

《中国大百科全书》（第二版）资料选编

地震



中国大百科全书出版社

《中国大百科全书》（第二版）资料选编

地震

 中国大百科全书出版社

图书在版编目 (CIP) 数据

地震/中国大百科全书出版社编著.—北京：中国大百科全书出版社，2008.5

ISBN 978-7-5000-7912-5

I.地… II.中… III.地震-基本知识 IV.P315.4

中国版本图书馆CIP数据核字(2008)第069488号

出版发行：中国大百科全书出版社
北京阜成门北大街17号
<http://www.eecph.com.cn>

邮 编：100037

电 话：010-88390642

经 销：中国大百科全书出版社发行部

排版制版：北京嘉年正稿图文设计有限责任公司

印 刷：北京华联印刷有限公司

开 本：850mm×1168mm 1/32

印 张：1.5

字 数：44千字

版 次：2008年5月第1版

印 次：2008年5月第1次印刷

ISBN 978-7-5000-7912-5

定 价：4.00元

目 录

地震基础知识	1
地震.....	1
地震波.....	7
震源.....	7
震中.....	10
震级.....	11
地震烈度.....	12
地震活动性.....	14
地震带.....	18
地震前兆.....	20
地震观测.....	23
地震预测.....	27
震灾.....	28
中国历史上的大地震	29
岐山地震.....	29
洪洞-赵城地震.....	29
华县地震.....	29
琼山地震.....	30
莒县-郯城地震.....	30
三河-平谷地震.....	31
临汾地震.....	31
东川地震.....	31
平罗地震.....	31
嵩明地震.....	32
阿图什地震.....	32
海原地震.....	32
古浪地震.....	33
富蕴地震.....	33
苗栗地震.....	33
墨脱地震.....	34
河源地震.....	34
邢台地震.....	34

通海地震.....	34
炉霍地震.....	35
永善-大关地震.....	35
海城地震.....	35
松潘-平武地震.....	36
澜沧-耿马地震.....	37
孟连地震.....	37
丽江地震.....	37
南投地震.....	37
外国历史上的大地震	38
阿萨姆地震.....	38
印度坎格拉地.....	38
旧金山地震.....	38
阿拉木图地震.....	39
关东地震.....	39
三陆地震.....	40
印度-尼泊尔地震.....	40
智利奇廉地震.....	40
土耳其埃尔津詹地震.....	41
智利地震海啸.....	41
阿拉斯加地震.....	41
秘鲁利马近海地震.....	42
危地马拉埃斯昆特拉地震.....	42
罗马尼亚弗朗恰地震.....	42
阿尔及利亚阿斯南地震.....	42
土耳其埃尔祖鲁姆地震.....	42
墨西哥近海地震.....	43
亚美尼亚地震.....	43
伊朗地震.....	43
洛杉矶地震.....	43
阪神地震.....	44
印度洋地震.....	44

地震基础知识

地震 earthquake 地球内部介质(岩石)在力的作用下突然急剧运动而破裂,产生地震波,从而引起一定范围内地面振动的现象。地震是最为严重的自然灾害之一。

介质破坏开始的地方称震源。震源在地球表面的垂直投影称震中。当地震很大时,地球介质破坏区的尺度可达几十千米甚至几百千米,称震源区。破坏性地震的地面振动最剧烈处称极震区,极震区往往是震中所在地区。大多数地震在地面引起的震动只有用灵敏的仪器才能察觉。

地震现象和灾害 强烈地震能给大自然以极大影响,在陆地、水中和大气中引起各种现象,包括地震直接引起的原生现象和由地震触发的次生现象。

地面振动(地震动) 大地震时,地面产生强烈振动。振动幅度有时可达数米,能在几分钟,甚至几秒钟内使地貌改观,使城市建筑变成废墟,造成严重灾害。1923年日本关东地震,东京有73%的房屋被毁,横滨被毁房屋达96%,死伤人数达14.3万之多。1976年中国唐山地震,死伤人数达40多万,房屋倒塌70%~80%,唐山市遭到毁灭性破坏。强烈的地震动会在地势陡峭的山区、坡地触发大规模的山崩、滑坡和泥石流等现象,摧毁整片村庄。1970年秘鲁北部一次近海地震引起了巨大山崩,掩埋了近2万人。在堆积土、充填土等松软土质地区地震动能造成大量地裂缝。在地下水饱和地区,能使水和砂土渗混而发生砂土液化现象,造成地基失效,坚固建筑物整体倾倒。水灾和火灾是地震动引起的最严重的次生灾害。强烈的地震动会造成水坝和河堤溃决,酿成水灾。煤气泄漏和供电线路和设备的破坏常引起火灾。1906年美国旧金山地震引起的大火烧了3天,造成的损失比地震本身的损失大10倍。海底地震产生的地震动能在海岭斜坡上触发类似滑坡的现象,称为海底浊流,能冲毁海底通信电缆等。历史上的著名大地震见表1、表2、表3。

地形变 在内陆发生浅源大地震时,地壳发生强烈变形。地面出现大规模地震断层,有时长达几十千米至几百千米;沿断层发生数米的水平错动,地基发生大范围隆起、下沉和水平位移等。1931年中国新疆富蕴地震,

出现了从可可托海至二台长达 176 千米的地震断层,沿断层发生了位移为数米的右旋水平错动。1906 年美国旧金山地震时,沿数百千米长的圣安德烈斯断裂带发生了最大水平位移达 7 米的右旋错动。在地震断层附近震害最为严重。大地震时地基的升降和位移,在沿海地区表现最为明显。1964 年阿拉斯加地震时,沿海地区地面隆起高达 10 米。海底发生大地震时,大范围的海底突然隆起和下沉,能扰动海水而触发海啸。外海的海啸浪高仅数米,波长达几十至几百千米,当传至岸边的 V 字形或 U 字形的小海湾时,海浪可急剧增高至 20 多米,可把沿岸建筑洗劫一空。地壳形变也会在一定范围内引起地下水位的升降变化,导致地下深、浅含水层的连通,使井水水质变化,流量增大和水温增高等。

其他现象 地震时地震动的部分能量传入空气中变为声波,产生地声。

表 1 中国 8 级以上大地震一览表

日期	震中位置		地点	震级 (M_s)
	北纬	东经		
1303-09-17	36.3°	111.7°	山西洪洞-赵城	8
1411-09-29	30.1°	90.5°	西藏当雄(西南)	8
1556-01-23	34.5°	109.7°	陕西华县	8.5
1654-07-21	34.3°	105.5°	甘肃天水(南)	8
1668-07-25	34.8°	118.5°	山东莒县-郯城	8.5
1679-09-02	40.0°	117.0°	河北三河-北京平谷	8
1739-01-03	38.8°	106.5°	宁夏平罗	8
1812-03-08	43.7°	83.5°	新疆尼勒克(东)	8
1833-08-26	28.3°	85.5°	西藏聂拉木	8
1833-09-06	25.0°	103.0°	云南嵩明(杨林)	8
1879-07-01	33.2°	104.7°	甘肃武都(南)	8
1902-08-22	39.9°	76.2°	新疆阿图什(北)	8.25
1920-06-05	23.5°	122.7°	台湾大港口(东)	8
1920-12-16	36.7°	104.9°	宁夏海原	8.5
1927-05-23	37.7°	102.2°	甘肃古浪	8
1931-08-11	47.1°	89.8°	新疆富蕴(东南)	8
1950-08-15	28.4°	96.7°	西藏察隅-墨脱	8.6
1951-11-18	31.1°	91.4°	西藏当雄(西北)	8
1972-01-25	22.6°	122.3°	台湾火烧岛东海域	8
2001-11-14	36.2°	90.9°	青海-新疆交界	8.1

表2 中国死亡万人以上的地震一览表

日期	地点	震级 (M_s)	震中烈度	死亡人数 (人)
1038-01-09	山西定襄-忻县	7.25	X	32 300
1057-03-24	北京 (南)	6.75	IX	25 000
1068-08-14	河北河间	6.5	VIII	10 000
1219-06-02	宁夏固原 (南)	6.5	IX	10 000
1303-09-17	山西洪洞-赵城	8	XI	200 000 (475 800) *
1367	山西太原	5.5	VII	30 000
1499-07-17	云南巍山	5.5	VII	20 000
1500-01-04	云南宜良	7	IX	10 000
1556-01-23	陕西华县	8.5	XI	830 000
1622-10-25	宁夏固原 (北)	7	IX	12 000
1654-07-21	甘肃天水 (南)	8	XI	31 000
1668-07-25	山东莒县-郯城	8.5	XI	47 615 (50 000) *
1679-09-02	河北三河-北京平谷	8	XI	45 500
1695-05-18	山西临汾	7.75	X	52 600
1718-06-19	甘肃通渭 (南)	7.5	X	75 000
1739-01-03	宁夏平罗	8	X ⁺	50 000
1791-04-08	福建东山 (东) 海域	5.5	VII	10 000
1815-10-23	山西平陆	6.75	IX	37 000 (13 000) *
1830-06-12	河北磁县	7.5	X	10 000
1850-09-12	四川西昌-普格	7.5	X	23 860
1879-07-01	甘肃武都 (南)	8	XI	29 480
1920-12-16	宁夏海原	8.5	XII	235 502
1921-04-12	宁夏固原	6.5	IX	10 000
1927-05-23	甘肃古浪	8	XI	41 419
1970-01-05	云南通海	7.7	X	15 621
1976-07-28	河北唐山	7.8	XI	242 000 (242 769) *
2008-05-12	四川汶川	7.8		统计中
合计				2 145 897

* 括号内为死亡人数的另一种说法。

夜间发生大地震时常可看到地光，它可能是一种放电现象，其确切机制尚不清楚。在大震前后电磁场会发生变化；伴随地震会产生重力场减少或增大。特大地震还会激起整个地球的缓慢振动，称为地球自由振荡，上述现象通常不引起灾害。

地震分类 根据不同的标准,从不同的角度可将天然地震划分成不同的类别。

按成因划分 ①构造地震。由于构造力的作用导致地下岩层断裂和错动造成的地震。构造地震占全球发生的天然地震的90%左右。几乎所有危害人类的大地震都属于构造地震。

②火山地震。火山喷发前地下岩浆冲动,或在火山口内的气体爆炸所造成的地震。前者可以作为预测火山爆发的一种手段。火山活动也可以触发火山地区的构造地震。这类地震一般强度不大。主要分布在火山活动区,如日本、意大利、智利、厄瓜多尔和美国的西部等地。中国很少火山地震。

③诱发地震。由于人类活动造成地壳局部失稳,从而导致的地震。目前已观测到这类地震主要有水库蓄水、油井贮水和地下核爆炸所诱发的地震。

表3 1900年以来外国死亡万人以上地震一览表

日期	纬度	经度	震级	死亡人数 (万人)	地点
1905-04-04	33.0° N	76.0° E	8.6	2	印度-克什米尔
1908-12-28	38.2° N	15.6° E	7.5	7	意大利西西里岛
1915-01-13	42.1° N	13.4° E	7.0	3	意大利阿韦扎诺
1917-01-21	8.0° S	115.4° E	7.0	1.5	印尼巴厘
1923-09-01	35.3° N	139.5° E	8.2	14	日本东京
1934-01-15	26.5° N	86.5° E	8.3	1	印度-尼泊尔
1939-01-25	36.2° S	72.2° W	8.3	2.8	智利奇廉
1939-12-26	39.5° N	38.5° E	8.0	3	土耳其埃尔津詹
1948-10-05	39.5° N	58.0° E	7.3	>1	土库曼斯坦-伊朗
1960-02-29	30.4° N	9.6° E	5.9	1.2	摩洛哥阿加迪尔
1962-09-01	35.6° N	49.9° E	6.9	1.2	伊朗西北部
1968-08-31	34.0° N	59.0° E	7.3	1.2	伊朗呼罗珊省
1970-05-31	9.1° S	78.8° W	7.8	6	秘鲁北部
1976-02-04	15.3° N	89.1° W	7.5	2.3	危地马拉
1978-09-16	33.2° N	57.4° E	7.7	1.5	伊朗塔巴斯
1988-12-07	40.8° N	44.1° E	7.1	2.5	亚美尼亚斯皮塔克
1990-06-20	37.0° N	49.4° E	7.7	5.0	伊朗拉什特
1999-08-17	40.7° N	29.8° E	7.4	1.7	土耳其伊兹米特
2001-01-26	23.2° N	70.0° E	8.0	2.0	印度古吉拉特
2004-12-26	3.9° N	95.9° E	8.7	>16	印尼苏门答腊外海

按震源深度划分 ①浅源地震；②中源地震；③深源地震。按照B.古登堡和C.F.里克特1954年的划分，震源深度不超过60千米为浅源地震，不小于70千米为中源地震，超过300千米为深源地震。因为当时震源深度的测定误差很大，估计震源深度的数值只能以10千米为单位。以后由于测量精度有所提高，国际地震中心(ISC)规定：震源深度不超过60千米为浅源地震，不小于61千米且不超过300千米为中源地震，超过300千米为深源地震。但各国地震资料有关震源深度的规定并未统一，例如日本以不超过69千米为浅源地震，超过69千米为深源地震。

按震源机制划分 ①走滑型地震；②逆冲型地震；③正断型地震；④其他类型的地震。地质学中的走滑断层、逆断层、正断层等概念，可以用来描述地震断层面的几何形态和地震位错的方向。研究表明，走滑地震和非走滑地震具有很不相同的性质，例如地震能量辐射的方式和强余震的频度等。

按地震强度(震级)划分 各国对地震强度的划分极不一致，国际上没有统一标准。中国的划法大致如下：①小地震($M < 3$)，②有感地震($3 \leq M \leq 4.5$)，③中强地震($4.5 < M < 6$)，④强烈地震($6 \leq M < 7$)，⑤大地震($7 \leq M < 8$)，⑥巨大地震($M \geq 8$)。

其他划分 地震台网能够记录到天然地震所产生的地面运动之外，还能记录到爆炸、塌陷等产生的地面运动，在这个意义上，诸如地下核爆炸、矿山塌陷等能够为地震台网所记录的“地震事件”，也常常被称为“人工地震”。

地震序列 地震在有限的空间和时间范围内有成丛发生的倾向。这种成丛发生的地震称地震序列。按时间顺序和震级分布，地震序列分为主震型和震群型。

主震型 通常包括主震和大量的余震。有些地震序列还包括一系列前震。若地震序列中，特别大的地震只有一次，则称为主震；发生在主震之前的中、小地震称前震；发生在主震之后的大量较小地震称余震。

前震的震源分布范围一般只占未来震源区的很小部分。在时间上，有的在主震发生前几分钟才发生，有的可连续活动几个月直到主震发生。

余震的震源都分布在主震震源附近的一个区域内，这个区域称余震区。震源机制的研究结果表明：在大多数情况下，余震区的长轴方向与主震的断层面走向是一致的。通常主震震级越大，余震区的面积也越大。余震在余震区内的分布并不是均匀的，一般在主震断层的两端要多些。余震的数

目和强度也与主震的震级密切相关。有些7~8级大地震发生后,在短时间内,余震频数可达每天几百次。有的大地震的余震活动可以延续若干年。余震的频数随主震后的时间逐渐衰减。

震群型 在一个地震序列中包含着若干个震级相差不多的地震,而无一特大震级的地震时,称之为震群。日本松代震群是近代观测到的规模最大的震群。自1965年8月至1967年底共发生有感地震61 495次,其中震级(M_s)在5.0~5.4的9次,4级以上的48次。

地震分布 以现在世界各地不同尺度地震台网的监测能力,全球平均每年记录到的地震可达100万次以上。在一定的范围内,只要地震数目足够多,不同大小地震的数目之间是有一定比例的。这个关系称为古登堡-里克特定律。

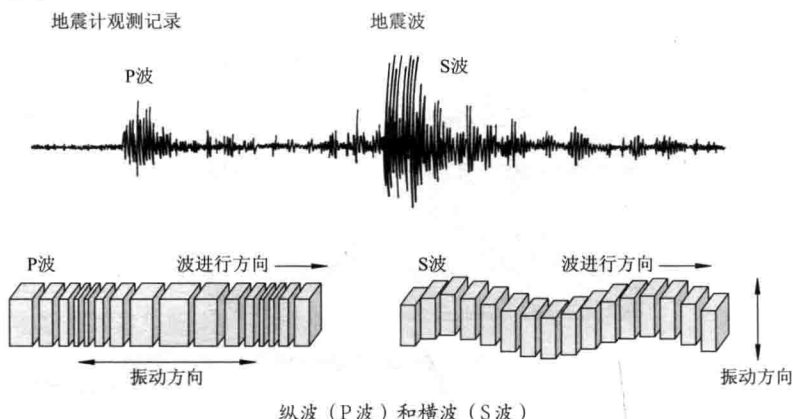
地震在全球各地区的分布不均匀,主要集中在一些狭长的地震带上,如环太平洋地震带、欧亚地震带等。地震的分布也随着震源深度的不同,而有一定变化。瑞典地震学家M.博特研究了1918~1964年全球震级 $M \geq 7$ 的全部地震的能量、频度和最大震级随深度的变化。结果发现,在地面至地下70千米的范围内,地震活动最强(能量最多、频度最高、震级最大);从70~475千米附近,地震活动逐渐减弱;在400~475千米之间达到极小;在475~750千米深部,地震又重新活跃起来。

地震成因 由于构造力的作用和地壳岩石自身的某种不均匀性,地球岩石圈的某些局部地区会发生应力集中,应力水平超过岩石的破裂强度时,局部区域就出现弹性断裂和错动,已积累的应变能的一部分以弹性波的形式向四周传播,造成地震。大多数重要地震成因和分布,都可以根据板块构造理论来解释。这一理论认为,地球表面由若干个大的刚性板块组成。这些板块彼此相对运动,并在它们的边界上相互作用。最剧烈的地震产生在碰撞的板块边界,在那里,一个板块向另一个板块下插。这些地震的大多数起源于地表以下深度大于300千米处,并且与岛弧和海沟相伴随。很多地震现象也出现在板块彼此分离或相对滑动的边缘,在这些地点发生的地震强度较低,并且是浅源的。在所有这样的边缘地区,地震波均由岩石的突然断裂而产生:当构造运动过程中积累的弹性应变超过了岩石的强度时,就引起突然断裂,造成地震。板块构造理论还认为:较冷的岩石层板块插入软流层中,在一定程度上保持着相对较低的温度,因而在其内部仍然可以发生弹性断裂。这样,地震学上观测到的中、深源地震就和浅源地震有

了一致的解释，而无须借助于其他假说。

地震波 seismic wave 由地震震源向四处传播的振动。地震学的主要内容之一就是研究地震波所带来的信息。地震波是一种机械运动的传布，产生于地球介质的弹性。它的性质和声波很相近，因此又称地声波，但普通的声波在流体中传播，而地震波是在地球介质中传播，所以要复杂得多。在计算上地震波和光波有些相似之处。波动光学在短波的情况下可以过渡到几何光学，从而简化了计算。同样地，在一定条件下地震波的概念可以用地震射线来代替而形成了几何地震学。不过光波只是横波，地震波却纵、横两部分都有，所以在具体的计算中，地震波要复杂得多。

从震源发出的地震波有胀缩波和畸变波两种。胀缩波传播较快，波阵面上的质点位移和传播方向一致，所以称为纵波，一般用字母P表示。畸变波传播较慢，质点位移和传播方向垂直，所以称为横波，一般用字母S表示。



震源 earthquake foci 地震波的发源地。是地球内部介质 (岩石) 突然发生破坏的地方，也是地震孕育、发生和震后调整的一个空间区域。早在公元 132 年，中国张衡发明候风地动仪就认识到这样一个基本事实：地震是远方传来的地面波动。而产生地震波动的发源地就是地震的震源。研究震源物理和机制对地震监测和预测有重要意义。

研究简史 对于地震的发生，自古以来世界各地都有大量的猜测和传说。而直到 20 世纪初才有了较科学的认识。1906 年美国旧金山附近发生强

烈地震。在地震前后对发生地震的圣安德烈斯断层进行过大地三角测量。美国地震学家H.F.里德注意到,沿(近南北向)圣安德烈斯断层的東西两侧,在地震之前发生了明显的大小相等、方向相反的水平剪切运动,运动总幅度达6米之多。1911年,里德提出了地震发生的弹性回跳理论(图1)。此后,地震学界普遍认为,地震是在地球上部沿地质断裂发生滑动而产生的。1923年,日本中野广发现地面初动的四象限分布,并用单力偶模型解释这种现象,为弹性回跳理论提供有力证据。1938年,美国P.拜尔利发展了最初的震源机制求解方法,第一次提出震源断层面解的方法。此后,震源运动学研究有了迅速发展。20世纪末期,地震和断层的研究不断深入。人们发现地球上存在许多断层,但只有那些近期(如第四纪以来)活动的断层才与地震有关,因而提出了活动断层概念(指现今正在活动或断续活动的断层)。活动断层的研究标志着地震成因研究领域的前沿。国际上地幔计划的完成、板块构造理论的提出和测震技术的发展,推动了对震源的研究。

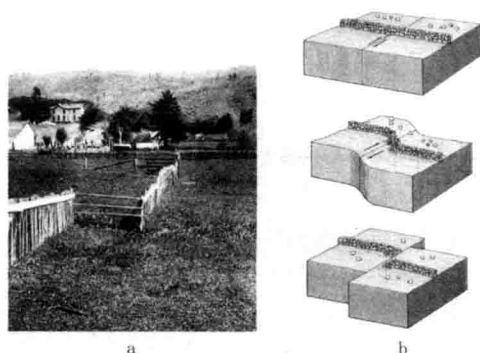


图1 弹性回跳理论

a 海滨地区跨圣安德烈斯断层的篱笆在1906年旧金山地震时错动了2.6米

b 弹性回跳理论示意图

震源深度 震源引到地面的垂直距离。其深度从几千米至几百千米。通常根据震源深度将地震分成:浅源地震(震源深度不超过60千米)、中源地震(61~300千米)和深源地震(大于300千米)。1922年牛津大学的F.J.特纳教授发现地震走时表的异常,并推测存在深源地震。这一观点在1928年被日本的和达清夫以强有力的证据证明。但是地震学家对于深源地震的发生机理尚未形成统一认识。目前全球90%的地震均为浅源地震,且尚未发现深度大于720千米的地震。震源浅的地震对地表破坏大,反之则小。

震源参数 表示地震震源基本性质的参数。这些参数描述了地震发生

的位置,时间,强度。地震震源在地球表面的垂直投影称震中。震中位置用地理的经度和纬度表示。地震发生时刻常采用国际标准时间或地方时间表示,中国用北京时间。确定地震位置和时间过程称地震定位。精确地确定震源的深度也是当前地震学研究的一个重点。地震的强弱通常用震级 M 表示。用断层模型表示地震震源,常用的参数如下表所示。

常用主要震源参数表

震源参数		含义
几何参数	走向 倾角 尺度	断层面与水平面交线的方位 断层面与水平面所夹锐角 矩形断层面的长度和宽度或圆形断层面的半径
	初破裂点位置	
运动参数	错位矢量	断层上盘相对于下盘错动的方向和大小
	升起时间 破裂传播速度	一般为断层位错从零增至最终值的时间 破裂面边缘扩展的速度
复合参数	释放总能量	一次地震后地球介质中弹性应变能的减少值
	地震矩 应力降	震源的等效双力偶中一个力偶的力偶矩 震前和震后断层面上剪切应力的差值

震源物理 研究地震孕育、发生的物理过程及所涉及的一切物理现象(其中包括一些物理化学现象)的学科。震源物理的研究内容包括:震源运动学、动力学和其他物理学研究。由于对人类形成巨大威胁的通常是浅源地震,人们对浅源地震发生过程的认识已经相对成熟,而对深源地震的机制尚有争议。20世纪50年代末以来发展了一套从断层角度描述浅层震源的理论——位错理论。位错理论将浅震震源简化成力偶作用,并用一些简单的参数来描述与此相关的断层性质(这些参数就是震源机制)。所有的地震前兆都是由震源区及岩石物理状态的改变而产生的,因此,预测地震最重要的是了解地震形成的物理过程。在弹性回跳理论的基础上,人们又提出了许多复杂的孕震模式,如日本学者竹内均和金森博雄1968年提出的逆断层的发震模式和1970年美国J.C.萨维奇和R.O.伯福德提出的根部蠕滑模式。不同的地震孕育机制,结合震源区的具体情况会产生不同的地震前兆。20世纪60年代在地震学和断裂力学发展的基础上,震源物理学的一些理论研究得到发展,并发展了两个经典地震前兆模式:①断层失稳模式。在构造应力的作用下,岩石内部原先随机分布的裂纹逐渐趋向集中并最终形成宏观大断裂,这就形成了地震。与此同时,岩石的电学、波速等各种性质均有明显变化,可作为地震的前兆。②膨胀-扩散模式。由于岩石受到的应力

增加，结晶岩石中由于裂纹的增加，会发生偏离弹性变形的体积膨胀，由此导致岩石的一些物理性质发生变化。这两种模式在预测地震方面取得了一定的成功，但是正确的地震前兆模式还有待进一步综合震源的运动学、动力学等学科的研究。

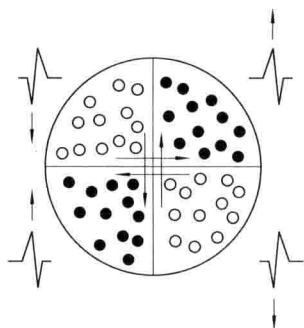


图2 呈四象限分布的地面初动

曲线表示P波的运动，投影到震源坐标中的地震台用圆圈表示，实心圆表示该地震台记录到的P波初始运动方向向上，空心圆表示P波初动向下。大圆内的箭头表示可能的断层错动方向

震源机制 地震震源处地球介质的运动方式。震源机制研究包括确定地震断层面的方位和岩石的错动方向，研究震源处岩体的破裂和运动特征，以及这些特征所辐射的地震波之间的关系。狭义的震源机制，专指研究浅源构造地震的震源机制，是从断层的角度来解释浅层震源区的破裂和错动。一般浅层的构造地震可以分成两种：一种是完整岩体由于构造力的作用发生破坏释放出大量能量产生地震；另一

种是原有断层受力发生滑动而产生的地震。地表地震仪记录的纵波（P波）初始振动在垂直方向的分量表示了地震对该位置的作用。如果P波初动向上（用+表示）说明该台受到源自震源的突然挤压，反之则表示受拉伸。以震中为圆心作一小圆，将台站记录的初动投影到这个圆内，会发现这些初动符号通常呈现四象限分布的特征（图2），据此可以划分出两个相互垂直面，分别称为断层面及辅助面，在地图上常用类似沙滩排球的圆（将正负用不同颜色表示）来描述地震的震源机制。板块理论的发展为地震特别是板块边缘地震机制提供了一个完美的框架，但在原以为稳定的板块内部却发生了一些大地震，从而对板块构造理论提出挑战。

震中 epicenter 地震震源在地球表面的垂直投影位置。一般说来，此处地面震动强度最强，所受破坏最大。人们通过分析地震仪器记录的地震波，识别出不同震相，可以测量出它们的到达时刻、振幅和周期，就可以利用地震走时表等定出发震时刻、震中经纬度、震源深度及震级等。

震级 earthquake magnitude 根据地震波记录测定的一个没有量纲的数值,用来在一定范围内表示地震的相对大小(强度)。震级的大小同震源辐射的地震波强度有关,与地震烈度不同。震级代表地震本身的强弱;烈度表示同一次地震在地震波及的各个地点所造成的影响的程度,它与震源深度、震中距、方位角、地质构造以及土壤性质等因素有关。

基本公式 震级作为一个观测项目是1935年美国地震学家C.F.里克特首先提出的。最初的原始震级标度只适用于近震和地方震,所用地震仪是伍德-安德森扭摆式地震仪。里克特发现,在 $\lg A-\Delta$ 图上(A 是以毫米为单位的最大记录振幅, Δ 为震中距),不同地震的振幅变化曲线大体上彼此平行,即可以通过平移而互相叠合。因此,两条曲线之间的纵向差距差不多是处处相等的。也就是说,任何两次大小不等的地震,其最大记录振幅的对数之差与震中距无关。这表示,在任何一个震中距上比较不同地震的相对大小,可以近似地得到同样的数值。里克特在以上研究的基础上,提出了计算震级 M 的公式:

$$M = \lg A - \lg A_0$$

式中 A 是某一待测震级地震在标准地震仪上的最大记录振幅; A_0 是作为比较标准的另一个已知地震在同一震中距上的最大记录振幅。

与能量关系 地震释放出能量愈多,震级就愈大。以放大倍率2 800,周期0.8秒,阻尼系数0.8的地震仪在离震中100千米处记下振幅1微米的地震作为零级地震的标准(大约相当于放出能量 10^5 焦),然后按公式推算出各级震级,每增大两级大约相当地震能量增大1 000倍(见表)。按震级的大小可划分为超微震($M < 1$)、微震($1 \leq M < 3$)、小震($3 \leq M < 5$)、中震($5 \leq M < 7$)及大地震($M \geq 7$)。

震级与能量的关系

震级	能量(焦)	震级	能量(焦)	震级	能量(焦)
0	1×10^5	5	2×10^{12}	8	6×10^{16}
1	2×10^6	6	6×10^{13}	8.5	4×10^{17}
2.5	4×10^8	7	2×10^{15}	8.9	1×10^{18}

面波震级与体波震级

1945年,B.古登堡把震级的应用推广到远震和深源地震,用周期为20秒的面波定义了面波震级 M_s :
 $M_s = \lg a + \lg \Delta + \beta$, a 代表20秒左右周期面波的水平地面位移最大振幅。 Δ 是震中距。 α 和 β 是经验性常数。对于面波不发育的深源地震,古登堡和里克特研究了用体波的P波、S波和pP波测定震级的方法,即定义了体波震级 m_b :

$$m_b = \lg \left(\frac{a}{T} \right) + Q(\Delta, h)$$

T 是所测量体波的周期(s), a 是地动位移振幅, Q 是震源深度(h)和震中距

(4) 的经验函数。

另外,为解决巨大地震的面波震级饱和问题,有人提出用震源物理中的地震矩概念推导出一种新的震级标度——矩震级 M_w 。

矩震级 1977年美国地震学家金森博雄提出震级饱和问题。他认为,8级以上的巨大地震如果仍用20秒面波震级 M_s 去测定震级,则所得数值会偏小。这是因为巨大地震的震源断裂尺度长达数百千米,从震源区辐射出长周期波,带有巨大的能量,但震源辐射出的20秒面波强度并没有相应的增长,因此面波震级不再能真实地反映地震的大小。金森博雄建议对大地震使用新的震级标度——矩震级 M_w 。其方法是从震源物理的研究中测定地震矩 M_0 ,直接算出一次地震的地震波辐射能量,然后通过能量-震级公式 $\lg E = 11.8 + 1.5M_s$ 算出震级的数值。1960年5月22日智利大地震的面波震级 M_s 仅为8.5,而按新的标度算出的矩震级 M_w 竟达9.5,能量相差30倍。矩震级的引入可以解决面波震级的饱和问题,但其测定方法还不完善,测量精度尚需提高。它可作为面波震级的有益补充,但不能完全取代面波震级。

地震烈度 seismic intensity 地震发生时,在波及范围内一定地点地面振动的激烈程度。地面振动的强弱直接影响到人们感觉的强弱、器物反应的程度、房屋的损坏或破坏程度、地面景观的变化情况等。因此烈度的鉴定主要依靠对上述几个方面的宏观考察和定性描述。从概念上讲,地震烈度同地震震级有严格的区别,不可混淆。震级代表地震本身的大小强弱,它由震源发出的地震波能量来决定,对于同一次地震一般只评定一个数值。同一次地震,在不同地点有不同的烈度值,它受着当地各种自然和人为条件的影响。对震级相同的地震来说,如果震源越浅,震中距越短,则烈度一般就越高。同样,当地的地质构造是否稳定、土壤结构是否坚实,对于当地的烈度高或低有着直接的关系。

为了在实际工作中评定烈度的高低,有必要制定一个统一的评定标准。这个规定的标准称为地震烈度表。在世界各国使用的有几种不同的烈度表。西方国家比较通行的是改进的麦加利烈度表,简称M.M.烈度表,从I度到Ⅺ度共分12个烈度等级。欧洲1992年编订了《欧洲地震烈度表》。日本将无感定为0度,有感则分为I度至Ⅶ度,共8个等级。俄罗斯和中国均按12个烈度等级划分烈度表。中国1999年重新编订了地震烈度表(见表)。