

ANNEX 1

zum Report Rep-0385

Fernerkundungs- und GIS-Beitrag zur Erfassung
von lokalen Standortbedingungen bei Erdbeben
und bei Erdbeben induzierten sekundären Effekten
im Gebiet des AKW Mühleberg in der NW-Schweiz

Erstellt im Auftrag des
Bundesministeriums für Land- und Forstwirtschaft,
Umwelt und Wasserwirtschaft
Abteilung V/6 Nuklearkoordination
GZ BMLFUW-UW. 1.1.2/0001-V/6/2011

Projektleitung

Franz Meister, Umweltbundesamt

Satz/Layout

Elisabeth Riss, Umweltbundesamt

Weitere Informationen zu Umweltbundesamt-Publikationen unter: <http://www.umweltbundesamt.at/>

INHALT

1	AUSGANGSSITUATION	5
1.1	Aufgabenstellung und Zielsetzung	5
1.2	Seismotektonische Übersicht	7
1.3	Erdbebengefährdung	8
1.4	Magnituden- und Tiefenverteilungen	10
1.5	Seismische Mikrozonierung	12
1.6	Makroseismischen Karten	13
1.7	Lokale Standortfaktoren bei Erdbeben	15
2	ARBEITSMETHODIK BEI DER AUSWERTUNG VON SATELLITENDATEN	21
2.1	Digitale Aufbereitung und Auswertung von LANDSAT- und von RapidEye-Daten	22
2.1.1	LANDSAT-Aufnahmen	22
2.1.2	RapidEye-Aufnahmen	23
2.2	Auswertungen von Digitalen Höhendaten	24
2.3	Weighted-Overlay-Methode als Beitrag zur Erfassung potentieller Schadensgebiete	26
3	SCHERWELLENGESCHWINDIGKEITEN	34
3.1	Korrelation von Scherwellengeschwindigkeiten mit Hangneigungen	34
3.2	ShakeMap	38
4	REZENTE VERTIKALE UND HORIZONTALE VERÄNDERUNGEN DER ERDOBERFLÄCHE	42
4.1	Vertikale Höhenveränderungen	42
4.2	Spuren der Alpenkompression	47
4.3	Horizontalverschiebung	51
5	„WORST-CASE“-SZENARIEN	55
5.1	Bruch der Staumauer – Szenario im Falle eines Starkbebens	55
5.2	Szenario - Massenbewegungen an den Hängen des Staubeckens	60
5.3	Extreme Hochwasser	63
6	EINSATZ VON WEB-INFORMATIONEN UND VON SATELLITENDATEXN IM KATASTROPHENFALL	66
7	DARSTELLUNG DER STANDORTFAKTOREN IN GOOGLE EARTH	67
8	SCHLUSSFOLGERUNGEN	69
9	LITERATUR	70

1 AUSGANGSSITUATION

Die historisch und messtechnisch dokumentierte Erdbebenfährdung im Gebiet des AKW Mühleberg war der Anlass für die vorliegende Studie. Angesichts dieser Naturgefahr erschien eine möglichst detaillierte Erfassung von Bereichen mit Erdbebenkonzentrationen und von Bereichen, die eine größere Gefährdung durch Erdbebenfolgeschäden aufweisen, erforderlich.

Obwohl die Erdbebengefährdung in der Schweiz verglichen mit anderen Regionen bisher nicht sehr hoch eingeschätzt wird, ist das Erdbebenrisiko beträchtlich (GIARDINI 2004). Das Beben in Basel 1356 war z. B. das größte bekannte Beben in Europa nördlich der Alpen.

Der Grund für die zunehmende Erdbebengefährdung liegt am hohen Industrialisierungsgrad und der damit einhergehenden ausgeprägten Siedlungs- und Bevölkerungsdichte. Angetrieben durch anhaltendes Bevölkerungswachstum und andauernde Bautätigkeit stieg dieses Risiko über die letzten Jahrzehnte hinweg kontinuierlich an. In besonderem Maße gilt dies für Regionen, in denen diese Entwicklung in Gebiete vorstieß, die erst im Zuge der großen Flusskorrekturen solchem Nutzen zugeführt werden konnten. Denn genau diese Gebiete erfüllen die notwendigen Bedingungen für das Auftreten von Standorteffekten (FRITSCHKE, 2008).

1.1 Aufgabenstellung und Zielsetzung

Weltweit treten verschiedenste Arten von Naturkatastrophen und vom Menschen verursachte Krisen auf. In Krisen liegen die Herausforderungen insbesondere in der schnellen Bereitstellung der relevanten Information und im Zusammenwirken aller Beteiligten. Somit steigt mit der weltweiten Zunahme von Naturkatastrophen sowie zivilen Gefahrenlagen auch der Bedarf an zeitnaher, präziser und flächendeckender Lageinformation. Am Beispiel des Unfalls von Fukushima im März 2011 hat sich gezeigt, dass aktuelle und umfassende Informationen inzwischen zum großen Teil durch Analysen von satellitengestützten Fernerkundungsdaten bereitgestellt werden können. Das gilt auch für umfassende Informationen im Bereich der Naturkatastrophen-Vorsorge, -Frühwarnung und -Ausbreitung sowie auch zur Schadensabschätzung nach Katastrophen, zur schnellen Übersicht akuter Ereignisse und zum Beobachten von Wiederaufbaumaßnahmen. Sie werden ebenfalls mit Einbindung von GIS- und Fernerkundungsmethoden gewonnen (DeSecure-Konsortium 2010). Die erforderlichen Daten können über verschiedene Mechanismen bereitgestellt werden, z. B. die "International Charter on Space and Major Disasters" oder über den Auf- bzw. Ausbau der GMES (Global Monitoring for Environment and Security) - Aktivitäten auf europäischer Ebene. Die schnelle Beschaffung, Aufbereitung und Analyse von Satellitendaten bei Natur- und Umweltkatastrophen, für humanitäre Hilfsaktivitäten und für die zivile Sicherheit sowie die Bereitstellung der extrahierten Krisenlageinformation in aufbereiteten Produkten ist unverzichtbar.

Die Analyse der Erdbebengefährdung ist grundsätzlich ein stetiger Prozess, in den immer wieder neue Erkenntnisse einfließen. Die Erdbebengefährdungskarten der Schweiz wurden 2003 vom Schweizerischen Erdbebendienst (SED) publiziert. Sie müssen regelmäßig neuen Erkenntnissen angepasst werden. Notwendige Grundlage dafür ist ein permanentes Erdbeben Monitoring (BAFU 2009). Durch die zunehmende Verfügbarkeit von „neuen“ Weltraumdaten und der darauf basierenden Entwicklung von zusätzlichen Methoden, Kenntnissen und Daten, die vor allem während des vergangenen Jahrzehnts durch verschiedene Satellitenmissionen (z. B. Shuttle Radar Topography Mission-SRTM) und durch Open-Source-Internet-Tools bereitgestellt wurden, stellte sich die Frage, welcher Informationsgewinn durch die Verwendung dieser Daten auch für die Untersuchung der Erdbebengefährdung und der Erdbebenvorsorge des Gebietes um das AKW Mühleberg erreicht werden kann.

Neben der bereits etablierten Standardanwendung von GeoInformations-Systemen (GIS) bei der Aufbereitung von Erdbeben relevanten Informationen galt im Rahmen dieser Studie besondere Aufmerksamkeit der GIS integrierten Aufbereitung und Auswertung von verschiedenen, aktuellen Satellitendaten und Geoinformationen. Es wurde systematisch untersucht, inwieweit Auswertungen von Fernerkundungsdaten (LANDSAT ETM, ERS, ASTER und SRTM) und deren Verarbeitung in einem Erdbeben-Geoinformationssystem einen Beitrag zur Erfassung möglicher Erdbebengefahren und Erdbebenfolgeschäden in diesem Gebiet, ihrer räumlichen Abgrenzung und Darstellung leisten können.

Ziel dieser Studie war es, durch die Integration geomorphologischer, geologischer, geodätischer und geophysikalischer Daten im GIS sowie durch Methoden der angewandten Fernerkundung zu einer präziseren Abschätzung der Hochwasser- und Erdbebengefahren unter Einbeziehung von möglichen, sekundären Effekten wie Hangrutschungen, Bodenverdichtungen oder -verflüssigungen beizutragen. Eine besondere Schwierigkeit stellte die Erfassung indirekter Schäden dar. Dabei ging es auch um Folgeschäden in Wirkungsketten, bei denen resultierende Schäden oft nur schwer abzuschätzen sind, da ja deren Existenz im Voraus nicht ohne weiteres erkennbar ist.

Für jede Risikoanalyse lässt sich ein gleichartiger Ablauf und Raster definieren (Abbildung 1). Dies erleichtert eine konsequente und systematische Durchführung der Risikoanalyse. (-Risikoanalyse: Ziel der Risikoanalyse ist die möglichst objektive Ermittlung der Risikogrößen für ein konkretes Schadenereignis, für ein konkretes Objekt oder ein bestimmtes Gebiet. Dabei geht es jeweils sowohl um die Beurteilung der Ausgangssituation wie auch um die Beurteilung der Wirkung von bereits bestehenden bzw. geplanten Maßnahmen.-)

Die Grobstruktur der durchgeführten Risikoanalyse umfasste folgende Elemente:

- **Gefahrenanalyse mit den Schritten:** Ereignisanalyse und Wirkungsanalyse (Ausmaß der Gefährdung),
- **Expositionsanalyse mit den Schritten:** Identifikation der gefährdeten Objekte,
- **Analyse der Auswirkungen auf die Objekte:** Ermittlung des Schadensausmaß für die einzelnen Objekte.

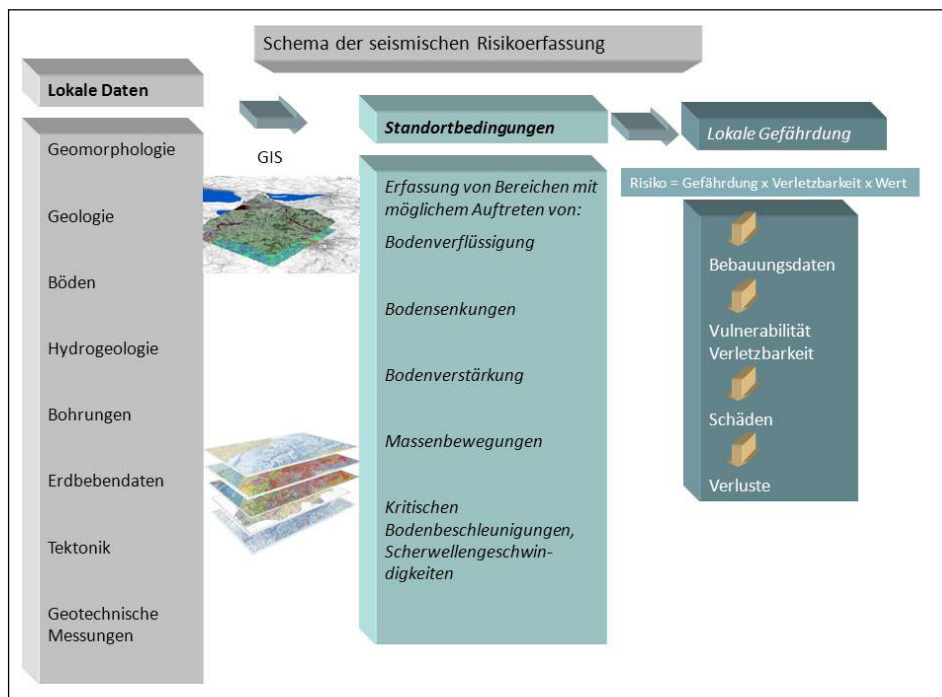


Abbildung 1: Schema der seismischen Risikoerfassung

1.2 Seismotektonische Übersicht

Zum Verständnis der Geodynamik des Alpenvorlandes bedarf es auch einer kurzen Übersicht über die geologische Situation: Das Untersuchungsgebiet befindet sich im sogenannten Mittelland. Geologisch entspricht das Mittelland dem Molasse Becken, in das der Verwitterungsschutt der Alpen während ihrer Hebung transportiert wurde und das im Quartär von Gletschern und Flüssen überprägt wurde. Die Alpen sind als tektonisch aktives und von Erdbeben betroffenen Gebirge anzusehen, das weiterhin gegen das Vorland andrückt und die Strukturen am Übergang von subalpiner zu unverfalteter Molasse sowie des Faltenjura aktivieren könnte (Kastrup et al. 2003, **Fehler! Verweisquelle konnte nicht gefunden werden.**). In der Endphase der Alpen- und Jura-Auffaltung ist das westliche Mittelland eingeeignet und angehoben worden, wobei gleichzeitig eine ungefähr 2 km mächtige Molasse Schicht wieder abgetragen wurde. Die Kompression konzentriert sich im Wesentlichen auf den Alpenrand bzw. die subalpine Molasse (ENSI 2009). Für das Mittelland ergeben sich fast horizontale Dehnung und eine vertikal stark streuende Hauptspannung Richtung SE bis SSE (ca. 150 °C) mit horizontal scherender Bewegung oder Abschiebung.

Geomorphologische Untersuchungen, die Analyse der Erdbeben und geodätischer Messungen sowie die Ermittlung kompressiver Spannungsfelder weisen eindeutig auf neotektonische bzw. rezente Bewegungen in der Nordschweiz hin (DIEBOLD & MÜLLER 1985). Vermutlich als Folge tektonischer Prozesse wurde die Aare, die ab ca. 10 Ma der Donau tributär war, zum Bresse-Graben abgelenkt (Sundgau-Schotter, 4,2 bis 2,9 Ma), um dann dauerhaft vom Rhein angezapft zu werden. Die Vorkommen bei Besançon belegen, dass das Aare-Rhone System nicht entlang der Front des Faltenjura verlief, sondern diesen im Verlauf des heutigen Doubs abschnitt.

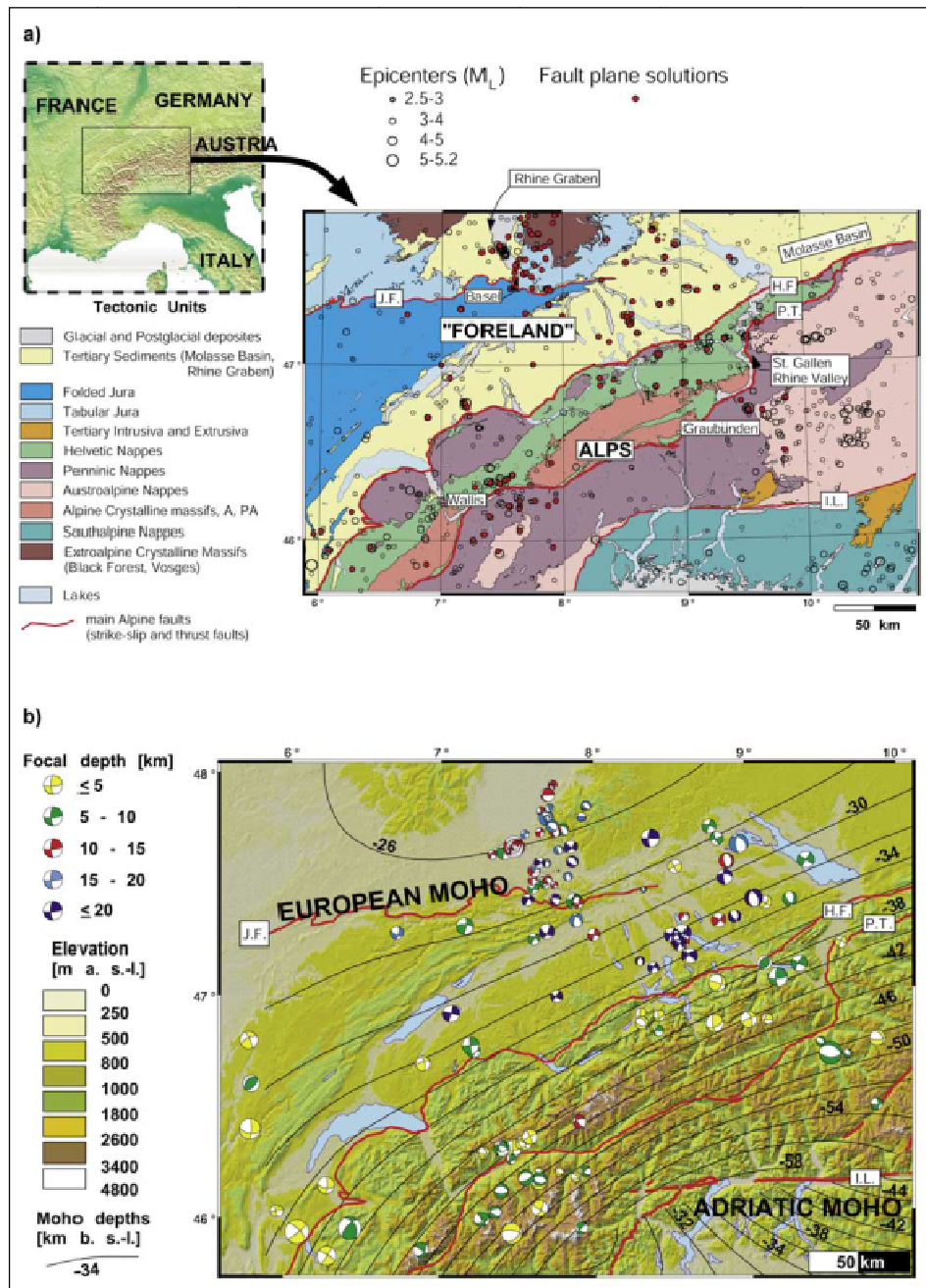
1.3 Erdbebengefährdung

Die Abschätzung des seismischen Gefährdungspotenzials in der Schweiz beruht derzeit hauptsächlich auf der statistischen Auswertung historisch und instrumentell belegter Erdbebendaten. Zur Bestimmung der seismischen Gefährdung eines Gebietes werden im Allgemeinen probabilistische Modelle verwendet, welche die Zufälligkeit eines Erdbebens berücksichtigen. Ausgangspunkt ist die Beobachtung, dass sich aus der statistischen Verteilung von Erdbeben die Wahrscheinlichkeit ableiten lässt, mit der starke Beben auftreten. Es wird davon ausgegangen, dass die historische Seismizität das zukünftige Auftreten der Erdbebenaktivität widerspiegelt. In den 1980er-Jahren wurde auch in der Schweiz die Probabilistische Sicherheitsanalyse (PSA) eingeführt. Mit diesen Analysen wurden die Anforderungen an die Bestimmung der Erdbebengefährdung weiter verfeinert. In der Erdbebengefährdung war nun auch die Streubreite auszuweisen, welche den in der Datenbasis und den Berechnungsmodellen naturgemäß vorhandenen Unschärfen Rechnung trägt.

Die Schweiz wird als Region mit moderater seismischer Aktivität eingestuft. Pro Jahr werden zwischen 500–800 Beben aufgezeichnet, davon sind im Durchschnitt 10 stark genug, um verspürt zu werden. Alle 60–100 Jahre ist mit einem stärkeren Schadensbeben der Magnitude 6 oder mehr zu rechnen – das vorerst letzte Mal 1946 bei Sierre im Wallis. Die Erdbebenaktivität in der Schweiz ist nicht überall gleich verteilt. Die erdbebenaktiven Regionen sind: Wallis, Basel, St. Galler Rheintal, Mittelbünden, Engadin und die Zentralschweiz (SED, Download: 13.09.2011).

Zuverlässige Aussagen zur Erdbebengefährdung setzen eine hinreichende Vollständigkeit der katalogisierten Erdbebendaten voraus. Die historisch zurückverfolgbare Zeit der Erdbebendokumentation umfasst in Mitteleuropa jedoch nur bis zu ca. max. 2.000 Jahre und ist teilweise lückenhaft. Durch paläoseismische Untersuchungen an Sedimenten und Sedimentgesteinen lässt sich dieser Zeitraum bei guter Aufschlussituation noch um einige 1.000 Jahre verlängern. Gemessen an geologischen Zeiträumen ist dieses Zeitfenster gering. Es besteht daher die Gefahr, dass stärkere Erdbeben mit Wiederholzeiten auftreten, die deutlich über der historischen Beobachtungszeit liegen.

Aus den probabilistischen Analysen der Seismizität auf der Basis paläoseismischer Studien (letzten 15'000 Jahren), historischer (letzte 1'000 Jahre) und gemessener Beben (ab 1975) ergibt sich eine potentielle Wiederkehrrate von einigen Hundert bis Tausend Jahren für schwere Beben in den aktivsten Gebieten. In 10'000 Jahren muss nach Ansicht von GIARDINI (2004) in allen Regionen und nicht vorhersehbar mit dem Eintreten eines Bebens der Magnitude 6.5 bis 7.0 (nach Richter) gerechnet werden. Bei diesen Erdbebenstärken ist grundsätzlich mit einem Versatz bis an die Oberfläche (surface faulting) zu rechnen. Wiederkehrzeiten von Beben wurden in der Region Basel, u. a. mit geomorphologischen Untersuchungen sowie mit Seeablagerungen in der Zentral- und Nordschweiz rekonstruiert. Für die Region



A Altishofen-1, B Berlingen-1, BO Boswil-1, C Courtion, CH Chappelle-1, CU Cuarny-1, E Entlebuch-1; HU" Hu"nenberg-1, K Kreuzlingen-1, KU" Küsnacht-1, L Linden-1, LI Lindau-1, R Rigi, T Thun-1, WE Weiach, B Bumbach. Basement massifs: Aar Aar Massif, AR Aiguilles Rouges Massif, MB Mont Blanc Massif. Variscan basement massifs: BF Black Forest, MC Massif Central, VG Vosges. URG Upper Rhine Graben, BG Bresse Graben

Abbildung 2: Geotektonische Übersicht nach Kastrup et al. (2003).

Basel wird durch eine Abfolge von Versätzen des Basel-Reinach-Bruches eine Wiederkehrrate von ca. 2.000 Jahren für schwere Beben abgeleitet, die durch Seesedimente teilweise bestätigt wird. Das letzte dieser Beben ist das 1356 Ereignis, welches auch zu zahlreichen Bergstürzen im Jura führte. In der Zentralschweiz wurden in den letzten 15'000 Jahren sechs Starkbeben nachgewiesen, wobei das letzte 1601 stattfand ($M_w=6.2$). Diese schweren Beben haben in den

Seen massive subaquatische Abbrüche und Rutschungen von Sedimenten ausgelöst. Drei dieser fünf Zentralschweizer Beben lösten gleichzeitig Rutschungen im Vierwaldstättersee und im Zürichsee aus, was laut Modellierungen auf eine Magnitude von 6.5 bis 7 schließen lässt.

Im mittleren Holozän zeigt sich sogar eine längere Pause, dafür ist eine höhere Intensität im Spätglazial bis Früh-Holozän festzustellen. Ein kausaler Zusammenhang der unterschiedlichen Wiederkehrrate mit einem durch Eisentlastung geförderten Spannungsabbau am Ende der Eiszeit liegt nahe, ist aber derzeit hypothetisch.

Um die Erdbebengefährdung an den Standorten Beznau, Mühleberg, Gösgen und Leibstadt für die PSA zu ermitteln, griff man auf historische Erdbebendaten zurück, die Mitte der 1970er-Jahre eigens für die Sicherheit der Schweizer KKW statistisch ausgewertet wurden (Hsk 2007). Zudem wurden lokale Bodenuntersuchungen und seismische Berechnungen angestellt, die ebenfalls in die Berechnung der Erdbebengefährdung einfließen. Für die Ableitung realistischer Erdbebenszenarien bzw. ingenieurseismologischer Bemessungskenngrößen ist jedoch von Bedeutung, dass gerade bei den probabilistischen Gefährdungsanalysen – durch den großräumigen Maßstab der Darstellung – Detailinformationen verloren gehen und somit nicht auszuschließen ist, dass regionale (vornehmlich geologie- und untergrundbedingte) Besonderheiten verdeckt werden (AMSTEIN & SCHWARZ 2004).

1.4 Magnituden- und Tiefenverteilungen

Für diese Studie wurden Erdbebenaufzeichnungen der geophysikalischen Institutionen benachbarten Länder sowie weiterer internationaler Messstationen hinzugezogen. Die verwendeten Erdbebendaten stammen u. a. von der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR)/ Hannover, Erdbebestation Bensberg/Köln, dem Institute of Geophysics GFU, ASCR/Prag, dem Schweizer Erdbebendienst (SED)/Zürich, World Stress Map Project, GFZ Potsdam, USGS, USA sowie vom International Seismological Centre (ISC)/Berkshire, UK. Bei der Auswertung der Datengenauigkeiten musste berücksichtigt werden, dass es sich hierbei messtechnisch um Daten handelt, die überwiegend während des vergangenen Jahrhunderts erfasst wurden.

Die Daten wurden tabellarisch (Editor, Excel-Tabellen) aufbereitet und ins GIS transferiert. Danach waren Abfragen nach Magnituden und Herdtiefen oder die Berechnung der Dichteverteilung der Epizentren möglich.

(- Erdbeben relativ nahe an der Erdoberfläche, ungefähr in den obersten 30 Kilometern, erzeugen relativ große Oberflächenwellen verglichen mit einem Erdbeben der gleichen Stärke, welches sich in größerer Tiefe ereignet hat. "Flache" Erdbeben in den obersten 30 Kilometern, sind eher mit Schäden verbunden als tiefe Beben, weil sie näher an der Erdoberfläche stattfinden. Daher kommt der Herdtiefenanalyse eine große Bedeutung zu. Die Orientierung der Erdbeben-Herdfläche und die Ausrichtung der Verschiebung auf dieser Fläche sind neben der Herdtiefe und den geometrischen Abmessungen der Herdfläche, bzw. der Herdverschiebung weitere wichtige Merkmale der seismischen Herdvorgänge.-)

Bei der Verteilung der Erdbeben zeichnen sich die seismotektonisch aktiven Zonen ab. Die Bereiche mit größerer Bebenhäufigkeit und -dichte korrelieren zumeist mit Kreuzungsbereichen geologischer Störungssysteme. Die folgenden Abbildungen vermitteln eine Übersicht über die erfassten Erdbeben in der Nordwest-Schweiz nach Erdbebendaten des Schweizer Erdbebendienstes – SED von 250-2001.

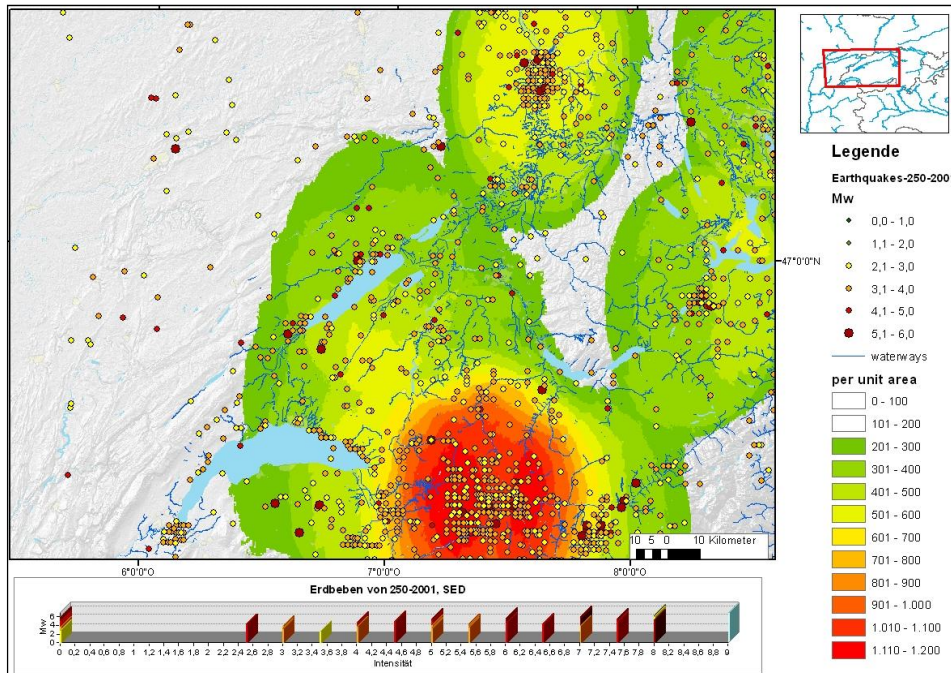


Abbildung 3: Erdbebendichte und makroseismische Intensitäten.

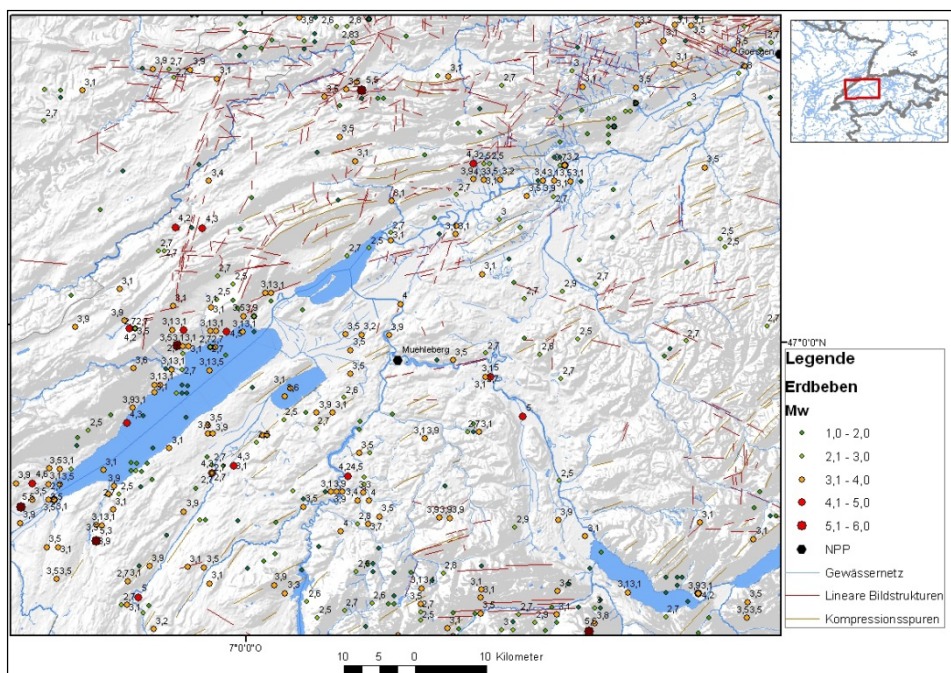


Abbildung 4: Erdbebenmagnituden in der Nordwest-Schweiz nach Angaben des SED

Abbildung 5 verdeutlicht, dass die Erdbeben der vergangenen 30 Jahre sich hauptsächlich unterhalb von 10 km Tiefe ereigneten. In Teilen der Nordwestschweiz konnten viele Erdbeben in Tiefen zwischen 2 und 10 km nachgewiesen werden, inklusive solche mit Magnituden zwischen 3 und 4. 1996 hat das Beben von Annecy südlich von Genf, mit einer Magnitude von 5 und einer Herdtiefe von 2–3 km, Schäden in der Größenordnung von 300 Millionen französische Francs verursacht (SED Gutachten – Basel DHM, 2007).

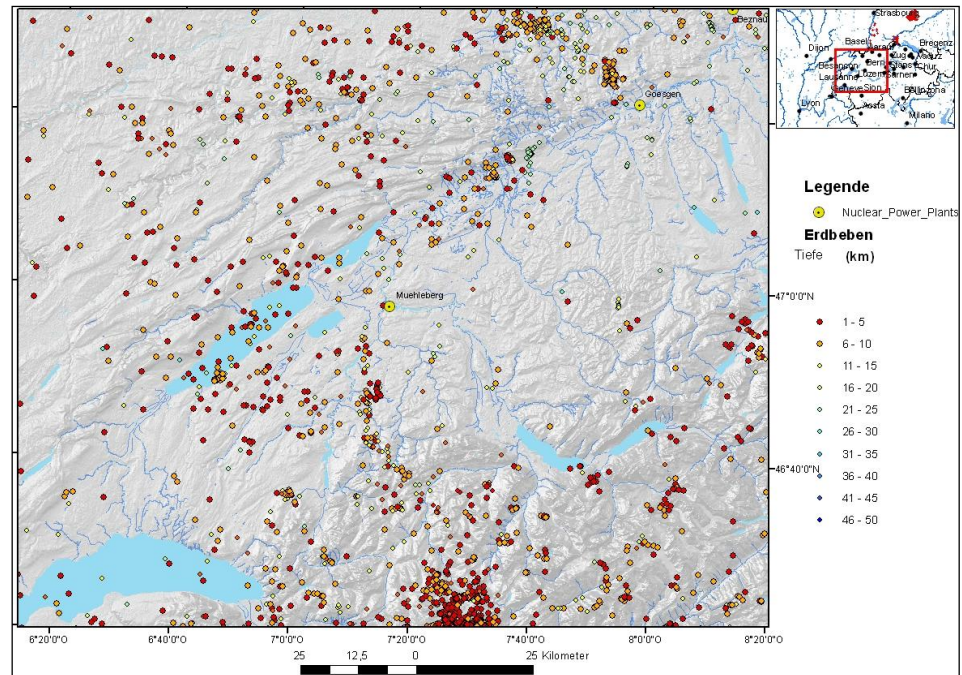


Abbildung 5: Tiefen der Erdbeben der vergangen 3 Jahrzehnte (Daten: SED)

1.5 Seismische Mikrozonierung

Der inzwischen konzipierte Eurocode 8 (EC8) sieht die Erstellung von Erdbebenzonierungskarten auf nationaler Ebene und deren Vorlage in Form des Nationalen Anwendungsdokumentes (NAD) zum EC8 vor. Eine wichtige Voraussetzung für die Erstellung derartiger Erdbebenzonierungskarten ist die Kenntnis der lokalen Unterschiede in der Verteilung und im Vorkommen von Erdbeben und in der Erschütterungsfähigkeit des Untergrundes bei größeren Erdbeben.

Die Kartierung des geologischen Einflusses auf die durch Erdbeben verursachten Bodenerschütterungen wird als Mikrozonierung bezeichnet (FÄH & HUGGENBERGER 2006). Eine Mikrozonierungskarte dient dazu, die lokalen geologischen und geotechnischen Eigenschaften des Untergrundes zu erfassen und direkt in die zu erwartende Verstärkung oder Abschwächung der Erdbebenererschütterungen umzusetzen. Möglichst exakte Mikrozonierungskarten haben in dicht besiedelten erdbebengefährdeten Gebieten eine große Bedeutung für die Ausarbeitung neuer Bauvorschriften (EHRET et al. 2005).

Dabei scheint jedoch auch in der Schweiz noch Forschungsbedarf hinsichtlich des Einflusses lokaler Standortbedingungen zu bestehen.

Das seismische Risiko, d. h. die Wahrscheinlichkeit für das Auftreten von Schäden, kann durch geeignete, bauliche Maßnahmen verringert werden (GRÜNTAL 2004, GRÜNTAL et al. 2009). Erdbeben und Erdbebenfolgeerscheinungen müssen dringend bei der Konzeption und Überwachung von Versorgungseinrichtungen berücksichtigt werden. Dies gilt insbesondere für Versorgungsanlagen mit erhöhtem Gefährdungspotenzial wie das AKW Mühleberg, die auch im Erdbebenfall ihre Funktionstüchtigkeit und Sicherheit bewahren müssen. Im Hinblick auf die Einschätzung möglicher Schäden an Gebäuden und Infrastruktureinrichtungen des AKW Mühleberg durch ein Erdbeben sind lokal drei Faktoren wichtig:

- der Untergrund und sein Einfluss auf die Verstärkung von Bodenbewegungen (Erschütterungsfähigkeit),
- der Zusammenhang zwischen den kritischen Resonanzfrequenzen des Untergrundes und denjenigen der Bauwerke und
- die Bauweise, die Konstruktion, das Alter und der Zustand der Bauwerke.

Die Schadensintensität wird wesentlich durch das Zusammenspiel dieser drei Faktoren bestimmt. Das bedeutet, dass durch gezielte, auf die lokale Geologie abgestimmte bauliche Maßnahmen, eine Begrenzung der Erdbebenschäden erreicht werden kann.

Auch der Herdmechanismus der Erdbeben beeinflusst die Charakteristika der Starkbodenbewegung (SCHNEIDER 2004). Der Bewegungsvorgang im Erdbebenherd bestimmt die Vorzugsrichtung der Energieabstrahlung. Verschiedene Untersuchungen machten nach instrumentellen und makroseismischen Analysen auf die Unterschiede zwischen den Signalen auf der Vorderseite bzw. der Rückseite des Herdbruchvorgangs aufmerksam. An der Vorderseite wird ein Signal kurzer Dauer und großer Amplitude, auf der Rückseite von längerer Dauer und geringerer Amplitude gemessen (SCHNEIDER 2004, S.180). Die vorherrschenden Richtungen der Herdflächenlösungen im Untergrund müssen daher bei der seismischen Mikrozonierung berücksichtigt werden.

1.6 Makroseismischen Karten

Die makroseismische Intensität ist im Gegensatz zur Magnitude ein rein empirisches Maß für die lokal auftretende Erdbebenstärke, die mit dem beobachteten Schaden zusammenhängt. Sie wird anhand des statistisch ermittelten Schadenbildes in den betroffenen Ortschaften festgelegt. Den beobachteten Schäden werden Intensitätswerte zugeordnet und die so gewonnenen Daten in eine Landkarte eingetragen, um schließlich das Epizentrum und die Epizentralintensität zu ermitteln, gemäß der Europäischen Makroseismischen Skala von 1998 (EMS-98) nach GRÜNTAL (1998, 2005). (- Als Isoleisten bezeichnet man die Linien gleicher Erdbebenintensität, die es erlauben, Gebiete unterschiedlichen Schadens- oder Fühlbarkeitsausmaßes voneinander abzugrenzen. Der Gesamtbereich, in dem die Erschütterungen fühlbar sind, wird als Schüttergebiet bezeichnet.-) Aus der Intensitätsverteilung lassen sich Rückschlüsse auf die Herdtiefe des Erdbebens, die während des Erdbebens freigesetzte seismische

Energie sowie auf Untergrund-eigenschaften ziehen (Abbildung 3 und Abbildung 4). Deshalb kommt der sogenannten makro-seismischen Erdbebenauswertung besonders bei historischen Erdbeben große Bedeutung zu, sofern die Auswirkungen dieser Erdbeben in den Überlieferungen gut beschrieben sind. Der Einfluss des Standortuntergrundes lässt sich über die Abnahme der seismischen Bodenbewegung und Schütterwirkung (Intensitäten) im Wesentlichen über die flächenmäßige Verteilung der Schütterwirkung und im Hinblick auf Anomalien der Entfernungs- und Richtungsabhängigkeit herausarbeiten.

Die Beschäftigung mit einzelnen historischen Beben und die Ableitung der auslegungsrelevanten historischen Beben in seismotektonischen Einheiten verdeutlichen eine nachweisliche Diskrepanz zwischen den zugehörigen, hypothetischen, rechnerisch ermittelten Schütterwirkungen, einerseits, und den am jeweiligen Standort oder in seiner Nähe tatsächlich bei historischen Beben beobachteten Schütterwirkungen.

Die insbesondere in den Karten der historischen Starkbeben erkennbaren „Buchten“, „Zungen“, „Kerne“, „Rücken“ und „Inseln“ (Bezeichnungen nach A. Sieberg 1933) auf den makroseismischen Karten spiegeln in vielen Fällen topographische und geologische Besonderheiten wider. Lokale Intensitätsinseln sind grundsätzlich ein Indiz für den verstärkenden Effekt des lokalen Untergrundes oder ein Hinweis auf den Einfluss topographischer Besonderheiten. In diesen Fällen kann es erforderlich sein, sich nicht nur ausschließlich auf die maximalen Schütterwirkungen in Herdnähe zu konzentrieren, sondern vielmehr die Anomalien bzw. die Partikularität des Auftretens solcher Effekte zu begründen oder verfälschende Bewertungen der Schütterwirkungen im Rahmen der aufwendigen Neubewertung historischer Ereignisse aufzudecken.

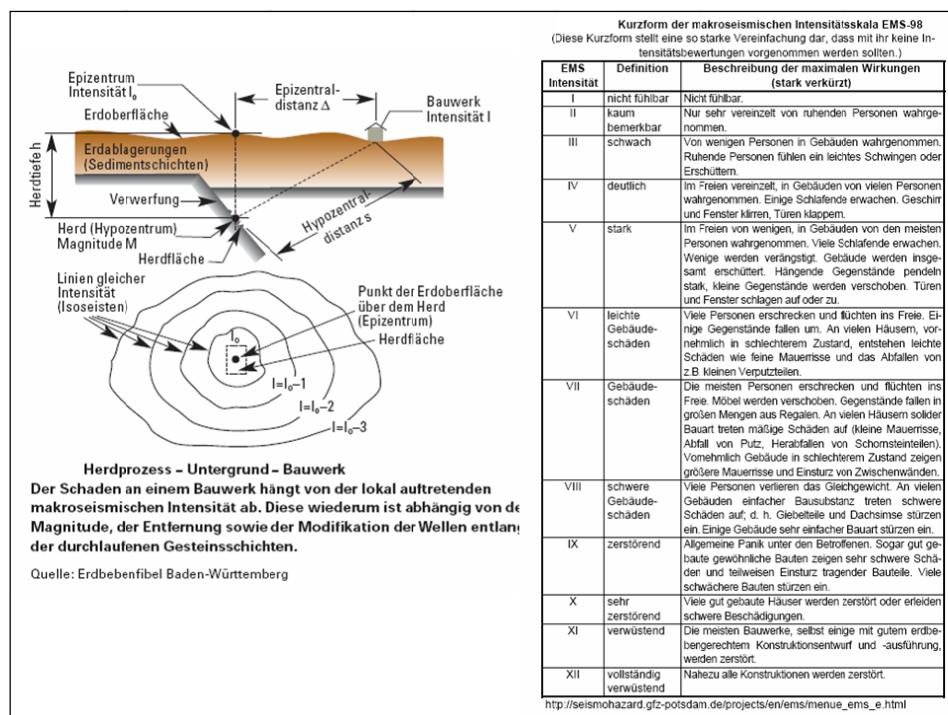


Abbildung 6: Makroseismische Skala nach GRÜNTAL (1998, 2004, 2005).

Der Vergleich der strukturellen Situation an der Erdoberfläche mit makro-seismischen Karten belegt in vielen, dokumentierten Fällen einen Einfluss der oberflächennahen, geomorphologischen und strukturellen Situation auf die Konturen der Isoseisten (SCHNEIDER 2004). Die Schadenswirkung kann dadurch beeinflusst werden, dass das seismische Wellenfeld sich im Bereich ausgeprägter Störungszonen räumlich konzentriert und überlagert. Um den Einfluss von oberflächennahen Untergrundstrukturen sowie von morphologischen, lithologischen und hydrogeologischen Bedingungen auf die Schadensintensität zu erfassen, wurden verfügbare, makro-seismische Karten mit Lineationskartierungen, geophysikalischen und geologischen Daten im GIS überlagert.

1.7 Lokale Standortfaktoren bei Erdbeben

Bisherige Arbeiten zur Quantifizierung der Schadenspotentiale gehen im Wesentlichen von einer radialen, im Umfang gleichförmigen und somit hypothetischen Intensitätsabnahme aus (Abbildung 7). Standorteffekte können jedoch bei Starkbeben, auch bei großen und relativ gleich bleibenden Hypozentralentfernungen für ein Gebiet, sehr verschieden sein. Die bei größeren Erdbeben resultierenden, oft unterschiedlichen Schadensfolgen sind eindeutig von den lokalen geologischen und hydrogeologischen Gegebenheiten des Untergrundes abhängig. Diese bestimmen die Amplitude, den Frequenzinhalt und die Dauer der Bodenbewegung an einem Standort. Die Zusammensetzung und Mächtigkeit oberflächennaher geologischer Einheiten hat einen bedeutenden Einfluss auf die spektralen Eigenschaften von Bodenerschütterungen (SCHNEIDER 2004).

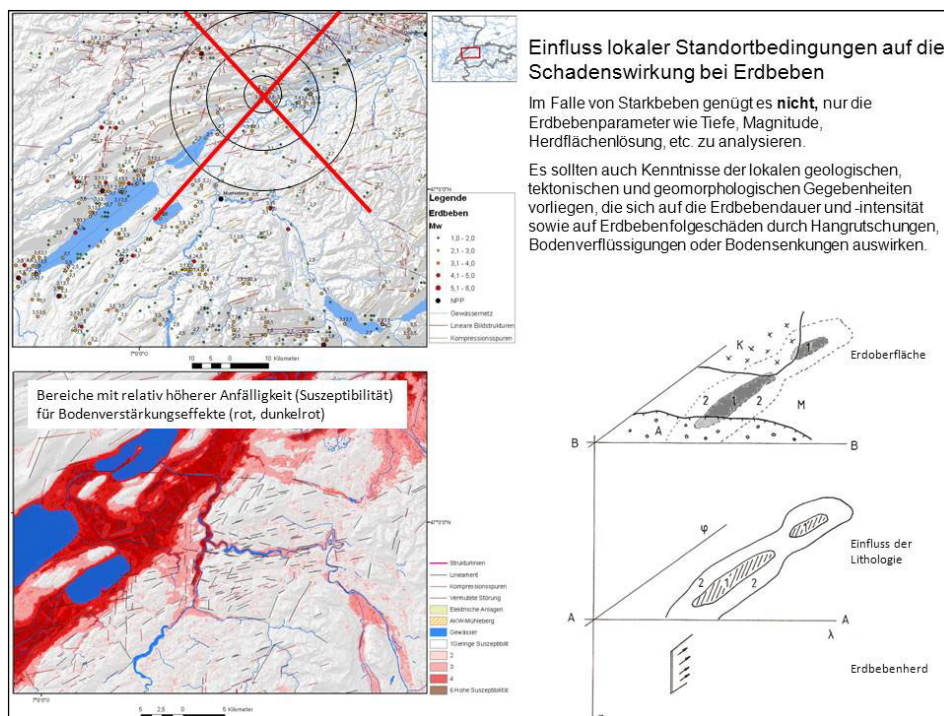


Abbildung 7: Einfluss lokaler Untergrundstrukturen auf die Übertragungseigenschaften seismischer Wellen (die Ausarbeitung der unteren, linken Abbildung wird in Kapitel 2.3. erläutert).

Bei ungünstigen Untergrundbedingungen kann es zu einer „**Aufschaukelung**“ der Erdbebenwellen und somit zu einer erheblichen Verstärkung der Erschütterungen kommen. Erdbebenwellen treten mit oberflächennahen, geologischen Strukturen in Wechselwirkungen, wenn die Wellenlänge der eingestrahlten Scherwellen der geometrischen Ausdehnung von Strukturen entspricht. Lockermaterial wirkt sich bei Erdbeben ungünstig aus. Viele Orte in der Schweiz weisen ein Potential für Standorteffekte auf. Das ist besonders in ausgedehnten Alpentälern mit weiten Ebenen von fluvialen und lakustrinen Ablagerungen der Fall (WÄFLER 2008).

Je nach Mächtigkeit und Zusammensetzung der Lockersedimente breiten sich Erdbebenwellen hier langsamer aus als bei felsigem Untergrund (Abbildung 8, Abbildung 7). Die Mächtigkeit der Auflage der obersten Schicht bestimmt dabei in der Regel die Frequenz/Periode, bei der es zu starker Amplitudenerhöhungen durch Interferenz innerhalb der Schicht kommt. Besonders anfällig gegenüber Verflüssigung sind lockere Sedimente in Tiefen bis maximal 25 m. So genannte „weiche“ Lockersedimente können die Erdbebenerschütterungen im Vergleich zu solidem Felsuntergrund im Extremfall bis zum Zehnfachen verstärken (FÄH et al. 1984, FÄH 2001).

Ausgeprägte Störungszonen an der Erdoberfläche spielen bei einem größeren Erdbeben – auch bei Fernbeben – eine Rolle; sei es z. B. durch ihren möglichen Einfluss auf das Ausbreitungsverhalten von seismischen Wellen oder sei es bei Erdbebenfolgeerscheinungen wie z. B. Bodenverflüssigungen oder Bodensetzungen.

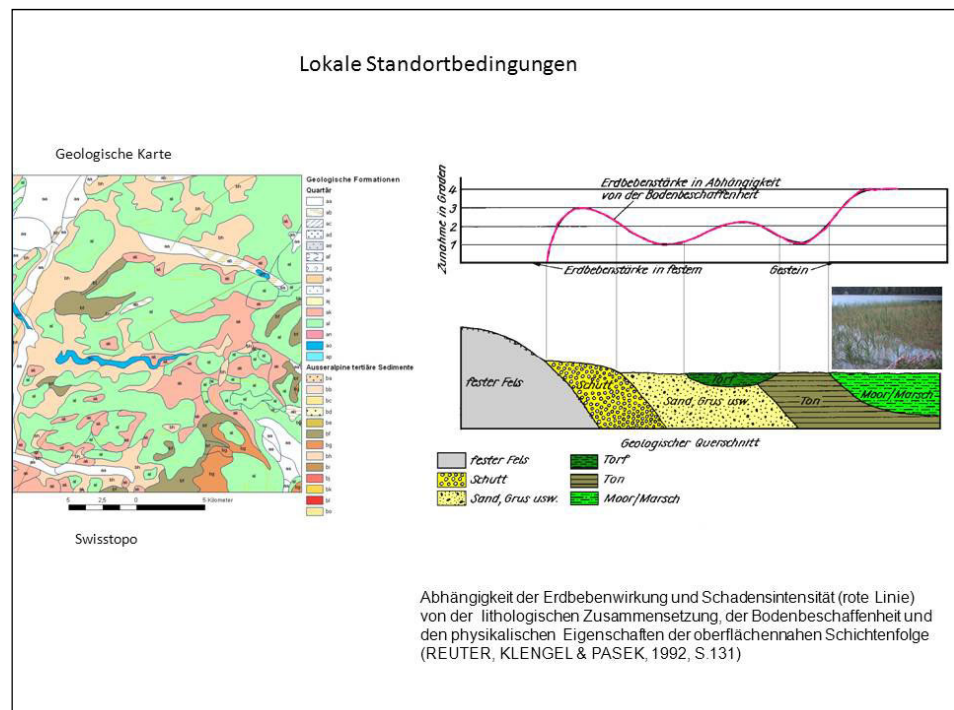


Abbildung 8: Ausschnitt aus der geologischen Karte des Untersuchungsgebietes zur Veranschaulichung der unterschiedlichen lithologischen Bedingungen.

Bei der Auswertung von früheren Erdbeben-Schadensfällen zeigte sich, dass bestimmten geologischen und hydrogeologischen, bodenkundlichen und geomorphologischen Einheiten typische Schadensursachen zuzuordnen sind. Setzungsschäden an Bauwerken treten z. B. bei Gründungen auf unkonsolidierten Lockersedimenten auf. Die oberflächennahe, geologische Situation ist durch erdgeschichtlich junge (quartären) Lockersedimente charakterisiert. Hierzu gehören vor allem Auffüllungen, Auelehm, Schlick, Torf und eiszeitliche Beckentonen. Zu beobachten ist eine inhomogene Wechsellagerung von Kiesen, Sanden und Tonen, vor allem bedingt durch wechselnde, eiszeitliche Ablagerungen. Das von Gletschern, Fließgewässern und in Seen abgelagerte Sedimentmaterial beeinflusst die lokalen Standortbedingungen bei Erdbeben je nach den spezifischen Eigenschaften (z. B. Korngrößen, Dichte, Mächtigkeit der Schichten). Feinkörnige Sedimente, vor allem im Bereich von Flussbetten und Verlandungssedimente verursachen in der Regel in Verbindung mit relativ hohen Grundwasserspiegeln eine Erhöhung der Schütterwirkung. Sie sind jedoch inzwischen Standorte einer großen Anzahl von Industrien mit verletzlicher Infrastruktur und Schadenspotential für Mensch und Umwelt geworden. Aus den detaillierten Beschreibungen der Schichten und aufgrund von Resultaten von geotechnischen Messungen, die im Rahmen von Baugrundabklärungen durchgeführt wurden, können jene physikalischen Kenngrößen der einzelnen Gesteinseinheiten abgeleitet werden, welche die Aufschaukelung oder Dämpfung der Erdbebenwellen bestimmen. So ist zum Beispiel die Ausbreitungsgeschwindigkeit seismischer Wellen in Sand geringer, als in dicht gelagertem Kies. Ferner ist es für die unterschiedliche Aufschaukelung wichtig, ob es sich beim Sand um eine dünne Sandlinse handelt, oder um eine mehrere Meter dicke Schicht, die sich über einen größeren Bereich erstreckt. Mit Hilfe von Modellrechnungen der Aufschaukelung, bei der verschiedene Parameter variiert werden, lässt sich abschätzen, wie stark sich diese Faktoren auf die Aufschaukelung auswirken können.

Es ist anzunehmen, dass sich ehemalige Flussmäander und Altarme durch ihre sedimentologische Vielfalt und Komplexität (variierende Schichtzusammensetzung und -mächtigkeit) auch entsprechend unterschiedlich auf die Schütterwirkung auswirken. Aufgrund der kleinräumig wechselnden lithologischen Zusammensetzung, Korngrößenverteilungen, Porendichte und Mächtigkeiten der Lockersedimente sind entsprechend unterschiedliche Standortfaktoren für die Schütterwirkung bei Erdbeben zu berücksichtigen. Entsprechend dieser wechselnden geotechnischen Eigenschaften des Untergrundes können innerhalb von weniger als hundert Metern Unterschiede in der Erdbebengefährdung vorliegen. Diese können lokal sogar größer sein als die Unterschiede zwischen weit auseinander liegenden Regionen.

Die **hydrogeologische Situation** während eines Starkbebens wirkt sich auf die Schütter- und Schadenswirkung aus. Zur Bewertung von Standorteffekten sollte man auch den Einfluss von Grundwasser auf die Scherwellengeschwindigkeit in Betracht ziehen. Schwankende Grundwasserspiegel und dadurch hervorgerufene Variationen der Wassersättigung bewirken Änderungen der Scherwellengeschwindigkeiten. Variierende Grundwasserstände können durch die Änderung der Scherwellengeschwindigkeit in Lockergesteinen unterschiedliche Antwortspektren der Bodenbewegung bewirken. Darüber hinaus haben Grundwasserstandsschwankungen einen beträchtlichen Einfluss auf das Verflüssigungspotenzial oberflächennaher sandiger Schichten (Abbildung 9).

Einfluss der Bodenwassersättigung auf die Schütterwirkung		
Bodenart	v_s in m/s	Literaturquelle
Sande, trocken	100 – 250	Bender 1984
Sande, wassergesättigt	250 – 300	Bender 1984
Kiese, wassergesättigt	280 – 380	Bender 1984
Kiessande, trocken	220 - 450	Studer & Koller 1997
Kiessande, wassergesättigt	400 - 600	Studer & Koller 1997
Sande, trocken	130 - 500	Rumänische Normen, UTCB 1996
Sande, teil-wassergesättigt	160 – 600	Rumänische Normen, UTCB 1996
Sande, voll-wassergesättigt	200 - 800	Rumänische Normen, UTCB 1996

Orientierungswerte für Scherwellengeschwindigkeiten in trockenen und gesättigten Sanden und Kiesen (Hannich et al. 2006)

Zur Bewertung von Standorteffekten sollte man auch den Einfluss von Grundwasser auf die Scherwellengeschwindigkeit in Betracht ziehen. Sie ist die wichtigste Kenngröße, welche die Verstärkungen seismischer Wellen beeinflusst. Ihre Bestimmung erfolgt für verschiedene Tiefen meist durch entsprechend angelegte Bohrungen. Die ermittelten Werte werden später den geologischen Einheiten zugeordnet, wobei die Ergebnisse nur für den Messzeitpunkt Gültigkeit besitzen, da schwankende Grundwasserspiegel und dadurch hervorgerufene Variationen der Wassersättigung eine Änderung der Scherwellengeschwindigkeiten bewirken. Dabei variiert die Dichte der Sedimentschichten in Abhängigkeit von der Wassersättigung. Trockene Sande weisen allgemein kleinere Dichten als gesättigte auf. Unterschiede entstehen durch die Tiefenlage der Schicht und der damit verbundenen kompakteren Lagerung, der Korngrößenverteilung sowie der Durchlässigkeit.

http://www.geo.tu-freiberg.de/Hauptseminar/2008/Martin_Pohl.pdf

Abbildung 9: Einfluss der Bodenwassergehalte auf die Erdbebenwirkung.

Die klimatische Situation zum Zeitpunkt eines größeren Erdbebens hat einen bedeutenden Einfluss auf die Schadenswirkung sowie Erdbebenfolgeschäden. Die Berücksichtigung der klimatischen Gegebenheiten ist daher unumgänglich: Ist z. B. die Erdoberfläche während eines Erdbebens im Winter gefroren und vereist, so ist in diesen Bereichen kaum mit Bodenverflüssigungen oder in Hanglagen weniger mit Hangrutschungen aufgrund von Thixotropie zu rechnen. Mit relativ höheren Schäden muss bei einem größeren Erdbeben z. B. während des Frühjahrs nach der Schneeschmelze und im relativ niederschlagsreichen Juli gerechnet werden, da dann die Wassersättigung der Böden am höchsten ist. Relativ hohe Grundwasserspiegel tragen zu einer Erhöhung der Schadensintensität bei. Im Falle eines größeren Erdbebens sollten die aktuellen Grundwasserdaten abgerufen werden, um mögliche Zusammenhänge und Auswirkungen auf die Schütterwirkung erfassen zu können.

Auch die Niederschlagsverteilung spielt eine große Rolle hinsichtlich möglicher Erdbebenfolgeschäden:

Erfolgt z. B. ein Starkbeben während einer längeren Niederschlagsperiode mit konzentrierten, hohen Niederschlägen, so ist die Gefahr von sekundären Effekten wie Hangrutschungen und Bodenverflüssigungen vergleichsweise höher.

Da aufgrund der Klimaveränderungen in Zukunft extreme Wetterereignissen eher häufiger werden, nimmt damit auch die Wahrscheinlichkeit zu, dass extreme Wetterereignisse und größere Erdbeben zeitlich übereinstimmen.

Modellrechnungen zeigen im Alpenraum tendenziell eine Abnahme der Niederschläge im Sommer und eine Zunahme der Niederschläge im Winter (BFE 2004). Bei einer Intensivierung des Wasserkreislaufs könnten in den Alpen vor allem die Starkniederschläge von langer Dauer zunehmen. In einer Analyse von Regionalmodellen (PRUDENCE Projekt) wurde gefunden, dass andauernde (5-tägige) winterliche Niederschlagsereignisse mit einer Wiederkehrperiode von

heute 15 Jahren in der zweiten Hälfte des 21. Jh. eine Wiederkehrperiode von 3–8 Jahren erreichen könnten (bei einer Verdoppelung der CO₂-Konzentration gegenüber heute, BFE 2004). Als Folge der Erwärmung wird die Schneefallgrenze um einige hundert Meter ansteigen und in tiefen und mittleren Höhenlagen wird es vermehrt regnen und weniger schneien.

Die **Reliefsituation** hat nachgewiesenermaßen einen bedeutenden Einfluss auf die **Schütterwirkung** bei Erdbeben. So ist aus weltweiten Schadensanalysen bekannt, dass z. B. in Becken- und Tallagen die Schütterwirkung durch Resonanzverstärkung seismischer Wellen bei größeren Erdbeben stärker ist (z. B. SCHNEIDER 2004). Abbildung 10 veranschaulicht den Einfluss der topographischen Situation auf seismische Wellen. Für topographisch bedingte Einwirkungen ist eine geeignete akzentuierte Morphologie erforderlich, um solche Standorteffekte sogar auf felsigem Untergrund verursachen zu können. Der Effekt von Talflanken kommt im Kontaktbereich von Felsuntergrund und Lockergestein vor. In dieser Kontaktzone treten Oberflächenwellen auf, welche die sonst maßgebenden S-Wellen dominieren können. Dieser Effekt wird in Zonen, die parallel zu den Talflanken liegen, beobachtet. Topographische Standorteffekte beeinflussen die Verstärkung oder Abminderung eines seismischen Signals, je nachdem, ob die Topographie bzw. das Relief konvex oder konkav ist.

Die Grenze zwischen Lockergesteinsablagerungen und dem Felsuntergrund wird oft durch eine unregelmäßige Geometrie charakterisiert, die eine besondere Bündelung der Wellen im Inneren von Becken bewirkt. Eine Verstärkung der Erdbebenwellen und eine Verlängerung des Bebens sind die Folge. Nach heutigem Kenntnisstand kann man keine einheitliche Bestimmung des Verstärkungsfaktors basierend auf der Felsgeometrie vornehmen (BWG 2004). Die Spannweite des Faktors wird in den meisten Fällen zwischen 1.5 und 2.5 liegen. Die Verstärkung ist nicht konstant über alle Frequenzbereiche. Sie ist größer, wenn die Frequenz nahe an der Fundamentalfrequenz des Tales oder des Beckens liegt. Dieser Effekt wird in tiefen Tälern mit einem kleinen Breiten-Längen-Verhältnis beobachtet.

Erfahrungen aus den vergangenen starken Erdbeben der Erde zeigen, dass die stärksten Schäden nicht auf die unmittelbare Nähe des Erdbebenherdes beschränkt sein müssen, sondern dass sie auch in großen Entfernungen auftreten können. Dies wurde z. B. bei dem Erdbeben von Mexiko-City dokumentiert: Am 19. September 1985 ereignete sich ein Erdbeben mit der Magnitude 8. Das Epizentrum des Bebens lag am Pazifikrand, mehr als 350 Kilometer von Mexico City entfernt. Die Schwingungen richteten in den Stadtteilen, die auf festem Untergrund errichtet worden waren, nur wenig Schaden an. Ganz anders stellte sich die Situation in den Stadtgebieten dar, die auf dem weichen Sediment eines ehemaligen Sees lagen: Sie wurden Opfer einer doppelten Resonanzkopplung zwischen Erdbeben und Untergrund und zwischen Untergrund und Gebäuden. Nach Schätzungen kamen dabei weit mehr als 10.000 Menschen ums Leben. Es war das Gebiet des ehemaligen Texcoco-Sees auf dessen Tonsedimenten die modernen Stahlskelettbauten errichtet wurden. Der weiche Untergrund des trocken gelegten Sees aus Tonen und lockeren Vulkanaschen geriet durch das Beben in Resonanzschwingungen (STEINWACHS 1988). Die Frequenzen der Bodenschwingungen fielen zudem mit den Eigenschwingungen der Hochhäuser zusammen.

Abbildung 10 zeigt am Beispiel des Erdbebens von Rambervillers/Frankreich am 22. Februar 2003, das 270 km vom Erdbeben-Epizentrum entfernt noch mit einer makroseismischen Intensität von IV-V spürbar war. Am 22. Februar 2003 traten bei Rambervillers (Ost-Frankreich) innerhalb von 13 Minuten zwei Erdbeben mit Magnituden $M = 5,4$ und $M = 3,2$ auf, die auch weit bis nach Rheinland-Pfalz hinein deutlich gespürt wurden. Das Hauptbeben gehört zu den stärksten Beben überhaupt, die in jüngerer Vergangenheit nördlich der Alpen registriert wurden (Landesamt für Geologie und Bergbau, Rheinland-Pfalz).

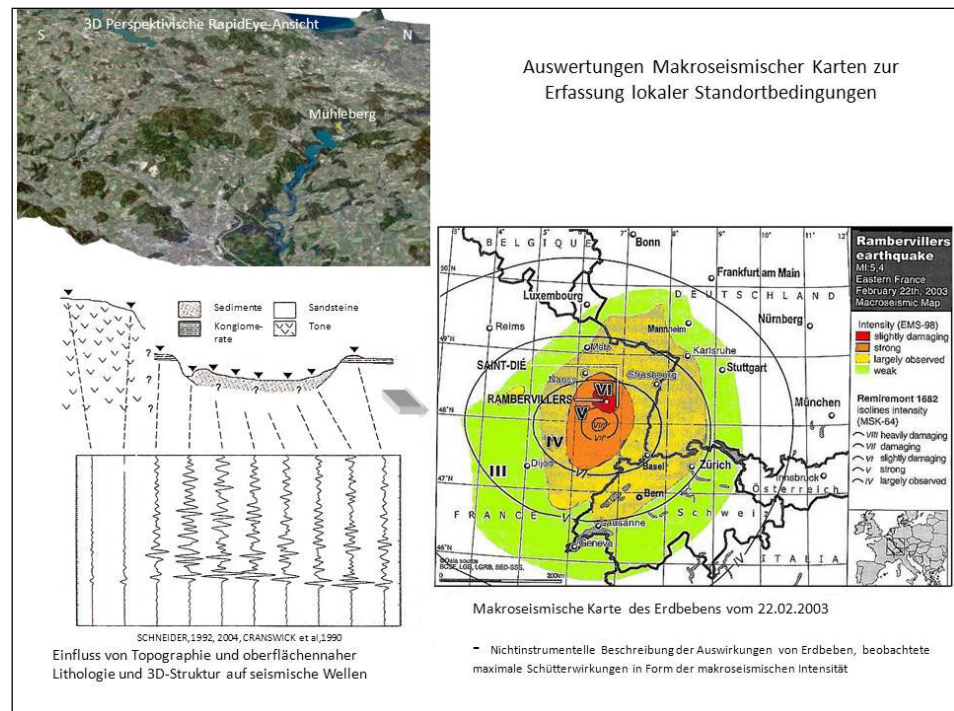


Abbildung 10: Einfluss der Topographie und Untergrundstruktur auf die Übertragungseigenschaften seismischer Wellen und Makroseismische Karte des Erdbebens in Rambervillers am 22. Februar 2003, (Grafik: LGB Rheinland Pfalz, LGRB Baden-Württemberg, BCSF Frankreich, SED Schweiz (Quelle: CARA et al. 2005), <http://www.lgb-rlp.de/erhebungen.html>)

2 ARBEITSMETHODIK BEI DER AUSWERTUNG VON SATELLITENDATEN

Methoden der Fernerkundung, der digitalen Bildverarbeitung und angewandten Bildinterpretation wurden auf ihre Einsatzmöglichkeiten bei der Erfassung der Erdbebengefährdung durch Untergrund bedingte Effekte hin untersucht. Dazu wurden Fernerkundungsdaten in Kombination mit topographischen, geologischen und geo-physikalischen Daten im GIS ausgewertet. Dabei wurde nach dem Schema in Abbildung 11 vorgegangen. Ziel dieser Arbeiten war es, einen Beitrag zur Identifizierung und Dokumentation schadensgenerierender Faktoren (Risikofaktoren) und die Erfassung der komplexen Wechselbeziehungen zwischen diesen Faktoren zu leisten. Dabei stand die Erfassung von Bereichen erhöhter Schütterwirkung aufgrund ungünstiger, lokaler Standortbedingungen im Vordergrund, in denen Schäden an der Infrastruktur und an Gebäuden bei einem größeren Erdbeben höher sein könnten. Wesentliche Schwerpunkte bei der Anwendung von Fernerkundung und GIS-Methoden wurden wie folgt gesetzt:

- Erfassung von Bereichen, in denen es zur Bodenverstärkung – zu Interferenzen und Amplitudenüberlagerung geführter, seismischer Wellen – und damit zur Verstärkung der Erdbebenwirkung kommen könnte.
- Erfassung von Bereichen mit Vorkommen von Massenbewegungen,
- Erfassung von Bereichen, in denen es zur Bodenverflüssigung oder zu Boden-setzungen kommen könnte,
- Vervollständigung und Ergänzung der Informationen über Lage und Charakter aktiver Verwerfungen und neotektonischer Bewegungen.

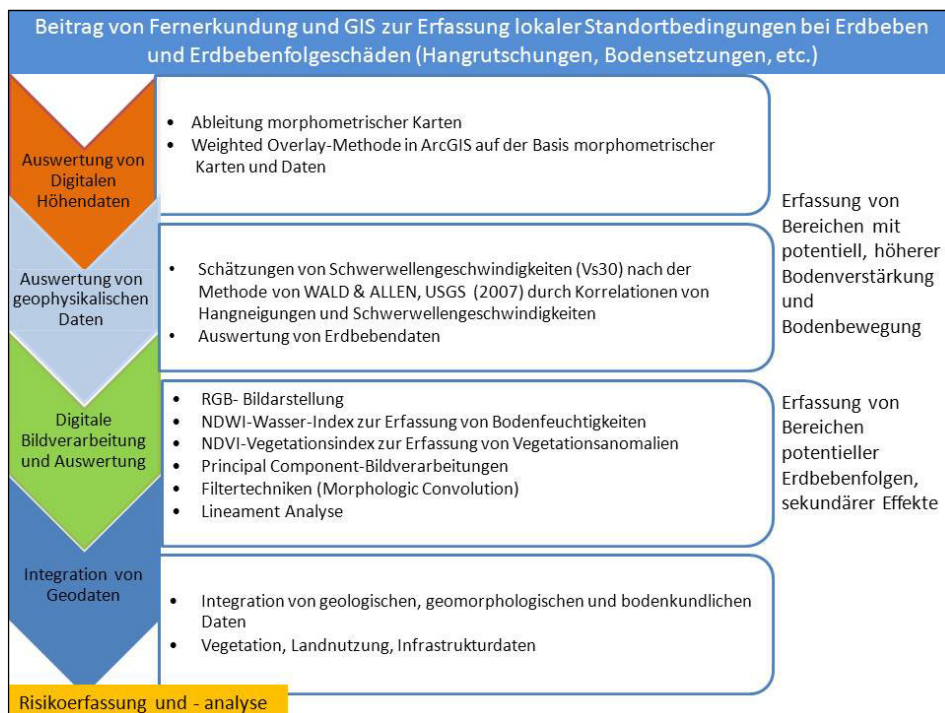


Abbildung 11: Vorgehensweise bei der Bearbeitung von Satelliten- und Geodaten

2.1 Digitale Aufbereitung und Auswertung von LANDSAT- und von RapidEye-Daten

Für das Projekt wurden LANDSAT-Daten verwendet, die von der University of Maryland, USA, und vom US Geological Survey als Open-Source-Daten zur Verfügung gestellt werden. Dadurch war es möglich, auf ein umfassendes Archiv von LANDSAT-Daten sowie auch auf aktuelle Aufnahmen bis 2011 zurückzugreifen. Weiterhin wurde von der RapidEye AG in Brandenburg, Deutschland eine RapidEye-Satellitenaufnahme vom 27. Juni 2011 bezogen.

2.1.1 LANDSAT-Aufnahmen

LANDSAT Enhanced Thematic Mapper, TM und ältere MSS (Multispektral)-Daten aus den 70-er Jahren wurden in Kombination mit topographischen und geologischen Daten im Geoinformationssystem (GIS) ausgewertet. Zur digitalen Bildverarbeitung der LANDSAT ETM- und SRTM Daten wurde das Programm ENVI der Fa. ITT Visual Information Solutions verwendet, für die GIS Applikationen ArcGIS 10. Ziel der Bildverbesserungen war die Hervorhebung von geologischen Strukturen (Bruch- und Störungszonen) im Untergrund, um deren Kartierbarkeit zu verbessern. Weiterhin stand bei der Wahl der Bildverarbeitung die Erfassung von Landnutzungen und von Infrastruktureinrichtungen sowie Veränderungen im Landschaftsbild im Vordergrund. LANDSAT-Daten unterschiedlicher Aufnahmezeitpunkte wurden ausgewertet, um Umwelteinflüsse und -veränderungen zu erkennen und um geologische Informationen aus älteren Aufnahmen von heute dichter besiedelten Gebieten zu gewinnen. Die Satellitendaten wurden u. a. folgenden Bildverarbeitungen unterzogen: z. B. der Atmosphärenkorrektur, der Klassifizierung, Ratiobildung, Aufbereitung der Thermalkanäle, sowie der Vegetationsindexbildung. (Der Vegetationsindex – NDVI = Normalized Difference Vegetation Index – ist ein Berechnungsverfahren, das auf den unterschiedlichen Reflexionseigenschaften der Vegetation im roten und nahen infraroten Spektralbereich beruht. Vegetation lässt sich so von anderen Geländeobjekten unterscheiden. Je höher der Wert, desto mehr Vegetationsaktivität ist vorhanden.) Für die Erfassung von Vegetations- und Bodenfeuchtigkeiten wurde der Wasserindex berechnet (Normalized Difference Water Index – NDWI) Wasser-Index-Berechnung. Außerdem wurden bei den LANDSAT Enhanced Thematic Mapper (ETM)-Aufnahmen verschiedene Kanalkombinationen und Farbkodierungen getestet. Perspektivische 3D-Ansichten der verschiedenen Aufnahmen verbesserten die Erkennbarkeit von Untergrundstrukturen. Auf der Basis der gewonnenen Bildprodukte wurden lineare Bildelemente erfasst und Lineationskartierungen durchgeführt.

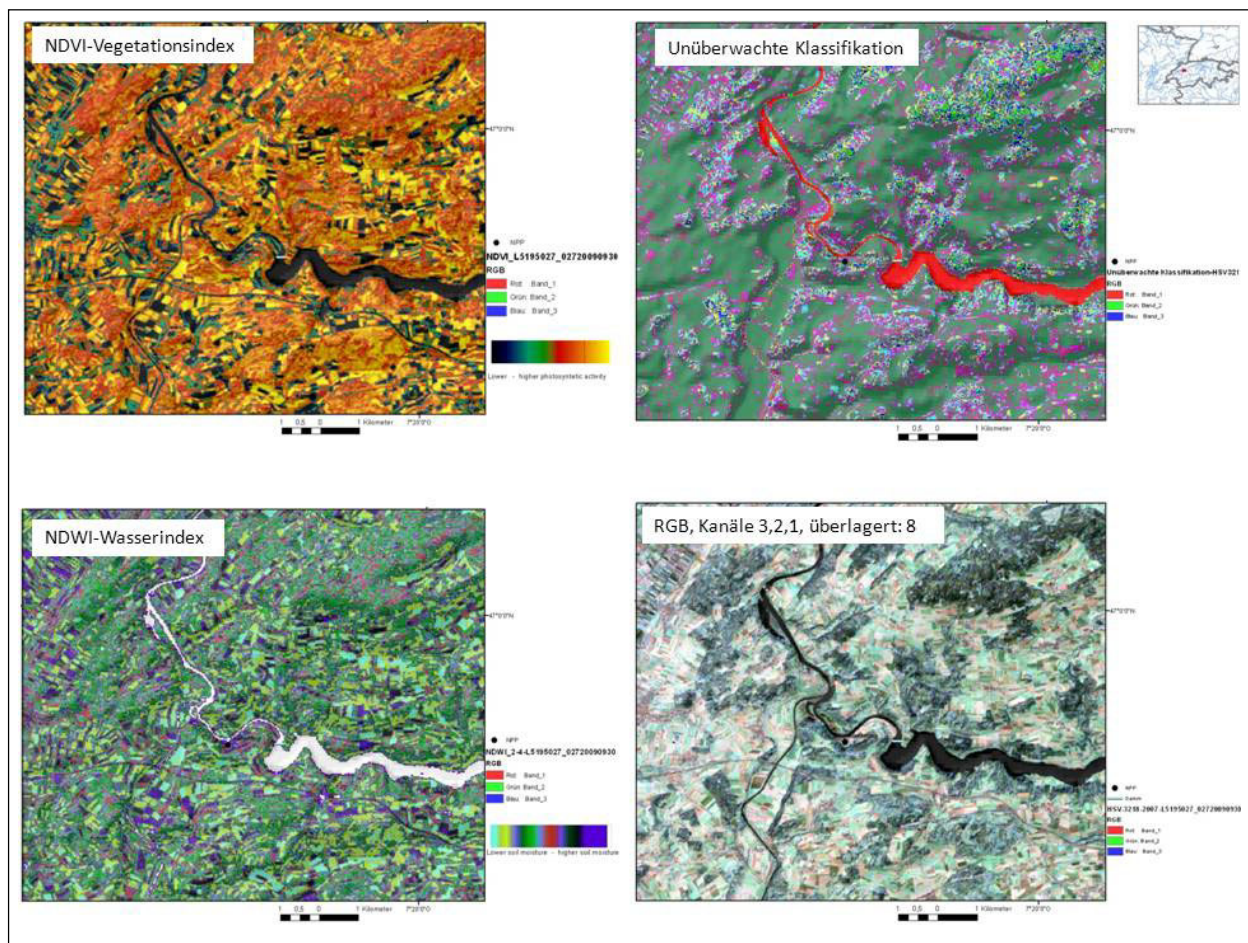


Abbildung 12: Digitale Bildverarbeitung von LANDSAT-Daten.

2.1.2 RapidEye-Aufnahmen

Das RapidEye-Satellitensystem besteht aus fünf Satelliten, die auf einer gemeinsamen sonnensynchronen Umlaufbahn in ungefähr gleichen Abständen zueinander die Erde in etwa 630 km Höhe umkreisen. Das optische System registriert multispektrale Bilder im Wellenlängenbereich von 440 nm bis 850 nm. Die geometrische Auflösung in jedem Kanal liegt bei 6,5 Meter pro Pixel (Abbildung 13). Das RapidEye System, bestehend aus 5 Satelliten, einer Kontrollstation sowie dem Bodensegment zur Datenverarbeitung und Archivierung, kann täglich über 4 Mio. km² der Erdoberfläche aufnehmen (<http://www.demarine-umwelt.de/lr/web/guest/rapid-eye>). Die RapidEye-Szene vom 27. Juni 2011 des Untersuchungsgebietes wurde ebenfalls wie bei den LANDSAT-Daten mit Methoden der digitalen Bildverarbeitung aufbereitet (Abbildung 14, Abbildung 15 und Abbildung 16) und als Layer ins GIS integriert. Durch die Überlagerung von durch Filtertechniken gewonnenen, pseudoplastischen Bildern mit Falschfarbenbildern konnte die Detaillierbarkeit deutlich verbessert werden.

2.2 Auswertungen von Digitalen Höhendaten

Im Rahmen dieser Studie sollten die mit demselben Aufnahmesystem über weite Gebiete zeitgleich unter gleichen Umweltvoraussetzungen gewonnenen SRTM Höhendaten sowie die aus ASTER Höhenmodellen gewonnenen digitalen Höhendaten dazu genutzt werden, um durch die Analyse von Reliefparametern wie Hangneigungen, Wölbungen oder des Gewässernetzes Informationen über Untergrundstrukturen und lokale Standortfaktoren zu gewinnen. Ferner führt jeder Reliefparameter für sich und in Kombination zur Beurteilung der naturräumlichen Verhältnisse im Untersuchungsraum. So können z. B. lineare Anomalien auf Hangneigungskarten (slope) oder Minimum Curvature-Karten Hinweise auf den strukturgeologischen Aufbau liefern. Geradlinige und parallele Geländestufen und Täler zeichnen häufig Bruch- und Verwerfungszonen nach. Daher wurden mit den im GIS verfügbaren Werkzeugen morphometrische Karten wie Höhenschichten- und Hangneigungskarten erstellt. Weiterhin wurde die Geländewölbung ermittelt sowie Entwässerungssegmente und Fließakkumulationen berechnet (Abbildung 17). Morphometrische Eigenschaften der Erdoberfläche wurden systematisch genutzt, um lokale Standortfaktoren bei Erdbeben zu erfassen. Dieser methodische Ansatz wird inzwischen international weiterentwickelt und eingesetzt (z. B. WALD & ALLEN 2007, YONG et al. 2008).

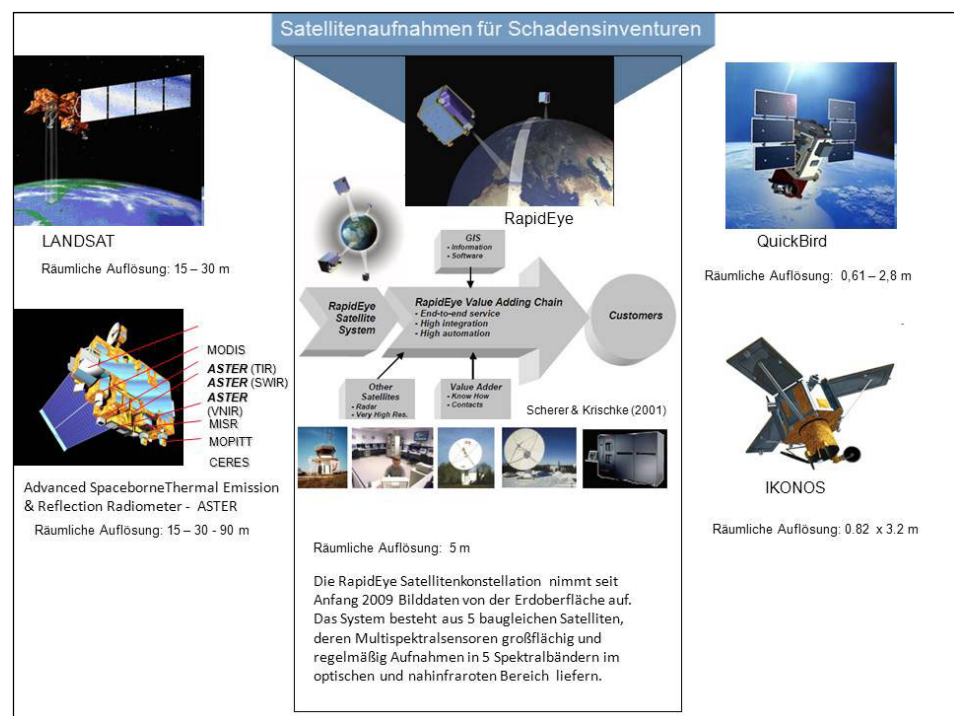


Abbildung 13: Erdbeobachtungssatelliten.

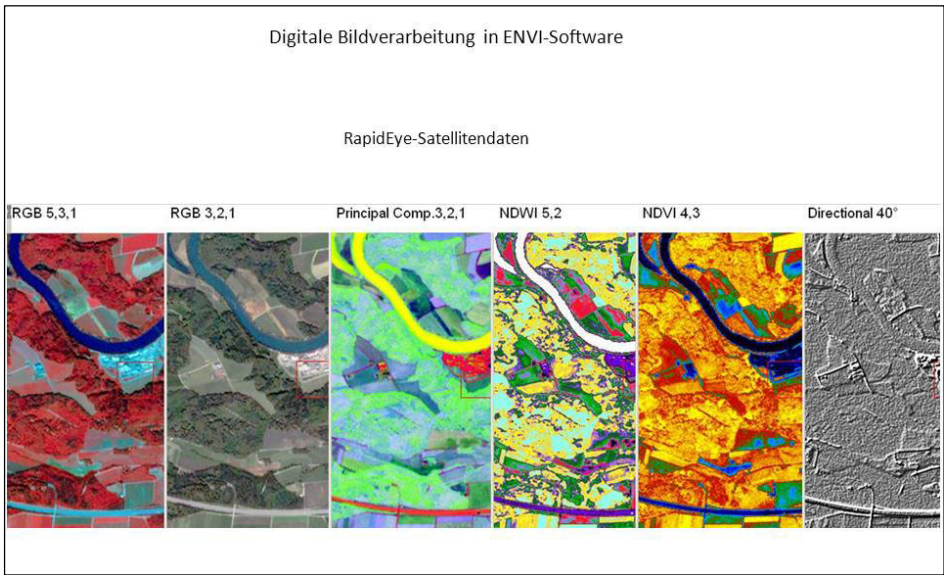


Abbildung 14: Beispiele für die digitale Bildverarbeitung von RapidEye-Daten.

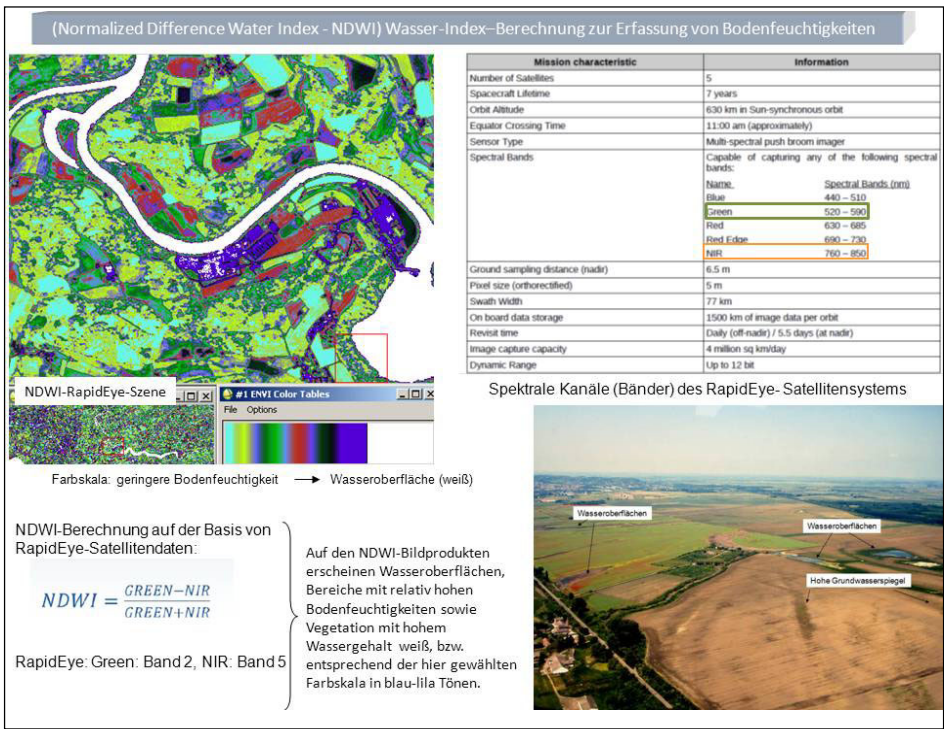


Abbildung 15: Berechnung des Wasserindex auf der Basis von multispektralen Satellitenaufnahmen.

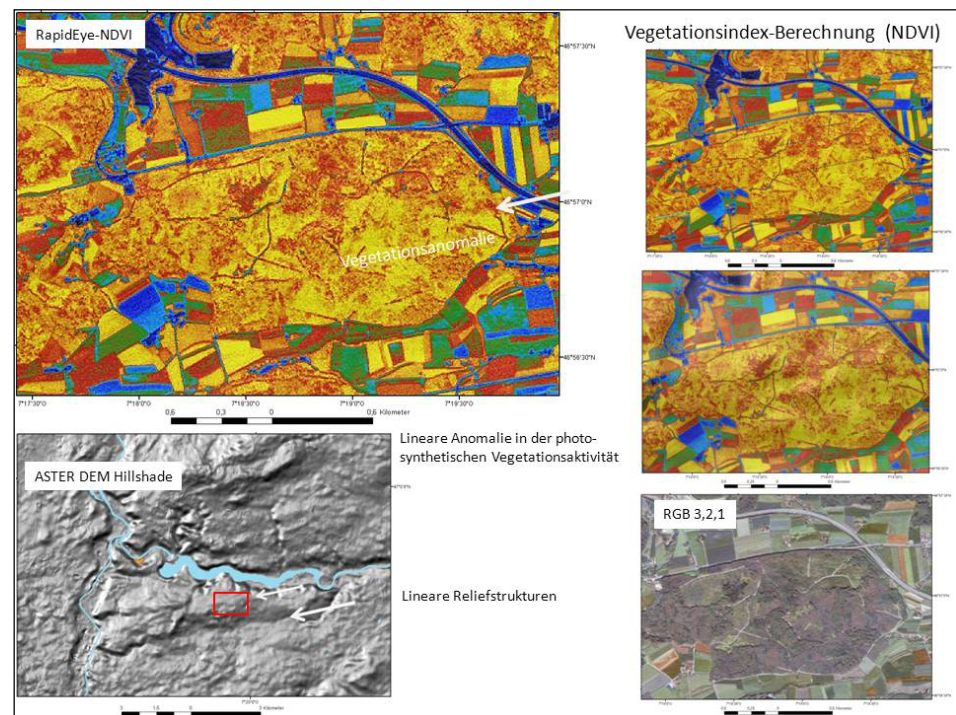


Abbildung 16: Lineare Vegetationsanomalien auf Vegetationsindex-Bilddarstellungen.

2.3 Weighted-Overlay-Methode als Beitrag zur Erfassung potentieller Schadensgebiete

Da Erdbeben mit ihren spezifischen Parametern (Tiefe, Magnitude, Lage der Bruchfläche, Hauptstoßrichtung) nicht vorhergesagt werden können, kann auch die jeweilige Schütterwirkung nicht vorhergesehen werden. Die Aggregation lokaler Standortfaktoren im GIS kann jedoch dazu beitragen, regionale Unterschiede in der Schadenswirkung zu erfassen. Für eine Schadensabschätzung im Bereich des AKW nach einem angenommenen Starkbeben, z. B. mit einer Magnitude > 6, ist es notwendig zu wissen, welche Gebäudeelemente (Alter, Struktur, Bausubstanz, Höhe, Funktion) sich in Bereichen mit sich ungünstig überlagernden Standortfaktoren befinden.

Um zur Erfassung der lokalen Standortbedingungen beizutragen, wurde neben verschiedenen, anderen Ansätzen, auch mit im GIS implementierten Weighted Overlay-Methoden gearbeitet. Die Bedeutung des Ansatzes der Aggregation verschiedener lokaler Standortfaktoren mit Weighted Overlay-Methoden im GIS liegt darin, dass dieser eine Möglichkeit bietet, die Wertigkeit von Kriterien und Integration mit unterschiedlichen Gewichtungen zu steuern. Jedes der Kriterien in der gewichteten Overlay-Analyse ist nicht gleich wichtig. Wichtigere Kriterien können mehr als anderen Kriterien gewichtet werden.

Im Rahmen dieses Projektes wurde folgende Verfahrensweise angewendet: Unter Verwendung von ASTER- und SRTM-DEM-Daten, LANDSAT-Daten, geologischer Shapefiles des Bundesamtes für Landestopografie, Swisstopo, hydrogeologischer Daten und Erdbebendaten verschiedener Quellen wurden einige

sogenannte kausale Faktoren mit Einfluss auf die Schadenswirkung bei Erdbeben „herausgefiltert“ und im GIS gewichtet. In der Software von ArcGIS /ESRI und ENVI/ITT sind verschiedene Algorithmen standardmäßig implementiert, die eine Abfrage und Extraktion „kritischer“ Faktoren ermöglichen (Abbildung 17 und Abbildung 18). Die wichtigsten Kriterien bei der Weighted Overlay-Methode sind hier in dieser Studie die so genannten, morphometrischen Eigenschaften der Erdoberfläche wie Höhenlagen oder Hangneigungen. Die unterschiedlichen Aufnahmesystemparameter von SRTM (Radar)- und von ASTER-Satellitenaufnahmen (Scanner), auf deren Basis die verwendeten Höhenmodelle zur Erfassung dieser morphometrischen Eigenschaften gewonnen wurden, machen dabei einen kritischen Vergleich der Auswertungsergebnisse erforderlich. Da es sich um Höhenmodelle mit Bezug auf die erfassten Höhen mitsamt Bäumen, Gebäuden, etc. (nicht um Geländemodelle mit direktem Bezug auf die Geländeoberfläche) handelt, können die Ergebnisse auch kleinere Fehler beinhalten.

Standortfaktoren

Um Hinweise auf Tieflagen mit höherem Lockersedimenteintrag und mit höheren Grundwasserspiegeln zu bekommen, müssen **Höhenschichtenkarten** analysiert und die jeweils niedrigsten Gebiete abgefragt werden. Die Eingabe von Höhenwerten in das Weighted-Overlay-Schema richtet sich nach der Höhe des lokalen Erosions- und Vorfluterniveaus und muss dementsprechend regional und lokal angepasst werden. Die jeweils niedrigste Höhenlage (lokales Erosionsniveau, Niveau des Vorfluters) in einem Gebiet ist in der Regel durch vergleichsweise zur Umgebung höhere Grundwasserspiegel und Oberflächenwasserzufuhr gekennzeichnet sowie durch Lockersedimentbedeckung des Talbodens bzw. der Niederung. Oft können sich innerhalb eines Gebietes schon geringfügige Höhenunterschiede z. B. von ca. 1 m auf die Anfälligkeit zu Bodenverflüssigungen oder Bodensenkungen/-verdichtungen auswirken, je nach Höhe des Grundwasserspiegels, nach Bodenart und der lithologischen Zusammensetzung und der Schichtmächtigkeiten. Jahreszeitlich und wetterbedingte Schwankungen des Grundwasserspiegels können über unterschiedliche Höhenniveauangaben bei der Weighted-Overlay-Berechnung berücksichtigt werden. Die jahreszeitliche Einflüsse lassen sich z. B. durch Variationen der Höhenschichten bei der Eingabe im Weighted-Overlay darstellen, die sich mit der Höhe der Grundwasserspiegel annähernd korrelieren lassen. Die Höhen der Grundwasserspiegel können selbstverständlich auch direkt als Layer in das GIS integriert werden.

Mit den Auswahlkriterien der **niedrigen Hangneigungen < 10°** und den **geringsten Wölbungen** des Geländes werden Tal- und Beckenlagen erfasst, die im Falle von größeren Erdbeben in der Regel einer höheren Schütterwirkung ausgesetzt sind. Diese flachen und ebenen Bereiche sind hier nahezu identisch mit der Verbreitung von jüngsten, unverfestigten Lockersedimentdecken, was durch Vergleiche mit geologischen Karten überprüfbar ist. In derartigen flachen Sedimentbecken können in Abhängigkeit von der Sedimentmächtigkeit und –zusammensetzung die Bodenamplituden bis um das 10x verstärkt werden (BWG 2004). Aufgrund lateral wechselnder Schichtmächtigkeiten ist mit kleinräumig wechselnden Frequenzmustern seismischer Signale durch Filter- und Resonanzeffekte zu rechnen.

Aus der digital vorliegenden geologischen Karte wurden die Verbreitung der **quartären Lockersedimente** (Shapefiles) im GIS abgefragt und extrahiert, in ein Grid-Format umgewandelt und so als Faktor in das Weighted-Overlay-Tool eingegeben. Wenn quartäre Lockersedimentdecken dazu noch von Verwerfungen unterlagert oder durchsetzt sind, kann auch hier mit einer höheren Schadenswirkung durch multiple Reflexionen seismischer Wellen entlang von seismischen Grenzflächen gerechnet werden. Durch die Berechnung der **Fließakkumulation** auf der Basis der Digitalen Höhenmodelle lassen sich Gebiete mit höheren Fließakkumulationswerten erfassen. In diesen tieferen Bereichen sind gemäß dem natürlichem Gefälle (Becken und Niederungen) höhere Grundwasserspiegel zu finden. Solche Bereiche mit höheren Fließakkumulationswerten durch Niederschlagswasser weisen in der Regel **höhere Bodenwassergehalte** auf, die sich wiederum bei Erdbeben auf die Scherwellengeschwindigkeiten auswirken sowie eine Rolle bei Erdbeben induzierten **Bodenverflüssigungen** spielen können.

Ein weiterer wichtiger Faktor ist die **Landnutzung und die Art der Vegetation oder Bodenbedeckung**, bei deren Erfassung aktuelle Satellitenaufnahmen hinzugezogen werden können (hier: RapidEye- und LANDSAT-Aufnahmen). Die genaue Erfassung von Siedlungen, Infrastruktureinrichtungen, Industrieanlagen etc. spielt eine wesentliche Rolle bei der Erfassung der Verletzbarkeit durch Erdbeben (der zu erwartende Verlust infolge eines Erdbebens mit einer bestimmten Eintreffenswahrscheinlichkeit) sowie des seismischen Risikos, dem Produkt aus Gefährdung und Verletzbarkeit (ZSCHAU et al. 2001). Aus Abbildung 18 geht hervor, welche Faktoren dabei im Gebiet von Mühleberg verwendet wurden: Hangneigungen $< 10\text{--}15^\circ$, Höhenschichten $< 440\text{--}470$ m, Minimum Curvature.

Minimale Geländewölbung (in ENVI berechnet und im .tif-Format abgespeichert, in ESRI-Grid-Format umgewandelt und dann höchste Minimum Curvature-Werte > 240 abgefragt), Curvature-Berechnung in ArcGIS, quartäre Lockersedimentbedeckung, Fließakkumulationsberechnungen, Gebiete mit hohen Grundwasserspiegeln und Überschwemmungspotential, Lineationen und tektonische Linien nach Daten der Swisstopo.

Die prozentuale Wichtung der verschiedenen Faktoren im Weighted-Overlay-Tool sollte sich nach den regionalen und jahreszeitlichen Verhältnissen richten. Sie wird z. B. im Juni/Juli mit den oft relativ höchsten Jahresniederschlägen und dem entsprechenden phänologischen Zustand der Vegetation anders ausfallen als im Januar bei Bodengefrorenis. Hier sind Kenntnisse der jeweiligen, regionalen Situation und eine Anpassung der Wichtung gefragt. Da Standortfaktoren mit Einfluss auf die Schadenswirkung bei Erdbeben und Erdbebenfolgewirkungen Schwankungen unterliegen können wie z. B. die Höhe des Grundwasserspiegels, kann mit Hilfe der Weighted-Overlay-Methode dieser Umstand berücksichtigt werden. Um die verschiedenen Geodaten mit der Weighted-Overlay-Methode bearbeiten zu können, müssen auch diese Datensätze zuvor in das ESRI-Grid-Format mit einer einheitlichen, räumlichen Auflösung von hier ca. 30 m transformiert werden, wobei durch Resampling-Verfahren eine Auflösung von 15 m erreicht werden kann. Die einzelnen Faktoren wurden im GIS im Grid-Format mit variierendem, prozentualem Anteil aggregiert. Bereiche mit einer wahrscheinlich höheren Anfälligkeit für Bodenverstärkungen und Schütterwirkungen bei einem angenommenen Starkbeben in der Umgebung von Mühleberg wurden somit durch die Überlagerung von kausalen Standortfaktoren im

Weighted-Overlay-Tool sichtbar. Dort, wo alle ungünstigen Standortfaktoren sich summieren und überlagern, erhöht sich demzufolge die Wahrscheinlichkeit einer stärkeren Schütterwirkung bei einem größeren Erdbeben, d. h. hier ist mit einer vergleichsweise hohen Suszeptibilität für Bodenverstärkungseffekte zu rechnen.

Natürlicherweise spielt bei dieser prozentualen Wichtung auch der „menschliche“ Faktor mit dem jeweiligen Wissens- und Erfahrungshintergrund des Bearbeiters eine Rolle. Der große Vorteil der Weighted-Overlay-Methode ist, dass jederzeit durch Einbringung weiterer, georeferenzierter Datensätze als Layer im GIS das Ergebnis der Karte verbessert und detaillierter gestaltet werden kann. Die in den folgenden Abbildungen gezeigten Ergebnisse der Weighted-Overlay-Berechnungen verdeutlichen, dass auf der Basis derartiger Karten z. B. detaillierte geotechnische Untersuchungen und Messungen gezielter geplant werden können. Da derartige Untersuchungen sehr zeit- und kostenaufwendig sind, ist mit der Weighted-Overlay-„Vorauskartierung“ auch eine Kostenersparnis verbunden. Weighted-Overlay-Berechnungen wurden sowohl mit SRTM-Daten als auch mit ASTER-Daten durchgeführt. Dabei wurden die gleichen Parameter und die gleiche Reihenfolge und prozentuale Wichtung vorgenommen, um einen Vergleich der Ergebnisse zu ermöglichen. Fehlerquellen ergeben sich dadurch, dass es sich bei den verwendeten digitalen Daten um Höhenmodelle handelt, die sich an der Höhe der Geländeoberfläche, also auch von Gebäuden oder Waldoberflächen, orientieren und nicht an der tatsächlichen Erdoberfläche. Außerdem wirken sich die Aufnahmesystemparameter (Radarsysteme, optische Sensoren) auf die Ergebnisse aus.

Die Entfernung eines Standortes vom Erdbebenhypozenrum bestimmt entscheidend, wie weit bei bekannter Abminderungsrelation die seismische Intensität oder Bodenbeschleunigung abgeschwächt wird. Bei einer Überlagerung dieser Berechnungen mit den Weighted-Overlay-Karten kann eine Übersicht über Gebiete innerhalb eines Schütterradius bei einem Erdbeben erreicht werden, die aufgrund sich summierender, „ungünstiger“, lokaler Standortfaktoren sehr wahrscheinlich einer relativ höheren Schütterwirkung ausgesetzt sind. Durch die Verknüpfung dieser beiden Methoden, der mathematisch berechneten Energieabnahme und der Weighted Overlay-Methode, kann eine wesentlich höhere Aussagegenauigkeit über die mit hoher Wahrscheinlichkeit bei einem Starkbeben am meisten durch Erdbebenerstütterungen betroffenen Gebiete erreicht werden.

Bei der Weighted-Overlay-Methode können durch Veränderungen der Eingangsparameter temporäre Änderungen der lokalen Standortbedingungen wie die Schwankungen des Grundwasserspiegels berücksichtigt werden. Durch Änderungen der Höhenschichten im Weighted-Overlay-Tool lassen sich derartige Änderungen veranschaulichen. Diese Parameter können durch exakte Daten über Grundwasserspiegelmassen zum Erdbebenzeitpunkt jederzeit präziser gestaltet werden.

Abbildung 18 zeigt eine Übersicht über die Weighted Overlay-Berechnungen im Untersuchungsgebiet.

Auf Abbildung 19 ist zu erkennen, dass sich das AKW Mühleberg in einem Bereich befindet, der eine relativ höhere Suszeptibilität für Bodenverstärkungseffekte aufweist.

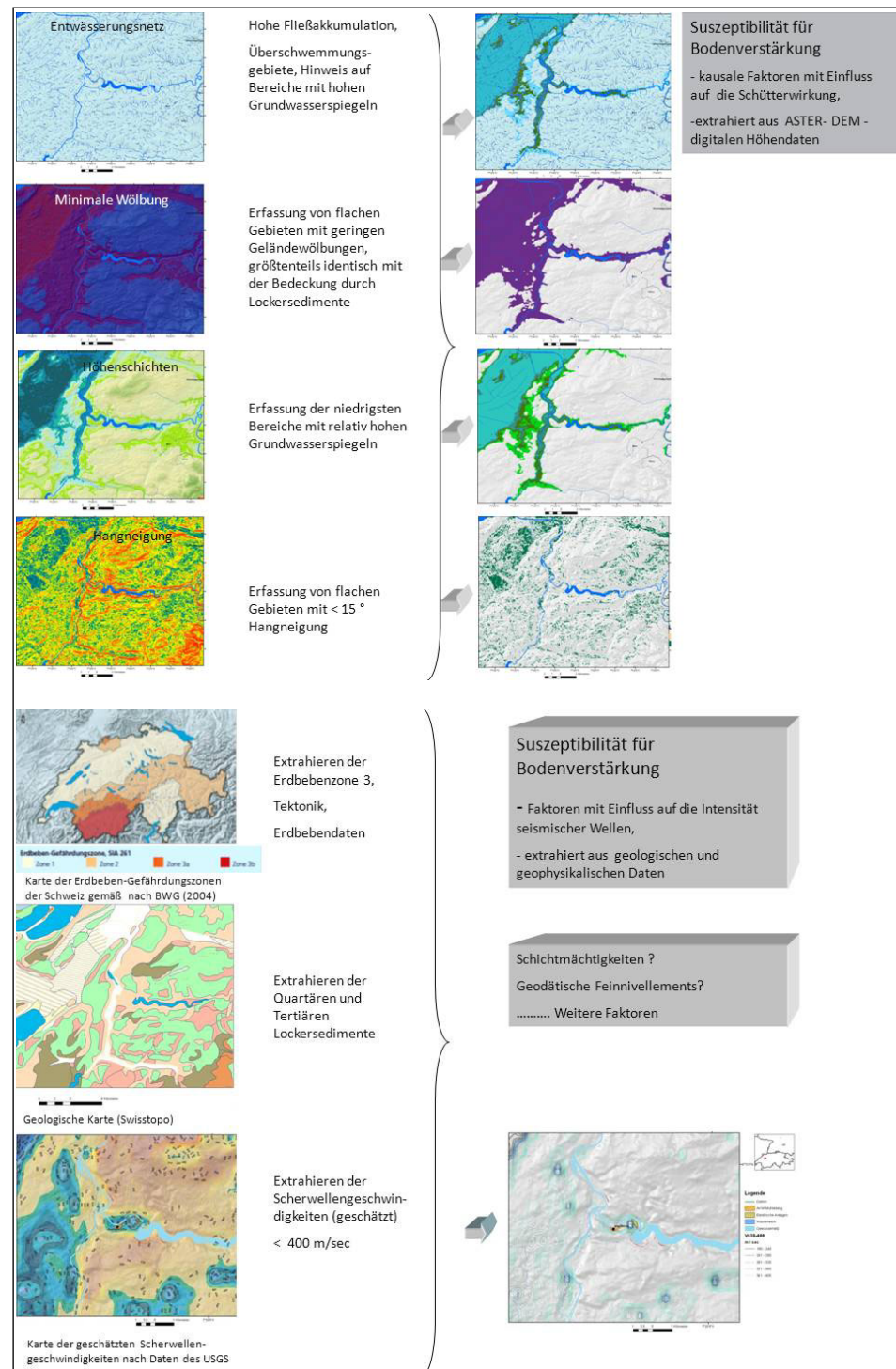


Abbildung 17: Extrahieren von kausalen Faktoren mit Einfluss auf die Schütterwirkung bei Erdbeben.

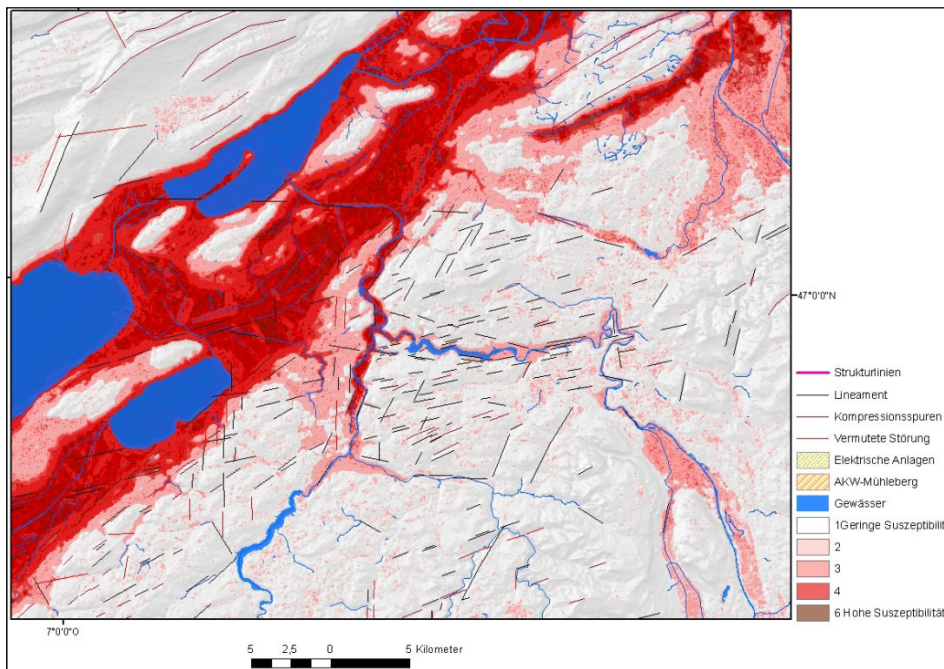


Abbildung 18: ASTER DEM basierte Weighted Overlay-Berechnung.

(Minimum Curvature > 250, Wichtung: 20 %, Slope Gradient < 10 ° Wichtung: 30 %, Height Level < 170 m, Wichtung: 20 %, Flow Accumulation > 1, Wichtung: 10 %, Height Level > 200 m, Wichtung: 10 %, Quaternary Sediments, Wichtung: 10 %) Bei einem angenommenen Starkbeben bei Schwadorf wird es Bereiche höherer Schütterwirkung (Stufe 5–6) geben, die auf Bodenverstärkungseffekte durch lokale Standortbedingungen zurückzuführen sind.

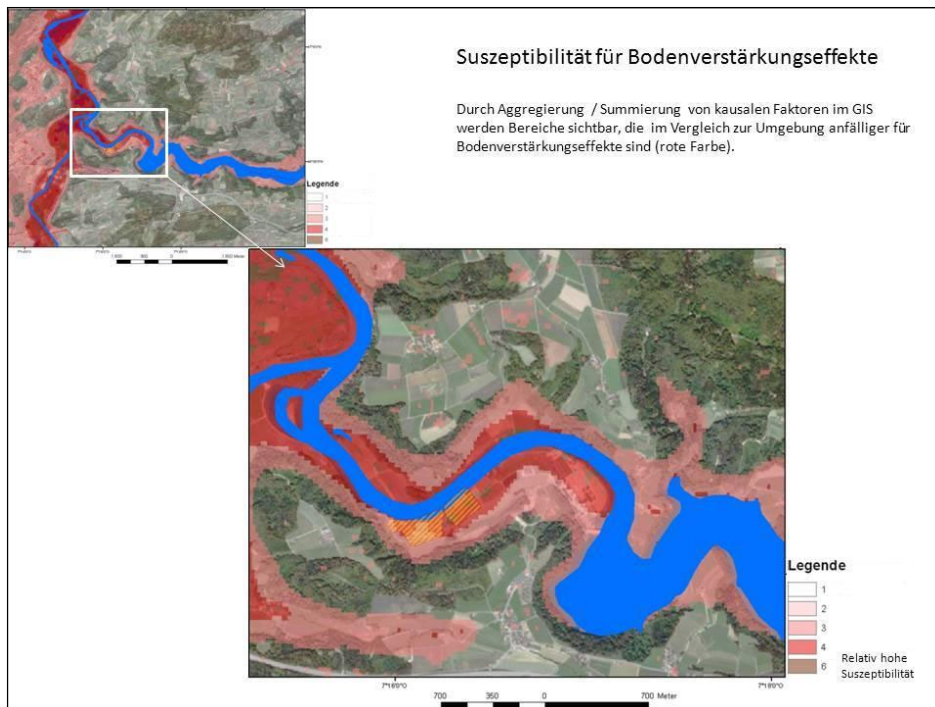


Abbildung 19: ASTER DEM basierte Weighted Overlay-Berechnung vom Gebiet des AKW Mühleberg.

Hierbei muss auch der strukturelle Bauplan berücksichtigt werden. Je nach Erdbebenparametern wie Tiefe, Magnitude, Lage und Orientierung der Herdfläche, Bewegungsmechanismus und Hauptstoßwelle etc. ist ein unterschiedlicher Einfluss von oberflächennahen, ausgeprägten Bruchzonen auf die Schütterwirkung zu erwarten, sofern diese Störungszonen als seismische Grenzflächen wirksam sind. Je nach Orientierung (Einfallswinkel, Streichwinkel) der oberflächennahen Störungszonen zur Hauptenergieausbreitungs- und Stoßrichtung der seismischen Wellen sowie je nach ihrer Breite und ihren tektonischen und lithologischen Eigenschaften (Impedanz) ist mit einem unterschiedlichen Einfluss von Verwerfungszonen auf die Schütterwirkung zu rechnen.

Auswertungen der vorhandenen, tektonischen Informationen sowie Lineationskartierungen auf der Basis unterschiedlicher Daten können dazu beitragen, den möglichen, strukturellen Einfluss auf die Schütterwirkung zu visualisieren (Abbildung 20). Damit ist eine Datenbasis gegeben, die dann im Einzelfall eines Erdbebens für weitere Analysen zur Verfügung steht.

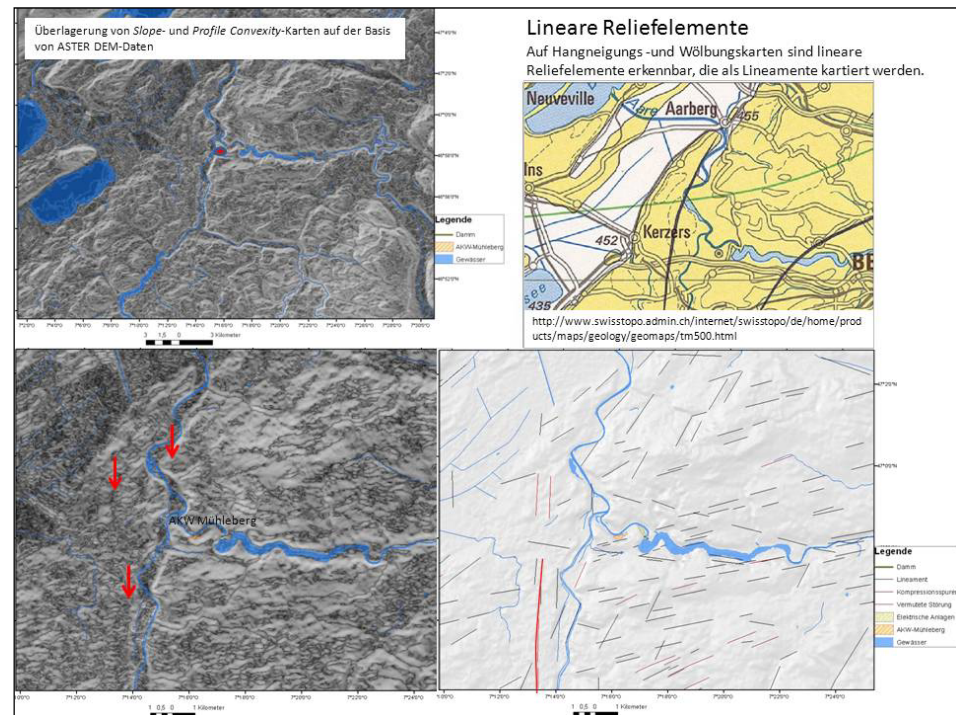


Abbildung 20: Lineationskartierungen auf der Basis von ASTER Digital Elevation Model (DEM) basierten, morphometrischen Karten und Vergleich mit dem Ausschnitt aus der geologischen Karte.

Die Überlagerung der Erdbebendichteberechnung auf der Basis der vom SED bereit gestellten Daten mit der Weighted Overlay-Berechnung ist in Abbildung 21 dargestellt. Dabei wird deutlich, dass das AKW Mühleberg sich zwar nicht in den Bereichen mit höchsten Erdbebenkonzentrationen befindet, jedoch wegen lokaler Standorteigenschaften durchaus einer höheren Schütterwirkung ausgesetzt sein könnte.

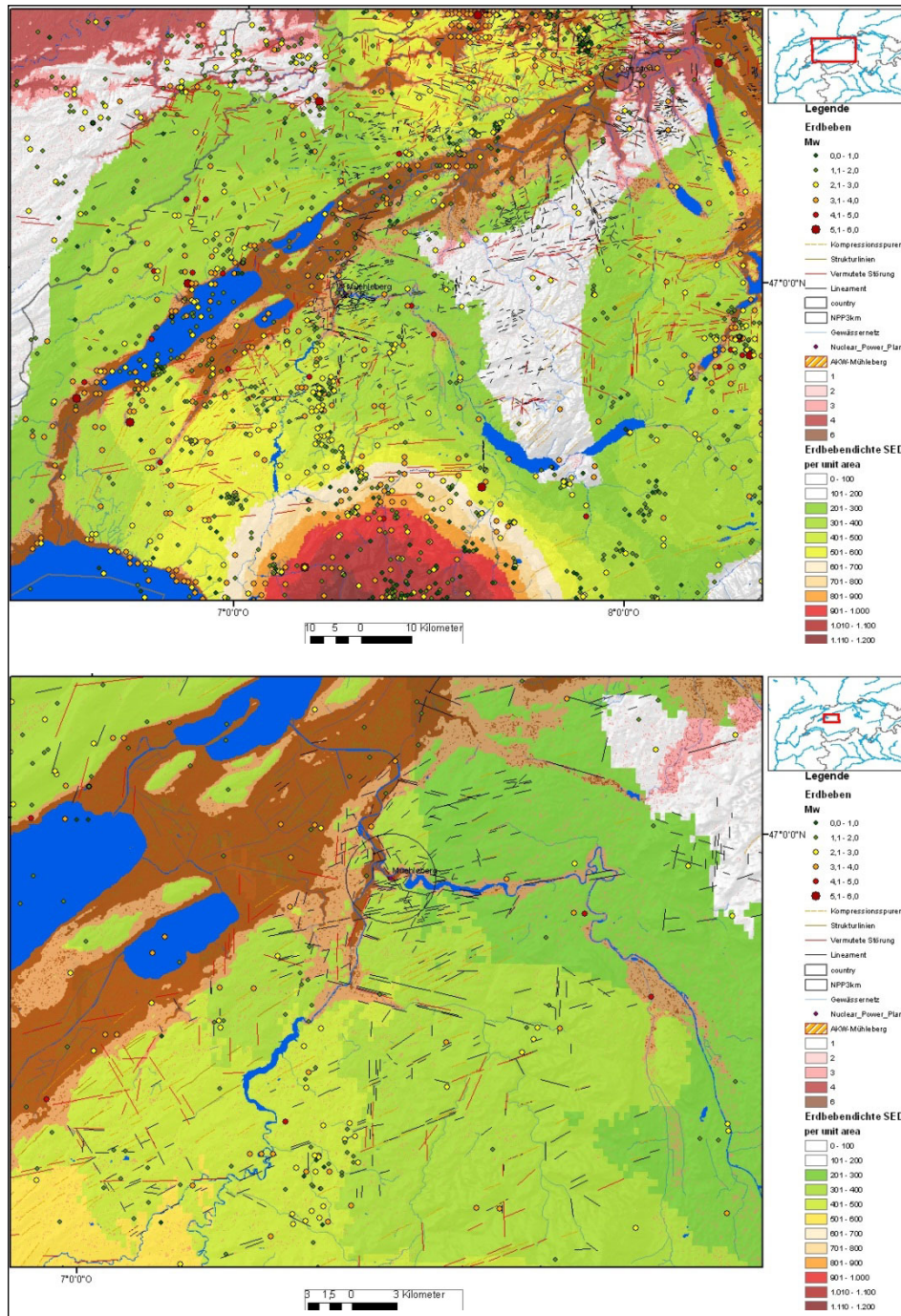


Abbildung 21 a und b: Überlagerung der Erdbebendichteberechnung mit der Weighted Overlay-Berechnung.

3 SCHERWELLENGESCHWINDIGKEITEN

Seit der Verfügbarkeit von SRTM und ASTER DEM-Höhendaten werden morphometrische Eigenschaften der Erdoberfläche zunehmend für die Erfassung von Standortfaktoren eingesetzt und entsprechende Software vom US Geological Survey entwickelt. Die im Internet frei verfügbaren Daten des USGS wurden für diese Untersuchungen verwendet (Abbildung 22).

3.1 Korrelation von Scherwellengeschwindigkeiten mit Hangneigungen

Vs30 Werte ($V_s 30$ – die durchschnittliche Scherwellengeschwindigkeit innerhalb von 30 m unterhalb der Erdoberfläche) wurden von WALD & ALLEN (2007) mit Hangneigungsdaten korreliert. Diese Autoren verglichen Vs30-Karten mit geologischen Karten und verfügbaren in-situ-Vs-Messungen und fanden häufig deutliche Übereinstimmungen der mit Hangneigungen korrelierten Vs30-Werte mit den im Gelände gemessenen Vs30-Werten. WALD & ALLEN (2007, 2009) entwickelten daraus einen Ansatz und einen vom USGS bereitgestellten Web-Service, um erste Anhaltspunkte über lokale Standortfaktoren zu bekommen. Diese vom USGS bereitgestellten Vs30-Daten vom Untersuchungsgebiet wurden in die Untersuchungen einbezogen.

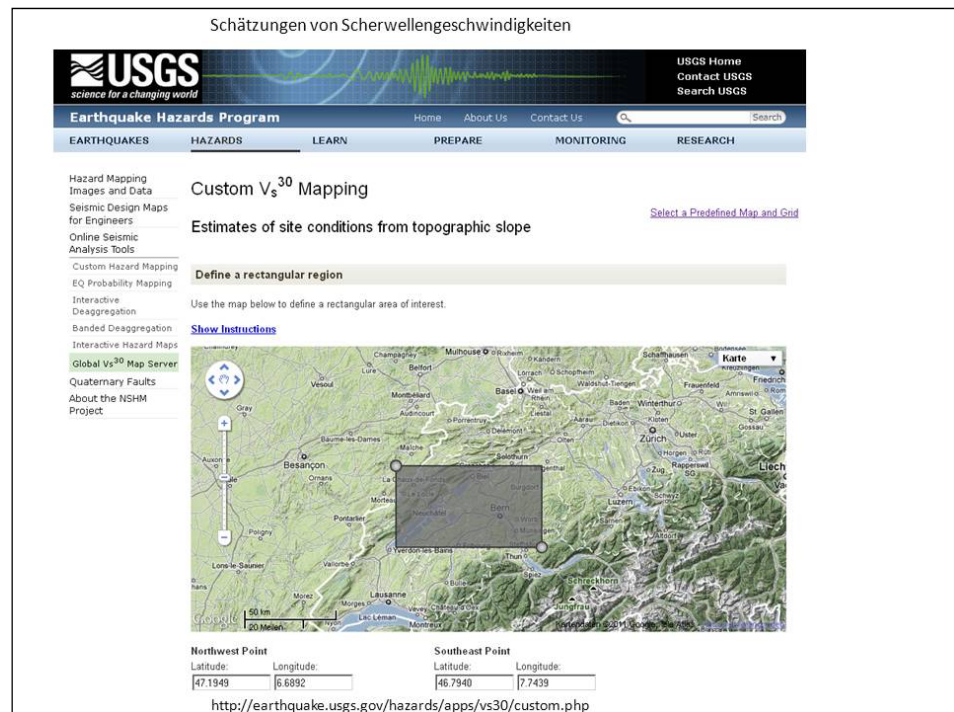


Abbildung 22: Ableitungen von Scherwellengeschwindigkeiten nach Angaben des USGS.

Die Karten der Suszeptibilität (Anfälligkeit) für erhöhte Bodenverstärkungseffekte wurden mit den Angaben zu Scherwellengeschwindigkeiten vom USGS im GIS überlagert: Die im ASCII-Format herunterladbaren Vs30-Daten wurden in ArcGIS eingelesen, um diese Werte mit der Suszeptibilitätskarte für Schütterwirkungen nach der Weighted-Overlay-Methode zu vergleichen und später mit verfügbaren Geländedaten. Abbildung 23 zeigt das Ergebnis der Vs30-Berechnungen von Wald & Allen vom Gebiet des AKW Mühleberg. Ein Vergleich mit der Verbreitung quartärer Lockersedimente in flachen Beckenlagen mit den Vs30-Werten < 400 m/s zeigt eine deutliche, lagemäßige Übereinstimmung (Abbildung 24), sodass hier offensichtlich günstige Voraussetzungen für die von WALD & ALLEN (2007) angenommenen Korrelationen vorliegen. Je niedriger die Ausbreitungsgeschwindigkeit seismischer Wellen ist, desto stärker können die Schäden sein, die hierdurch angerichtet werden.

Die geomorphologische und geologische Situation vor Ort stellt sich kleinräumig allerdings differenzierter dar. Lithofazielle Unterschiede, variierende Schichtmächtigkeiten, strukturgeologische Einflüsse sind nur einige der Faktoren, die sich lokal auf die Höhen der Scherwellengeschwindigkeiten auswirken. 3D-Einflüsse wie Überlagerung von reflektierten Wellen sind dabei auch noch nicht berücksichtigt. Dennoch ergibt sich insgesamt durch die Anwendung dieser Methode von WALD & ALLEN (2007) eine anschauliche Übersicht über anzunehmende Scherwellengeschwindigkeiten bei Starkbeben und damit auch eine Übersicht über die Bereiche, die wahrscheinlich mehr von Bodenverstärkungseffekten betroffen sind.

Die Vs30-Werte wurden mit der Suszeptibilitätskarte nach der Weighted-Overlay-Methode überlagert: Es zeigt sich eine deutliche Übereinstimmung der mit der höchsten Stufe 5–6 charakterisierten Bereiche auf der ASTER-DEM basierten Suszeptibilitätskarte (dunkelrote Bereiche auf Abbildung 25) mit den geschätzten Scherwellengeschwindigkeiten von < 400 m/sec.

Diese Bereiche stimmen geologisch weitgehend mit anstehenden, tertiären Molasse-Sedimenten und quartären Lockersedimenten in Tallagen mit relativ hohen Grundwasserspiegeln überein, was der Vergleich mit geologischen und hydrogeologischen Karten bestätigt (Abbildung 24 bis Abbildung 26).

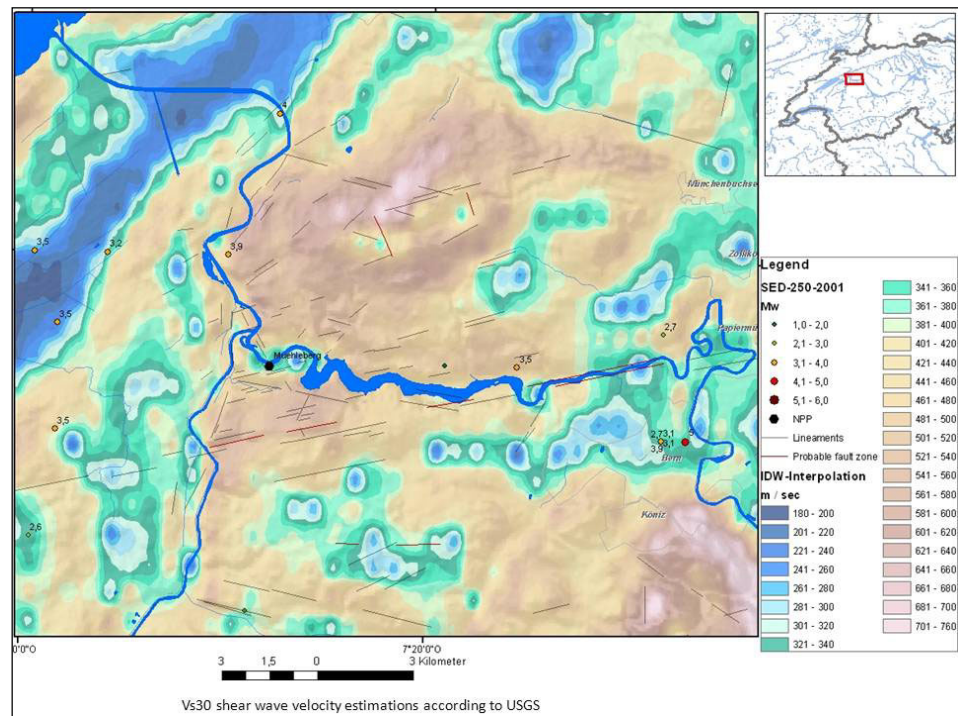


Abbildung 23: Interpolierte Vs30-Daten (Inverse-Distance-Weighted-Interpolation-IDW).

Durch die Kombination der verschiedenen Methoden und Daten wird ein besserer Überblick über die Bereiche erreicht, in denen standortbedingt höhere Schadenswirkungen bei Erdbeben zu erwarten sind.

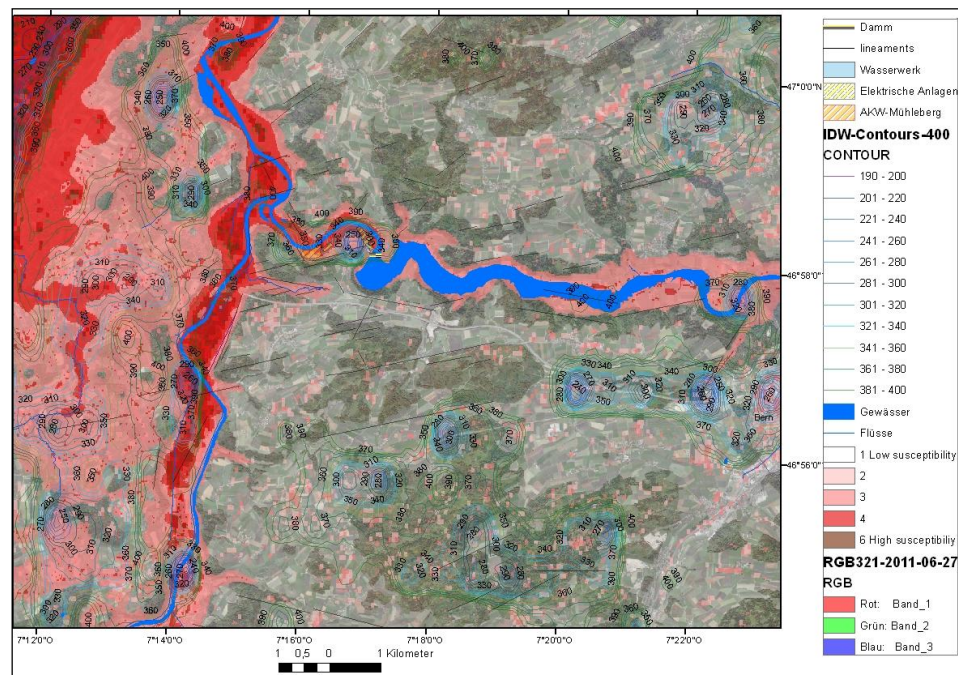


Abbildung 24: Überlagerung der Weighted-Overlay-Karte mit Vs30 < 400 m/s-Werten.

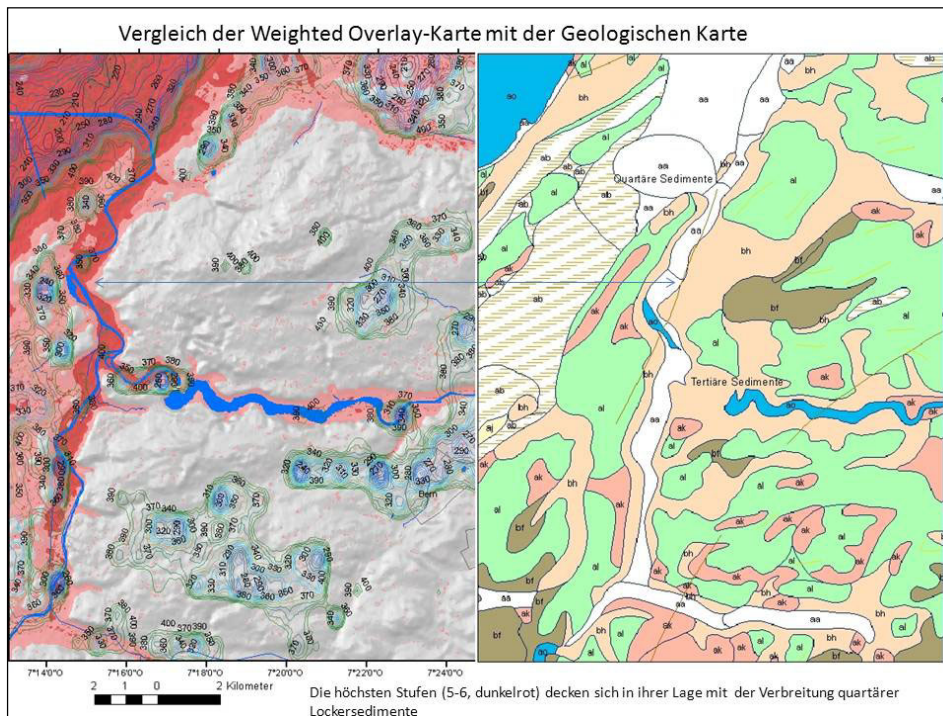


Abbildung 25: Vergleich der Weighted Overlay-Karte und Vs30-Isolinien mit der geologischen Karte (Swistopo, <http://www.geologieviewer.ch/>).

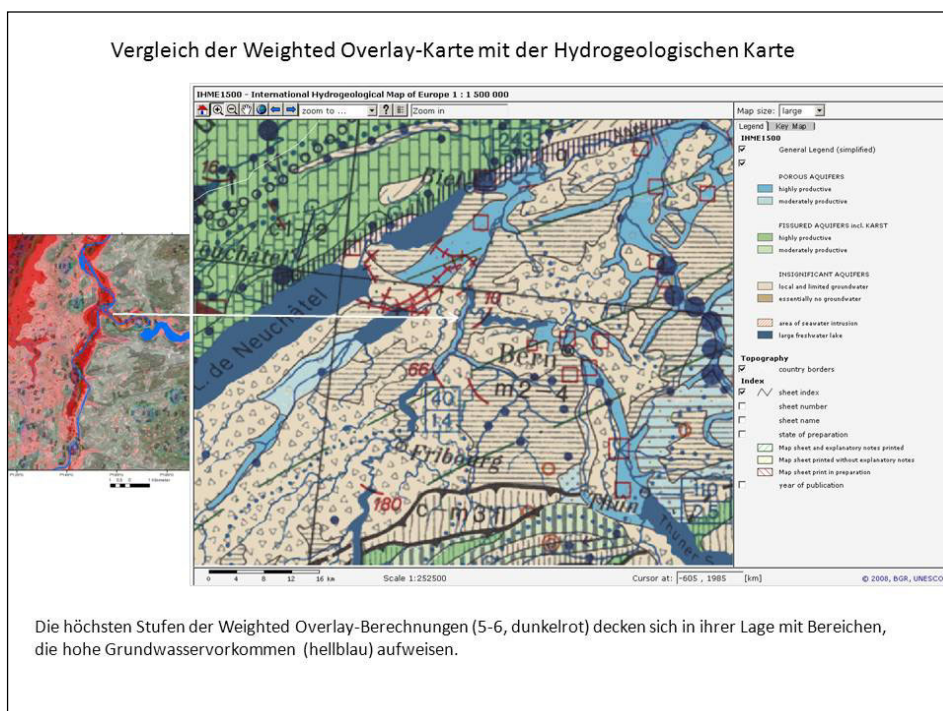


Abbildung 26: Vergleich der Weighted Overlay-Berechnungen mit hydrogeologischen Befunden.

3.2 ShakeMap

Eine ShakeMap ist eine Darstellung der Bodenerschütterung, die durch ein Erdbeben ausgelöst wurde. Diese Information unterscheidet sich von den Angaben zu Erdbeben-Magnitude und Epizentrum. Eine ShakeMap soll die tatsächliche Erschütterung an der Erdoberfläche darstellen und nicht die Parameter des Erdbebenherds. Während ein Erdbeben durch eine spezifische Magnitude und ein Epizentrum beschrieben wird, variiert die dadurch ausgelöste Erschütterung in der betroffenen Region. Die Stärke (Intensität) der Erschütterung ist abhängig von der Entfernung zum Beben, den Eigenschaften von Gestein und Boden am Beobachtungsort, und von Unterschieden in der Ausbreitung der seismischen Wellen aufgrund der Heterogenität der Erdkruste. Um die gemessene Bodenerschütterung mit den etablierten Erdbeben-Intensitäts Skalen in Beziehung zu setzen, wird die ShakeMap als Karte der 'instrumentellen Intensität' dargestellt (SED, <http://www.seismo.ethz.ch/prod/shakemaps/index>). Die klassische Erdbeben-Intensität beschreibt wie ein Beben verspürt wurde und wie sich die Schäden verteilen. Um also eine instrumentelle Intensität aus beobachteten Bodenbewegungen abzuleiten, muss das Verfahren gegen beobachtete makroseismische Intensitäten kalibriert werden. Abbildung 25 zeigt ein ShakeMap-Bildprodukt-Beispiel des SED, generiert auf der Basis eines Erdbebens vom 8. September 2005. Eine Überlagerung der instrumentell ermittelten Intensitäten mit den Ergebnis von Weighted Overlay-Berechnungen im GIS könnte hierbei hilfreich sein, wie es am Beispiel des Erdbebens von Ramboisville gezeigt wird: Eine Überlagerung der hier vom USGS bereitgestellten ShakeMap vom Erdbeben am 22.03.2003 mit der Weighted Overlay-Karte veranschaulicht die Fernwirkung des Erdbebens. Dort, wo sich „ungünstige“, kausale Standortfaktoren in ihrer Wirkung aggregieren, sind entsprechend höhere Intensitäten beobachtet worden, was der Vergleich mit den makroseismischen Beobachtungen bestätigt (Abbildung 27). Abbildung 28 veranschaulicht, wie im Falle eines größeren Erdbebens die Ergebnisse aus den verschiedenen Ansätzen zusammengeführt werden könnten. Die ShakeMap-Berechnungen /Karten nach einem Erdbeben könnten bei Überlagerung mit Weighted-Overlay-Karten und Vs30-Berechnungen zu einem genaueren Überblick über Bereiche mit höherer Schadenswirkung führen. Ein Vergleich der Weighted Overlay-Ergebnisse mit makroseismischen Karten trägt zu einem besseren Verständnis der Schütterwirkung der jeweiligen Erdbeben bei (Abbildung 29).

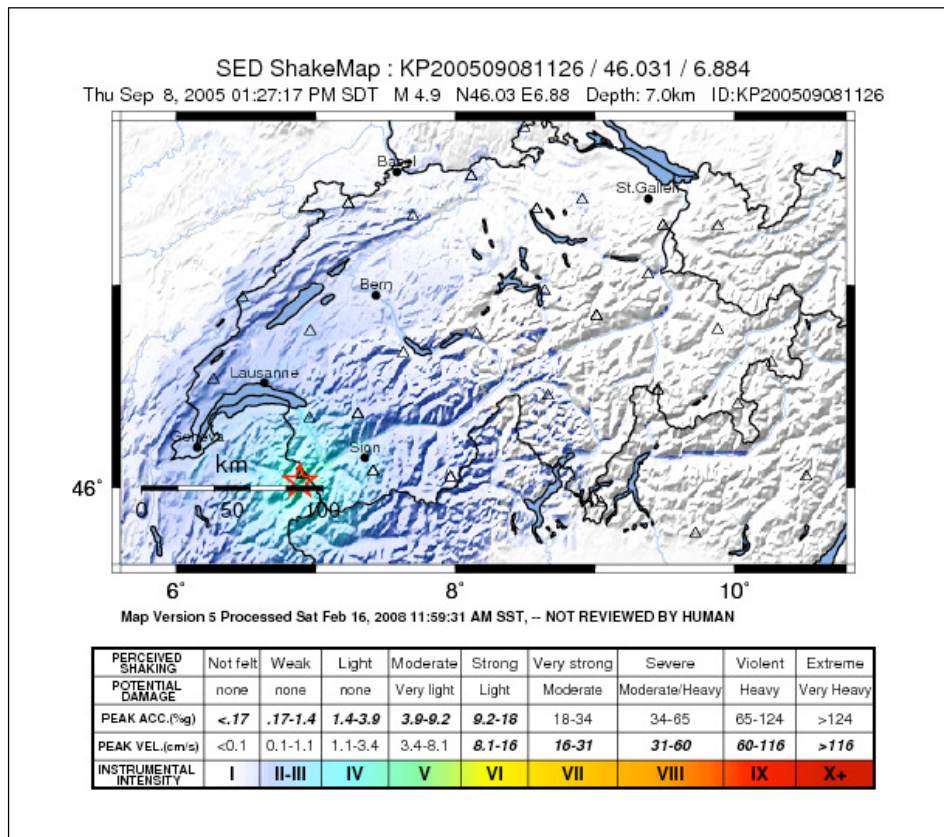


Abbildung 27: SED ShakeMap (Clinton, 2008).

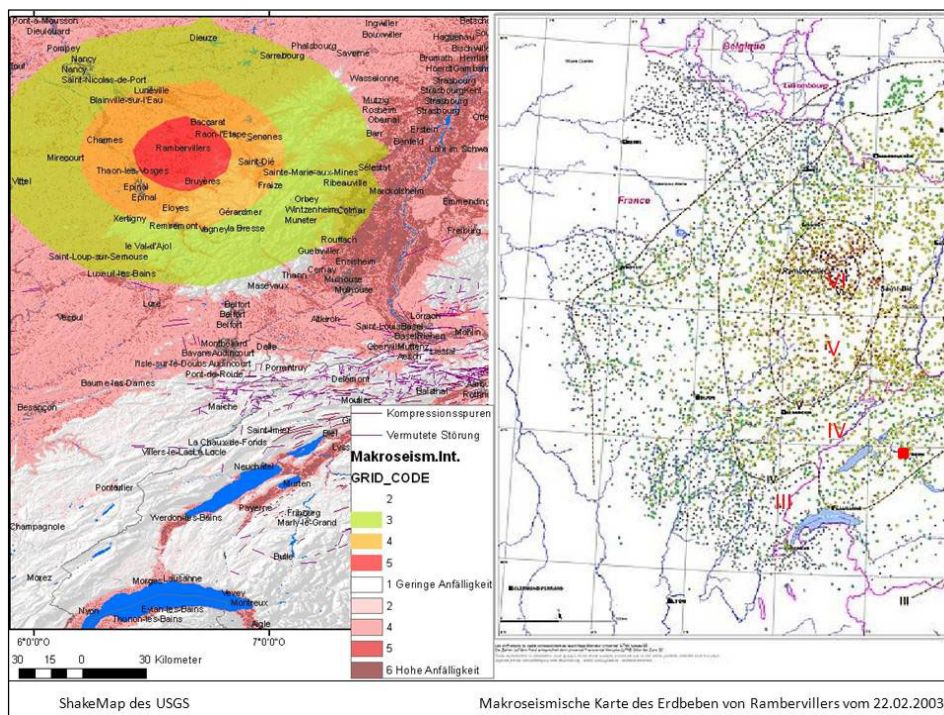


Abbildung 28: Überlagerung der ShakeMap-Darstellung (USGS) mit Ergebnissen der Weighted Overlay-Berechnung.

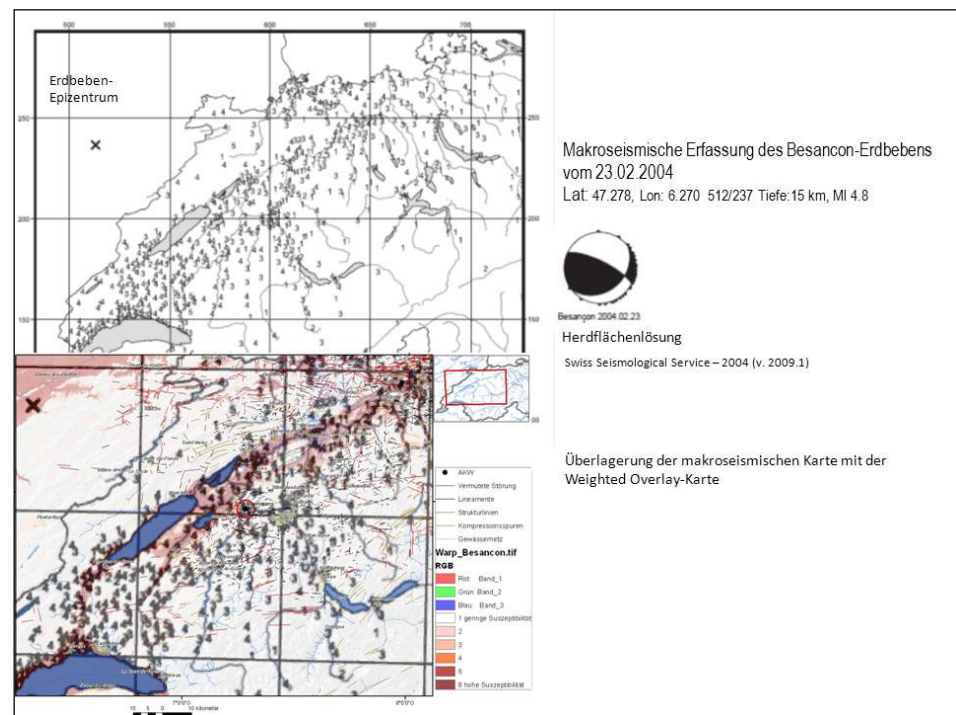


Abbildung 29: Überlagerung der makroseismischen Karte mit den Weighted Overlay-Ergebnissen.

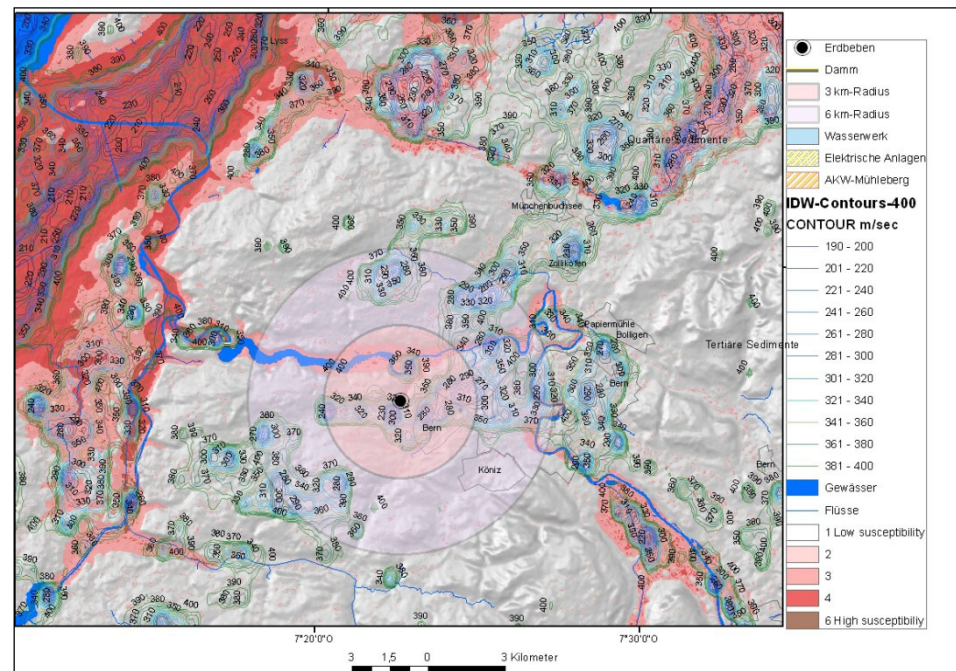


Abbildung 30: Bereiche mit einer wahrscheinlichen höheren Schütterwirkung im Falle eines Starkbebens. Innerhalb des gleichen Entfernungsradius vom Erdbebenherd (hier ein hypothetisches Erdbeben) ist aufgrund unterschiedlicher lokaler Standorteigenschaften mit unterschiedlichen Schadenswirkungen zu rechnen.

Die Ergebnisse der Weighted-Overlay-Berechnungen auf der Basis von SRTM-DEM-Daten (Faktoren: Höhen < 540 und 500 m, Hangneigungen < 5°, Curvature=0, in ENVI-Software berechnete Minimum Curvature > 250, Verbreitung quartärer Lockersedimente) wurden vom Grid-Format in Polygon-Shapefiles konvertiert. Durch diese Vorgehensweise wird verdeutlicht, welche Industriestandorte bei einem angenommenen Starkbeben ungünstigere Standortvoraussetzungen aufweisen könnten. Sie befinden sich in niedrigeren, ebenen Bereichen mit relativ hohen Grundwasserspiegeln in einer Beckenlage mit anstehenden, unverfestigten Lockersedimenten. Diese Bereiche können auch bei Fernbeben bedingt durch die ungünstigen Übertragungseigenschaften in den mächtigen Lockersedimentschichten höheren Schadenswirkungen ausgesetzt sein. Welchen Einfluss auch die Strukturgeologie auf die Schadenswirkung von Erdbeben im Untersuchungsgebiet haben könnte, hängt von den spezifischen Erdbebenparametern ab. Die ASTER DEM basierte Weighted Overlay-Karte wurde ebenfalls in Polygon-Shapefiles konvertiert und alle Polygone > 5 extrahiert. Dieses Shapefile der vermuteten Suszeptibilitätsstufe 5 wurde dann wie zuvor bei den SRTM-Daten mit den Polygon-Shapefiles der Industrieanlagen, Wohngebiete, etc. verschnitten.

Durch diese Verschneidung der Infrastruktur-Shapefiles mit den Weighted-Overlay-Shapefiles der Suszeptibilitätsstufen 5–6 ergeben sich Hinweise auf die Industrieanlagen, Infrastruktureinrichtungen und Gebäude, die möglicherweise einer höheren Erdbebenbelastung aufgrund der Aggregation „ungünstiger“ Standortfaktoren ausgesetzt sind. Durch die Berücksichtigung dieser Annahmen könnte z. B. die Gebäudeüberwachung hinsichtlich ihrer Erdbebensicherheit oder die Katastrophenschutzplanung gezielter ausgerichtet werden.

Ob auch tatsächlich bei einem Starkbeben Schäden an den kommerziell genutzten Gebäuden und Industriestandorten zu erwarten sind, hängt entscheidend von weiteren Faktoren ab wie z. B. Bauweise, Stockwerkshöhe, Alter und Bausubstanz sowie von den spezifischen Baugrundeigenschaften und Grundwasserzuständen vor Ort.

4 REZENTE VERTIKALE UND HORIZONTALE VERÄNDERUNGEN DER ERDOBERFLÄCHE

Wesentliche Aspekte bei der Erfassung der Gefährdungen durch Bewegungen im Untergrund sind nicht nur die Bewegungen in Verbindungen mit seismischen Ereignissen im Untergrund (Herdflächenlösungen bei Erdbeben), sondern auch die aseismischen, horizontalen und vertikalen Bewegungen.

Das Gebiet des AKW Mühleberg ist einem komplexen Stressfeld ausgesetzt. Die Adriatische Mikroplatte rotiert weiterhin im Gegenuhrzeigersinn um einen Punkt zwischen Turin und Genua, woraus auf die Schweizer Alpen ein Zusammenschub von 1–2 mm pro Jahr resultiert.

Vertikale und horizontale Veränderungen sind durch geodätische Feinnivellements und GPS-Daten nachgewiesen sowie durch strukturgeologische Auswertungen seismischer Profile (Egli et al. 2004, Gubler 1996).

Für die Planung, Überwachung und Instandhaltung der AKW-Gebäude und deren Infrastruktureinrichtungen ist die Erfassung solcher Daten wichtig, da sich bei deren Kenntnis Vorsorgemaßnahmen gezielter planen lassen. Davon sind auch Verkehrswege betroffen, die bei Versorgungs- und Entsorgungsabläufen eine Rolle spielen. So kann z. B. die Standfestigkeit von Schienenwegen, Brücken oder Tunneln langfristig von auch nur sehr geringen Höhenveränderungen durch Summierungseffekte betroffen sein. Außerdem ist das komplexe Wirkungsgefüge der verschiedenen tektonischen Prozesse zu berücksichtigen. Es lassen sich im Wesentlichen folgende Bewegungen unterscheiden:

- Hebungs- und Absenkungsbewegungen
- Kompression durch die nach Norden orientierte Bewegung der Adria-Platte
- Horizontalbewegungen entlang von Bruchsystemen und Scherzonen.

4.1 Vertikale Höhenveränderungen

Präzisionsnivellements der Landesvermessungen geben Rückschlüsse über vertikale Krustenbewegungen in der Schweiz (Hebung, Senkung). Die ersten Vermessungen liegen über 100 Jahre zurück, periodische Nachmessungen gibt es ab 1943. Die Messergebnisse zeigen, dass sich die Alpen gegenüber dem Mittelland um bis zu 1.5 mm pro Jahr heben (ENSI-AN-6988, 2009). Einen Überblick über Höhenveränderungen in der Schweiz vermittelt Abbildung 28. Dabei wird deutlich, dass das Gebiet um Mühleberg sich in einem Übergangsbereich zwischen positiven und negativen Höhenveränderungen befindet.

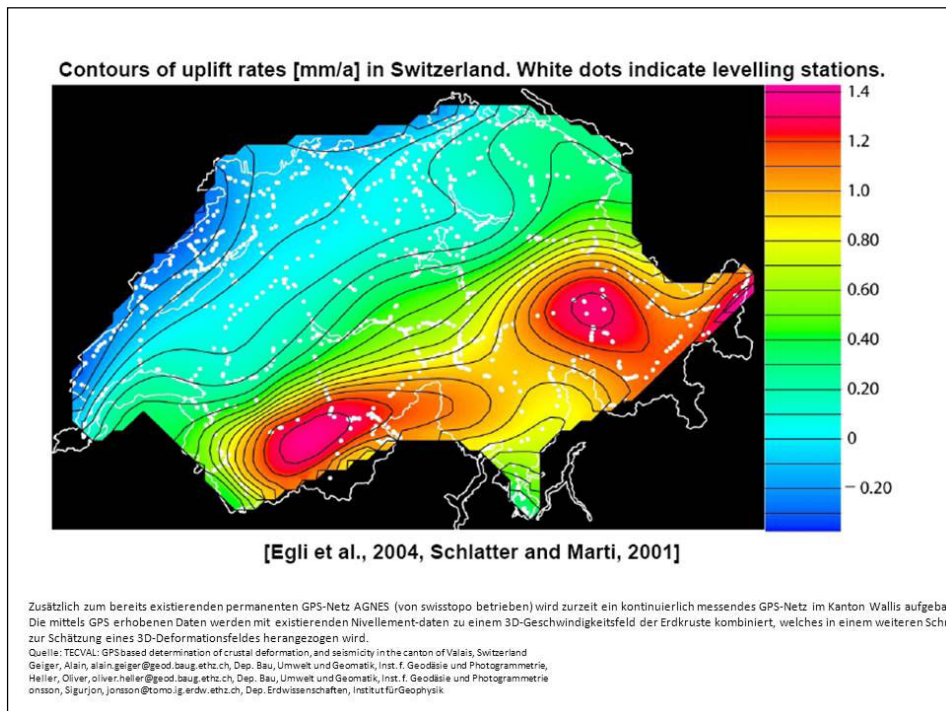


Abbildung 31: Vertikale Höhenveränderungen in der Schweiz.

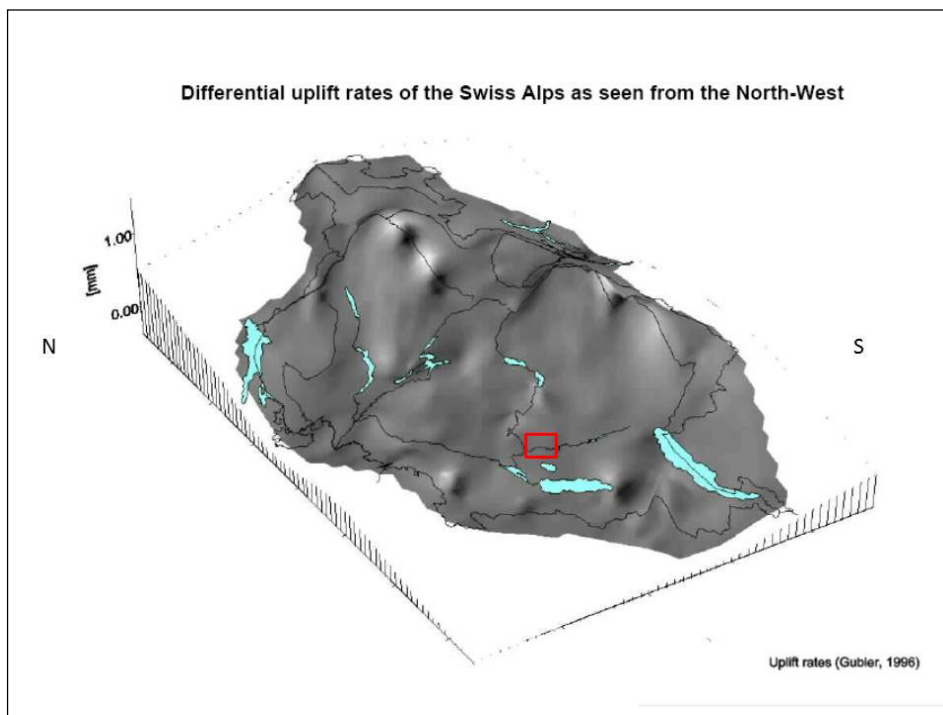


Abbildung 32: Perspektivische 3D-Darstellung der Höhenveränderungen nach Gubler (1996). Das Gebiet um Mühleberg ist rot markiert.

Die Erfassung von Absenkungsbereichen ist für Transport-Infrastrukturen oder Versorgungsleitungen von Bedeutung, insbesondere von Übergangsbereichen zwischen positiven und negativen Höhenveränderungen. So sind z. B. Eisen-

bahnschienen in solchen Übergangsbereichen relativ höheren Belastungen ausgesetzt als in der Umgebung. Diese Untersuchungen können dazu beitragen, kritische Segmente im Schienennetz zu finden. Schienabschnitte, die in Absenkungsbereichen, in Hochwasser gefährdeten Bereichen und in Feuchtgebieten mit wechselnd hohen Grundwasserspiegeln oder in Bereichen von sich kreuzenden Verwerfungszonen und Abschiebungen liegen, sind möglicherweise höheren Belastungen ausgesetzt.

Die aus den verschiedenen Literaturstellen gewonnenen Angaben über Höhenveränderungen und deren Gebiete wurden in das GIS übernommen. Es wurde untersucht, ob ein Zusammenhang zwischen den morphometrischen Eigenschaften der Erdoberfläche und vertikalen Höhenveränderungen zu erkennen ist. Dafür wurden Höhengschichten-, Hangneigungs- und Wölbungskarten aus SRTM- und ASTER DEM Daten unter Verwendung der ArcGIS- und ENVI-Software berechnet.

Aus Berechnungen der „Minimum Curvature“ mit dem ENVI-Programm (Ergebnis: Grauwerteabstufungen von 0-255, 255 = ebenes Gelände), lassen sich die flachsten Bereiche (< 240) extrahieren, aus Hangneigungskarten die Bereiche $< 5^\circ$ und aus Höhengschichtenkarten die jeweils niedrigsten Bereiche (Abbildung 33 und Abbildung 34).

Dabei wurde auch die Weighted Overlay-Methode angewandt, um diese Parameter zu aggregieren. Die Angaben über negative Höhenveränderungen/Absenkungsbereiche wurden dann mit den aus SRTM- und ASTER DEM-Daten abgeleiteten Gebieten mit den geringsten Hangneigungen ($< 5^\circ$) überlagert, sowie mit den am niedrigsten gelegenen Bereichen und den geringsten Wölbungen verglichen. Dadurch wird ein Zusammenhang zwischen der Topographie und negativen Höhenveränderungen offensichtlich: Die Bereiche mit diesen sich überlagernden, morphometrischen Eigenschaften decken sich in ihrer Lage weitgehend mit den bekannten Absenkungsgebieten. Die glaziale und post-glaziale Überformung dieses Gebietes hatte allerdings einen entscheidenden Einfluss auf die morphologische Ausprägung.

Bereiche mit positiven Höhenveränderungen/Hebungsbereiche wurden mit Gebieten mit $> \text{ca. } 30^\circ$ Hangneigungen überlagert sowie mit Bereichen höherer Geländewölbung. Auch hierbei gibt es Übereinstimmungen in der Lage der positiven Höhenveränderungen mit Bereichen der höchsten Geländewölbung und höheren Hangneigungsgraden.

Zur Gewinnung von flächenhaften Angaben über potentielle Absenkungsbereiche wurde versucht, neben geodätischen Feinnivellements auch weitere Kriterien wie tiefstes Erosions- und Höhenniveau, Fluss-Mäanderentwicklung und Dichte des Entwässerungsnetzes heranzuziehen. Flussmäander und -altarme wurden digitalisiert. Das Entwässerungsnetz wurde in ArcGIS berechnet und nach einzelnen Fließordnungszahlen aufgegliedert. Bei einer Dichteberechnung des Entwässerungssegmentes 4 nach Strahler zeigt sich eine auffallende, lagemäßige Übereinstimmung von Bereichen höherer Segmentdichte sowie der Konzentration von Flussmäandern und den bekannten Absenkungsgebieten.

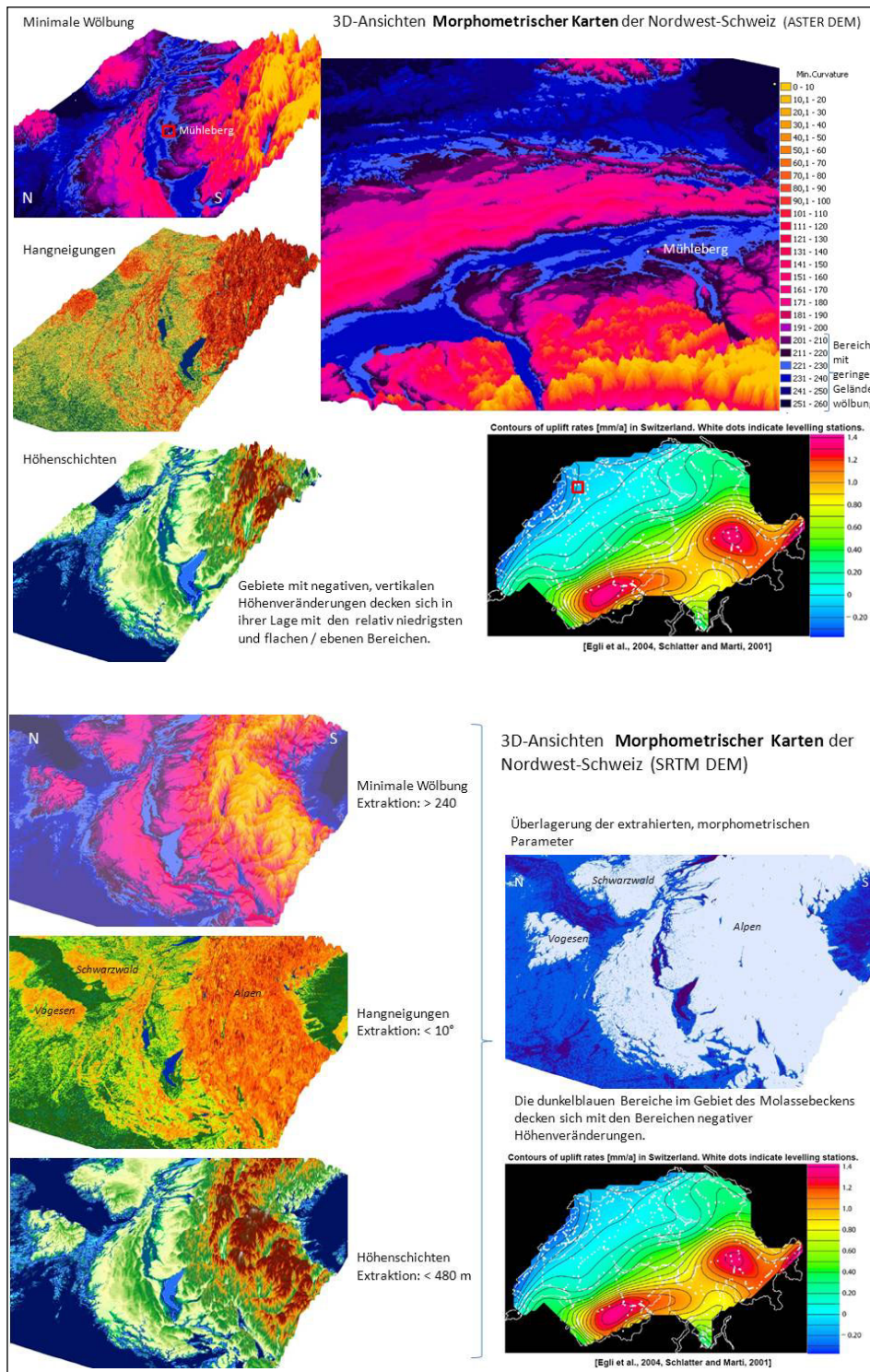


Abbildung 33 a und b: Spuren rezenter, vertikaler Höhenveränderungen im Relief. Absenkungsbereiche sind durch die relativ niedrigsten und flachsten Bereiche erkennbar.

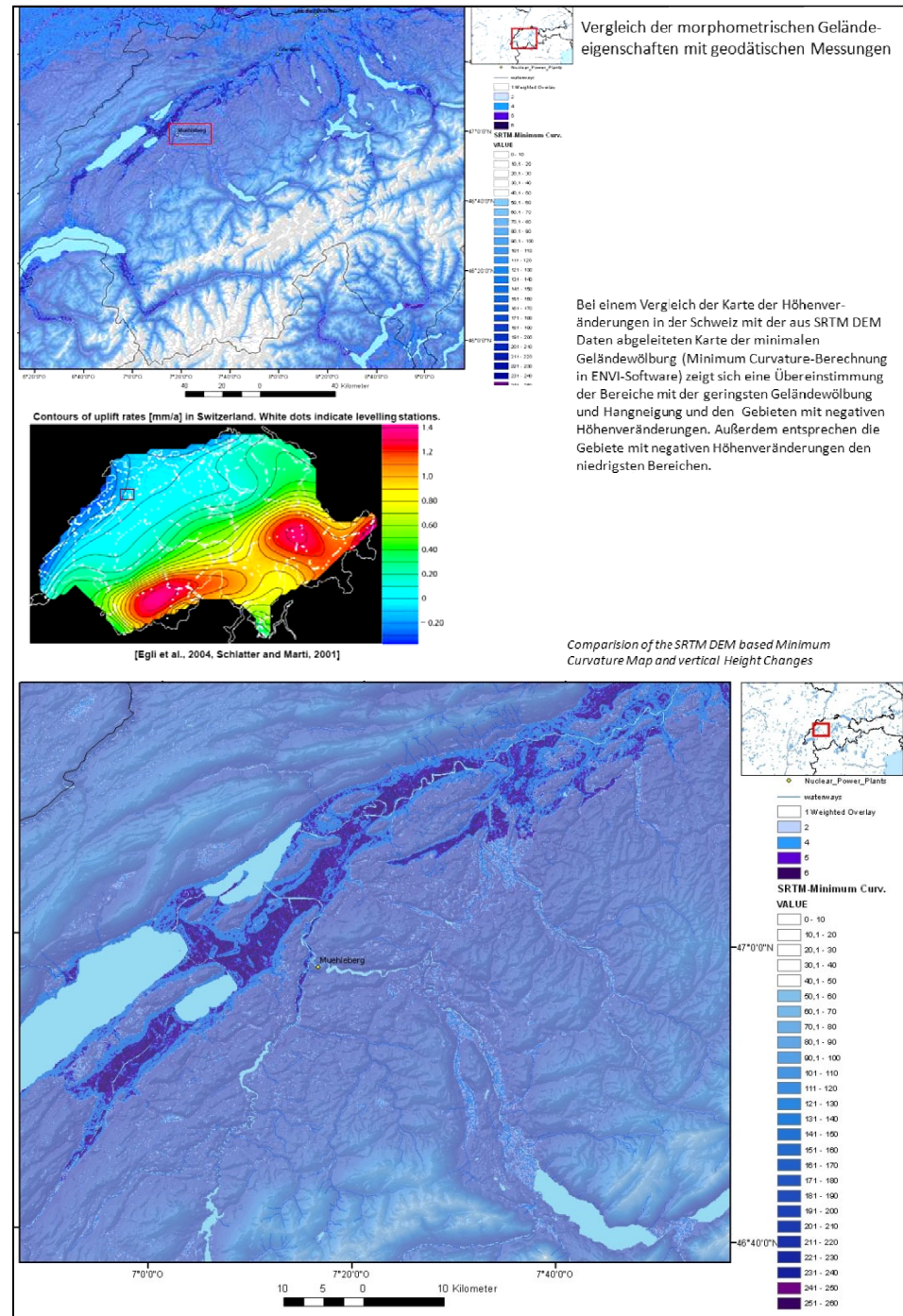


Abbildung 34 a und b: Morphometrische Eigenschaften der Absenkungsbereiche. Weighted Overlay: $[Height\ level < 480\ m] + [Slope\ ^\circ < 10] + [Minimum\ Curvature > 240]$, überlagert mit der Minimum Curvature-Karte (SRTM-DEM).

Da sowohl SRTM, als auch ASTER DEM-Daten geringfügig Fehlerquellen bei den Höhenangaben aufweisen, da es sich um Höhenmodelle (Messung an der Erdoberfläche inklusive Baumoberflächen oder Gebäude) und nicht um Geländemodelle (Messung an der direkten Geländeoberfläche) handelt, ist eine kritische Analyse der Ergebnisse erforderlich. So sind z. B. „Gebäude-Höheninseln“ bei den Auswertungen auszuklammern.

Die Ergebnisse der Weighted Overlay-Auswertungen von SRTM- und ASTER DEM-Daten stimmen aber insgesamt bei identischer Bearbeitungsweise überein.

4.2 Spuren der Alpenkompression

GPS-Deformationsmessungen und Modelle weisen auf Bewegungen des Alpenkörpers nach N und NW hin (GÖBELL et al. 2001) ebenso wie strukturgeologische und seismische Untersuchungen (Abbildung 35).

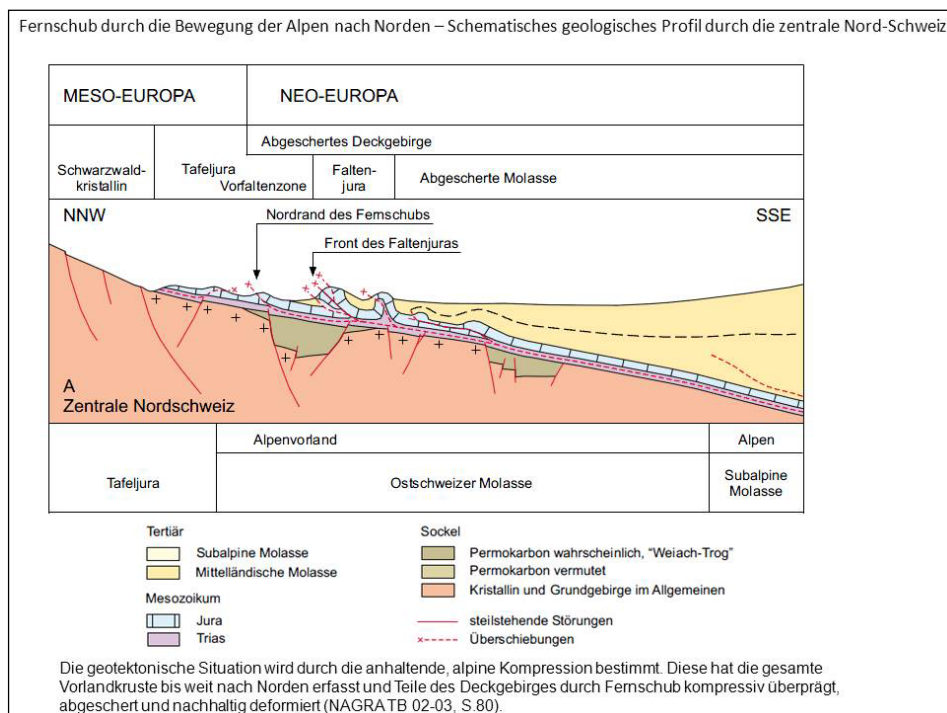


Abbildung 35: Geologisches Querprofil.

Spuren der Alpenkompression lassen sich auch im Relief erkennen: Bei der strukturgeologischen Auswertung der SRTM- und ASTER-Daten fallen insbesondere auf den Schummerungskarten (Hillshade), Aspekt- und Hangneigungskarten dicht gedrängte, parallel zum Alpenkörper verlaufende Linien auf (Abbildung 36 und Abbildung 37). Auf Aspektkarten erfolgt die Darstellung der Geländeorientierung wie den Hangrichtungen.

Es zeigt sich außerdem eine ausgeprägte Korrelation zwischen tektonischen Bewegungen und Merkmalen des Entwässerungsnetzes. Die Linien (Rillen, Flussbetten, Täler, Geländestufen etc.) sind parallel in annähernd gleichen Abständen zueinander angeordnet. Die linienartigen Reliefelemente wurden auf den morphometrischen Karten sowie LANDSAT- und RapidEye-Satellitenaufnahmen nachgezeichnet und als Linien-Shapefile-Layer im GIS abgespeichert (Abbildung 37 und Abbildung 38). Bei einer Analyse dieser Linien lässt sich ein, den Alpenkörper umlaufendes Streichen der Linien beobachten, d. h. die Linien verändern ihre Orientierung fortlaufend parallel zum Randbereich den Alpen.

Dabei kommt es teilweise zu interferierenden Mustern. Diese Linien werden als Spuren der Kompression durch die nach Norden driftende Adria-Mikroplatte gedeutet. Die Orientierung der parallelen Reliefelemente verläuft nahezu senkrecht zur jeweiligen, bekannten Kompressionsspannung (Abbildung 2).

Auch auf dem Vegetationsindex (NDVI)-RapidEye-Bildprodukt des Untersuchungsgebietes lässt sich bei einer Überlagerung mit der ASTER DEM-Hillshade-Karte und der Entwässerungsnetz-Berechnung die parallele Anordnung der Reliefelemente erkennen (Abbildung 36).

Es stellt sich die Frage, wie aktiv diese Kompressionsbewegungen sind. Hierfür müssen die GPS-Langzeit-Messergebnisse abgewartet werden. Es ist allerdings anzunehmen, dass aufgrund des komplexen strukturgeologischen Aufbaus der Alpen und des Alpenvorlands die Schubbewegungen regional mit unterschiedlicher Intensität und unterschiedlichen Geschwindigkeitsraten erfolgen.

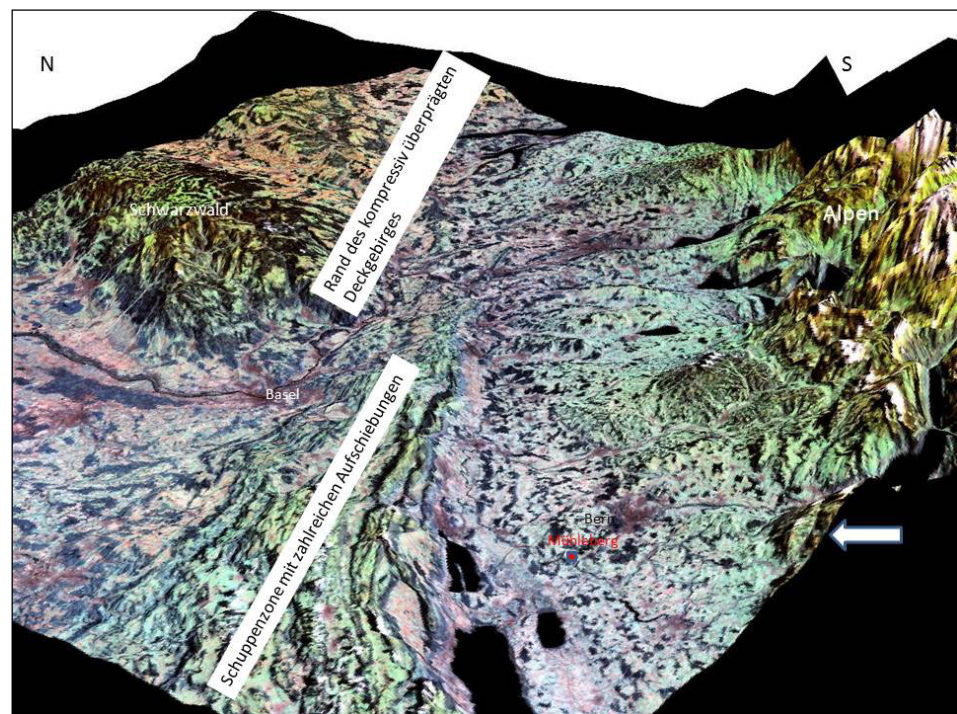


Abbildung 36: Perspektivische 3D-Ansicht einer mit ASTER DEM-Daten überlagerten LANDSAT-Aufnahme (20 x überhöht).

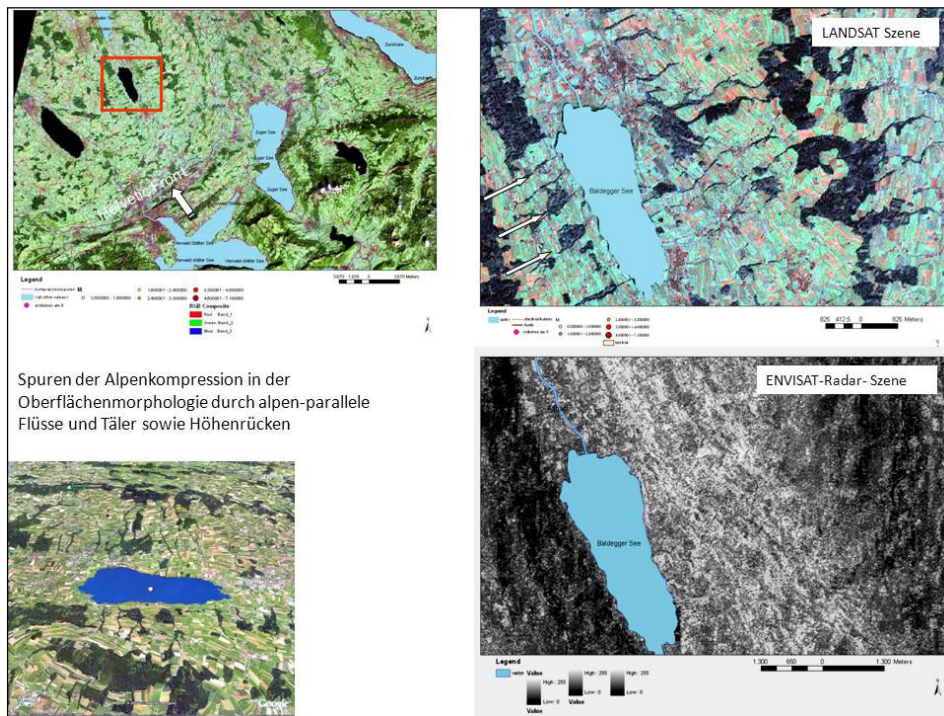


Abbildung 37: Linienartige, parallele Reliefelemente - „Kompressionsspuren“ durch den Schub der Alpen.

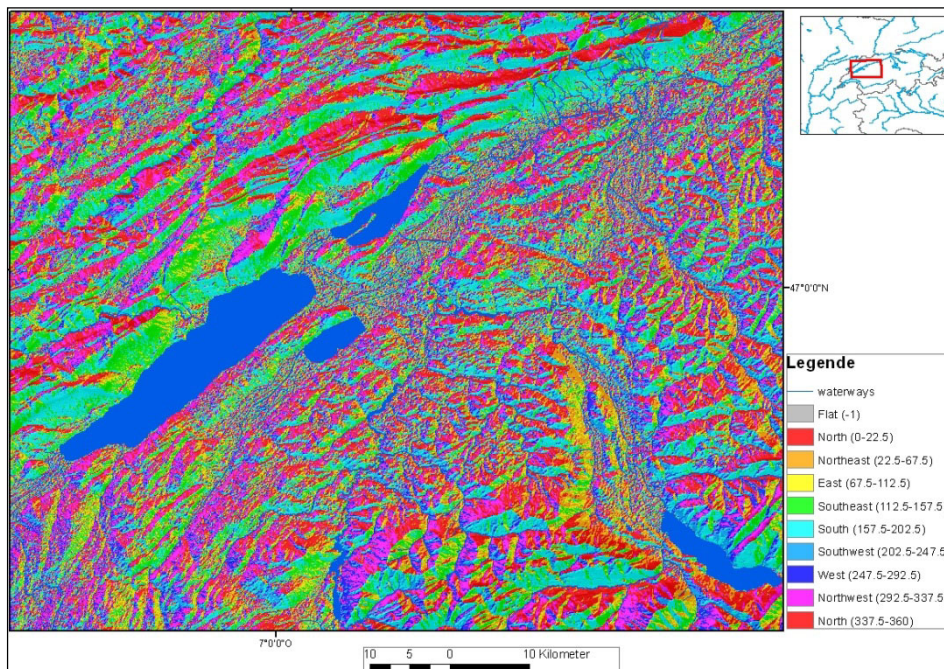


Abbildung 38: Aspektkarte zur Verdeutlichung der alpen-parallelen Anordnung und Orientierung des Geländes.

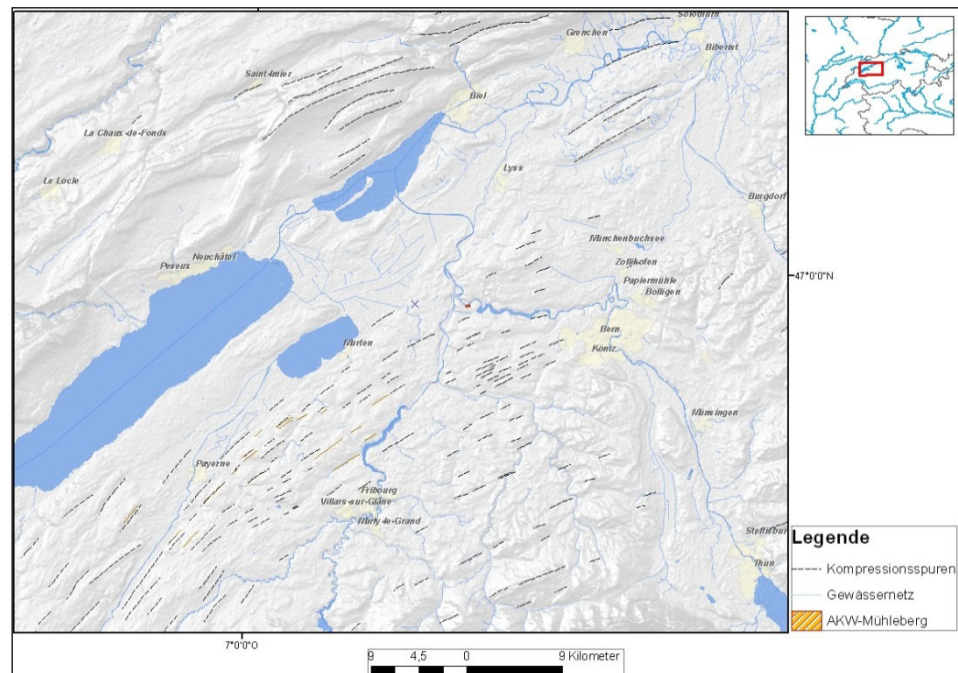


Abbildung 39: Spuren der Alpenkompression im Relief – auf der Aspektkarte.

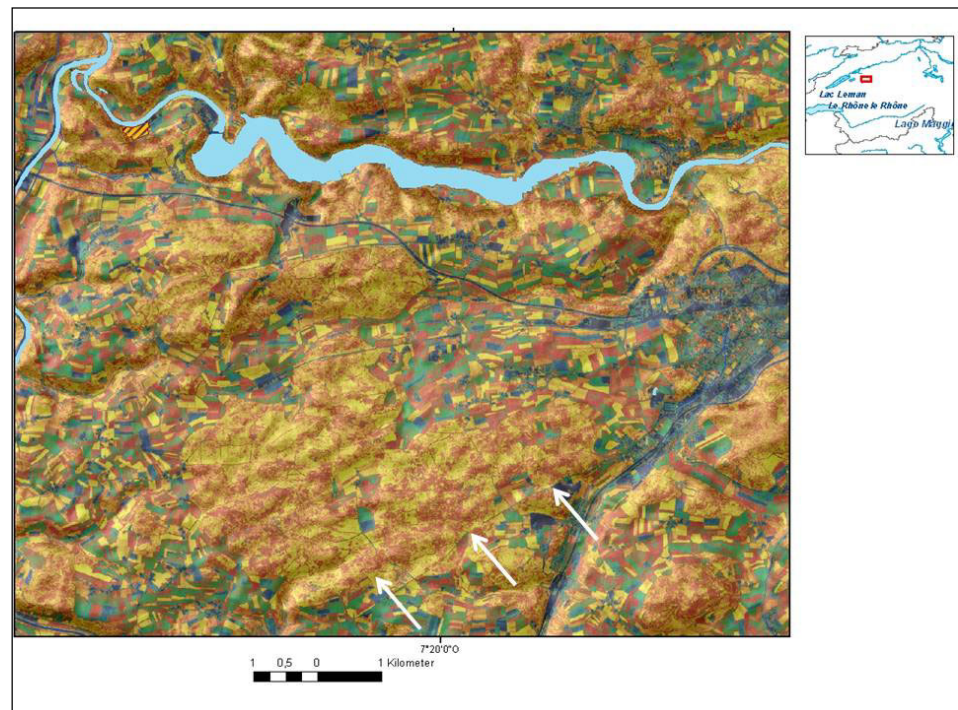


Abbildung 40: Farbkodierte RapidEye-NDVI (Vegetationsindex)-Szene, Spuren des Alpen-Schubs im Relief, weiße Pfeile symbolisieren die Schubrichtung.).

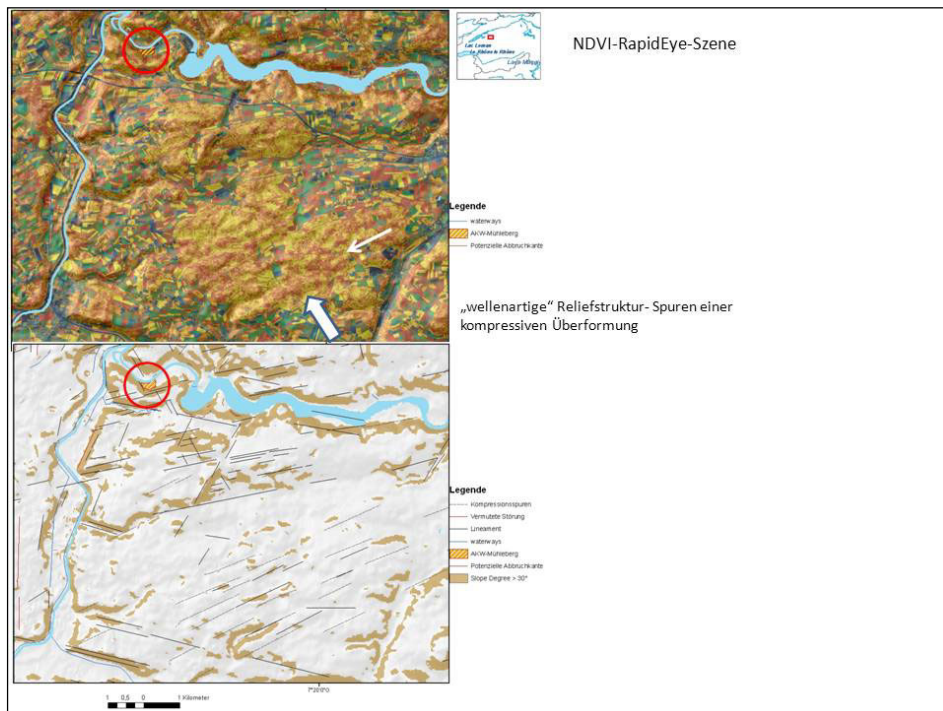


Abbildung 41: Spuren der kompressiven Überformung durch die nach Norden driftende Adria-Platte.

4.3 Horizontalverschiebung

Weil Horizontalbewegungen in der Schweiz offenbar so gering sind und bisher nahe an der Nachweisgrenze liegen, wird deren Messung von zahlreichen anderen natürlichen Prozessen überlagert, die erkannt und berücksichtigt werden müssen. Dazu gehören z. B. regionale Niederschlagsraten und Grundwasserstände (ENSI 2009). GPS-Daten, vor allem aus dem AGNES-Netz, zeigen in der Nordschweiz sehr geringe Horizontalbewegungen (praktisch innerhalb des Messfehlers), deren Signifikanz heute wegen der noch sehr kurzen Zeitdauer des GPS-Messsystems nicht gesichert ist.

Horizontale Scherbewegungen finden aber auch entlang von Störungszonen statt. Die heutigen Kenntnisse zeigen auch, dass in der Schweiz stärkere Erdbeben mit Differenzialbewegungen an regionalen Störungszonen nicht ausgeschlossen werden können (NAGRA NTB 08-03, 2008).

Im Raum des AKW Mühleberg lassen sich sowohl auf den LANDSAT- und RapidEye-Satellitenaufnahmen, als auch auf den morphometrischen Karten Spuren von linearen Reliefelementen erkennen, die wahrscheinlich mit Verwerfungszonen (Transform-Störungen?) in Verbindung gebracht werden können. Dies gilt vor allem für N-S-orientierte, geradlinige Reliefanomalien (Abbildung 42). Im Westteil der Alpen wurden bei größeren, N-S-streichenden Horizontalverschiebungen überwiegend sinistrale Bewegungen beobachtet (SCHNEIDER 2004).

KASTRUP et al. (2007) beschreiben eine 20–30 km lange, N–S orientierte, tektonische Struktur in der Nähe der Stadt Fribourg. Entlang dieser Zone wurden Erdbebenserien von 2–4 Monaten in den Jahren 1987, 1995 und 1999 dokumentiert. Dabei wurden 4 Erdbeben mit Magnituden zwischen 3–4,3 gemessen bei Tiefen von ca. 2 km. Es handelte sich überwiegend um sinistrale Horizontalverschiebungen entlang eines N–S streichenden Störungssystems (Abbildung 42 bis Abbildung 45). Sollte sich diese Störungszone nach Norden fortsetzen, würde sich das AKW Mühleberg darauf befinden.

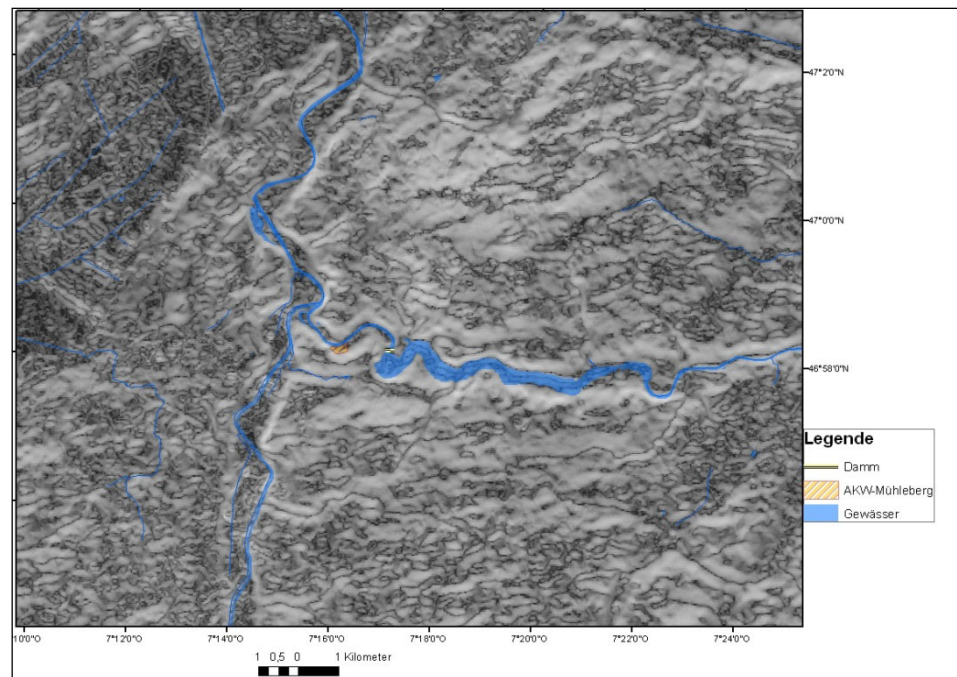


Abbildung 42: ASTER DEM basierten Hangneigungs-/Wölbungskarte.

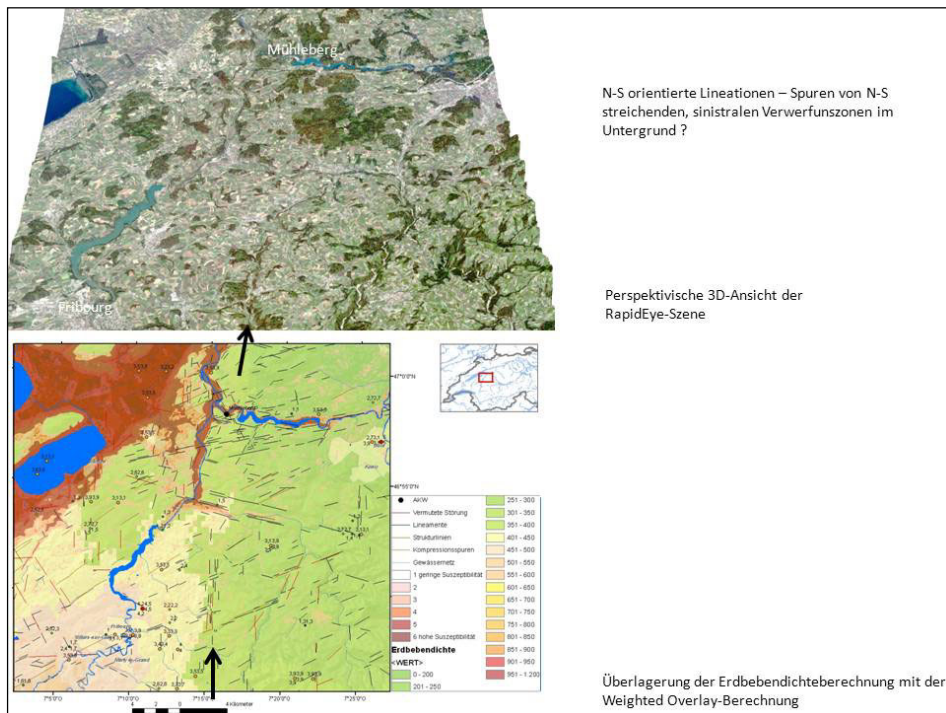


Abbildung 43: Lineationskarte und Überlagerung der Erdbebendichteberechnung mit der Weighted Overlay-Berechnung.

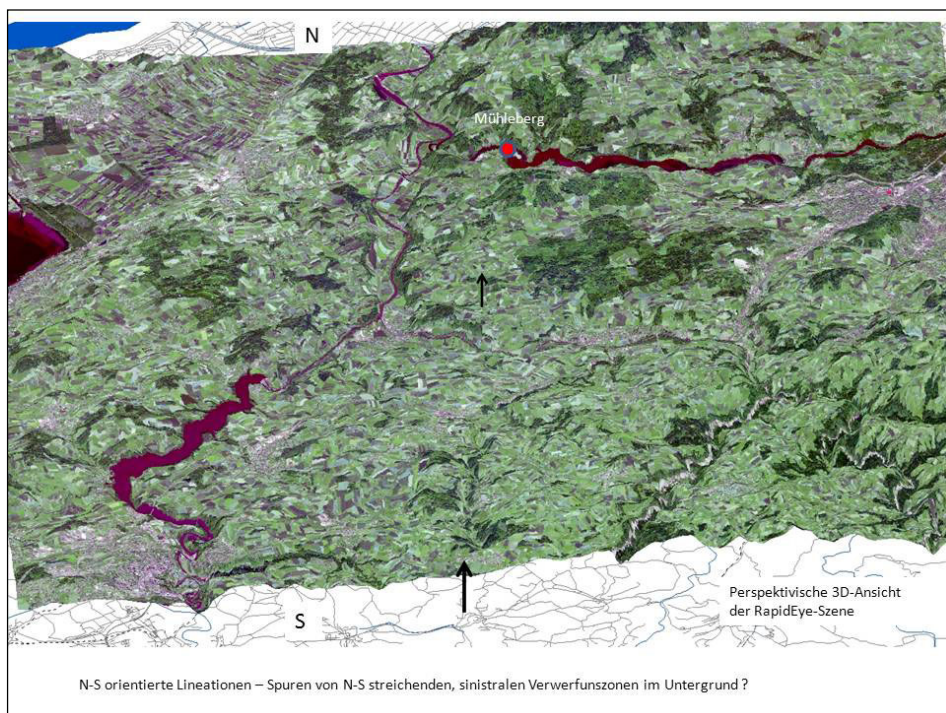


Abbildung 44: Perspektivische 3D-Ansicht der RapidEye-Aufnahme zur Veranschaulichung von linearen Relief-, Vegetations- und Farbtonanomalien.

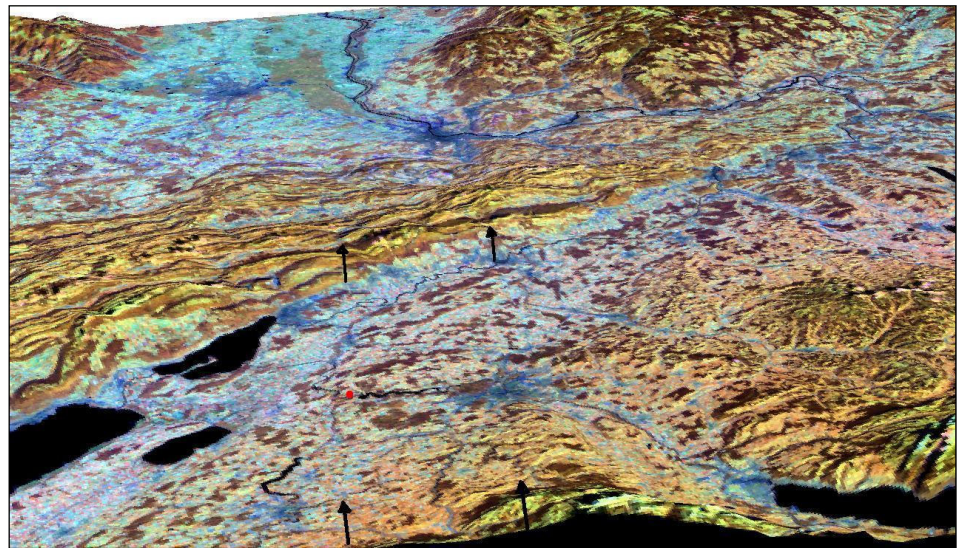


Abbildung 45: 3D-Perspektivische Ansicht eine LANDSAT-Aufnahme zur Verdeutlichung von N-S-streichenden, ausgedehnten Störungszonen mit Fortsetzung bis in den Rheingraben.

5 „WORST-CASE“-SZENARIEN

Das AKW liegt 1.3 Kilometer unterhalb des Wohlensee-Staudammes. Dieser staut 20 Millionen Kubikmeter Wasser um 20 Meter und erzeugt mit dem integrierten Wasserkraftwerk 160 GWh Elektrizität im Jahr. Die 240 Meter lange und 35 Meter hohe Talsperre wurde 1917–1921 während des Ersten Weltkrieges gebaut. Die Ingenieure mussten wegen Zementmangels Kompromisse eingehen: der Fuss des Dammes wurde hohl ausgeführt. Die Stärke der wasserseitigen, auf dem Fels verankerten Mauer beträgt stellenweise nur 10 % der sonst üblichen Dimension einer solchen Gewichtsstaumauer. Auch die Qualität des Betons entspricht den damaligen, eingeschränkten Möglichkeiten (KÜHN 2011). Welche Erdbebenstärke kann das Bauwerk verkraften? Welche anderen Versagensmechanismen gibt es? Was passiert, wenn der Damm versagt?

5.1 Bruch der Staumauer – Szenario im Falle eines Starkbebens

Zuerst könnte das Wasserkraftwerk im Staudamm selber ausfallen, welches als erstrangige Notstromversorgung für das Kernkraftwerk dienen sollte. Danach würden in diesem Szenario die Wassermassen in ein bis zwei Minuten die elektrischen Unterstationen im Talgrund überschwemmen, wodurch eine Notversorgung durch das allgemeine Stromnetz ebenfalls vereitelt wird (KÜHN 2011).

Minuten später könnte das Maschinenhaus mit den Generatoren überflutet werden. Spätestens dann würde auch die Eigenversorgung mit Strom ausfallen. Wahrscheinlich kommt es aber schon vorher zu einer Reaktor-Schnellabschaltung (RESA oder engl. SCRAM), beispielsweise wegen Detektion des Erdbebens, welches den Dammbruch evt. verursachte. Nach ca. 13 Minuten würde der Wasserstand nach den neuesten Berechnungen einen Höhepunkt von +4.9 Meter über Gelände (+0 m = 466 m ü.M.) erreichen.

Bei der Analyse dieses Szenarios spielt Flussverlauf und -morphologie eine entscheidende Rolle: Die Aare bildete sich eintiefende Flussmäander mit Prall- und Gleithängen. (- Steilere Prallhänge entstehen dadurch, dass der Fluss in Biegungen zur Seitenerosion neigt und dadurch die in einer Flussschlinge außen liegenden Bereiche stärker unterschritten und abgetragen werden. Im Gegensatz dazu bilden sich flache Gleithänge auf der Innenseite von Flussschlingen. -). Im Falle eines Staumauerbruches würden die flachen Gleithangsedimentbereiche im Überflutungsbereich liegen. Die elektrischen Stationen und das AKW befinden sich teilweise auf den Gleithangsedimenten. Höhenschichtenkarten und Isohypsen tragen zur Verdeutlichung der überschwemmunggefährdeten Bereiche im Falle eines Dammbruches bei (Abbildung 46 bis Abbildung 50).

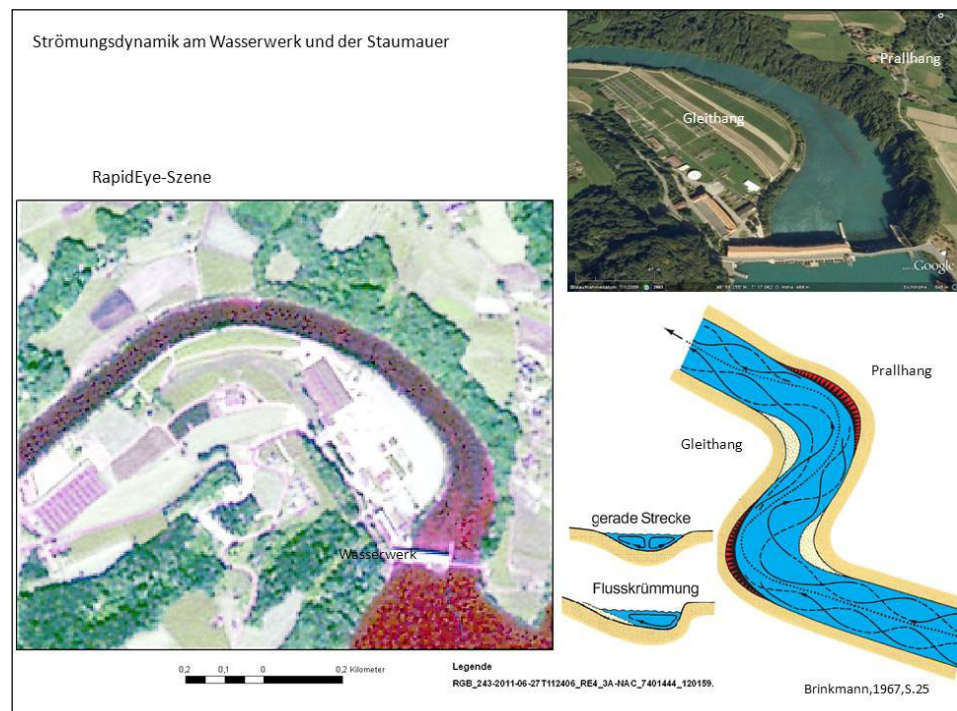


Abbildung 46: Einfluss der Flussmorphologie auf die Strömungsdynamik und Überschwemmungsgefährdung.

Es stellt sich die Frage, welche Konsequenzen ein Bruch der Staumauer und eine eventuelle Beschädigung des AKW Mühleberg mit der möglichen Folge einer Wasserkontamination hätte? Welche Wassereinzugsgebiete wären betroffen?

Die Berechnung der morphologischen Wasserscheiden auf der Basis von ASTER DEM-Daten in ArcGIS/Hydrology Tools ergibt eine Übersicht über die Gebiete, die von einer potentiellen Kontamination betroffen sein könnten (dunklere Blautöne, Abbildung 51). Diese in dunkleren Blautönen sichtbaren Bereiche lassen sich mit grundwasserhöffigen, quartären Lockersedimenten korrelieren (siehe Abbildung 26). Die Wasserwegsamkeit wird hauptsächlich durch die lithofazielle Zusammensetzung, Schichtmächtigkeiten und 3D-Struktur der Sedimentgesteine und Lockersedimente, aber auch durch tektonische Strukturen wie Störungs- und Kluftzonen beeinflusst. Abbildung 51 verdeutlicht übersichtsartig, dass sich eine potentielle Oberflächen- und Grundwasser-Kontamination schlimmstenfalls großflächig in die tieferen Bereiche der ehemaligen, eiszeitlichen Schmelzwasserrinnen erstrecken könnte.

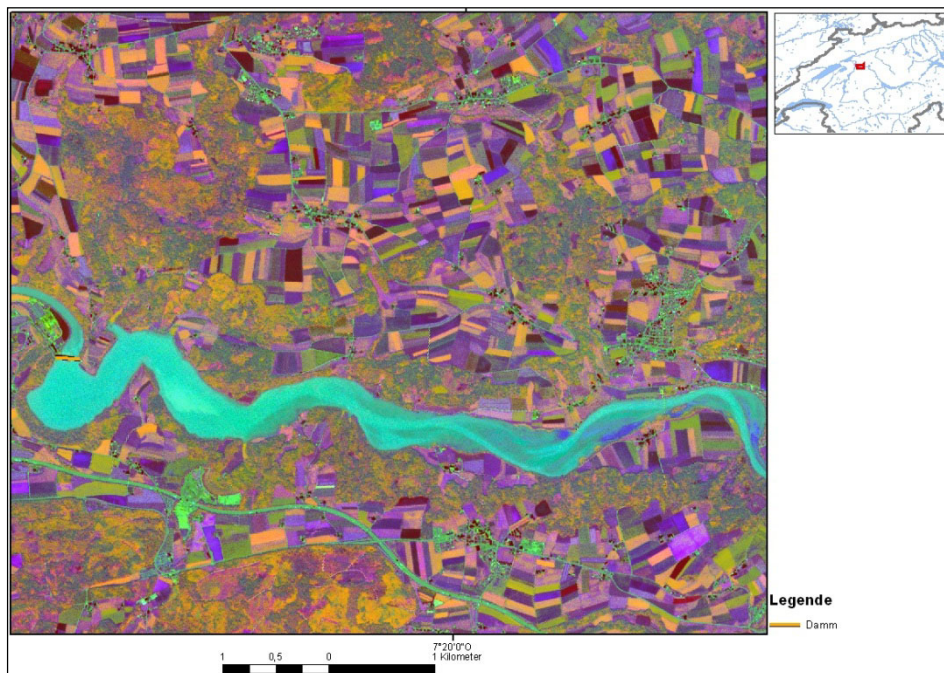


Abbildung 47: RapidEye-*RGB* Falschfarbenbildverarbeitung zur Verdeutlichung der Strömungsdynamik.

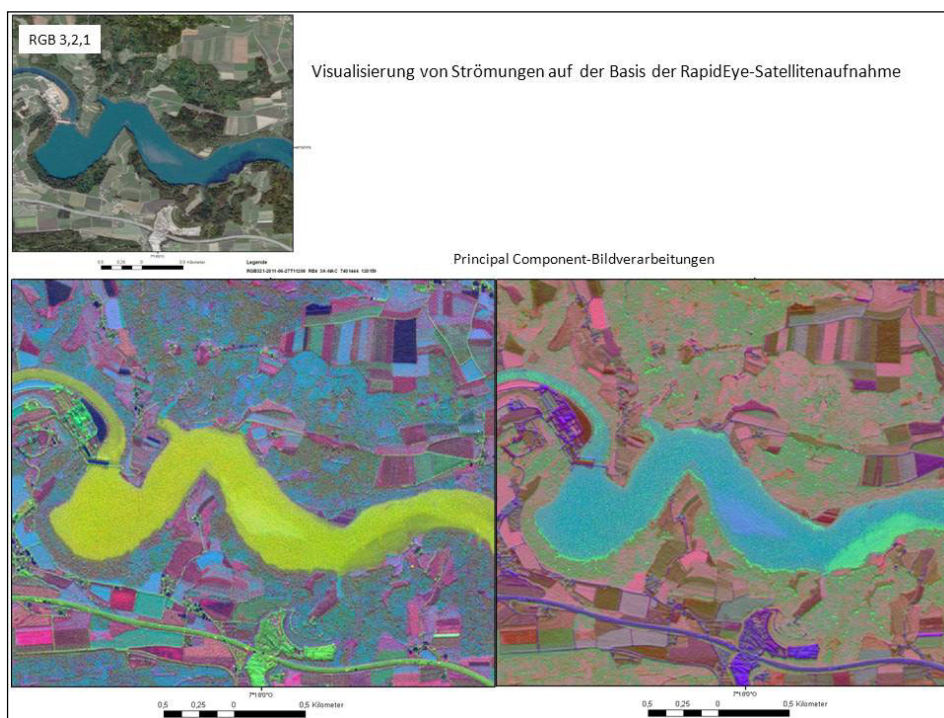


Abbildung 48: RapidEye-Principal-Component- Bildverarbeitungen zur Verdeutlichung der Strömungsdynamik.

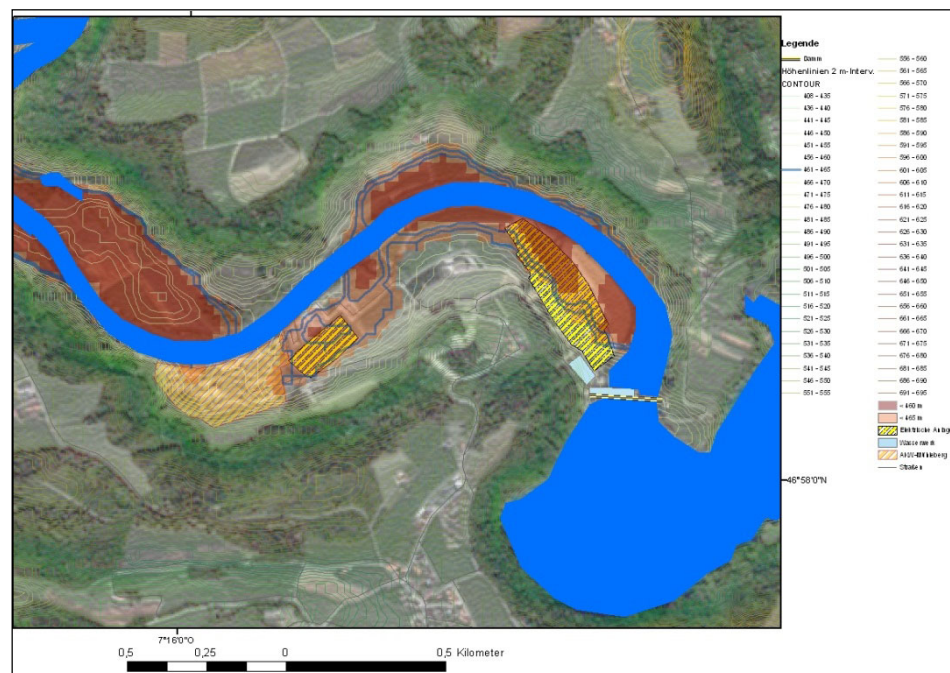


Abbildung 49: Überschwemmungsgefährdete Bereiche unterhalb von 465 m Höhe (rot). Die elektrischen Anlagen (gelb-gestreift) würden teilweise überschwemmt werden.

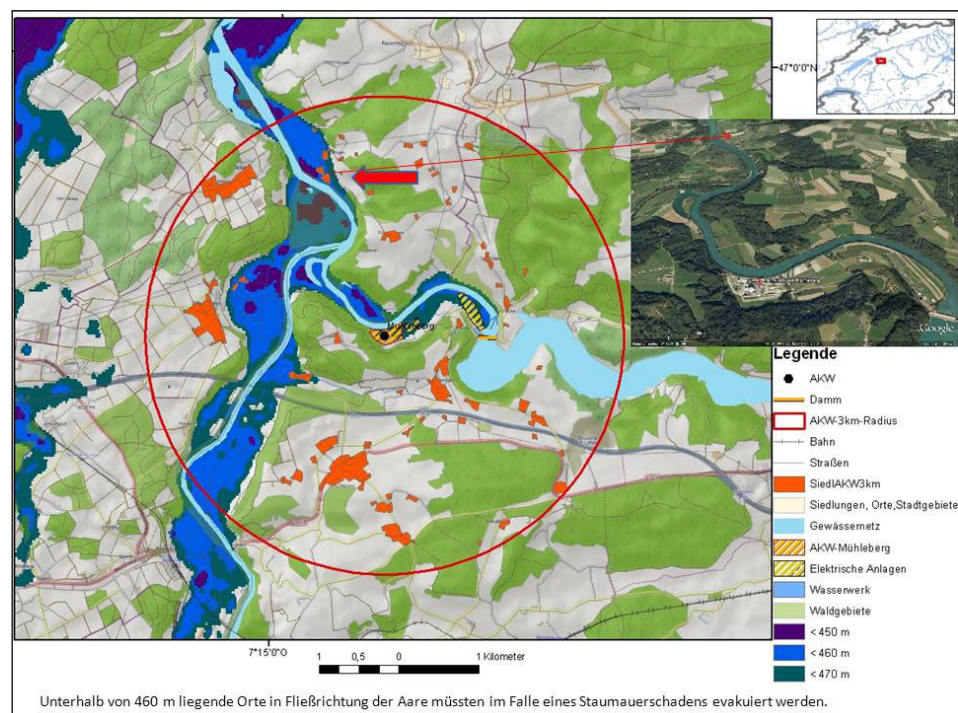
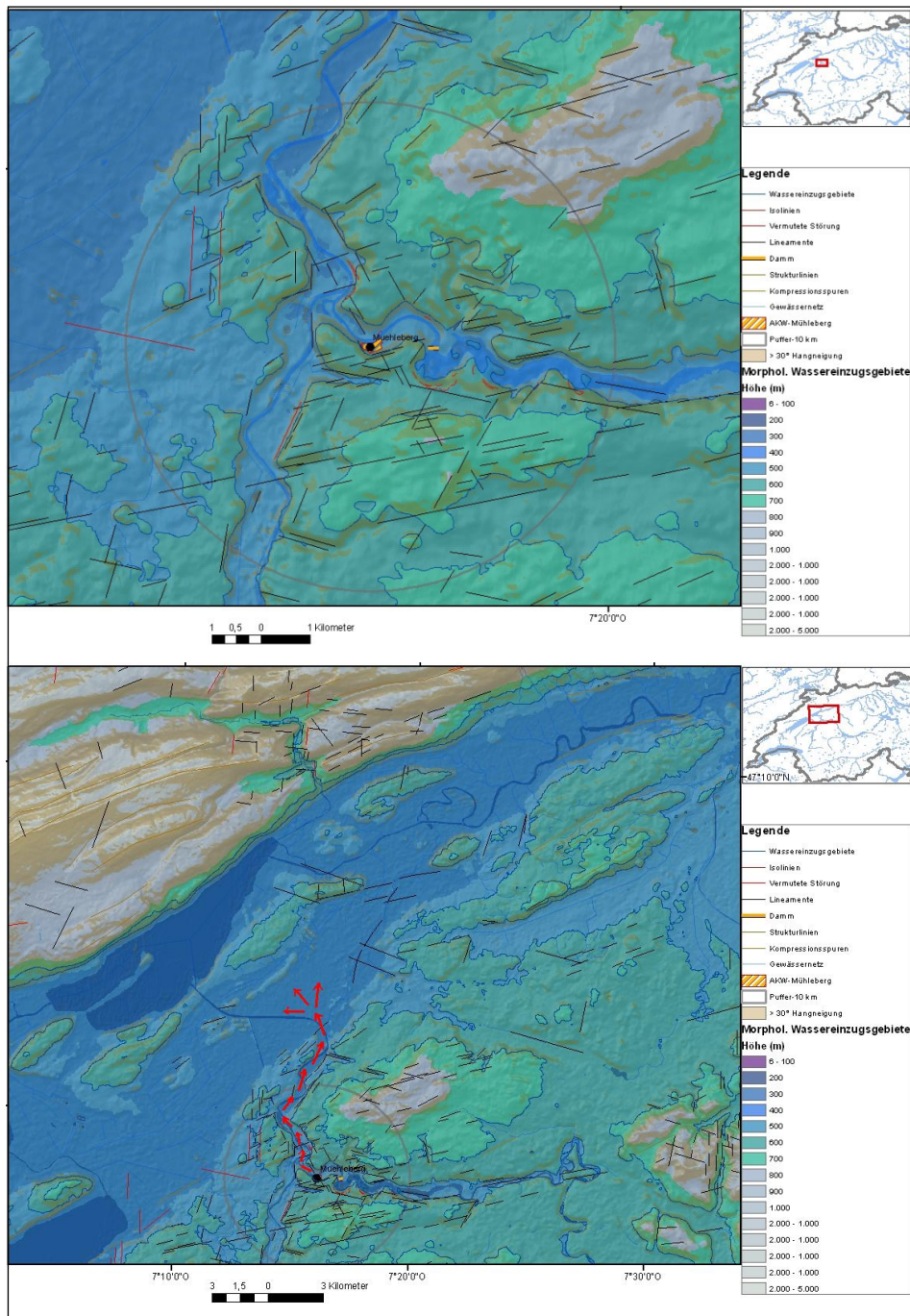


Abbildung 50: Orte und Häuser innerhalb von 3 km um das AKW. Der rote Pfeil zeigt die Siedlungen an, die im Falle des „Worst-Case“- Szenarios evakuiert werden sollten.



5.2 Szenario - Massenbewegungen an den Hängen des Staubeckens

Ein weiteres Szenario berücksichtigt die Möglichkeit von Erdbeben induzierten Hangrutschungen im Bereich der Hänge entlang des Staubeckens. Aber auch bei einem lang anhaltenden Dauerregen mit Starkniederschlägen ist mit Massenbewegungen zu rechnen. Ein solcher könnte an den Flanken des Wohenseeufers zu großflächigen Hangrutschungen führen. Ob der Staudamm dem standhielte, bleibt zu klären.

Eine Berechnung der Hangneigungen auf der Basis von ASTER DEM Daten vermittelt eine Übersicht über steilere Hanglagen (braune Farben auf Abbildung 52 und Abbildung 53). Sollte es zu umfangreicheren Hangrutschungen in den Stausee kommen, könnten tsunamiartige Wellen die Folge sein, die die Stabilität der Staumauer zusätzlich belasten. Bei einem Bruch der Staumauer würden die Wassermassen zunächst auf den gegenüberliegenden Prallhang treffen und dann auf das gegenüber, niedrig gelegene Gebiet um das AKW Mühleberg.

Fände das angenommene Starkbeben nach einer längeren Periode höherer Niederschläge statt, wäre mit einer weiteren Belastung durch höhere Wasserstände und -volumina im Staubecken und Durchfeuchtung der Hänge zu rechnen.

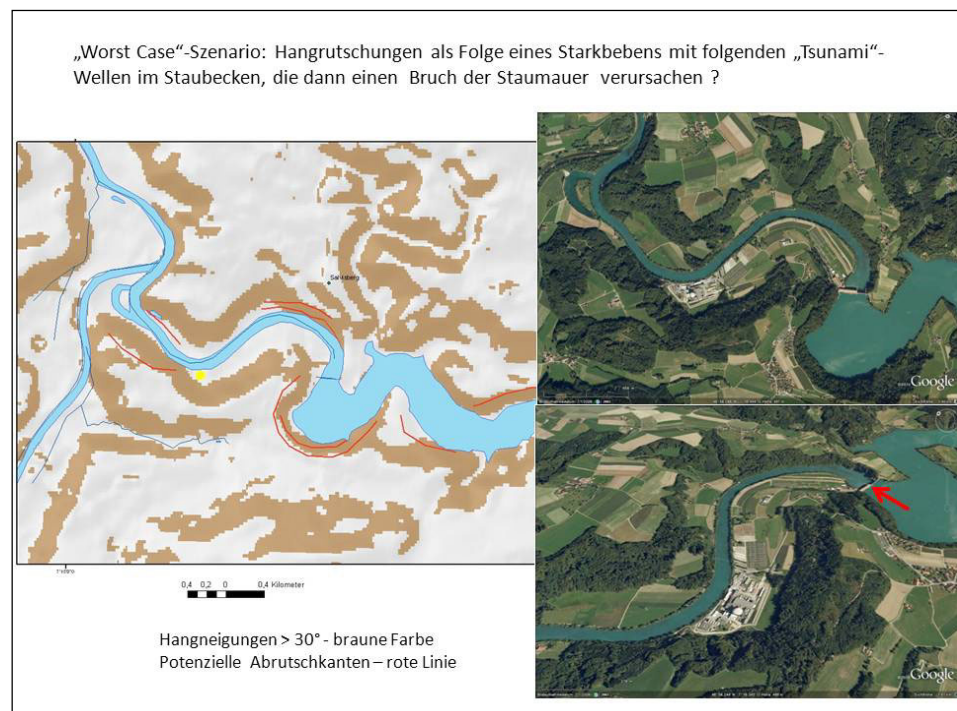


Abbildung 52: Steilere Hänge im Untersuchungsgebiet.

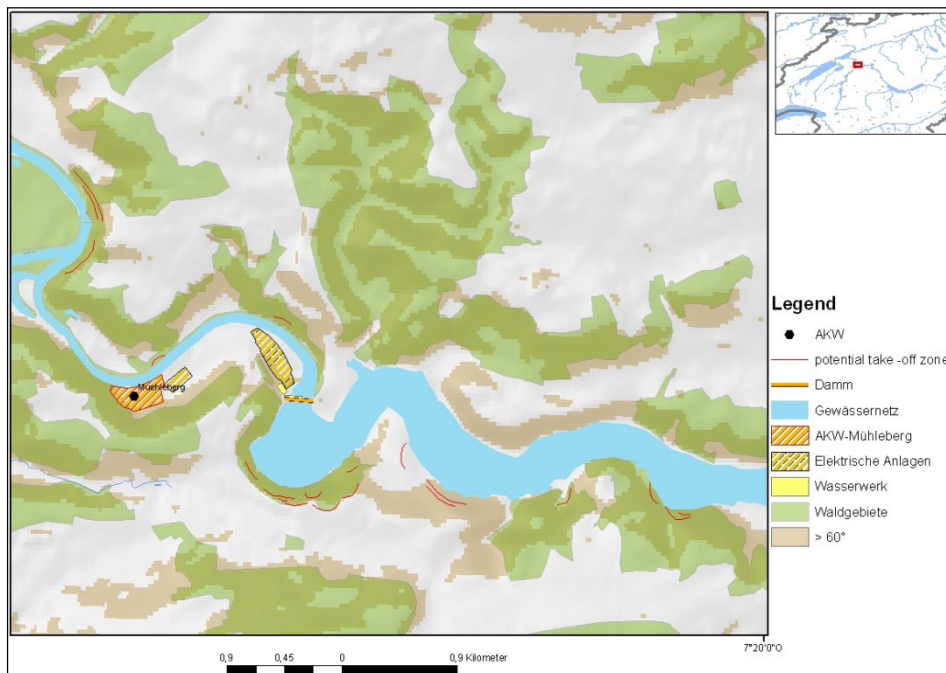


Abbildung 53: Steilere Hänge im Untersuchungsgebiet und potentielle Abrutschkanten.

Abbildung 54 zeigt eine NDVI Szene, berechnet aus RapidEye-Satellitendaten, die mit der ASTER DEM basierten Schummerungskarte überlagert wurde. Auf den Vegetationsindex-Bilddarstellungen wurde nach Vegetationsanomalien gesucht, die sich möglicherweise mit potenziellen Abbruchkanten decken. Abbildung 54 b stellt die Kartierung möglicher Abbruchkanten dar, die mit Hilfe von pseudo-plastischen Bildverarbeitungen der LANDSAT-Szene erstellt wurden.

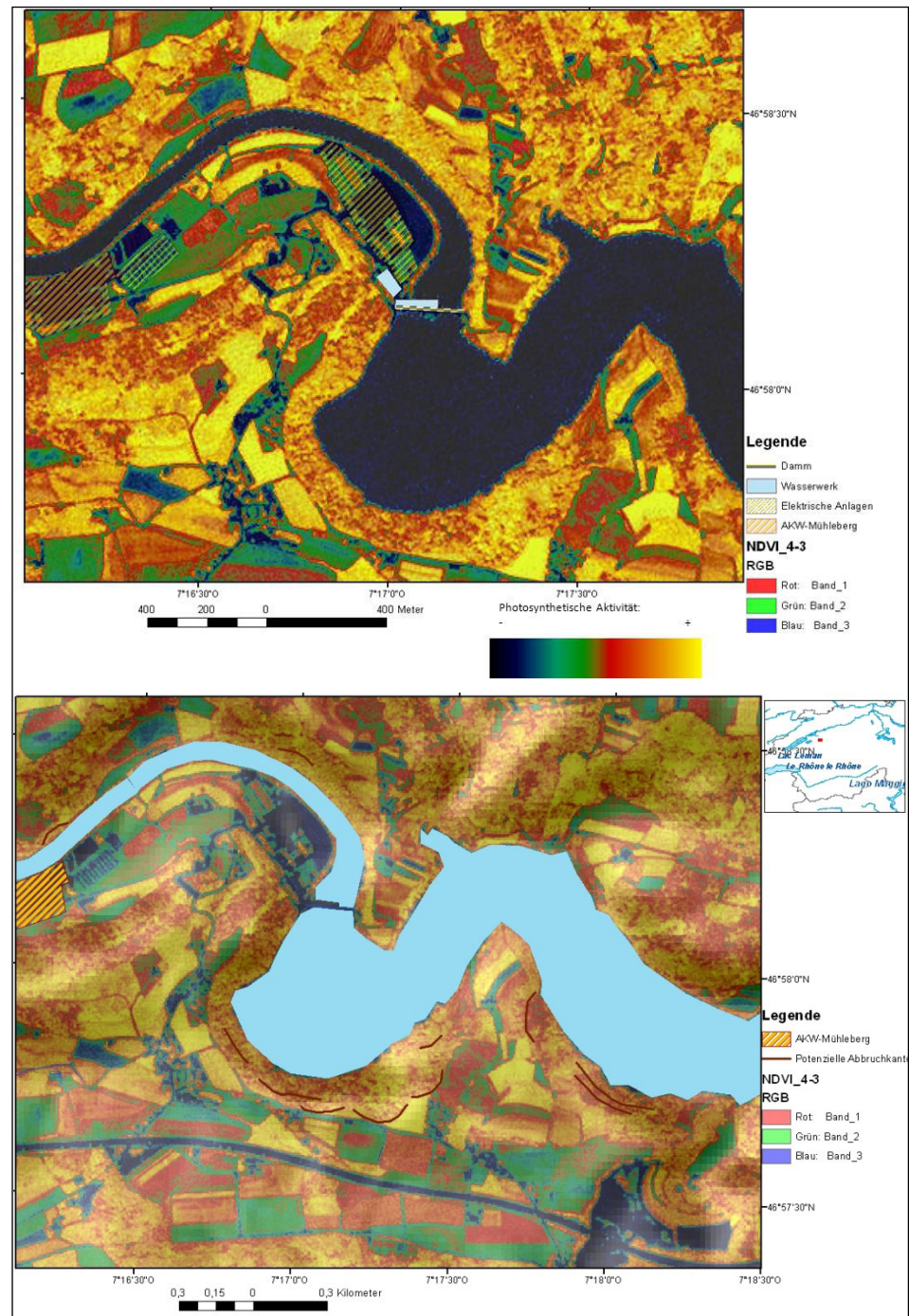


Abbildung 54 a und b: Vegetationsindex-Bilddarstellung (RapidEye und ASTER DEM Hillshade-Überlagerung) zur Erfassung potenzieller Abbruchkanten.

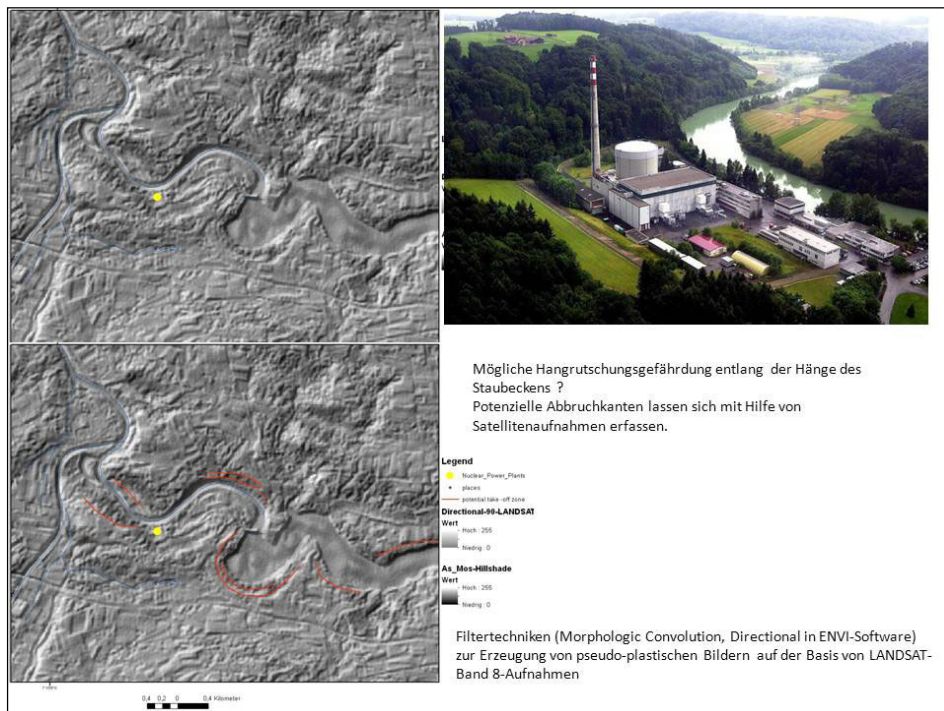


Abbildung 55: Potenzielle Abbruchkanten entlang der ehemaligen Prallhänge – tsunamiartige Wellen durch Hangrutschungen?

5.3 Extreme Hochwasser

Pfister & Wetter (2011) korrigierten die bisherigen Berechnungen für ein Extremhochwasser deutlich nach oben. Deren Studie zeigt, dass sich im Mittelalter häufigere und stärkere Hochwasser ereigneten als in jüngerer Zeit. Mit solchen Ereignissen muss auch in Zukunft gerechnet werden. Abbildung 56 veranschaulicht, welche Gebiete bei einem extremen Hochwasser von Überschwemmungen betroffen sein könnten.

Beim AKW Mühleberg werden derzeit drei weitere Ansaugstutzen für das Kühlsystem gebaut. Damit soll verhindert werden, dass das sogenannte Einlaufbauwerk – die Wasserentnahme aus der Aare – bei einem Hochwasser verstopft werden kann (7. September 2011, 10:37, NZZ Online).

Es stellt sich noch eine weitere Frage in diesem Zusammenhang. Wie könnten sich künftig häufigere Starkniederschläge über einen längeren Zeitraum mit der Folge von möglicherweise extremen Hochwassersituationen auf die Erdbehensituation in diesem Gebiet auswirken? Folgende Zusammenhänge könnten zur Beantwortung dieser Frage beitragen:

Im August 2005 ereignete sich eine ungewöhnliche Serie von 47 Erdbeben in der Zentral-Schweiz. Die Erdbeben traten innerhalb einer Zeitspanne von 12 Stunden am Ende der dreitägigen Starkregenserie auf, die zum Hochwasser vom August 2005 führten. Die größte Anzahl der Beben wurde in der Umgebung von Riemenstalden und Muotatal (Bisistal) registriert. Dort war mit 300 mm Niederschlag auch die Regenmenge am größten (SED 2008). Sowohl der

sprunghafte Anstieg der Seismizität, verglichen mit der normalen Seismizitätsrate, als auch die kurze Zeitspanne zwischen dem Ende der Regenfälle und dem Einsetzen der Erdbeben lassen vermuten, dass die Erdbeben durch die Regenfälle ausgelöst wurden. Als Folge der starken Regenfälle erhöhte sich lokal der Porenwasserdruck in der Tiefe. In einem porösen Medium, führt der Anstieg des Porenwasserdruckes zu einer Erniedrigung der Normalspannung und damit zur Reduzierung der Scherfestigkeit des Gesteins, was letztendlich zu einem Bruch (und damit zu einem Erdbeben) führen kann. Entscheidend bei diesem Prozess ist die Vorspannung des Gesteins. In der Regel reicht eine natürliche Erhöhung des Porenwasserdruckes (durch Niederschlag) nicht aus, um einen Bruch auszulösen. Ist das Gestein aber schon kritisch vorgespannt, z. B. durch tektonische Spannungen, kann selbst eine geringe Erhöhung des Porenwasserdruckes zu Erdbeben führen (SED 2008).

In verschiedenen Regionen wurde ein Zusammenhang zwischen der Entstehung und Auffüllung eines Staubeckens und erhöhter Mikroseismizität beobachtet (EISBACHER 1996, S.99). Künstliche Stauseen beeinflussen den natürlichen Spannungszustand in der Kruste durch den Aufstau hinter einem Damm. Das Gestein ist auch noch in 5 km Tiefe von unzähligen Rissen und Brüchen aller Größenordnungen und verschiedener Orientierung durchzogen. Die meisten dieser Risse sind mehr oder weniger geschlossen und das natürlich vorhandene Grundwasser oder andere Fluide zirkulieren nur sehr langsam. Zu einem Erdbeben kommt es in der Regel dann, wenn die durch großräumige tektonischen Bewegungen aufgebauten Spannungen die Scherfestigkeit dieser Risse und Klüfte übersteigt und so eine plötzliche ruckartige Verschiebung der zwei Seiten dieser Risse ausgelöst wird. Kommt zusätzliches Wasser unter Druck in die vorhandenen Risse und Klüfte, dann verringert das den effektiven Reibungswiderstand zwischen den zwei Seiten dieser Risse, so dass es schon bei geringeren tektonischen Spannungen zu einer ruckartigen Bewegung kommen kann (SED 2007). Es ist dabei nicht der Wasserdruck selber, der die Beben verursacht, sondern die schon natürlich vorhandenen tektonischen Spannungen. Das zusätzliche Wasser trägt lediglich dazu bei, dass die Scherfestigkeit der im Untergrund vorhandenen Risse und Bruchflächen soweit verringert wird, dass es zu einem Bruch kommen kann (Triggereffekt). Fluide spielen nicht nur bei den von Menschenhand induzierten Beben eine Rolle, sondern es wird schon lange vermutet, dass Fluide auch bei der Auslösung von natürlichen Beben eine Schlüsselfunktion ausüben.

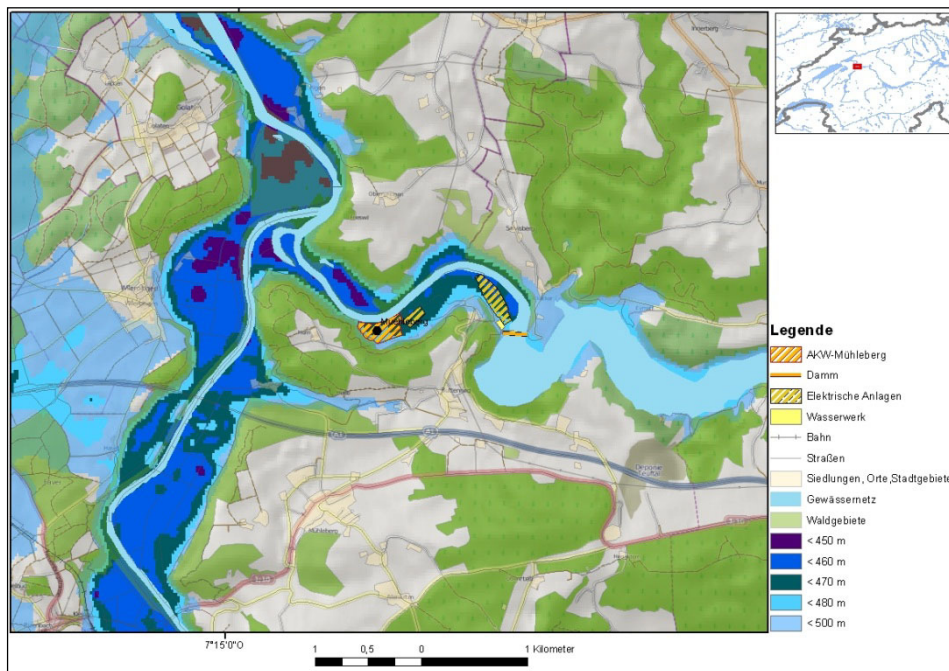


Abbildung 56: Potenzielle Überschwemmungsbereiche (blau) bei extremen Hochwassersituationen.

6 EINSATZ VON WEB-INFORMATIONEN UND VON SATELLITENDATEN IM KATASTROPHENFALL

Für den Fall einer Naturkatastrophe oder Technischen Katastrophe gibt es neben den Messeinrichtungen vor Ort inzwischen zahlreiche Möglichkeiten, sich über das Internet rasch einen zeitnahen Überblick über die Umweltsituation (z. B. Niederschläge, Windrichtungen und -geschwindigkeiten zu verschaffen. Sowohl die ESA, als auch die NASA haben interaktive Web-Services eingerichtet, die eine aktuelle Übersicht z. B. über Überschwemmungsgebiete ermöglichen (Abbildung 57).

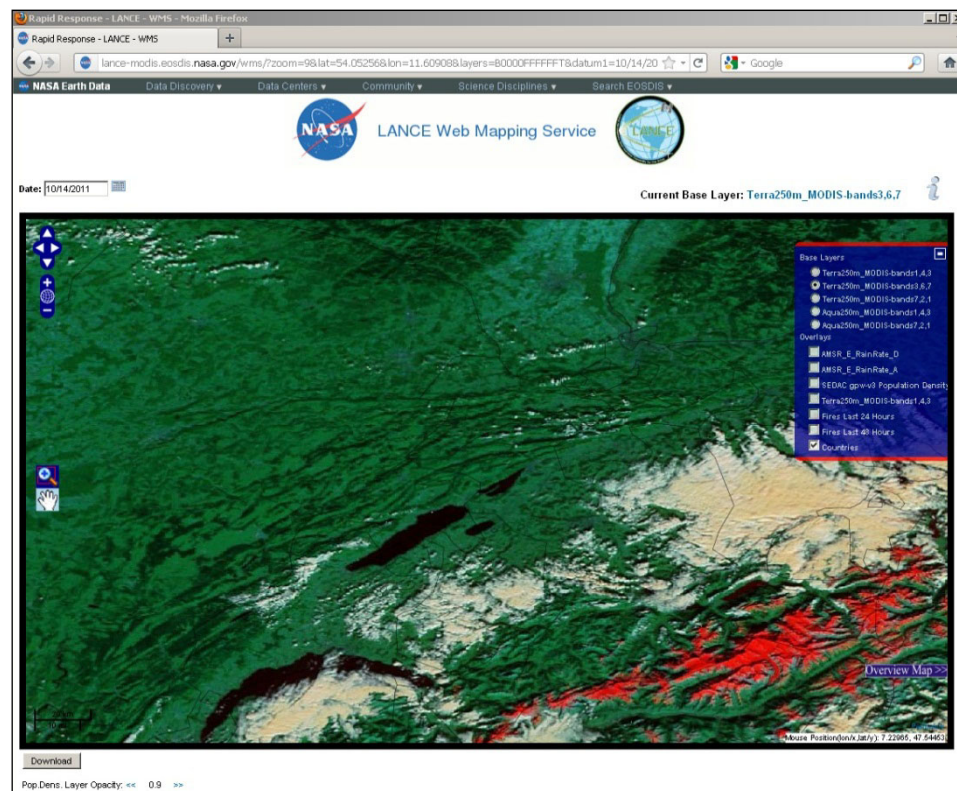


Abbildung 57: Informationsbeschaffung im Internet

<http://lance.nasa.gov/imagery/rapid-response/>

7 DARSTELLUNG DER STANDORTFAKTOREN IN GOOGLE EARTH

Eine weitere Möglichkeit der Darstellung der lokalen Standortfaktoren bei Erdbeben wäre die Umwandlung der Daten in ein Google Earth-lesbares Dateiformat. Die während des Projektes erzeugten Geodaten können in das Datenformat (KML-Format) für Google Earth konvertiert werden und dann als thematische Layer zu Google Earth hinzugefügt oder weitergegeben werden. Das Programm (open source – kostenlos) ist bereits bei vielen Nutzern installiert und somit eine ideale Plattform für die Verbreitung von Daten an eine interessierte Öffentlichkeit. Google Earth ermöglicht Nutzern das Betrachten von Geo- und GIS-Daten, ohne selbst ein GIS-System zu besitzen und ohne weitere Vorkenntnisse.

Dies würde die Bereitstellung einiger relevanter Geodaten im KML-Format für die Öffentlichkeit ermöglichen (Abbildung 58). Standortfaktoren wie z. B. Gebiete mit weniger als 10° Hangneigung, die in der Regel in Becken und Niederungen zu finden sind und von unverfestigten Lockersedimenten bedeckt sind, könnten als KML-File abgespeichert werden. Die jeweils regional am niedrigsten gelegenen Gebiete, die sich in der Regel mit hohen Grundwasserspiegeln verbinden lassen, sind ebenfalls als KML-file abspeicherbar. Lineare Anomalien in der Topographie, die sich mit bekannten Verwerfungen decken, könnten in Google Earth dargestellt werden. Das gleiche gilt für Faktoren, die die Anfälligkeit/Disposition für Massenbewegungen beeinflussen. Nutzer können über die Google Earth-Plattform selbst interaktive Karten zum Thema seismischer Mikrozonierung herstellen und die Daten beliebig kombinieren. Dies würde z. B. für Schulen eine interessante Möglichkeit der Naturgefahrenwahrnehmung und Schulung darstellen. Die KML-Daten müssten dazu allerdings auch im Internet als Download zur Verfügung stehen.

Entscheidende Vorteile bietet die Implementierung der Lineationskartierungen in Google Earth, wenn es um die Verknüpfung von in Google Earth bereits integrierter Infrastrukturdaten mit den aus den verschiedenen Daten gewonnenen, strukturgeologischen Informationen geht.

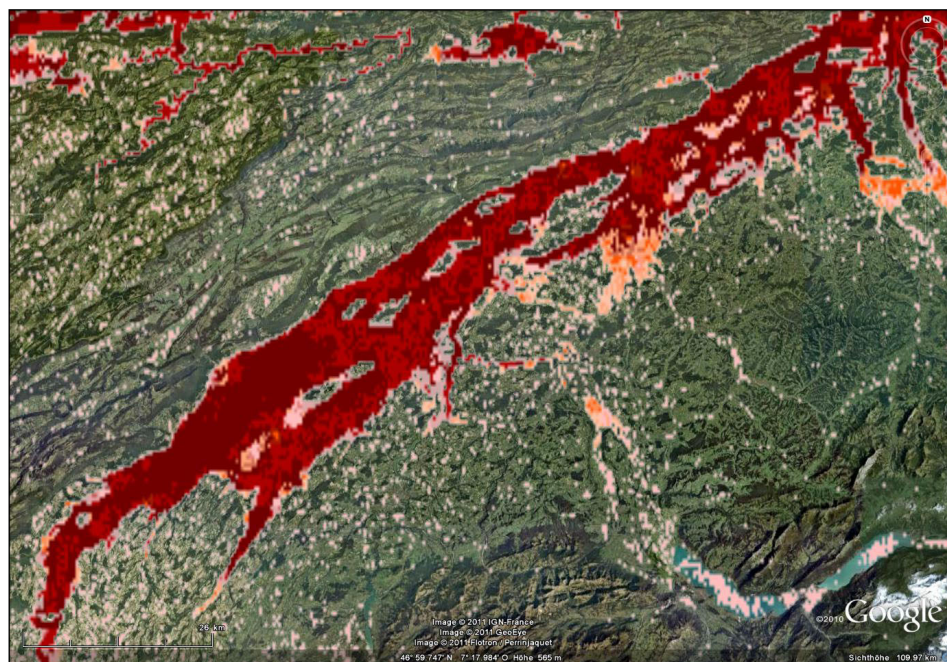


Abbildung 58: Verknüpfung der Ergebnisse in Google Earth.

8 SCHLUSSFOLGERUNGEN

Fernerkundungs- und GIS-Methoden ermöglichen nicht nur die Darstellung von einzelnen Einflussfaktoren auf die makroseismische Intensität, sie tragen auch durch die Verknüpfung von verschiedenen Geodaten zu neuen Erkenntnissen bei. Dies gilt vor allem für die Erfassung von Spuren neotektonischer Bewegungen in der Morphologie und von lokalen Standortfaktoren im Gebiet des AKW Mühleberg.

Als Ergebnis dieser Untersuchungen, die einen Beitrag zur Erfassung schadensverstärkende Faktoren und lokaler Untergrundbedingungen leisten, kann die Notwendigkeit spezieller weiterführender Untersuchungen belegt werden. Außerdem wird die Notwendigkeit von Vorsorgemaßnahmen für kleinräumige Gebiete deutlich, wie z. B. beim Schienennetz-Monitoring.

Die vorgelegten Ergebnisse ermöglichen einen Einstieg in die Bewertung stärker gefährdeter Regionen. Das prognostische Element der Aussagen kann in ein kurzfristiges Katastrophenmanagement und langfristige Entscheidungen über Bebauung und Nutzung oder Verstärkungsnotwendigkeiten einfließen. Die Umsetzung der Ergebnisse im Sinne konkreter Maßnahmen bleibt Behörden und Entscheidungsträgern vorbehalten.

Die daraus ableitbaren Schlussfolgerungen können als Informationsbasis für die Katastrophenschutzplanung und der langfristigen Raumplanung dienen, die Entwicklungen unter Berücksichtigung der Naturgefahren vorsieht.

9 LITERATUR

- AMSTEIN, S.; SCHWARZ, J. (2004): Das Schurwald-Erdbeben vom 04. August 1940 in der Gegend von Göppingen. Schriften der Bauhaus-Universität Weimar, 116, 19–34.
- ALLEN, T. I. & WALD, D. J. (2007). Topographic Slope as a Proxy for Seismic Site Conditions (Vs30) and Amplification around the Globe. U.S. Geological Survey, Open File Report 2007-1357, 69p., <http://pubs.usgs.gov/of/2007/1357/>
http://pubs.usgs.gov/of/2007/1357/pdf/OF07-1357_508.pdf
- BADA, G.; FODOR, L.; RUSZKICZAY-RÜDIGER, ZS.; DUNAI, T.; CLOETINGH, S.; HORVÁTH, F. (2005): Active tectonics and continental topography development in the Pannonian basin. Geophysical Research Abstracts, Vol. 7, 09536, 2005, SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU05-A-09536, © European Geosciences Union 2005.
- BAFU – Bundesamt für Umwelt und Eidgenössisches Departement für Umwelt, Verkehr, Energie und Kommunikation UVEK (2009): Erdbebenvorsorge und Lifelines 2005-2008. Bericht an den Bundesrat Standbericht und Massnahmenvorschläge für den Zeitraum 2009–2012.- 241/2006-01339/23/03/04/G465-1327, Januar 2009
www.news.admin.ch/NSBSubscriber/message/attachments/15308.pdf
- BWG – Bundesamt für Wasser und Geologie (Hrsg.) (2004): Verfahren zur Erstellung und Verwendung von Mikrozonierungsstudien in der Schweiz. Richtlinien des BWG – Directives de l'OFEG – Direttive dell'UFAEG, Bern, Eidgenössisches Departement für Umwelt, Verkehr, Energie und Kommunikation,
<http://www.bafu.admin.ch/.../publikation/00801/index.html?downloadshop=NHZLpZig7t,Inp6lONTU042l2>
- BFE – Bundesamt für Energie (2004): Klimaentwicklung in der Schweiz bis 2050. Ein kurzer Überblick. Forschungsprogramm Energiewirtschaftliche Grundlagen, Januar 2004, Bern,
www.bfe.admin.ch/php/modules/enet/streamfile.php?file...pdf
- BAUR, M. (2003): Elastomerlager und nichtlineare Standorteffekte bei Erdbebeneinwirkung. Dissertation an der Fakultät für Bauingenieur-, Geo- und Umweltwissenschaften der Universität Fridericiana zu Karlsruhe (TH), Institut für Massivbau und Baustofftechnologie, <http://digbib.ubka.uni-karlsruhe.de/volltexte/3192003>
- CARA, M.; BRÜSTLE, W.; GISLER, M.; KÄSTLI, P.; SIRA, C.; WEIHERMÜLLER, C.; LAMBERT, J. (2005): Transfrontier macroseismic observations of the M_L = 5,4 earth-quake of February 22, 2003 at Rambervillers, France. Journal of Seismology, 9, S. 317–328, (Springer) Dordrecht.
- DEICHMANN, N. (2010): Earthquakes in Switzerland and surrounding regions 1996–2009. Swiss Seismological Service – ETH Zürich, November 12, 2010,
www.seismo.ethz.ch/prod/j_reports/1996_2009.pdf
- DIEBOLD, P. & MÜLLER, W.H. (1985): Szenarien der geologischen Langzeitsicherheit: Risikoanalyse für ein Endlager für hochaktive Abfälle in der Nordschweiz. NAGRA Technischer Bericht 84-26, Baden, Schweiz.
- EHRET, D.; KIENZLE, A.; ROHN, J. & CIUGUDEAN, V. (2005): Seismische Mikrozonierung von Bukarest basierend auf geologischen und geotechnischen Parametern, Seismic microzonation of Bucharest based on geological and geotechnical parameters. 15. Tagung für Ingenieurgeologie Erlangen 2005.

- ENSI – Eidgenössisches Nuklearsicherheitsinspektorat (2009): Symposium von KNE und ENSI zum Thema Neotektonik und Erdbeben. ETH Zürich, 5. Mai 2009, ENSI-AN-6988, www.kne-schweiz.ch/fileadmin/kne_deutsch/.../ENSI-AN-6988_final.pdf
- EISBACHER, G.H. (1996): Einführung in die Tektonik. Ferd.Enke-Verlag, Stuttgart, 2.Auflage.
- FÄH, D.; H. BACHMANN, F.; BAY, D.; GIARDINI, P.; HUGGENBERGER, F.; KIND, K.; LANG, S.; SELLAMI, T.; WENK, FUCHS, W.; GRILL, R. (1984). Map: Geologische Karte von Wien und Umgebung (1:200:000). Geologische Bundesanstalt (GBA), Vienna.
- FARR, T. G. & KOBRICK, M. (2000). Shuttle Radar Topography Mission produces a wealth of data. EOS Trans. 81, 583–585.
- FÄH, D. (2001): Erdbeben, von der Gefährdung zur Schadensabschätzung. Schweizerischer Erdbebendienst, ETH Zürich, Veranstaltung „Die Katastrophe. Historische Bewältigung und moderne Sensibilität“, Uni Basel, April 2001.
- FÄH, D. & HUGGENBERGER, P. (2006): INTERREG III – Erdbebenmikrozonierung am südlichen Oberrhein - Zusammenfassung. INTERREG Projekt, Universität Basel, SED, ETH Zürich.
- FRITSCH, S. (2008): Large Historical Earthquakes in Switzerland – Multidisciplinary Studies on Damage Fields and Site-Effects. DISS. ETH NO. 17710, ETH Zürich.
- GIARDINI, D.; WIEMERS, S.; FÄH, D. & DEICHMANN, N. (2004): Seismic Hazard Assessment of Switzerland, 2004. Swiss Seismological Service, ETH Zürich, Zürich, Switzerland.
- GÖBELL, S.; MICHEL, G. W. & REIGBER, C. (2001): Deutschlandweite GPS-basierte Deformationsanalyse als Beitrag zum Deutschen Forschungsnetz Naturkatastrophen (DFNK). Deutsches Komitee für Katastrophenvorsorge e.V. (DKKV), German Committee for Disaster Reduction within the International Strategy for Disaster Reduction (ISDR), Zweites Forum Katastrophenvorsorge, 24.–26. September 2001, 312–317.
- Götz, A. (2003): Erdbebenvorsorge, Erdbeben – die unterschätzte Naturgefahr. Aquaterra, 2, 2003, 2-12, Bundesamt für Wasser und Geologie (BWG), Bern.
- GUPTA, R.P. (2003): Remote Sensing in Geology. Springer-Verlag, Berlin- Heidelberg-New York.
- GRÜNTAL, G. (1998): European Macroseismic Scale 1998 EMS-1998. Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie, 15, p. 99, Luxembourg.
- GRÜNTAL, G. (2004): Erdbeben und Erdbebengefährdung in Deutschland sowie im europäischen Kontext. Geographie und Schule, 151, 14–23.
- GRÜNTAL, G. (2005): Die Erdbebenzonenkarte als Bestandteil der neuen DIN 4149. Tagungsband der DGEB-DIN-Gemeinschaftstagung, Beuth, 3–24.
- GRÜNTAL, G.; BOSSE, C. & STROMEYER, D. (2009): Die neue Generation der probabilistischen seismischen Gefährdungseinschätzung der Bundesrepublik Deutschland. Version 2007 mit Anwendung für die Erdbeben-Lastfälle der DIN 19700:2004-07 „Stauanlagen“, Scientific Technical Report STR09/07, DOI:10.2312/GFZ.b103-09076 Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ, Potsdam.

- HOLLNACK, D. & WENZEL, F. (2001): Abschätzung des Einflusses geologischer Faktoren auf die Schadenswirkungen von Erdbeben im Rheinland. Deutsches Komitee für Katastrophenvorsorge e.V. (DKKV) German Committee for Disaster Reduction within the International Strategy for Disaster Reduction (ISDR) Zweites Forum Katastrophenvorsorge, 24.–26. September 2001, 312.
- HSK – Hauptabteilung für die Sicherheit von Kernanlagen (2007): Neubestimmung der Erdbebengefährdung an den Kernkraftwerkstandorten in der Schweiz (Projekt PEGASOS). Schweizerische Eidgenossenschaft, Villigen-HSK
http://static.ensi.ch/1314201207/pegasos_juni_07.pdf
- KASTRUP, U.; ZOBACH, M.L.; DEICHMANN, N.; KEITH, F.; EVANS, K.F.; GIARDINI, D. & MICHAEL, A.J.(2004): Stress field variations in the Swiss Alps and the northern Alpine foreland derived from inversion of fault plane solutions. Journal of Geophysical Research, VOL. 109, B01402, doi:10.1029/2003JB002550.
- KASTRUP, U.; DEICHMANN, N.; FRÖHLICH, A.; GIARDINI, D. (2007): Evidence for an active fault below the northwestern Alpine foreland of Switzerland. Geophysical Journal International, Volume 169, Issue 3, pages 1273–1288, June 2007, DOI: 10.1111/j.1365-246X.2007.03413.
- KÜHNI, M.(2011): Erdbeben und Überflutung, Ausfall der Notstromversorgung - Auch beim AKW Mühleberg ein realistisches Szenario? Bern
www.fokusantiatom.ch/Dokumente/Ueberflutung_%20v8.pdf
- LENHARDT, W. & FREUDENTHALER, C. (2009): Vor 20 Jahren: Das Loma Prieta - Erdbeben in Kalifornien. ZAMG,
http://www.zamg.ac.at/aktuell/index.php?seite=6&artikel=ZAMG_2009-10-16GMT09:33
- NAGRA – Nationale Genossenschaft für die Lagerung radioaktiver Abfälle (2008): Vorschlag geologischer Standortgebiete für das SMA- und das HAA-Lager - Darlegung der Anforderungen, des Vorgehens und der Ergebnisse. NAGRA Technischer Bericht 08-03.
- MAYER-ROSA, D.; RÜTTENER, E.; FÄH, D. et al. (1997): Erdbebengefährdung und Mikrozonierung in der Schweiz; NFP 31- Schlussbericht, vdf, Hochschulverlag an der ETH Zürich.
- MUCO, B. (1999), Statistical investigation on possible seasonality of seismic activity and rainfall-induced earthquakes in Balkan area. Phys. Earth Planet. Int., 114, 119–127.
- PFISTER, C. & WETTER, O. (2011): Das Jahrtausendhochwasser von 1480 an Aare und Rhein. BEZG N° 04 / 11 Online –Vorabversion,
www.bzgh.ch/img/publikation/11_4/BEZG_04_Pfister-Wetter.pdf
- POHL, D.; WETZEL, H.-U. & GRÜNTAL, G. (2006): Neotektonische Untersuchungen im Raum Vogtland-Leipzig mit Hilfe von Fernerkundung. In: Seyfert, E. (Eds.), Geoinformatik und Erdbeobachtung: Vorträge , 26. Wissenschaftlich-Technische Jahrestagung der DGPF, 11.–13.09.2006 in Berlin (Publikationen der Deutschen Gesellschaft für Photogrammetrie, Fernerkundung und Geoinformation e. V., Bd. 15), 277–286.
- POHL, M. (2008): Einfluss des Grundwassers auf die Schadenswirkung von Erdbeben.
http://www.geo.tu-freiberg.de/Hauptseminar/2008/Martin_Pohl.pdf

- REUTER, F.; KLENGEL, K.J. & PASEK, J. (1992): Ingenieurgeologie. Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, Leipzig.
- SCHLUNEGGER, F.; & MOSAR, J. (2011): The last erosional stage of the Molasse Basin and the Alps. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*, Vol.100,5, 1147–1162.
- SCHNEIDER, G. (2004): Erdbeben – Eine Einführung für Geowissenschaftler und Bauingenieure. Spektrum Akademischer Verlag, Elsevier, München.
- SCHWARZ, J.; RASCHKE, M. & MAIWALD, H. (2001): Seismische Risikokartierung auf der Grundlage der EMS-98: Fallstudie Ostthüringen. Zweites Forum Katastrophenvorsorge 24.–26. September 2001, 5. Ergebnisse aus dem Deutschen Forschungsnetz Naturkatastrophen, 325–336,
<http://www.dkkv.org/forum2001/Datei47.pdf>
- SCHWARZ, J. et al. (2006): Erdbebenkatalog für Deutschland und angrenzende Gebiete – erweiterter Ahorner-Katalog (EKDAG 2006), Auszug mit Schadenbeben der Intensität > VI. http://edac.biz/uploads/media/EKDAG2006_VGB_Int6.pdf
- SCHWARZ, J.; LANGHAMMER, T.; BEINERSDORF, S.; KAUFMANN, CH. & LENHARDT, W. (2007): Schadenspotentiale infolge Erdbeben – Zur Übertragbarkeit von Modellstudien. D-A-CH-Tagung, September 2007, Wien.
http://www.oge.or.at/DACH_2007_papers/15_Schadenspotentiale%20infolgi%20Erdbeben%20-%20zur%20DCbertragbarkeit%20von%20Modellstudien.pdf
- SED – Schweizer Erdbebendienst (2007): Aspekte der Erdbebengefährdung im Zusammenhang mit dem Deep Heat Mining Projekt in Basel - Stellungnahme des Schweizerischen Erdbebendienstes zu Händen der Kontrollstelle für Chemie- und Biosicherheit des Kantons Basel-Stadt zum Bericht von Geopower Basel AG als Folge des induzierten Erdstosses vom 8. Dezember 2006. SED Gutachten – Basel DHM, 2007.01.15. www.wsu.bs.ch/stnsed.pdf
- SED – Schweizer Erdbebendienst (2008): Erdbebenüberwachung und Gefährdungsanalyse Aktivitäten 2005–2008, Planung 2009–2012. Bericht des Schweizerischen Erdbebendienstes, ETH Zürich,
www.bafu.admin.ch/erdbeben/07670/index.html?lang=de
- SZEKELY, B.; REINECKER, J.; DUNKL, I.; FRISCH, W. & KUHLEMANN, J. (2002): Neotectonic movements and their geomorphic response as reflected in surface parameters and stress patterns in the Eastern Alps. *EGU Stephan Mueller Special Publication Series*, 3, 149–166, 2002, European Geosciences Union 2002,
<http://www.stephan-mueller-spec-publ-ser.net/3/149/2002/smsps-3-149-2002.pdf>
- SPEIGHT, J.G. (1980): The role of topography in controlling throughflow generation: a discussion, *Earth Surface Processes and Landforms*. Bd.5, S.187–191.
- STEINWACHS, M. (1988): Das Erdbeben am 19. September 1985 in Mexiko – Ingenieurseismologische Aspekte eines multiplen Subduktionsbebens. In: Steinwachs M. (ed). *Ausbreitungen von Erschütterungen im Boden und Bauwerk*. 3.Jt. DGEb, Trans Tech.Publications, 1988, Clausthal.

- TRENDAFILOSKI, G.; WYSS, M.; ROSSET, P. & MARMUREANU, G. (2008): Constructing City Models to Estimate Losses due to Earthquakes Worldwide: Application to Bucharest, Romania. Earthquake spectra ISSN 8755-2930 CODEN EASPEF Source/Source 2009, vol. 25, no3, pp. 665-685 [21 page(s) (article)] (1 p.1/4) http://www.wapmerr.org/City_model_Spectr.pdf
- TRENDAFILOSKI, G.; WYSS, M. & ROSSET, P. (2009): Loss Estimation Module in the Second Generation Software QLARM. Second International Workshop on Disaster Casualties, 15–16 June 2009, University of Cambridge, UK, http://www.wapmerr.org/QLARM_Paper-Cambridge-def.pdf
- WÄFLER, B. (2008): Seismische Standortanalyse in alpinen Tälern. Projektarbeit HS 2008, ETH Zürich, http://www.cces.ethz.ch/projects/hazri/COGEAR/publications/Wafler_2008_poster.pdf
- WALD, D. J.; EARLE, P. S. & QUITORIANO, V. (2004). Topographic Slope as a Proxy for Seismic Site Correction and Amplification. EOS. Trans. AGU, 85(47), F1424.
- WALD, D. J. & ALLEN, T. I. (2007, in press). Topographic slope as a proxy for seismic site conditions and amplification, Bull. Seism. Soc. Am.
- WALD, D. J. & ALLEN, T. I. (2007): Topographic Slope as a Proxy for Seismic Site Conditions and Amplification. Bulletin of the Seismological Society of America, October 2007; v. 97; no. 5; p. 1379-1395; DOI: 10.1785/0120060267.
- WOOD, J. (2004): The Geomorphological Characterisation of Digital Elevation Models. Thesis, <http://www.soi.city.ac.uk/~jwo/phd/>
- YAMAGUTI, S. (1936): Relation between Earthquakes and Precipitation, Barometric Pressure and Temperature. Bull. Earthqu. Res. Inst., Vol. 14, 1936, 569–575, <http://repository.dl.itc.u-tokyo.ac.jp/dspace/bitstream/2261/10260/1/ji0142007.pdf>
- YONG, A.; HOUGH, S. E.; ABRAMS, M. J. & WILLS, C. J. (2008): Preliminary results for a semi-automated quantification of site effects using geomorphometry and ASTER satellite data for Mozambique, Pakistan and Turkey. Journal of Earth System, 2008, <http://ns1.ias.ac.in/jess/nov2008/jess134.pdf>
- ZSCHAU, J. et al. (2001): Katastrophenvorsorge als wissenschaftliche und technische Aufgabe – Erdbeben. In: Plate, E. & Merz, B. (2001, Hrsg.): Naturkatastrophen-Ursachen, Auswirkungen, Vorsorge. S.47–82, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.

Satelliten Daten

- SRTM DEM: <ftp://e0srp01u.ecs.nasa.gov/srtm/version1/Eurasia/>
- ASTER-Daten: <http://www.gdem.aster.ersdac.or.jp/search.jsp>
- LANDSAT ETM Daten: <http://glcfapp.umiacs.umd.edu:8080/esdi/index.jsp>
<http://edcsns17.cr.usgs.gov/EarthExplorer/>

Karten

- <http://download.geofabrik.de/osm/europe/>
- <http://www.swisstopo.admin.ch/internet/swisstopo/de/home.html>
- <http://www.esri.com/products/index.html#data>

Erdbebendaten

Schweizer Erdbebendienst, ETH Zürich

Swiss Seismological Service

Earthquake Hazard and Risk

http://histserver.ethz.ch/simplequery_d.html

Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) in Hannover.

http://www.seismologie.bgr.de/sdac/erdbeben/ger_db.htm

http://www.seismologie.bgr.de/sdac/erdbeben/catalogue_ger.htm#catalog

<http://www.szgrf.bgr.de/>

Geophysical Institute ASCR Prague

<http://rebel.ig.cas.cz/seismo/catal.php>

Institute of Geophysics in Prag

<http://www.ig.cas.cz/en/structure/observatories/west-bohemia-seismic-network-webnet/>

Czech Regional Seismological Network

<http://rebel.ig.cas.cz/seismo/catal.php>

Erdbebenstation Bensberg der Universität Köln

<http://www.seismo.uni-koeln.de/catalog/index.htm>

GeoForschungsZentrum Potsdam

http://dc-app3-14.gfz-potsdam.de/pub/stress_data/stress_data_frame.html

<http://geofon.gfz-potsdam.de/db/eqform.php>

International Seismological Centre, UK

<http://www.isc.ac.uk/search/custom/index.html>

USGS

<http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqarchives/epic/>

<http://www.innovations-report.de/html/berichte/geowissenschaften/bericht-72596.html>

<http://www.erdbeben-in-bayern.de/stationen/subnetz-reichenhall>

Landnutzungsdaten:

<http://www.eea.europa.eu/themes/landuse/interactive/clc-viewer>