkennziffern von Böden, die während früherer Erdbeben bestimmtes Verflüssigungsverhalten gezeigt haben mit im Untersuchungsgebiet bestimmten Bodenkennziffern. In der Praxis ist die Bestimmung des Verflüssigungspotentials mittels Feldmethoden denjenigen mittels Laborversuchen vorzuziehen, da Fehler, begründet in der Probenvorbereitung und Versuchsanordnung, umgangen werden.
Als geeigneter für das Verflüssigungsverhalten charakteristischer Bodenparameter hat sich der SPT-Eindringwiderstand erwiesen. Alle Faktoren, welche die Verflüssigung beeinflussen, wie die relative Dichte, Bodenstruktur und -textur, Zementierungen der Körner und der Ruhedruckbeiwert K_0, beeinflussen die Werte des Standard-Penetrations-Tests (SPT) in gleicher Weise (siehe dazu Fig. 10).

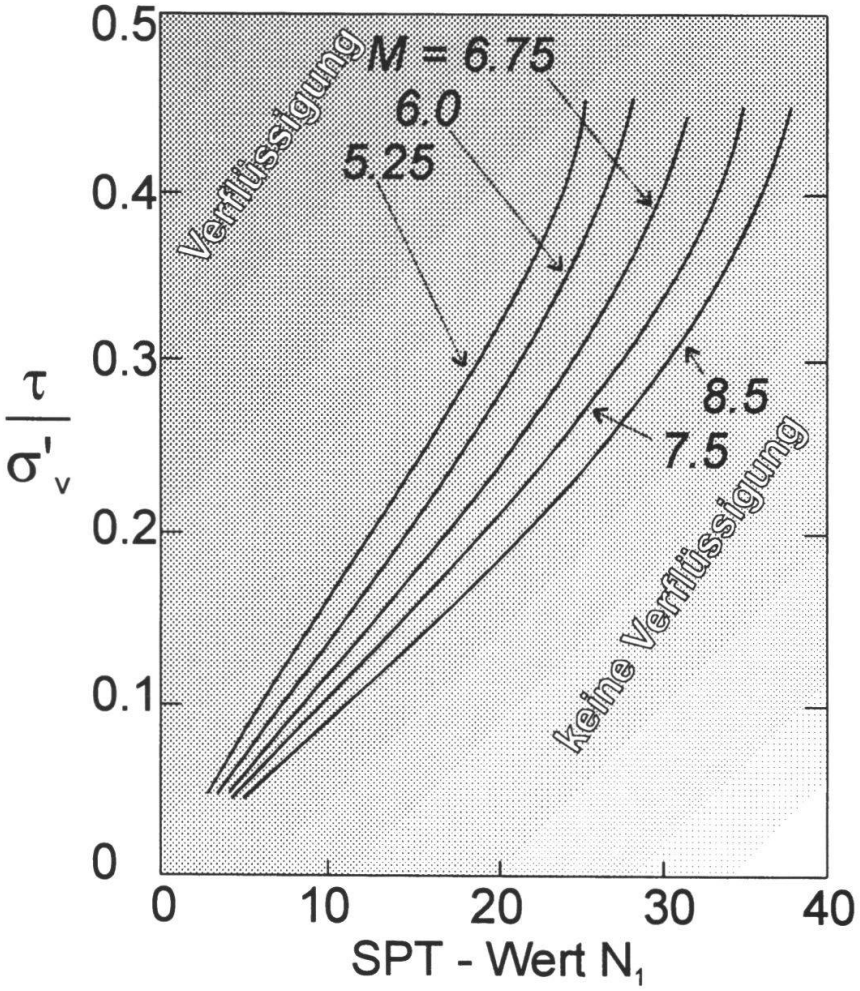

Fig. 10:
Korrelation zwischen dem Verflüssigungsverhalten von Sand und dem bezüglich der Tiefe von 30cm normierten SPT-Eindringwiderstand N_1.
Extrapolierte Kurven für verschiedene Erdbeben-Magnituden (nach Seed & Idriss 1982)

Die Auswertungen zeigen, dass insbesondere die siltigen-feinsandigen Verlandungssedimente im untersuchten Gebiet in gesättigten Zonen nahe der Terrainoberfläche sich relativ rasch verflüssigen können. Eine wesentlich geringere Gefährdung diesbezüglich besteht für die Feinsedimente mit erheblichem Tongehalt oder gar für grobsandige-kiesige Ablagerungen.

4. Diskussion und Folgerungen

4.1 Standortsbedingte Unterschiede in den makroseismischen Intensitäten

Der systematische Vergleich der beobachteten makroseismischen Erdbebenintensitäten mit den regional berechneten Werten zeigt standortsbedingte Unterschiede auf, die wesentlich grösser sind als bisher angenommen worden ist. Die seismischen MSK-Intensitäten können in einer Region wie dem St. Galler Rheintal in einem Bereich von 2 bis 3 Einheiten variieren.

Die lokale Variationsbreite von 2 MSK-Intensitäten entspricht bei der Beschleunigung einem Faktor 4. Das bedeutet, dass die Erdbebengefährdung in Abhängigkeit des geologischen Untergrundes lokal die ähnliche Differenz aufweisen kann, wie sie bei der heute verwendeten Erdbebenzonenkarte der Schweiz zwischen der Zone 1 (geringste Gefährdung) und der Zone 3b (grösste Gefährdung) ausgeschieden wird. So sind diese bodenspezifischen Effekte in eine spezifische Gefährdungsanalyse künftig sicher vermehrt miteinzubauen, vor allem wenn es sich um spezielle Standorte (bezüglich Bodenaufbau oder Risikosituation) handelt.
Gerade hinsichtlich der Verwendung im Bauwesen muss angestrebt werden, diese intensitätsbezogenen Aussagen mit Bodenunruhemessungen und numerischen Simulationen zu koppeln, um als Ziel auch spezifische Beschleunigungsspektren zu erhalten.

4.2 Relevante Einflussgrössen

Die statistischen Korrelationsvergleiche haben gezeigt, dass diese standortsspezifischen Intensitätsabweichungen in wesentlicher Weise von den geologischen Untergrundsverhältnissen abhängig sind.

Als wichtige Einflussgrössen erweisen sich die geotechnischen Eigenschaften der Gesteine. Entscheidend ist, ob Fels oder Lockergesteine vorherrschen.
Sehr wichtig ist auch die Lage des Grundwasserspiegels. Sein Einfluss ist insbesondere in den obersten 10 m der Bodensäule zu berücksichtigen.
Die Lockergesteinsmächtigkeit ist ein weiterer wichtiger Einflussfaktor, welcher aufgrund der dominierenden Frequenz und der häufigsten Gebäudetypen vor allem bei Mächtigkeiten zwischen 50 und 200 m gewichtig wird.

4.3 Methode der Mikrozonierung

Die Methode der gewichteten Zuweisung von Intensitätskorrekturwerte zu geologischen Bodeneigenschaften zeigt sich als gangbaren Weg der seismischen Mikrozonierung. Die Qualität der Zonierung hängt aber entscheidend von einer guten, flächendeckenden geologischen Datenbasis ab und dem daraus abgeleiteten Bodenmodell.
Die Intensitätsabweichungen beziehen sich relativ auf eine bestimmte Region, was bei der Übertragung der Korrekturwerte berücksichtigt werden muss.

Der Aufwand und die Genauigkeit der Intensitäts-Korrekturkarten richten sich nach dem Massstab und dem Verwendungszweck einer Gefährdungsanalyse. Übersichtskarten, die erlauben Gebiete mit höherer Gefährdung für weitere Untersuchungen auszuscheiden, können mittels Karten im Massstab 1:25'000 bis 1:200'000 durchgeführt werden. Eigentliche seismische Mikrozonierungen erfordern aber weit detailliertere und umfangreichere Unterlagen, idealerweise auch Karten im Massstab 1:5'000 oder 1:10'000 kombiniert mit Baugrunduntersuchungen und hydrogeologischen Angaben.

Zur Mikrozonierung gehören in entsprechend gefährdeten Gebieten auch Karten, welche die Setzungsempfindlichkeit und die Gefährdung durch Bodenverflüssigung aufzeigen. In potentiellen Rutsch- und Felssturzgebieten, sind die bestehenden kritischen Bewegungskörper in die Gefährdungsanalyse auf pauschale Weise miteinzubeziehen. Hänge auszuscheiden, die bei einem bestimmten Erdbebenereignis Rutschmassen ausbilden werden, ist kaum möglich.

Verwendungszwecke der Erdbeben-Mikrozonierung:

- zur präventiven Risikoverminderung als Grundlage für die Richtplanung
- in Form einer Übersichtskarte als Beurteilungsgrundlage für nähere Untersuchungen in besonders gefährdeten Gebieten
- für die Überprüfung der Sicherheit von Bauwerken mit hohem Infrastrukturwert
- als Grundlage zur Ermittlung von bauphysikalisch relevanten Bemessungsgrössen für den Bauingenieur
- als Gefahrenhinweiskarte z. Bsp. für den Kant. zivilen Führungsstab zur Erkennung und Beurteilung von potentiellen Risikozonen (Gefährdung sensitiver Objekte, Anlagen und Verbindungen)
- als Beurteilungsgrundlage für das Szenario-Training in Stabsübungen und den Einsatz der Mittel von Rettungs- und Wehrdiensten

Für die rationelle Weiterverwendung der Karten von Mikrozonierungen sowie die optimale Darstellung stehen heute anwenderfreundliche Informationssysteme zur Verfügung.

Dank

Der Dr. Max Kobel + Partner AG Sargans und dem Amt für Umweltschutz St. Gallen für die Benützung von zahlreichen geologischen, hydrogeologischen und geotechnischen Unterlagen.
Der Ingenieurgeologie ETH-Zürich und dem Schweiz. Nationalfonds für die finanzielle Unterstützung des Forschungsprojektes und Prof. Conrad Schindler für die wertvollen fachlichen Diskussionen.
Dem Schweiz. Erdbebendienst für den Zugang zum Erdbebenkatalog. Insbesondere Dieter Mayer Rosa und Erik Rüttener für die hilfreiche Zusammenarbeit.
Stephan Dall' Angelo der Uni Fribourg für das Résumé.

Literaturverzeichnis

BACHMANN, H. 1995: Erdbebensicherung von Bauwerken. Birkhäuser Verlag, Basel.

BECK, J.R. & HALL, J.F. 1986: Factors Contributing to the Catastrophe in Mexiko City during the Earthquake of September 19, 1985. Geophys. Res. Lett., 13, 593-596.

BEER, CH. 1996: Erdbeben-Mikrozonierung in der Region Nidwalden und Obwalden. Schweiz. Gesellsch. f. Boden- und Felsmechanik, Tagungsbericht, Luzern.

BEER, CH. 1996: Erdbebengefährdung in Abhängigkeit des geologischen Untergrundes. Diss. ETH Nr. 11740, Zürich.

BENDER, B. & PERKINS, D.M. 1987: Seisrisk III: A Computer Program for Seismic Hazard Estimation.- Bull. U.S. geol. Surv. 1772, Denver, Colorado.

BUNDESAMTES FÜR ZIVILSCHUTZ 1994: Welche Naturrisiken bedrohen die Gesellschaft? Infoheft RP1/94, Bern

BUNDESAMTES FÜR ZIVILSCHUTZ 1995: Katastrophen und Notlagen in der Schweiz, eine vergleichende Übersicht. Bericht KATANOS, BZS, Bern.

COMITÉ EUROPÉEEN DE NORMALISATION - CEN 1994: Eurocode 8 - Design provisions for earthquake resistance of structures - Part 5: Foundations, retaining structures and geotechnical aspects. European prestandard, ENV 1998-5, Brussels.

CORNELL, C.A. 1968: Engineering Seismic Risk Analysis.-Bull. Seismol. Soc. Amer., 58, 1563-1606.

GUTENBERG, B. & RICHTER, C.F. (1956): Earthquake Magnitude, Intensity, Energy and Acceleration.- Bull. Seismol. Soc. Amer., 46, 105-145.

KOBEL, M. 1994: Hydrogeologische Profile durch das Rheintal. In Erläuterungen zur hydrogeologischen Karte der Schweiz 1:100'000, Blatt Toggenburg, Nr. 5, Schweiz. Geotechn. Kommission, Zürich.

MAYER-ROSA, D., SCHINDLER, C., WAGNER, J.J., BEER, CH., FÄH, D., FRISCHKNECHT, C. RÜTTENER, E. 1996: Beitrag zur Erforschung des Erdbebenrisikos in Abhängigkeit vom geologischen Untergrund. NFP31, Schweiz. Nationalfonds, vdt, Zürich.

MEDVEDEV, S. V., SPONHEUER, W. & KARNIK, V. 1964: Seismic Intensity Scale. Acad. sci. USSR, Sov. Geophys. Comm.

RÜTTENER, E. 1995: Earthquake Hazard Evaluation for Switzerland. Matériaux pour la Géologie de la Suisse, Gephysique Nr. 29, Commission Suisse de Géophysique, Studentendruckerei Zürich.

SÄGESSER, R. & MAYER-ROSA, D. 1978: Erdbebengefährdung in der Schweiz. Schweizerische Bauzeitung, 98/7, 107-123, Zürich.

SCHAAD, W. 1988: Erdbebenszenarien Schweiz. Schweiz Pool für Erdbebenversicherung, Bern.

SCHINDLER, C., BEER, CH., MAYER-ROSA, D., RÜTTENER, E., WAGNER, J.J., JAQUET, J.M., FRISCHKNECHT, C. 1996: Integrierte Auswertung von seismischen und bodenspezifischen Parameter: Gefährdungskarten im Kanton Obwalden. Landeshydrologie und -geologie, Geologische Berichte, Nr 19, Bundesamt für Umwelt, Wald und Landschaft, Bern.

SEED, H.B. & ALONSO G.J.L. 1974: Effects of soil structure interaction in the Caracas earthquake of 1967. Proc. First Venezuelan Conf. on Seismology and Earthquake Engineering.

SEED, H.B. & IDRISS, I.M. 1982: Ground motion and soil liquefaction during earthquakes. Journal of the Geotechnical Engineering Dividison, ASCE, Vol. 105, No. GT2.

SIA 1989: Betonbauten. SIA Norm 162, Schweiz. Ingenieur- und Architekten-Verein, Zürich.

SIA 1989: Einwirkungen auf Tragwerke. SIA Norm 160, Schweiz. Ingenieur- und Architekten-Verein, Zürich.

SPONHEUR, W. 1960: Methoden zur Herdtiefenbestimmung in der Makroseismik. Freiberger Forschungsheft, C88.

STUDER, J. & ZIEGLER, A. 1986: Bodendynamik - Grundlagen, Kennziffern, Probleme. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg.

WILLIE, L.A. & FILSON, J.R. 1989: Armenia Earthquake Reconnaissance Report. Earthquake Spectra, Speciel Supplement, 89-01, 175 pp.